SERIE I Obras de abrigo frente a las oscilaciones del mar

RECOMENDACIONES PARA OBRAS MARÍTIMAS

ROM 1.0-09

Recomendaciones del diseño y ejecución de las Obras de Abrigo (Parte 1ª. Bases y Factores para el proyecto. Agentes climáticos)

GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE FOMENTO
Puertos del Estado

RECOMENDACIONES PARA OBRAS MARÍTIMAS **SERIE I**

Obras de abrigo frente a las oscilaciones del mar

ROM 1.0-09

Recomendaciones del diseño y ejecución de las Obras de Abrigo (Parte 1ª. Bases y Factores para el proyecto. Agentes climáticos)

Diciembre 2009

ÍNDICE GENERAL

	PRÓLOGO	5
	INTRODUCCIÓN	33
CAPÍTULO I	GENERAL	37
CAPÍTULO II	PROCEDIMIENTO Y BASES DE CÁLCULO	79
CAPÍTULO III	AGENTES CLIMÁTICOS EN EL EMPLAZAMIENTO	177
CAPÍTULO IV	ANEJO I. FUNDAMENTOS Y JUSTIFICACIÓN	367

ISBN 978-84-88975-73-7

9 788488 975737

PVP: 50 €

GOBIERNO DE ESPAÑA | MINISTERIO DE FOMENTO | Puertos del Estado

ROM 1.0-09

Recomendaciones del diseño y ejecución de las Obras de Abrigo (Parte 1ª. Bases y Factores para el proyecto. Agentes climáticos)

1ª Edición
Diciembre 2009

EDICIÓN:
Puertos del Estado

REDACCIÓN PONENCIA:
Miguel Ángel Losada Rodríguez
Universidad de Granada

COORDINACIÓN Y DISEÑO DE LA PUBLICACIÓN:
Emilio Piñeiro Díaz
Puertos del Estado

IMPRESIÓN:
V.A. Impresores S.A.

I.S.B.N.:
978-84-88975-73-7

DEPÓSITO LEGAL:
M-26459-2010

© Puertos del Estado

PRECIO:
50 € (IVA incluido)

Prólogo

El desarrollo tecnológico y normativo en materia de obra marítimo-portuaria en España cuenta ya con una larga y rica tradición.

Como es sabido, a diferencia de otros países europeos, España se caracteriza por poseer un alto número de puertos situados fuera de la protección natural que ofrecen las bahías y estuarios y por lo tanto, sometidos directamente a la acción del mar. En ellos, la actividad portuaria se hace posible simplemente por existir infraestructuras de abrigo suficiente. Son obras cuya elevada inversión ha de ser adelantada por la Autoridad Portuaria, y posteriormente, recuperada año tras año con los recursos generados por aplicación de las tasas portuarias, en el marco de la autosuficiencia económica de cada Autoridad Portuaria.

Para resaltar la importancia que tienen las obras de abrigo en los puertos españoles indicar como dato que en el periodo 2005-2020 abarcado por el actual Plan Estratégico de Infraestructuras y Transportes (PEIT), se programó realizar más de 1.700 hectáreas de nuevas aguas abrigadas en el litoral español, de las cuales nada menos que 750 hectáreas ya se han generado desde el año 2005.

Hoy día, la experiencia acumulada en España en la redacción de proyectos y en la ejecución de estas grandes infraestructuras portuarias, constituye una sólida base para plantear metodologías avanzadas de cálculo y diseño, de forma tal que la complejidad inherente a estas metodologías no haga perder la necesaria dosis de realismo que debe impregnar los procesos de construcción y explotación de los diferentes elementos portuarios en la práctica y en particular, los de las obras de abrigo.

Precisamente, este equilibrio entre un óptimo tecnológico en el plano teórico y un ineludible pragmatismo final, es el que se recoge como criterio básico en el desarrollo de esta línea número 1 del programa de "***R**ecomendaciones de **O**bras **M**arítimas*" **(ROM)**, dedicada a las obras de abrigo y cuya primera publicación **(ROM 1.0)** tengo el placer de presentar aquí.

En esta primera publicación **ROM 1.0-09** se caracterizan los agentes climáticos que afectan a nuestras obras marítimo-portuarias y se establecen las bases de cálculo para las diferentes tipologías de diques de abrigo (en talud, vertical y mixtos).

En el campo técnico, hay que destacar que las técnicas probabilísticas ya establecidas en la **ROM 0.0** pueden llevarse a la práctica gracias, entre otras cuestiones, a la valiosa información que proporcionan los sistemas de medida de parámetros climáticos que tiene establecido Puertos del Estado en el conjunto del litoral español, ya sea en aguas profundas como someras. Con un mejor conocimiento del entorno físico afecto a la obra marítimo-portuaria y con las técnicas de cálculo que en esta obra se exponen, hay suficiente material como para trabajar en pos de una optimización de la relación fiabilidad/coste de nuestras infraestructuras portuarias.

Quiero resaltar aquí que el esfuerzo realizado en el **Programa ROM** debe servir tanto para nuestra proyección internacional en este campo, del que ya hay sobrados testimonios, como para avanzar en la mejora de la calidad de los proyectos de infraestructuras marítimo-portuarias en el sistema portuario de interés general. Los proyectos deben servir de referencia veraz y objetiva para la ejecución de las obras marítimo-portuarias de forma tal que se acoten al máximo todas aquellas circunstancias sobrevenidas que conduzcan a modificados que puedan ser considerados inaceptables por parte de la Administración pública que financia las obras.

Vuelvo a reiterar mi satisfacción por poder lanzar la serie del **Programa ROM** destinada a las obras de abrigo, y espero que la misma contribuya a que nuestros puertos sean cada vez más seguros y más eficientes.

Fernando González Laxe
Presidente de Puertos del Estado

Índice General

Prólogo 5

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO I. GENERAL

1.1. ÁMBITO DE APLICACIÓN 41

1.2. OTRAS RECOMENDACIONES DEL PROGRAMA ROM 41

1.3. REDACCIÓN DE LA ROM 1.0-09 41

1.4. DEFINICIONES 43

1.5. SÍMBOLOS 75

1.6. CLASIFICACIÓN DE LAS OBRAS MARÍTIMAS FRENTE A LA ACCIÓN PREDOMINANTE DE LAS OSCILACIONES DEL MAR 76

CAPÍTULO II. PROCEDIMIENTO Y BASES DE CÁLCULO

2.1. ÁREAS ABRIGADAS Y OBRAS MARÍTIMAS 87

2.1.1. Área portuaria 87
2.1.2. Área litoral 87
2.1.3. Implantación de diques de abrigo 88

2.1.3.1. Diques de nueva construcción 88
2.1.3.2. Adecuación de diqques de abrigo 89

2.2. TIPOLOGÍA DE LOS DIQUES DE ABRIGO 90

2.2.1. Partes de la sección 90
2.2.2. Interacción de la sección y las oscilaciones del mar 90

2.2.2.1. Ecuación de la conservación de la energía del movimiento oscilatorio 91
2.2.2.2. Elementos de la tipología y eficiencia energética frente al movimiento oscilatorio 94
2.2.2.3. Talud, rugosidad y porosidad 97
2.2.2.4. Evolución espacial de la sección de un dique de abrigo 98
2.2.2.5. Efectos de la incidencia oblicua y del oleaje irregular 100

2.2.3. Secciones tipo 101

2.2.3.1. Dique vertical 101
2.2.3.2. Dique mixto 105
2.2.3.3. Dique en talud 106
2.2.3.4. Dique berma 109
2.2.3.5. Dique sumergido 111
2.2.3.6. Dique flotante 113
2.2.3.7. Diques de sección delgada y sistemas múltiples 115
2.2.3.8. Otras tipologías 118

2.2.4. Criterios para la selección de la tipología 119

2.2.4.1. Comportamiento frente a los agentes climáticos marítimos 120
2.2.4.2. Comportamiento del terreno 120

2.2.4.3. Idoneidad frente a los condicionantes morfológicos 121
2.2.4.4. Idoneidad frente a los condicionantes de los materiales y procesos constructivos 122
2.2.4.5. Idoneidad frente a los requerimientos climáticos durante el uso y explotación 124
2.2.4.6. Idoneidad frente a los requerimientos de conservación, reparación y desmantelamiento 125
2.2.4.7. Idoneidad frente a los requerimientos ambientales 126

2.3. BASES DE CÁLCULO DE DIQUES DE ABRIGO 127

2.3.1. Estudio del comportamiento de la obra y sus tramos 128

2.3.1.1. Comportamiento frente a los agentes del medio físico 128
2.3.1.2. Comportamiento estructural 129
2.3.1.3. Comportamiento frente al terreno 129
2.3.1.4. Comportamiento derivado de los procesos constructivos 130
2.3.1.5. Comportamiento morfodinámico 130
2.3.1.6. Comportamiento ambiental 130

2.3.2. Descripción de los modos de fallo y parada 131

2.4. CRITERIOS GENERALES DE PROYECTO 134

2.4.1. Organización espacial: Tramos del dique 135
2.4.2. Organización temporal: fases de proyecto 135

2.4.2.1. Fases de proyecto 135
2.4.2.2. Duración de la fase de proyecto 136
2.4.2.3. Secuencia temporal climática de las fases de proyecto 137
2.4.2.4. Regímenes de las variables aleatorias 139
2.4.2.5. Regímenes de otros agentes y de acciones 139

2.4.3. Carácter del tramo 140

2.4.3.1. Carácter general 140
2.4.3.2. Carácter operativo 141
2.4.3.3. Carácter en otras fases de proyecto 141

2.5. REQUISITOS DE PROYECTO 141

2.5.1. Requisitos en la vida útil 142

2.5.1.1. Requisitos frente a la seguridad 142
2.5.1.2. Requisitos frente al servicio 143
2.5.1.3. Requisitos frente a los modos de parada 144
2.5.1.4. Requisitos cuando se producen cambios de uso y explotación 145
2.5.1.5. Requisitos cuando se produce una entrada parcial en servicio 145

2.5.2. Requisitos durante otras fases de proyecto 146

2.5.2.1. Fiabilidad y funcionalidad en otras fases de proyecto 146
2.5.2.2. Operatividad en otras fases de proyecto 146

2.5.3. Cálculo de la probabilidad conjunta de fallo o parada en una fase 146

2.5.3.1. Probabilidad conjunta, conjunto completo y diagrama de modos 148

2.5.4. Métodos para el reparto de la probabilidad conjunta 150

2.5.4.1. Análisis del proyecto de inversión e información necesaria 151
2.5.4.2. Métodos recomendados 152
2.5.4.3. Reparto a priori de la probabilidad y cuantificación del coste total anual del tramo 153
2.5.4.4. Reparto en las fases de construcción, reparación y desmantelamiento 156

2.6. PROCEDIMIENTO DE VERIFICACIÓN 158

2.6.1. Verificación de un modo y probabilidad de ocurrencia 158

2.6.1.1. Formulación de la ecuación de estado 158
2.6.1.2. Métodos de resolución de la ecuación de estado y probabilidad 160
2.6.1.3. Criterios para la aplicación de los métodos de verificación 160
2.6.1.4. Definición de los estados de proyecto 161

2.6.1.4.1. Métodos de Nivel I 161
2.6.1.4.2. Métodos de Niveles II y III 162
2.6.2. Verificación de la probabilidad conjunta frente a los modos principales 163
2.6.2.1. Generación de secuencias anuales de estados de agentes y acciones 163
2.6.2.2. La vida útil como un experimento e inferencia de la probabilidad de fallo de cada modo 163
2.6.2.3. Inferencia estadística del margen de seguridad mínimo 165
2.7. CÁLCULO Y REPARTO DE LA PROBABILIDAD CONJUNTA 165
2.7.1. Probabilidad conjunta de fallo 165
2.7.1.1. Colección de sucesos 165
2.7.1.2. Modos de fallo mutuamente excluyentes 166
2.7.1.3. El vuelco y la erosión de banqueta no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente dependientes 166
2.7.1.4. El vuelco y la erosión de la banqueta no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente independientes 167
2.7.1.5. Los tres modos de fallo no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente dependientes 168
2.7.2. Reparto de la probabilidad conjunta de fallo 168
2.7.3. Probabilidad conjunta de fallo de diversas combinaciones de modos de fallo 169
2.8. VALORES RECOMENDADOS PARA OBRAS DE ABRIGO Y DEFENSA 171

CAPÍTULO III. AGENTES CLIMÁTICOS EN EL EMPLAZAMIENTO

3.1. INTRODUCCIÓN 189
3.1.1. Objetivos y organización del capítulo 189
3.1.1.1. Fundamentos y justificación 190
190 3.1.1.2. Otras recomendaciones a considerar 190
3.1.2. Hipótesis y bases de trabajo 190
3.1.2.1. Descripción temporal 190
3.1.2.1.1. Variables de evolución temporal rápida y lenta 190
3.1.2.2. Dominios espaciales de trabajo 191
3.1.2.3. Otros factores de proyecto 191
3.1.3. Descripción de los agentes climáticos 191
3.1.3.1. Descripción en el corto plazo: estados 191
3.1.3.1.1. Dominios del tiempo y de la frecuencia 191
3.1.3.1.2. Dimensión espacial de la descripción de estado 192
3.1.3.1.3. Descripción de variables cinemáticas y dinámicas 192
3.1.3.1.4. Duración del estado y descripción conjunta de variables rápidas y lentas 192
3.1.3.2. Descripción de duración intermedia: ciclos 192
3.1.3.2.1. Ciclos de solicitación 193
3.1.3.2.2. Ciclos de calma y de operatividad 193
3.1.3.3. Descripción de larga duración: años y vida útil 194
3.1.3.3.1. Descripción en la vida útil 194
3.1.3.4. Regímenes y funciones de probabilidad 194
3.1.4. Descripción conjunta de los agentes climáticos 195
3.1.5. Fuentes y bases de datos 196
3.1.5.1. Visuales 196
3.1.5.2. Retroanálisis de estados meteorológicos y campos de presiones 198

3.1.5.2.1. Red WANA 198
3.1.5.2.2. Datos Simar-44 (Proyecto HIPOCAS) 198
3.1.5.3. Simulación 198
3.1.5.4. Datos instrumentales 199
3.1.5.4.1. Red en aguas profundas 199
3.1.5.4.2. Red costera 199
3.1.5.4.3. Red de mareógrafos 199
3.1.5.5. Laboratorio 199
3.2. AGENTES CLIMÁTICOS ATMOSFÉRICOS 199
3.2.1. Velocidad y dirección del viento 200
3.2.1.1. Variables instantáneas y básicas 200
3.2.1.2. Descriptores de estado de viento 200
3.2.1.3. Función de probabilidad de la velocidad del viento 202
3.2.1.3.1. Varianza y desviación estandar de la velocidad 202
3.2.1.4. Espectro frecuencial y direccional del viento 202
3.2.2. Presión atmosférica en la superficie del mar 203
3.2.2.1. Variables instantánea y básica 203
3.2.2.2. Descriptor de estado de presión atmosférica 203
3.2.2.3. Función de probabilidad de la presión atmosférica 203
3.2.2.4. Función de densidad espectral de la presión atmosférica 204
3.2.3. Otros agentes climáticos atmosféricos 204
3.2.3.1. Visibilidad y niebla 204
3.2.3.2. Duración del estado 204
3.2.4. Modelos de circulación atmosférica: mesoescala y escala global 205
3.2.4.1. Escalas de movimiento 205
3.2.4.2. Circulación global 205
3.2.4.2.1. Masa de aire 205
3.2.4.3. Modelos paramétricos de circulación atmosférica 206
3.2.4.4. Modelos numéricos de circulación atmosférica 207
3.2.4.4.1. HIRLAM 207
3.2.4.5. Transformación regional del campo de velocidades y presiones 207
3.2.4.6. Circulación regional y local 208
3.2.4.6.1. Modelos de circulación local 208
3.2.4.6.2. Experimentación en túnel de viento 209
3.2.5. Descripción de corta, intermedia y larga duración 209
3.2.5.1. Descripción en el estado atmosférico 209
3.2.5.2. Descripción de un ciclo de solicitación y de calma atmosférica 210
3.2.5.3. Descripción conjunta de larga duración y regímenes 210
3.3. AGENTES CLIMÁTICOS MARÍTIMOS 210
3.3.1. Clasificación y ordenación 210
3.3.1.1. Oscilaciones de periodo corto 211
3.3.1.1.1. Oleaje, $\zeta_{oleaje}(\vec{x};t)$ 211
3.3.1.1.2. Grupos de olas, $\zeta_{BLW}(\vec{x};t)$ 211
3.3.1.1.3. Descomposición de las oscilaciones de corto periodo 212
3.3.1.2. Estado de oleaje 212
3.3.1.3. Oscilaciones de periodo intermedio 212
3.3.1.3.1. Maremotos, $\zeta_{ms}(\vec{x};t)$ 213
3.3.1.3.2. Pulsaciones barométricas, $\zeta_{ms}(\vec{x};t)$ 213

3.3.1.3.3. Oscilaciones forzadas en cuerpos de agua semicerrados y dársenas portuarias , $\zeta_{área}(\vec{x};t)$ ... 213
3.3.1.3.4. Descomposición de las oscilaciones de periodo intermedio ... 214
3.3.1.4. Estado de las oscilaciones intermedias ... 214
3.3.1.5. Oscilaciones de periodo largo ... 214
3.3.1.5.1. Marea meteorológica, $\zeta_{MM}(\vec{x};t)$ ... 214
3.3.1.5.2. Marea astronómica, $\zeta_{MA}(\vec{x};t)$ ... 214
3.3.1.5.3. Descomposición de las ondas de periodo largo ... 215
3.3.1.6. Estado de las oscilaciones largas ... 215
3.3.1.7. Estado del nivel (medio) del mar ... 215
3.3.1.8. Contenido energético en las oscilaciones del mar ... 216
3.3.1.9. Bordes continentales y zonas litorales ... 217
3.4. DESCRIPCIÓN DEL TREN DE ONDAS ... 218
3.4.1. Descripción matemática ... 218
3.4.1.1. Variables básicas ... 218
3.4.1.2. Ecuación de la dispersión ... 218
3.3.1.2.1. Interacción ola-corriente ... 219
3.4.1.3. Tipos de movimiento oscilatorio ... 220
3.4.1.3.1. Variación de la altura de onda a lo largo de la cresta ... 220
3.4.1.4. Caracterización matemática de la onda ... 221
3.4.1.5. Regímenes de ondas y selección de la teoría de ondas ... 221
3.4.1.5.1. Regímenes en función de $^{h}/_{L}$ ... 221
3.4.1.6. Dominio de la frecuencia ... 224
3.4.1.6.1. Flujo medio de energía oscilatoria ... 224
3.4.2. Transformación del tren de ondas ... 225
3.4.2.1. Asomeramiento ... 226
3.4.2.2. Asomeramiento y refracción con cambios de pendiente gradual ... 226
3.4.2.2.1. Limitación de la teoría del rayo ... 226
3.4.2.3. Reflexión producida por un dique o un acantilado ... 227
3.4.2.4. Difracción ... 228
3.4.2.4.1. Difracción producida por un dique semi-infinito ... 228
3.4.2.4.2. Radiación desde morros y obstáculos de forma arbitraria ... 228
3.4.2.4.3. Difracción producida durante la refracción ... 228
3.4.2.5. Modelos numéricos de transformación del tren de ondas ... 228
3.4.2.6. Clasificación de los modelos ... 229
3.4.2.6.1. Modelos formulados en la teoría de ondas ... 229
3.4.2.6.2. Descripción promediada y resolvedora de la fase ... 229
3.4.2.7. Dominios públicos de modelos de transformación de ondas ... 229
3.4.3. Modelos promediados en la fase en régimen de Stokes ... 230
3.4.3.1. Modelos numéricos formulados con la ecuación de la pendiente suave (MSPE) ... 231
3.4.3.1.1. Modelo elíptico ... 231
3.4.3.1.2. Aproximación parabólica ... 232
3.4.3.1.3. Aproximación hiperbólica ... 232
3.4.3.2. Coeficientes de transformación y propagación ... 233
3.4.3.2.1. Asomeramiento y refracción ... 233
3.4.3.2.2. Reflexión, difracción y radiación ... 233
3.4.4. Modelos numéricos resolvedores de la fase y modelos avanzados ... 234

3.4.4.1. La ecuación de pendiente suave no estacionaria MSPE-t 234
3.4.4.2. Los modelos basados en la ecuaciones de Boussinesq 235
3.4.4.3. Modelos de Boussinesq en el dominio de la frecuencia 235
3.4.4.4. Modelos numéricos a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes "exactos" 235
3.4.4.4.1. Modelos N-S y RANS 236
3.4.5. Selección de un modelo de transformación de ondas 236
3.4.5.1. Variables instantáneas, básicas y de estado de los modelos numéricos 237
3.4.5.2. Condiciones de contorno en los problemas de contorno 237
3.4.5.2.1. Condición de contorno cinemática 238
3.4.5.2.2. Condición de contorno dinámica 239
3.4.5.3. Tipos de condiciones de contorno en modelos analíticos y numéricos de transformación de ondas 239
3.4.6. Regímenes hidráulicos en la rotura de ondas y modelos de cálculo 239
3.4.6.1. Criterio de rotura 240
3.4.6.2. Rotura del tren de ondas por reducción de la profundidad 240
3.4.6.2.1. Forma de rotura de la onda 240
3.4.6.3. Regímenes hidráulicos de rotura de ondas 242
3.4.6.3.1. Regímenes de Miche, del índice de rotura y disipativos 242
3.4.6.3.2. Regímenes de rotura - reflexión 242
3.4.6.4. Evolución del tren de ondas en la zona de rompientes 244
3.4.6.4.1. Evolución de energía del tren de ondas en zona de rompientes irregulares 244
3.4.6.5. Variación del nivel del mar por rotura de trenes de onda 244
3.4.6.5.1. Modelos de transformación del nivel del mar 245
3.4.6.6. Rotura de ondas en mares cruzados 245
3.4.6.7. Rotura de ondas en presencia de corriente 246
3.4.6.8. Selección del modelo de rotura de ondas 246
3.5. DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE A CORTO PLAZO 247
3.5.1. Introducción 247
3.5.1.1. Importancia de la profundidad relativa y del régimen oscilatorio 247
3.5.1.2. Procesos de generación y transformación y dominios espaciales 248
3.5.1.3. Modelos y dominios 248
3.5.2. Descripción del estado en mar abierto (profundidades indefinidas) 248
3.5.2.1. Función de probabilidad de η 249
3.5.2.2. Funciones de probabilidad de la altura de ola individual 249
3.5.2.2.1. Relación entre descriptores de alturas de ola 250
3.5.2.3. Función de probabilidad del estadístico de orden r 250
3.5.2.3.1. Función de probabilidad de la altura de ola máxima $H_{máx,N}$ 251
3.5.2.4. Altura de ola de trenes múltiples: reflejado, difractado o irradiado 252
3.5.2.4.1. Función de densidad de la altura de ola total 252
3.5.2.5. Función de probabilidad del periodo de ola individual 252
3.5.2.6. Función de probabilidad conjunta de altura y periodo de ola 252
3.5.2.6.1. Altura y periodo de ola independientes 252
3.5.2.6.2. Altura y periodo de ola dependientes 253
3.5.2.7. Función de probabilidad del peralte de la ola 254
3.5.2.7.1. Peralte de la ola significante 254
3.5.2.7.2. Peralte límite en mar abierto 255
3.5.2.8. Espectros teórico-experimentales en mar abierto 255
3.5.2.9. Expresión general de la función de densidad espectral 256

3.5.2.9.1. Función de densidad espectral frecuencial tipo PM ... 257
3.5.2.9.2. Función de densidad espectral frecuencial tipo Jonswap ... 258
3.5.2.9.3. Parametrización espectral Jonswap con descriptores estadísticos ... 258
3.5.2.10. Funciones de densidad espectral direccional ... 259
3.5.2.11. Relaciones entre los descriptores estadísticos y espectrales en mar abierto ... 260
3.5.2.12. Espectro de dos o más estados de oleaje ... 261
3.5.2.12.1. Espectros bimodales ... 261
3.5.2.13. Extensión a otras variables cinemáticas y dinámicas ... 261
3.5.2.13.1. Funciones de densidad de probabilidad ... 262
3.5.2.13.2. Funciones de transferencia espectral ... 262
3.5.2.13.3. Extensión a otros agentes y problemas no lineales ... 263
3.5.3. Descripción en profundidades intermedias y reducidas ... 263
3.5.3.1. Función de densidad de probabilidad de la altura de ola ... 263
3.5.3.2. Funciones de densidad espectral ... 265
3.5.3.2.1. Espectro unidireccional TMA ... 265
3.5.3.2.2. Espectro Jonswap generalizado ... 265
3.5.3.2.3. Espectro de oleaje múltiple ... 267
3.5.4. Descripción en la zona de rompientes ... 267
3.5.4.1. Función de densidad de probabilidad de la altura de ola ... 268
3.5.4.1.1. Truncamiento de la función de Rayleigh ... 269
3.5.4.2. Criterios de rotura de las olas individuales de un tren irregular ... 269
3.5.4.3. Evolución de la altura de ola relativa ... 270
3.5.4.3.1. Función de densidad de probabilidad de la altura de ola relativa ... 270
3.5.4.4. Descriptores de estado en la zona de rompientes ... 271
3.5.4.4.1. Índice de rotura medio cuadrático ... 271
3.5.4.4.2. Peralte límite medio cuadrático ... 271
3.5.4.4.3. Máxima altura de ola limitada por rotura y probabilidad de presentación ... 272
3.5.4.5. Fracción de olas rompiendo, Q_b ... 273
3.5.4.6. Regímenes hidráulicos en la rotura del oleaje ... 273
3.5.4.6.1. Profundidad de inicio de rotura ... 275
3.5.4.7. Espectro frecuencial del oleaje en la zona de rompientes ... 275
3.5.4.8. Evolución del nivel medio del mar en la zona de rompientes ... 275
3.6. GENERACIÓN Y TRANSFORMACIÓN DEL ESTADO DE OLEAJE ... 276
3.6.1. Dominios espaciales y selección de modelos ... 276
3.6.1.1. Procesos lentos y rápidos ... 276
3.6.1.2. Selección de modelos ... 277
3.6.2. Modelos de generación del oleaje en mar abierto ... 277
3.6.2.1. Modelos paramétricos de generación: campo homogéneo ... 278
3.6.2.1.1. Descriptores de estado ... 278
3.6.2.1.2. Funciones de densidad espectral ... 279
3.6.2.1.3. Efectos de la configuración del área de generación y viento no uniforme 279
3.6.2.1.4. Métodos gráficos ... 279
3.6.2.2. Modelos numéricos de generación ... 279
3.6.2.2.1. En mar abierto: WAM ... 279
3.6.2.2.2. Mares y plataforma continental: WAVEWATCH ... 280
3.6.3. Modelos de generación, transformación y rotura ... 280
3.6.3.1. Modelo dominios II-V: SWAN ... 280

3.6.4. Modelos de transformación en profundidades intermedias y reducidas ... 281
3.6.4.1. Modelos lineales integrados en la fase ... 281
3.6.4.2. Resultados de los modelos lineales y sus aplicaciones ... 281
3.6.4.2.1. Transformación de olas individuales ... 281
3.6.4.2.2. Descriptores de estado ... 282
3.6.4.2.3. Función de densidad de probabilidad ... 282
3.6.4.2.4. Transformación de los componentes espectrales ... 283
3.6.4.2.5. Funciones de transferencia espectral ... 283
3.6.4.2.6. Validez de la aproximación lineal y campo de aplicación ... 285
3.6.4.3. Modelos resolvedores de la fase de un tren irregular de ondas ... 286
3.6.4.4. Modelos resolvedores de las ecuaciones generales ... 286
3.6.4.5. Selección de los modelos de transformación del oleaje (sin rotura) ... 286
3.6.5. Modelos para la zona de rompientes ... 286
3.6.5.1. Bases para los modelos para la zona de rompientes ... 286
3.6.5.2. Modelos de evolución de la ola rota y disipación de energía ... 287
3.6.5.2.1. Disipación por fricción con el lecho ... 287
3.6.5.2.2. Disipación durante la rotura de ola por fondo ... 288
3.6.5.3. Métodos numéricos de transformación que incluyen la rotura ... 289
3.6.5.3.1. Modelos integrados en la fase ... 289
3.6.5.3.2. Modelos resolvedores de la fase ... 290
3.6.5.3.3. Modelos numéricos avanzados ... 290
3.6.5.4. Métodos numéricos para el cálculo del nivel medio ... 291
3.6.5.5. Calibración de los modelos ... 291
3.6.6. Transformación del oleaje en zonas con batimetría regular ... 291
3.6.6.1. Tranformación de la función de probabilidad $p(H,T_z)$ ... 291
3.6.6.2. Distribución de Rayleigh ... 291
3.6.6.3. Evolución de la altura relativa de la ola ... 292
3.6.6.4. Transformación de la función de densidad espectral ... 292
3.7. DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE A MEDIO Y LARGO PLAZO ... 292
3.7.1. Descripción estadística de los estados de oleaje: regímenes anuales ... 293
3.7.1.1. Curva de estados ... 293
3.7.1.1.1. Paradas técnicas y fallos instrumentales y relleno de datos ... 294
3.7.1.2. Frecuencia relativa de los estados de oleaje en Υ ... 294
3.7.1.2.1. Frecuencia relativa de los estados de oleaje en el año meteorológico ... 294
3.7.1.3. Régimen de los estados de oleaje (Régimen de oleaje) ... 294
3.7.1.4. Régimen de duración de la excedencia ... 295
3.7.1.5. Régimen de los estados de oleaje en la vida útil ... 295
3.7.1.6. Ajuste de modelos de probabilidad marginales ... 296
3.7.1.7. Limitaciones debidas a la no estacionariedad del proceso aleatorio ... 296
3.7.1.8. Régimen conjunto $(H_s, \overline{T_z})$ ... 297
3.7.1.9. Régimen de los estados de oleaje condicionado a la dirección de propagación ... 300
3.7.1.10. Régimen de los estados de oleaje condicionado al nivel ... 300
3.7.2. Descripción estadística de los ciclos de operatividad y de calma ... 301
3.7.2.1. Persistencia, regímenes ... 302
3.7.2.1.1. Persistencia media del ciclo de operatividad ... 302
3.7.2.2. Regímenes de los valores mínimos ... 302
3.7.3. Descripción estadística de los ciclos de solicitación ... 302
3.7.3.1. Frecuencia relativa de las excedencias del valor umbral ... 303

3.7.3.2. Modelo de probabilidad de excedencias sobre umbral: GPD ... 304
3.7.3.3. Régimen de excedencia sobre umbral condicionado a la dirección de propagación ... 304
3.7.3.4. Regímenes de persistencia ... 304
3.7.3.4.1. Persistencia media y número medio de ciclos de solicitación ... 305
3.7.3.5. Modelo de probabilidad del número de ciclos de solicitación en Υ ... 305
3.7.3.5.1. Número de ciclos de solicitación en el año meteorológico y en la vida útil 305
3.7.3.6. Modelos del ciclo de solicitación ... 306
3.7.3.6.1. Evolución temporal ... 306
3.7.3.6.2. Parámetros de forma del ciclo de solicitación ... 307
3.7.3.7. Marea meteorológica asociada al ciclo de solicitación ... 308
3.7.4. Análisis de los valores máximos y extremos ... 308
3.7.4.1. Distribución de altura de ola máxima en un estado de oleaje ... 309
3.7.4.2. Probabilidad de excedencia de la altura de ola máxima ... 309
3.7.4.2.1. En un ciclo de solicitación ... 309
3.7.4.2.2. En el año y en la vida útil ... 310
3.7.4.3. Función de distribución de los picos anuales (Régimen de picos sobre umbral) ... 311
3.7.4.4. Función de distribución del máximo de N picos anuales (Régimen de máximo pico anual) ... 311
3.7.4.5. Régimen de los estados de mar máximo anual (Régimen de temporales) ... 313
3.7.4.6. Condiciones de trabajo ... 314
3.7.5. Predicción de oleaje en las costas españolas ... 314
3.8. GRUPOS DE OLAS ... 315
3.8.1. Introducción ... 315
3.8.1.1. Importancia de los grupos de olas ... 315
3.8.1.2. Variables instantáneas ... 315
3.8.2. Descripción en el estado ... 316
3.8.2.1. Probabilidad conjunta de alturas de ola consecutivas, $f(H_1, H_2)$ ... 316
3.8.2.1.1. Alturas de ola independientes ... 316
3.8.2.1.2. Alturas de ola correlacionadas ... 316
3.8.2.1.3. Valor esperado del parámetro de correlación $\bar{\kappa}$ ... 317
3.8.2.2. Probabilidad del número de olas ... 317
3.8.2.2.1. Función de probabilidad de j_1 ... 317
3.8.2.2.2. Función de probabilidad del número de olas, j_2 ... 318
3.8.2.3. Función de densidad de la envolvente del grupo ... 319
3.8.2.3.1. Número medio de olas en el grupo Π ... 319
3.8.2.4. Espectro de energía de la amplitud de la envolvente ... 319
3.8.2.4.1. Valor medio de la amplitud ... 320
3.8.2.4.2. Longitud media y periodo medio del grupo ... 320
3.8.2.4.3. Peralte espacial y temporal del grupo de olas ... 320
3.8.2.5. Descripción frecuencial de las ondas vinculadas ... 321
3.8.3. Transformación del grupo de olas y del nivel del mar vinculado ... 321
3.8.3.1. Importancia de la variación temporal y espacial del nivel del mar ... 321
3.8.3.2. Modelos de transformación ... 322
3.8.4. Grupos de olas en los ensayos en modelo físico ... 322
3.8.4.1. Limitaciones en la generación: modos libres y forzados ... 322
3.8.4.2. Limitaciones en los contornos ... 323
3.8.5. Descripción conjunta de grupos de olas y nivel del mar ... 324
3.8.5.1. Recomendaciones para la descripción conjunta ... 324

3.9. OSCILACIONES DE PERIODO INTERMEDIO 325
3.9.1. Maremotos 325
3.9.1.1. Introducción 325
3.9.1.2. Variables instantáneas y básicas 326
3.9.1.2.1. Descripción como onda larga 326
3.9.1.3. Descripción de estado 326
3.9.1.4. Descripción estadística del maremoto 327
3.9.1.5. Descripción espectral del maremoto 327
3.9.1.5.1. Consecuencias para el cálculo y la aplicación espectral 328
3.9.1.6. Descripción a largo plazo 329
3.9.1.6.1. Distribución de la máxima amplitud anual (Régimen extremal maremotos) 329
3.9.1.7. Modelos de transformación 329
3.9.1.7.1. Modelos en el dominio del tiempo 329
3.9.1.8. Verificación frente a maremotos 329
3.9.1.8.1. El maremoto como agente extraordinario 330
3.9.1.8.2. El maremoto como agente extremo 330
3.9.1.9. Red de alertas 330
3.9.2. Maremoto generado por un deslizamiento 330
3.9.2.1. Verificación 330
3.9.3. Meteomaremotos 331
3.9.3.1. Pulsaciones barométricas locales 331
3.9.3.2. Descripción a corto, medio y largo plazo 331
3.9.3.3. El meteomaremoto como agente extremo 331
3.9.3.4. Descripción conjunta de meteomaremotos 331
3.9.4. Otras fuentes de oscilaciones intermedias 332
3.9.4.1. Ondas de borde 332
3.9.4.2. Ondas de cizalla 333
3.9.5. Oscilaciones forzadas en áreas portuarias y litorales 333
3.9.5.1. Descripción en el dominio del tiempo 333
3.9.5.2. Descripción en el dominio de la frecuencia 333
3.9.5.3. Generación y transformación de oscilaciones intermedias en el área 333
3.9.5.3.1. Modelos en el dominio del tiempo 333
3.9.5.3.2. Modelos en el dominio de la frecuencia 334
3.9.5.4. Descripción a largo plazo 334
3.9.5.5. Verificación frente a las oscilaciones en dársenas 334
3.10. OSCILACIONES DE PERIODO LARGO 334
3.10.1. Previsión del nivel del mar en las costas españolas 335
3.10.1.1. Modelo HAMSOM 335
3.10.1.2. Previsión de la marea astronómica 335
3.10.2. Marea meteorológica 335
3.10.2.1. Introducción 335
3.10.2.2. Variables instantánea y básica 336
3.10.2.3. Descriptor de estado 336
3.10.2.4. Ciclo de solicitación y amplitud 337
3.10.2.5. Modelos de generación y tranformación 337
3.10.2.6. Modelos numéricos 337
3.10.2.7. Selección de los modelos numéricos 337
3.10.2.7.1. Condiciones estacionarias 338
3.10.2.8. Modelos de forma de marea meteorológica 338

3.10.2.9. Descripción a medio y largo plazo ... 338
3.10.2.10. Curvas de estados sobre umbral ... 338
3.10.2.11. Frecuencia relativa de las excedencias del valor umbral ... 338
3.10.2.12. Modelo de probabilidad de excedencias sobre umbral: GPD ... 338
3.10.2.13. Régimen de duración de la excedencia ... 339
3.10.2.14. Modelo de probabilidad del número de ciclos de marea meterorológica en Υ ... 339
3.10.2.15. Función de distribución de la amplitud máxima del ciclo de marea meteorológica ... 339
3.10.2.16. Función de distribución de la amplitud máxima anual ... 340
3.10.2.17. Régimen extremal de la amplitud de la marea meteorológica ... 340
3.10.2.18. Descripción conjunta con otros agentes ... 340
3.10.2.19. La marea meteorológica en la verificación ... 340

3.10.3. Marea astronómica ... 341

3.10.3.1. Introducción ... 341
3.10.3.2. Variables instantánea y básica ... 342
3.10.3.3. Variable de estado ... 342
3.10.3.4. Ciclo de solicitación de la marea astronómica ... 343
3.10.3.5. Valocidad de la corriente de marea ... 343

3.10.3.5.1. Elipse de marea ... 343
3.10.3.5.2. Variación de la corriente de marea en la profundidad ... 344

3.10.3.6. Corrientes submareales ... 344
3.10.3.7. Modelos de generación y transformación ... 344

3.10.3.7.1. Efecto Coriolis en la plataforma interior ... 345

3.10.3.8. Predicción de la onda de marea ... 345

3.10.3.8.1. Componentes armónicas principales de la marea ... 345
3.10.3.8.2. Clasificación de la marea en un punto ... 346
3.10.3.8.3. Componentes de marea generadas en aguas someras y por contornos ... 347

3.10.3.9. Descripción a medio y largo plazo ... 347
3.10.3.10. Curva de estados de marea astronómica ... 347
3.10.3.11. Ciclos de solicitación y número de ciclos de la marea astronómica: mareas vivas ... 347
3.10.3.12. Función de distribución de la carrera máxima del ciclo de marea astronómica ... 347
3.10.3.13. Función de distribución de la carrera máxima anual ... 348
3.10.3.14. Régimen extremal de la carrera de la marea astronómica ... 348
3.10.3.15. Descripción conjunta con otros agentes ... 348
3.10.3.16. La marea astronómica en la verificación ... 348

3.10.4. Corrientes marinas y circulación oceánica ... 349

3.10.4.1. Variables instantáneas, básica y de estado ... 349

3.10.4.1.1. Corriente media integrada en la columna de agua ... 349

3.10.4.2. Modelos de circulación oceánica ... 349
3.10.4.3. Otros fenómenos relacionados con la propagación de ondas largas ... 350

3.11. DESCRIPCIÓN CONJUNTA (AGENTES CLIMÁTICOS) ... 350

3.11.1. Dinámica de los agentes climáticos ... 350

3.11.1.1. Dinámica atmosférica ... 350
3.11.1.2. Dinámica de los maremotos ... 351
3.11.1.3. Dinámica astronómica ... 351
3.11.1.4. Simultaneidad de ciclos de solicitación ... 351

3.11.2. Regímenes conjuntos de los ciclos de solicitación ... 351

3.11.2.1. Simultaneidad en las condiciones de trabajo ... 352

3.11.2.1.1. Caso I ... 352
3.11.2.1.2. Caso II ... 352
3.11.2.1.3. Caso III ... 352

3.11.2.2. Variables aleatorias asociadas al mismo proceso de Poisson ... 352
3.11.2.2.1. Régimen de picos por direcciones ... 352
3.11.2.3. Variables aleatorias asociadas a distintos procesos de Poisson ... 353
3.11.2.4. Variables aleatorias asociadas a distintos procesos de Poisson y diferentes escalas ... 353
3.11.2.5. Caso general ... 353
3.11.3. Regímenes conjuntos de nivel del mar y estados de oleaje ... 353
3.11.3.1. Situación I ... 354
3.11.3.2. Situación II ... 354
3.11.3.3. Situación III ... 355
3.12. VERIFICACIÓN FRENTE A LOS AGENTES CLIMÁTICOS ... 355
3.12.1. Niveles II y III ... 356
3.12.1.1. Simulación de Monte Carlo ... 356
3.12.1.2. Estados límite últimos ... 356
3.12.1.3. Estados límite de servicio y últimos ... 356
3.12.1.4. Estados límite operativos ... 357
3.12.2. Nivel I ... 357
3.12.2.1. Verificación de las condiciones de trabajo operativas: CT_1 ... 357
3.12.2.2. Verificación de las condiciones de trabajo extremas y excepcionales: CT_2, CT_3 ... 357
3.12.2.3. Ciclos predominantes y simultáneos en el modo de fallo ... 357
3.12.2.4. Valores compatibles de los agentes de ciclos simultáneos ... 357
3.12.2.5. Contribución de cada supuesto ... 358
3.12.2.6. Valores compatibles a partir de los regímenes de los ciclos de solicitación ... 359
3.12.2.7. Probabilidad de excedencia y periodo de retorno ... 359
3.13. FACTORES GEOMÉTRICOS ... 360
3.13.1. Niveles de referencia ... 361
3.13.1.1. Variabilidad temporal y espacial de los niveles de referencia ... 361
3.13.1.1.1. Variabilidad de larga duración del NMMA ... 361
3.13.1.1.2. NRM y variabilidad espacial ... 361
3.13.1.2. Información de proyecto ... 361
3.13.1.3. Profundidad de agua en el estado ... 362
3.13.1.3.1. Profundidad de agua sin oscilaciones del mar ... 362
3.13.1.3.2. Profundidad de agua con oscilaciones de periodo largo ... 362
3.13.1.3.3. Profundidad de agua en presencia de los agentes climáticos ... 363
3.13.2. Topografía y batimetría ... 363
3.13.2.1. Levantamientos topográficos y batimétricos ... 363
3.13.2.2. Extensión del levantamiento batimétrico ... 363
3.13.2.2.1. Reducciones recomendables ... 364
3.13.2.2.2. Escala del levantamiento batimétrico ... 364
3.13.3. Naturaleza y variabilidad del fondo ... 364
3.13.3.1. Información en las cartas naúticas del IHM ... 364
3.13.3.2. Batimetría y naturaleza del fondo ... 365
3.13.3.3. Procesos y evolución espacial y temporal del fondo ... 365
3.13.3.3.1. Evolución del fondo en presencia de las obras ... 366
3.13.3.4. Procesos y evolución espacial y temporal de la morfología litoral ... 366

CAPÍTULO IV. ANEJO I. FUNDAMENTOS Y JUSTIFICACIÓN

4.1. PROCESOS Y ESCALAS ... 377
4.1.1. Variables instantáneas y básicas ... 377

4.1.1.1. Variables instantáneas ... 377
4.1.1.2. Variables básicas ... 377
4.1.2. Estado ... 378
4.2. TEORÍA LINEAL DE LAS ONDAS DE GRAVEDAD ... 378
4.2.1. Descripción de trenes de ondas ... 379
4.2.1.1. Simetría y nivel del mar de referencia ... 380
4.2.1.2. Número de onda, frecuencia angular y celeridad ... 381
4.2.1.2.1. Onda progresiva ... 381
4.2.1.2.2. Onda estacionaria ... 382
4.2.1.2.3. Onda parcialmente estacionaria ... 382
4.2.1.2.4. Grupo de ondas ... 383
4.2.1.2.5. Ondas de crestas cortas y crestas largas ... 383
4.2.1.3. Comportamiento de la onda según los monomios adimensionales ... 384
4.2.1.3.1. Profundidad relativa, h/L ... 384
4.2.1.3.2. Perfil superficial: altura y periodo ... 384
4.2.1.3.3. Peralte relativo, H/L ... 385
4.2.1.3.4. Amplitud relativa de onda, A/h ... 385
4.2.1.3.5. Parámetro de Ursell, U_r ... 385
4.2.2. Ecuaciones del movimiento oscilatorio y sus soluciones ... 386
4.2.2.1. Ecuaciones integradas en el eje vertical ... 387
4.2.2.2. Ecuación de ondas fondo horizontal ... 387
4.2.2.3. Ecuación para pendientes suaves ... 388
4.2.2.3.1. Aproximación parabólica de la ecuación de pendiente suave ... 389
4.2.2.4. Sistema de ecuaciones de pendiente suave ... 390
4.2.2.5. Ecuación de las ondas no lineales en aguas someras ... 390
4.2.2.6. Ecuaciones de Boussinesq ... 391
4.2.3. Transformación del tren de ondas en profundidades intermedias y reducidas ... 392
4.2.3.1. Ecuación de conservación de ondas ... 392
4.2.3.1.1. Irrotacionalidad del número de onda ... 393
4.2.3.2. Ecuación de la conservación de la energía ... 393
4.2.3.3. Métodos numéricos basados en la teoría del rayo ... 394
4.2.3.4. Aproximaciones parabólicas al problema de la difracción ... 395
4.2.3.4.1. Aproximación parabólica de la ecuación de Helmhotz ... 395
4.2.3.5. Las contribuciones de la refracción y la difracción ... 397
4.2.3.6. Reflexión con incidencia oblícua ... 397
4.2.3.7. Tren de ondas que incide de forma oblícua sobra una pared vertical impermeable 398
4.2.3.8. Propagación del tren de ondas por un cambio brusco de profundidad con oblicuidad ... 399
4.2.3.9. El caso del canal de navegación ... 400
4.2.4. Modelos numéricos basados en el régimen de Stokes I ... 401
4.2.4.1. Modelos de pendiente suave: MSPE y aproximaciones ... 401
4.2.4.1.1. Modelo elíptico ... 401
4.2.4.1.2. Aproximación parabólica ... 402
4.2.4.1.3. Aproximación hiperbólica ... 402
4.2.5. Modelos numéricos basados en el régimen de Boussinesq ... 402
4.2.6. Transformación del tren en la zona de rompientes ... 403
4.2.6.1. Criterios de rotura de un tren de ondas ... 403
4.2.6.1.1. Fondo horizontal o de pendiente muy pequeña ... 404
4.2.6.1.2. Peralte límite en fondo con pendiente ... 404
4.2.6.2. Altura relativa límite ... 405

4.2.6.2.1. Decrestamiento y volteo 405
4.2.6.2.2. Colapso y oscilación 405
4.2.6.2.3. Onda rompiendo en decrestamiento sobre un fondo plano 406
4.2.6.3. Evolución de la energía del tren de ondas en la zona de rompientes irregulares 406
4.2.6.3.1. Flujo de energía estable de la ola rota 406
4.2.6.3.2. Perfil de playa de pendiente constante 407
4.3. FUNDAMENTOS DE LA DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE 408
4.3.1. Variables instantánea, básicas y de estado 408
4.3.1.1. Modelo matemático-estadístico 408
4.3.1.2. Variables básicas de la ola: parámetros de descripción 410
4.3.1.3. Funciones de densidad de probabilidad 412
4.3.1.4. Descriptores estadísticos de estado 412
4.3.1.5. Descriptores visuales de estado 413
4.3.1.6. Descripción del estado de oleaje en el dominio de la frecuencia 413
4.3.1.7. Espectro frecuencial y direccional del oleaje 414
4.3.1.8. Momentos espectrales 415
4.3.1.9. Espectro del número de onda 415
4.3.1.10. Descriptores espectrales de estado 416
4.3.1.10.1. Descriptores de altura y periodo 416
4.3.1.10.2. Relación entre los diferentes periodos espectrales 417
4.3.1.10.3. Descriptores direccionales 417
4.3.1.11. Relaciones funcionales entre los descriptores estadísticos y frecuenciales 418
4.3.1.12. Descripción de la cinemática y dinámica del oleaje 418
4.3.2. Procesos de generación: fundamentos 419
4.3.2.1. Mecanismo fuente 419
4.3.2.2. Mecanismo redistribuidor de energía 419
4.3.2.2. Mecanismo disipador 419
4.3.2.4. Mecanismo de redistribución en aguas someras 420
4.3.2.5. Crecimiento energético por componente y flujo de energía 420
4.3.2.5.1. Oleaje totalmente desarrollado, OTD 420
4.3.2.5.2. Oleaje parcialmente desarrollado, OPD 421
4.3.2.6. Propagación fuera de la zona de generación 421
4.3.2.7. Dependencia de la profundidad 421
4.3.2.8. Crecimiento de la función de densidad de energía 422
4.3.2.9. Crecimiento de los descriptores estadísticos 422
4.3.3. Modelos de generación, transformación y rotura del oleaje 423
4.3.3.1. Modelos promediados en la fase: Formulación 423
4.3.3.2. Modelos numéricos promediados en la fase: mar abierto y plataforma continental 424
4.3.3.2.1. Mar abierto y océano: WAM 424
4.3.4. Modelos de generación y transformación del oleaje o tren irregular 424
4.3.4.1. Formulación del problema 424
4.3.4.2. Aproximaciones al modelado de la transformación espectral 425
4.3.4.3. SWAN 425
4.3.5. Modelos de transformación del oleaje 426
4.3.5.1. Transformación de los descriptores de estado 426
4.3.5.2. Modelos de transformación del espectro: Fundamentos 426
4.3.5.3. Propagación de los componentes espectrales 428
4.3.5.4. Transformación del espectro por integración de la ecuación de conservación de la energía 428

4.3.6. Descripción del oleaje en el plazo intermedio y a largo plazo ... 428
4.3.6.1. Ciclos de solicitación ... 428
4.3.6.1.1. Valor umbral del ciclo de solicitación ... 429
4.3.6.2. Ciclo de uso y explotación u operatividad ... 430
4.3.6.2.1. Valor umbral del ciclo de uso y explotación ... 430
4.3.6.3. Año meteorológico, vida útil ... 430
4.3.6.4. Cascada de los modelos de probabilidad ... 430
4.4. GRUPOS DE OLAS ... 431
4.4.1. Grupo de olas y función envolvente ... 432
4.4.1.1. Función envolvente ... 432
4.4.1.2. Variables básicas ... 433
4.4.1.3. Variables de estado ... 433
4.4.1.4. Ondas de baja y alta frecuencia vinculadas al oleaje irregular ... 433
4.4.1.5. Espectro de energía de las ondas vinculadas de alta y baja frecuencia ... 435
4.4.1.5.1. Información contenida en la señal registrada ... 435
4.5. METEOMAREMOTOS ... 435
4.5.1. Generación ... 435
4.5.1.1. Pulsaciones barométricas en mar abierto ... 436
4.5.1.2. Pulsaciones barométricas locales ... 436
4.5.1.3. Ecuaciones simplificadas y modelos ... 437
4.6. MAREMOTOS ... 437
4.6.1. Generación ... 437
4.6.2. Modelos de transformación ... 437
4.6.2.1. Modelado en las proximidades de las áreas portuaria y litoral ... 439
4.6.2.2. Forzamiento oscilatorio de áreas litorales y portuarias ... 439
4.7. ONDAS LARGAS Y NIVEL DEL MAR ... 439
4.7.1. Introducción ... 440
4.7.2. Ecuaciones de ondas largas (o aguas someras) ... 441
4.7.2.1. Perfil de velocidad de la corriente ... 442
4.7.2.2. Importancia y determinación de los términos ... 442
4.7.2.2.1. Importancia de la rotación terrestre ... 442
4.7.2.2.2. Importancia de la estratificación ... 443
4.7.2.3. Evaluación del término por fricción con el fondo ... 444
4.7.2.4. Importancia de los términos inerciales y de fricción ... 444
4.7.3. Problema lineal y efecto Coriolis: Ondas de Kelvin ... 446
4.7.4. Problema lineal y forzamiento astronómico ... 447
4.7.5. Problema lineal sin forzamiento y sin fricción ... 448
4.7.5.1. Flujo de energía en una onda larga ... 448
4.7.5.2. Conservación del flujo de energía en un volumen de control ... 449
4.7.5.3. Transformación en el borde continental ... 449
4.7.5.3.1. Reflexión y transmisión en el talud continental ... 449
4.7.5.3.2. Refracción y asomeramiento en el borde continental ... 452
4.7.5.3.3. Transformación por una pendiente tendida con un contorno reflejante ... 452
4.7.5.3.4. Transformación en estuarios y rías ... 453
4.7.6. Problema lineal sin forzamiento y con fricción ... 454
4.7.6.1. Soluciones analíticas ... 455
4.7.6.1.1. Onda larga estacionaria con fricción ... 456
4.7.6.1.2. Onda larga progresiva con fricción ... 457

4.7.7. Problema lineal con forzamiento atmosférico y fricción ... 458
4.7.7.1. Problema unidimensional ... 460
4.7.7.1.1. Forzamiento por gradiente espacial de presión estacionario ... 460
4.7.7.1.2. Forzamiento por gradiente espacial de velocidad del viento estacionario ... 461
4.7.7.1.3. Presión y velocidad de viento ... 462
4.8. MAREA ASTRONÓMICA ... 463
4.8.1. Datos astronómicos ... 463
4.8.2. Mareas vivas y mareas muertas ... 464
4.8.3. Efectos en la marea del sistema Luna-Tierra ... 464
4.8.4. Efectos en la marea del sistema Sol-Tierra ... 465
4.8.5. Marea de equilibrio ... 465
4.8.6. Componentes de marea ... 465
4.8.6.1. Efectos debidos al fondo y los contornos ... 465
4.8.6.2. Mareas compuestas ... 466
4.8.7. Importancia de la circulación mareal ... 466
4.9. EL TERRENO FRENTE A LOS AGENTES MARINOS ... 467
4.9.1. Interacción terreno-oleaje ... 467
4.9.1.1. El régimen oscilatorio hidráulico ... 468
4.9.1.2. Clasificación de los suelos frente a las oscilaciones del mar ... 468
4.9.1.3. Presiones intersticiales en el terreno ... 469
4.9.2. Descripción en el estado ... 469
4.9.2.1. Modelos de comportamiento del terreno con flujo oscilatorio ... 469
4.9.2.2. Oleaje progresivo sobre suelo rígido poroso ... 470
4.9.2.2.1. Profundidad de penetración del movimiento oscilatorio en suelo poroso rígido 471
4.9.2.3. Regímenes hidráulicos en suelos rígidos porosos ... 471
4.9.2.4. Coeficiente de fricción y porosidad del suelo poroso rígido ... 472
4.9.2.5. Oleaje progresivo sobre suelo elástico ... 472
4.9.2.5.1. Parámetros geotécnicos del suelo poroso elástico ... 473
4.9.2.6. Oleaje progresivo sobre suelo viscoso-elástico ... 474
4.9.2.7. Interfases suelo-agua y estrato-estrato: Capa límite ... 475
4.9.2.7.1. Capa límite en un suelo rígido no poroso ... 475
4.9.2.7.2. Capa límite en un suelo rígido poroso ... 475
4.9.2.7.3. Capa límite en un suelo poroso deformable ... 476
4.9.3. Comportamiento del terreno superficial ... 476
4.9.3.1. Variables instantáneas, básicas y de estado ... 476
4.9.3.1.1. Parámetros de identificación ... 476
4.9.3.1.2. Parámetros de estado ... 477
4.9.3.1.3. Parámetros mecánicos ... 477
4.9.3.1.4. Resistencia al flujo oscilatorio ... 477
4.9.3.2. Erosión, socavación y depósito ... 477
4.9.3.3. Acción del flujo sobre las partículas del lecho en el estado ... 477
4.9.3.3.1. Movimiento oscilatorio progresivo ... 478
4.9.3.3.2. Movimiento estacionario y parcialmente estacionario ... 478
4.9.3.4. Formas rítmicas de pequeña escala y lecho plano ... 479
4.9.3.5. Formas rítmicas de gran escala ... 479
4.9.3.6. Licuefacción y "atubamiento" ... 479
4.9.3.6.1. Licuefacción residual ... 480
4.9.3.6.2. Licuefacción momentánea ... 480
4.9.4. Comportamiento de mantos, núcleo y rellenos ... 481

4.9.4.1. Descripción en el estado ... 481
4.9.4.1.1. Arenas y gravas ... 481
4.9.4.1.2. Piedras ... 482
4.9.4.1.3. Fricción entre mantos y capas y rellenos ... 482
4.9.4.2. Propiedades geotécnicas ... 482
4.9.4.3. Propiedades hidráulicas ... 483
4.9.4.3.1. Índice de huecos y porosidad ... 483
4.9.4.3.2. Permeabilidad ... 483
4.9.4.4. Regímenes hidráulicos ... 484
4.10. VARIABLE ALEATORIA Y PROBABILIDAD ... 484
4.10.1. Funciones de densidad y de distribución ... 484
4.10.2. Población y Muestra ... 485
4.10.2.1. Espacio muestral, S_p y muestra, S_m ... 485
4.10.2.2. Medidas muestrales y valores muestrales ... 486
4.10.2.3. Histograma de frecuencias ... 486
4.10.3. Variables aleatorias continuas y discretas ... 487
4.10.3.1. Funciones de densidad y de distribución de una variable discreta ... 488
4.10.3.2. Funciones de distribución y de densidad de una variable continua ... 488
4.10.3.3. Descriptores estadísticos: esperanza y momentos ... 488
4.10.3.3.1. Valor esperado y varianza ... 489
4.10.3.3.2. Cuantil ... 489
4.10.3.3.3. Moda ... 489
4.10.3.3.3. Coeficiente de variación ... 489
4.10.3.3.5. Sesgo y curtosis ... 489
4.10.3.3.6. Valores característicos e intervalo de confianza ... 489
4.10.4. Funciones de densidad y distribución conjunta ... 490
4.10.4.1. Funciones condicionadas ... 490
4.10.4.2. Funciones marginales ... 490
4.10.4.3. Valor condicionado esperado y varianza condicionada ... 491
4.10.4.4. Covarianza y correlación ... 491
4.10.5. Modelos de una Variable Discreta ... 492
4.10.6. Proceso de Bernoulli ... 492
4.10.6.1. Criterios para la aplicación de un proceso de Bernoulli ... 492
4.10.6.2. Distribución de Bernoulli, B(n = 1;p) ... 493
4.10.6.2.2. Descriptores estadísticos ... 493
4.10.6.3. Distribución Binomial, BN(n;p) ... 493
4.10.6.3.1. Funciones de densidad y distribución ... 493
4.10.6.3.2. Descriptores estadísticos ... 494
4.10.6.4. Distribución Geométrica, G(r = 1;p) ... 495
4.10.6.4.1. Funciones de densidad y distribución ... 495
4.10.6.4.2. Descriptores estadísticos ... 495
4.10.6.5. Distribución Binomial Negativa, BNn(n,r ≥ 1;p) ... 496
4.10.6.5.1. Funciones de densidad y distribución ... 496
4.10.6.5.2. Descriptores estadísticos ... 496
4.10.6.6. Distribución de Serie Logarítmica, SL(r = 1;p) ... 497
4.10.6.6.1. Funciones de densidad y distribución ... 497
4.10.6.6.2. Descriptores estadísticos ... 497
4.10.6.7. Distribución Multinomial, MN(n; x_i; p_i; i = 1,..., m) ... 498

4.10.6.7.1. Funciones de densidad y distribución 498
4.10.6.7.2. Descriptores estadísticos 498
4.10.6.8. Distribución de Poisson, P(v) 499
4.10.6.8.1. Funciones de densidad y distribución 499
4.10.6.8.2. Descriptores estadísticos 499
4.10.6.9. Distribución de Poisson truncada, P(v; X ≥ 1) 499
4.10.6.9.1. Funciones de densidad y distribución 500
4.10.6.9.2. Descriptores estadísticos 500
4.10.7. Procesos de Poisson 500
4.10.7.1. Procesos de Poisson no homogéneos y no estacionarios 501
4.10.8. Funciones Derivadas y Variables Asociadas 501
4.10.8.1. Funciones de una variable 502
4.10.8.2. Funciones de dos o más variables 502
4.10.8.3. Esperanza y momentos de las variables asociadas 503
4.10.8.4. Algunos casos particulares 503
4.10.9. Análisis estadístico de valores extremos 504
4.10.9.1. Función de distribución límite de los valores extremos 504
4.10.9.2. Función de distribución generalizada del valor extremo en una serie de n datos 505
4.10.9.3. Ajustes de la distribución GEV 506
4.10.10. Inferencia Estadística, Estimador y Estimación 506
4.10.10.1. Función de distribución muestral 507
4.10.10.2. Propiedades de los estimadores 507
4.10.10.3. Función de verosimilitud de la muestra 507
4.10.10.4. Distribución muestral de la mínima varianza 507
4.10.10.5. Error estándar de la función muestral 508
4.10.10.6. Error estándar de una función medida 508
4.10.10.7. Estimadores óptimos 508
4.10.11. Métodos de ajuste de modelos de probabilidad 509
4.10.11.1. Método de la máxima verosimilitud 509
4.10.12. Métodos de estimación de intervalos de confianza 509
4.10.13. Test de significancia 509
4.10.13.1. Test de hipótesis 510
4.10.13.2. Test de Anderson-Darling 510
4.10.13.3. Test gráfico 510
4.10.13.4. Papeles probabilísticos 510
4.10.13.4.1. Papel probabilístico normal 511
4.10.13.4.2. Papel probabilístico log-normal 511
4.11. ELEMENTO Y ESPACIO MUESTRAL 511
4.11.1. Elementos mutuamente excluyentes y colección completa 512
4.11.2. Representación gráfica del espacio muestral 512
4.11.3. Sucesos y Espacio de Sucesos 512
4.11.3.1. Sucesos nulo y complementario 512
4.11.3.2. Combinación de sucesos: unión e intersección 512
4.11.3.3. Sucesos mutuamente excluyentes y suceso vacío 512
4.11.3.4. Colección completa de sucesos 513
4.11.3.5. Reglas para la combinación de sucesos 513
4.11.3.5.1. Propiedades conmutativa, asociativa y distributiva 513
4.11.3.6. Elaboración del espacio de sucesos 514
4.11.4. Probabilidad de Sucesos 514

4.11.4.1. Axiomas de probabilidad 514
4.11.4.2. Probabilidad de la unión de sucesos complementarios 514
4.11.4.3. Probabilidad de la unión e intersección de sucesos mutuamente excluyentes 515
4.11.4.4. Probabilidad de la unión de n sucesos no mutuamente excluyentes 515
4.11.4.5. Otras propiedades de la probabilidad de sucesos 516
4.11.4.5.1. Probabilidad de suceso vacío 516
4.11.4.5.2. Probabilidad de suceso contenido en otro suceso 516
4.11.4.5.3. Desigualdad de Boole 516
4.11.4.6. Probabilidad condicionada de sucesos 516
4.11.4.7. Sucesos estadísticamente independientes 517
4.11.4.8. Intersección de n sucesos estadísticamente independientes 517
4.11.4.9. Importancia de trabajar con sucesos mutuamente excluyentes 518

4.12. TEOREMA DE LA PROBABILIDAD TOTAL 519
4.12.1. Espacio muestral de modos de fallo y factores de proyecto 519
4.12.1.1. Probabilidad de ocurrencia del deslizamiento 520
4.12.1.2. Teorema de Bayes 520

4.13. PROBABILIDAD DE FALLO: NIVELES II Y III 520
4.13.1. Ecuación de verificación con dos términos 521
4.13.1.1. Evaluación analítica de la integral 521
4.13.1.2. Evaluación mediante simulación numérica 522
4.13.1.3. Función de densidad del margen de seguridad 523
4.13.1.4. Evaluación mediante la optimización de la distancia al origen 523
4.13.1.5. Relación entre el punto crítico y el índice de fiabilidad 525
4.13.1.5.1. Índices de sensibilidad 526
4.13.2. Desarrollo del Método de Monte Carlo 526
4.13.2.1. Número de muestras requeridas 527
4.13.2.2. Tamaño de la muestra y convergencia 528
4.13.2.3. Mejora de la precisión 528
4.13.2.4. Generación mediante la transformación integral de probablidad 528
4.13.2.4.1. Justificación del método 528
4.13.2.4.2. Ajuste de la función de distribución, $F_X(x)$ 529
4.13.2.5. Generación de números aleatorios en otros supuestos 529
4.13.2.5.1. Generación con variables discretas 529
4.13.2.5.2. Generación con variables mutuamente dependientes 530
4.13.2.6. Otros métodos de generación con variables continuas 530
4.13.2.6.1. Método de Box-Muller 530
4.13.2.6.2. Método de descomposición 530
4.13.2.6.3. Método de rechazo 531
4.13.2.7. Algunas aplicaciones de la simulación numérica 531
4.13.2.7.1. Simulación de las funciones de distribución de los términos de la ecuación 531
4.13.2.7.2. Muestreo estadístico 531
4.13.2.7.3. Error estándar en los estimadores de los cuantiles de una distribución extremal 531
4.13.2.7.4. Diseño de alternativas y diseño óptimo 532

Índice de Figuras

CAPÍTULO II. PROCEDIMIENTO Y BASES DE CÁLCULO

Figura 2.2.1. Organización del capítulo 2 ... 86
Figura 2.2.2. Partes de la sección de un dique ... 91
Figura 2.2.3. Flujo de energía en presencia de la obra ... 92
Figura 2.2.4. Esquema de reflector equivalente y desfase asociado en un dique en talud ... 94
Figura 2.2.5. Procesos de transformación de la energía incidente en un dique en talud ... 96
Figura 2.2.6. Evolución espacial de las partes de la sección y transformación de la energía incidente ... 99
Figura 2.2.7. Dique Vertical ... 102
Figura 2.2.8. Dique vertical con cámaras disipadoras y resonantes ... 103
Figura 2.2.9. Dique vertical con manto de protección ... 104
Figura 2.2.10. Dique mixto ... 105
Figura 2.2.11. Dique en talud tipología Iribarren ... 107
Figura 2.2.12. Dique en talud con camino de rodadura ... 108
Figura 2.2.13. Dique en talud sin superestructura ... 109
Figura 2.2.14. Dique berma construido y deformado ... 110
Figura 2.2.15. Dique berma con mantos de escollera ... 110
Figura 2.2.16. Dique en S con manto principal armado ... 111
Figura 2.2.17. Dique de escollera: espigón de playa ... 111
Figura 2.2.18. Dique sumergido en talud ... 112
Figura 2.2.19. Dique arrecife de escollera ... 113
Figura 2.2.20. Dique flotante ... 114
Figura 2.2.21. Dique flotante de grandes dimensiones. Monte Carlo, Mónaco ... 114
Figura 2.2.22. Disposición de pantallas delgadas ... 115
Figura 2.2.23. Coeficientes de reflexión de una pantalla delgada ... 116
Figura 2.2.24. Sistema periódico de pantallas porosas ... 117
Figura 2.2.25. Dique de pilotes de doble hilera. Bonanza, Sanlúcar de Barrameda, Cádiz ... 118
Figura 2.2.26. Dique vertical poroso ... 119
Figura 2.2.27. Diagrama de capacidad de izada y anchura en la base de grúas ... 123
Figura 2.2.28. Organigrama de los modos de fallo de un dique vertical ... 131
Figura 2.2.29. Esquema de los modos de fallo adscritos a ELU de un dique vertical ... 133
Figura 2.2.30. Tramos y alineaciones en la configuración en planta de un área portuaria ... 136
Figura 2.2.31. Curva de estados de oleaje y valor umbral de los estados límite últimos y operativos ... 138
Figura 2.2.32. Experimentos de la vida útil de un tramo de obra ... 164
Figura 2.2.33. IRE, ISA y vida útil mínima en función del tipo de área abrigada ... 172
Figura 2.2.34. ISA y probabilidad conjunta de fallo para ELU y ELS ... 173
Figura 2.2.35. IREO y operatividad mínima ... 174
Figura 2.2.36. ISAO y número máximo de paradas anuales ... 175
Figura 2.2.37. Duración máxima probable de una parada operativa ... 176

CAPÍTULO III. AGENTES CLIMÁTICOS EN EL EMPLAZAMIENTO

Figura 3.3.1. Organización del capítulo 3 y secciones ... 189
Figura 3.3.2. Ciclos de solicitación, calma y operatividad en un año meteorológico ... 193
Figura 3.3.3. Curva de estados de oleaje ordenadas por años meteorológicos ... 194
Figura 3.3.4. Régimen extremal de *Hs*. Papel probabilístico de Gumbel de máximos ... 195

Figura 3.3.5. Organigrama de cálculo de los regímenes de los estados meteorológicos (viento, oleaje y nivel del mar) en el emplazamiento, sin obra y con obra. NRT y NRM se definen en la sección 3.13. ... 197
Figura 3.3.6. Perfil de velocidad del viento ... 201
Figura 3.3.7. Carta sinóptica del Atlántico Norte, red de isobaras en la superficie de la Tierra. Fuente (http://data.ecmwf.int/data). ... 206
Figura 3.3.8. Modificaciones del viento por la presencia de obstáculos ... 208
Figura 3.3.9. Esquema de un túnel de viento de circuito abierto ... 209
Figura 3.3.10. Contenido energético de las oscilaciones del mar y distribución frecuencial ... 216
Figura 3.3.11. Plataforma, borde y talud continental ... 217
Figura 3.3.12. Raíz real del número de onda de la ecuación lineal de la dispersión ... 219
Figura 3.3.13. Variación de la superficie libre y el campo de velocidades horizontal y vertical para diferentes valores de la fase en un tren progresivo ... 220
Figura 3.3.14. Diagrama de aplicación de las teorías de onda progresiva ... 222
Figura 3.3.15. Rango de aplicación de las teorías de onda estacionaria ... 222
Figura 3.3.16. Condición de contorno cinemática sobre un fondo impermeable y en pendiente ... 238
Figura 3.3.17. Formas de rotura de un tren de ondas sobre un talud impermeable ... 241
Figura 3.3.18. Distribución conjunta de altura y periodo de ola en mar abierto ... 253
Figura 3.3.19. Funciones de densidad espectral y función de apuntamiento ... 255
Figura 3.3.20. Distribución frecuencial y direccional de la función de densidad espectral ... 256
Figura 3.3.21. Descomposición de la función de densidad espectral PM en mar abierto ... 257
Figura 3.3.22. Distribución angular de la energía del oleaje ... 259
Figura 3.3.23. Función de densidad espectral en profundidades intermedias y reducidas ... 266
Figura 3.3.24. Truncamiento de la función de densidad de probabilidad en la zona de rompientes y reparto de la probabilidad ... 269
Figura 3.3.25. Evolución de la función de densidad de la altura de ola relativa en la zona de rompientes ... 270
Figura 3.3.26. Curvas de estados de oleaje ... 293
Figura 3.3.27. Régimen medio de altura de olas significante y periodo medio de paso por cero, Cádiz, $h \approx 50m$ ... 298
Figura 3.3.28. Régimen extremal de los estados de oleaje condicionados al nivel del mar ... 301
Figura 3.3.29. Función de densidad de Poisson del número de ciclos de solicitación en el año meteorológico 306
Figura 3.3.30. Formas sintéticas de la evolución de un temporal ... 307
Figura 3.3.31. Ondas generadas por una pala pistón ... 323
Figura 3.3.32. Perfil de la cresta secundaria durante la generación en canal de olas ... 324
Figura 3.3.33. Variables de un maremoto ... 326
Figura 3.3.34. Tipos de ondas infragravitatorias ... 332
Figura 3.3.35. Parámetros para la descripción de la marea astronómica ... 342
Figura 3.3.36. Niveles de referencia marítimo (Cero Puerto) y terrestre (NMMA) en el Puerto de Bilbao 360

CAPÍTULO IV. ANEJO I. FUNDAMENTOS Y JUSTIFICACIÓN

Figura 4.4.1. Magnitudes de una onda ... 379
Figura 4.4.2. Dominio de integración de las ecuaciones de gobierno ... 386
Figura 4.4.3. Frentes de onda incidente y reflejado por un obstáculo uniforme a lo largo del eje y, cuando la incidencia es oblicua ... 398
Figura 4.4.4. Configuración del problema de una onda progresiva propagándose por un cambio brusco de profundidad oblicua ... 399
Figura 4.4.5. Configuración del problema de una onda progresiva propagándose por una zanja con oblicuidad ... 400
Figura 4.4.6. Simulación del oleaje como una superposición lineal de ondas sinusoidales de diferente amplitud y periodo y fase aleatoria ... 409
Figura 4.4.7. Parámetros espaciales y temporales que definen las oscilaciones irregulares de la superficie del mar en la banda del oleaje ... 410
Figura 4.4.8. Representación de la función de densidad espectral (dominio de la frecuencia) del registro formado por la superposición de ondas regulares ... 414

Figura 4.4.9. Representación espectral del oleaje en frecuencia y dirección 414
Figura 4.4.10. Evolución de la forma del espectro frecuencial 420
Figura 4.4.11. Espectros para el oleaje total y parcialmente desarrollado, aplicando la función de densidad espectral PM, omitiendo la sobresaturación energética alrededor del pico espectral 421
Figura 4.4.12. Ciclos de solicitación y de uso y explotación y valores umbrales 429
Figura 4.4.13. Características de un grupo de ondas formado por la suma de dos ondas sinusoidales con periodos cercanos 431
Figura 4.4.14. Funciones de transferencia G_{nm}^{-} 434
Figura 4.4.15. Esquema de las fases de un maremoto sísmico 438
Figura 4.4.16. Vista lateral y en planta de un canal con escalón 451
Figura 4.4.17. Número de onda y fase para una onda estacionaria con fricción 457
Figura 4.4.18. Número de onda y fase para una onda larga progresiva con fricción 458
Figura 4.4.19. Modelos de comportamiento del suelo 470
Figura 4.4.20. Oleaje progresivo sobre un suelo rígido poroso 470
Figura 4.4.21. Oleaje progresivo sobre suelo elástico 473
Figura 4.4.22. Oleaje progresivo sobre suelo poro-elástico 474
Figura 4.4.23. Tipos de capa límite 475
Figura 4.4.24. Ejemplo de un histograma de frecuencias para la resistencia a la compresión simple del hormigón 487
Figura 4.4.25. Diagrama de Venn 513
Figura 4.4.26. Diagrama de Venn del espacio de dos sucesos mutuamente excluyentes 519
Figura 4.4.27. Diagrama de Venn de una colección completa de sucesos mutuamente excluyente 519
Figura 4.4.28. Región y criterio de fallo e isolíneas de probabilidad de dos valores aleatorias 521
Figura 4.4.29. Probabilidad de fallo de dos variables X_1 y X_2 522
Figura 4.4.30. Región y criterio de fallo e isolíneas de dos variables aleatorias reducidas 524

Índice de Tablas

CAPÍTULO II. PROCEDIMIENTO Y BASES DE CÁLCULO

Tabla 2.2.1. Tipología conveniente en función de los agentes climáticos 120
Tabla 2.2.2. Tipología más adecuada en función de las propiedades del terreno 121
Tabla 2.2.3. Tipología más adecuada en función del volumen de material y los procedimientos constructivos 124
Tabla 2.2.4. Tipología más adecuada en función de los requerimientos climáticos en el uso y la explotación 125
Tabla 2.2.5. Tipología más adecuada en función de la conservación, la reparación y el desmantelamiento 126
Tabla 2.2.6. Tipología más adecuada en función de los requerimientos ambientales 127
Tabla 2.2.7. Vida útil mínima en la fase de proyecto servicio para obras definitivas 137
Tabla 2.2.8. Máxima probabilidad conjunta en la fase de servicio o vida útil para los E.L.U. 142
Tabla 2.2.9. Máxima probabilidad conjunta en la fase de servicio o vida útil para los E.L.S. 143
Tabla 2.2.10. Operatividad mínima en la fase de servicio 144
Tabla 2.2.11. Número medio de paradas operativas en el intervalo de tiempo 145
Tabla 2.2.12. Valor más probable de la duración máxima de una parada operativa (horas) 145
Tabla 2.2.13. Cálculo de Costes anuales por los Daños 156
Tabla 2.2.14. Cálculo de Costes anuales Totales 156
Tabla 2.2.15. Valor numérico del ISA del tramo y máxima probabilidad de fallo admisible en la fase de construcción 157
Tabla 2.2.16. Métodos de verificación en función del IRE e ISA 161

CAPÍTULO III. AGENTES CLIMÁTICOS EN EL EMPLAZAMIENTO

Tabla 3.3.1. Procesos atmosféricos y marítimos y escalas espaciales y temporales 195
Tabla 3.3.2. Variables instantáneas, básicas y descriptores de estado de los agentes climáticos 196
Tabla 3.3.3. Regímenes de ondas en función de la profundidad relativa 221
Tabla 3.3.4. Regímenes de ondas largas 223
Tabla 3.3.5. Procesos físicos en los modelos de transformación de ondas promediados en la fase 230
Tabla 3.3.6. Procesos físicos en los modelos de transformación de ondas resolvedores de la fase 234
Tabla 3.3.7. Procesos físicos de los modelos numéricos del oleaje 237
Tabla 3.3.8. Procesos físicos de los modelos numéricos no estacionarios de transformación de ondas 237
Tabla 3.3.9. Variables de cálculo en los modelos de transformación de ondas 237
Tabla 3.3.10. Tipo de rotura de ola en función del número de Iribarren 241
Tabla 3.3.11. Regímenes hidráulicos en la rotura de ondas 242
Tabla 3.3.12. Selección del modelo de rotura de onda 246
Tabla 3.3.13. Procesos físicos de los modelos numéricos de transformación del oleaje 248
Tabla 3.3.14. Relaciones entre estadísticos de la distribución de Rayleigh 250
Tabla 3.3.15. Criterios y regímenes de rotura del oleaje 274
Tabla 3.3.16. Procesos físicos de los modelos numéricos de generación y transformación del oleaje 276
Tabla 3.3.17. Modelos de generación del oleaje en mar abierto 277
Tabla 3.3.18. Modelos de generación, transformación y rotura del oleaje 277
Tabla 3.3.19. Modelos de transformación y rotura del oleaje 277
Tabla 3.3.20. Parámetros de los modelos paramétricos de evolución del oleaje, OPD 278
Tabla 3.3.21. Parámetros para los modelos de OTD 278
Tabla 3.3.22. Procesos de transformación del oleaje en la zona de rompientes en los modelos promediados en la fase 290
Tabla 3.3.23. Procesos de transformación del oleaje en la zona de rompientes en los modelos resolvedores de la fase 290

Tabla 3.3.24. Forma y parámetros del ciclo de solicitación 307
Tabla 3.3.25. Función extremal en distribución de picos sobre umbral 312
Tabla 3.3.26. Periodos y amplitudes relativas de las componentes principales de la marea astronómica 346
Tabla 3.3.27. Naturaleza más probable del fondo en función de su pendiente 365

CAPÍTULO IV. ANEJO I. FUNDAMENTOS Y JUSTIFICACIÓN

Tabla 4.4.1. Oscilaciones del mar y causas generadoras y procesos restauradores 379
Tabla 4.4.2. Anchura espectral para diferentes funciones de densidad espectral 417
Tabla 4.4.3. Valores del cociente de periodo de pico y medio para diferentes funciones de densidad espectral 417
Tabla 4.4.4. Escalas de longitud y velocidad para los que es necesario considerar la fuerza de Coriolis 443
Tabla 4.4.5. Órdenes de magnitud de los monomios adimensionales de la ecuación de propagación de ondas largas 445
Tabla 4.4.6. Órdenes de magnitud de los monomios para la marea astronómica 445
Tabla 4.4.7. Órdenes de magnitud de los monomios para las pulsaciones barométricas 445
Tabla 4.4.8. Órdenes de magnitud de los monomios para los maremotos 446
Tabla 4.4.9. Componentes de marea astronómica, sobremareas y mareas compuestas más relevantes y periodo asociado 466
Tabla 4.4.10. Coeficiente de fricción y porosidad de suelos porosos rígidos 472
Tabla 4.4.11. Ángulo de rozamiento interno de los sistemas granulares 482
Tabla 4.4.12. Coeficiente para calcular el ángulo medio de fricción entre mantos 482
Tabla 4.4.13. Porosidad real de los mantos de piedras 483
Tabla 4.4.14. Permeabilidad de los mantos de piedras y lechos 484
Tabla 4.4.15. Funciones de distribución límite de la variable aleatoria reducida 505

Introducción

Las obras de abrigo son una de las obras portuarias más características y pueden considerarse como una de las infraestructuras básicas para la conceptualización de áreas marítimas y terrestres artificiales como puertos, entendiendo como tales las superficies de agua y tierra a resguardo de las acciones producidas por las dinámicas atmosférica y marina en las que los buques pueden permanecer atracados o fondeados en condiciones seguras y desarrollarse a salvo de forma eficiente las operaciones asociadas con la carga o descarga de las mercancías y el embarque o desembarque de pasajeros.

Por la situación geográfica y las condiciones orográficas, así como por las características morfológicas y climáticas de las zonas litorales españolas, la experiencia histórica acumulada en España sobre esta tipología estructural ha sido enorme, lo que ha permitido a la tecnología española ser pionera y estar en vanguardia para ese campo de la ingeniería civil, tanto desde el punto de vista conceptual como de sus técnicas constructivas, desde hace muchos años.

Las aportaciones realizadas por Jorge Juan en el siglo XVIII, Agustín de Betancourt en el XIX y Ramón Iribarren ya en el siglo XX han supuesto hitos importantes para la ingeniería portuaria mundial y en particular para el proyecto de las obras de abrigo. A través de los métodos del profesor Iribarren se dispone por primera vez en el mundo de herramientas para determinar la forma en la que se propaga el oleaje y para proyectar científica y técnicamente las obras exteriores o de abrigo de los puertos. Particularmente su obra "*Obras Marítimas. Oleaje y Diques*", publicada en 1964, ha sido durante muchos años uno de los principales textos de referencia y su conocida fórmula para cálculo de los diques en talud, presentada en el XXI Congreso de la AIPCN-PIANC celebrado en Estocolmo el año 1965, la más utilizada para dimensionamiento del manto principal de los diques hasta fecha muy reciente a nivel internacional y la base de formulaciones posteriores. Asimismo puede considerarse iniciador de los análisis en fenómenos de interrelación oleaje-estructura como un factor determinante para dimensionamiento de las obras portuarias, y particularmente en los diques de abrigo, lo que le hace un claro precursor de la ingeniería marítimo-portuaria actual. La mayor parte de las obras portuarias que se acometieron en los puertos españoles y de muchas otras partes del mundo durante los años 60 y 70 del siglo XX se proyectaron utilizando los métodos de Iribarren.

En definitiva, Ramón Iribarren sienta en esa segunda mitad del siglo pasado las bases para una ingeniería marítima-portuaria española prestigiosa y reconocida a nivel internacional, que encuentra la continuidad en muchos y destacados profesionales entre los cuales los profesores Pedro Suárez Bores y Miguel Ángel Losada pueden considerarse como sus máximos exponentes.

Esa gran experiencia española sobre obras de abrigo no se ha reducido, sino acentuado, en la primera década del siglo XXI. Durante este periodo el ritmo inversor para ellas de los puertos en España, tanto a nivel cuantitativo como al cualitativo, ha sido espectacular. Por ningún país del mundo se han estado construyendo simultáneamente tantas y tan importantes obras de abrigo, en algunos casos sometidas a condiciones de diseño y ejecución muy extremas, constituyendo verdaderos récords mundiales.

Todo este bagaje tecnológico de la experiencia histórica acumulada durante tanto tiempo debe ser consolidado y difundido, impulsando su proyección hacia el futuro con incorporación de sus conocimientos científicos y avances, por las tendencias y herramientas tecnológicas desarrolladas en los últimos años. Esta es la mejor garantía para seguir manteniendo un alto nivel de capacitación entre nuestros profesionales, las empresas y, en conjunto, de la ingeniería marítimo-portuaria española; con sus avances del futuro en influencia y competitividad a escala internacional.

Con estos objetivos y como continuación de la tradición bibliográfica española en el campo de los diques de abrigo se redactan el conjunto de documentos que van a constituir la *Serie 1* del Programa ROM, *Recomendaciones de Obras Marítimas*, dirigidos al proyecto y ejecución de las obras portuarias de abrigo.

La presente ROM 1.0-09 es el primer documento de dicha *Serie*, en el cual se desarrollan las bases y criterios generales del proyecto para las obras de abrigo así como una descripción y caracterización de los factores de proyecto a considerar, con especial atención a sus agentes climáticos atmosféricos y marinos, los cuales dan lugar a las acciones preponderantes que actúan sobre esta tipología estructural.

Esta publicación inicial para las *Recomendaciones* ROM 1… supone una efectiva incorporación al muy reducido grupo de los documentos normativos oficiales que hasta hoy existen en el mundo, principalmente nortea-

mericanos, japoneses o europeos, y dedicados de modo específico a las obras de abrigo; consolidándose nuestro Programa ROM entre las referencias normativas más antiguas, sólidas y completas en el ámbito de las obras portuarias o marítimas del escenario internacional.

La ROM 1.0-09 forma parte de una segunda generación de documentos del Programa ROM surgidos a partir de ser publicada el año 2001 la ROM 0.0. *Procedimiento general y bases de cálculo en proyectos de obras marítimas y portuarias,* que ha supuesto incorporar nuevos procedimientos metodológicos al diseño y la ejecución de las obras portuarias basados en valoración y verificación de los niveles adecuados respecto a su seguridad y operatividades para cada momento y en las consecuencias que con ello se derivan para su optimización económica.

En particular, la ROM 1.0-09 concreta este marco metodológico para las obras de abrigo con sus procedimientos de verificación respecto a los modos de fallo y de parada operativa en dichas obras por métodos semiprobabilísticos de Nivel I; así detalla y complementa para su tipología estructural lo ya establecido con un carácter general en capítulos correspondientes de la paralela ROM 2.0-08. *Recomendaciones para proyecto y ejecución de obras de atraque y amarre. Parte 1: Criterios generales y factores de proyecto.* Asimismo desarrolla los procedimientos para empleo práctico de métodos probabilísticos en Niveles II y III, de forma que se facilite su aplicación.

Para ello, también esta *Recomendación* define y caracteriza los Factores de proyecto en formas compatibles con la aplicación de dichos procedimientos metodológicos; desarrollando especialmente todo lo referido a sus agentes climáticos atmosféricos y marinos que, como se ha señalado, constituyen el origen de las acciones predominante para el proyecto de obras de abrigo. A estos efectos puede considerarse que dichos elementos de la ROM 1.0-09 en parte se corresponden con los contenidos previstos para otra precedente ROM 0.3-91. *Acciones climáticas I: Oleaje y demás oscilaciones del mar*, cuyo avance fue publicado hace ya dos décadas como *Anejo I. Clima marítimo en el litoral español*, así como con otros desarrollados también a continuación por la vigente ROM 0.4-95. *Acciones climáticas II: Viento.*

En este sentido un Capítulo, segundo, de la ROM 1.0-09 ofrece *Procedimiento y bases de cálculo* de los que ya se anticipó texto 'predefinitivo' editado como documentación de trabajo el año 2006 con la *EROM 02*. Y por su otro siguiente se incluye también cómo abordar una descripción o completa caracterización de los *Agentes climáticos para el emplazamiento*, en particular por todos los tipos de oscilaciones marinas; procurándose que el proyectista pueda disponer de aquellos elementos que le permitan conocerlos en profundidad, definirlos analizando sus efectos y manejarlos adecuadamente para el proyecto de las obras marítimas y portuarias.

En resumen, la ROM 1.0-09 siguiente se organiza en cuatro Capítulos: el 1°, denominado "General", contiene los objetivos, el ámbito de aplicación de la *Recomendación* y su relación con otras Normas, Recomendaciones e Instrucciones vigentes; en el 2°, del "Procedimientos y criterios de proyecto", se proporcionan las bases para el diseño de las obras de abrigo; el Capítulo 3° describe los "Agentes climáticos en el emplazamiento"; y finalmente por el 4° se ha conformado un "Anejo de fundamentos, con justificaciones", detallado para todos los contenidos de la presente *Recomendación*.

José Llorca Ortega
Director del Programa ROM

Capítulo I
General

Índice Capítulo I

CAPÍTULO I. GENERAL

1.1. ÁMBITO DE APLICACIÓN 41

1.2. OTRAS RECOMENDACIONES DEL PROGRAMA ROM 41

1.3. REDACCIÓN DE LA ROM 1.0-09 41

1.4. DEFINICIONES 43

1.5. SÍMBOLOS 75

1.6. CLASIFICACIÓN DE LAS OBRAS MARÍTIMAS FRENTE A LA ACCIÓN PREDOMINANTE DE LAS OSCILACIONES DEL MAR 76

1.1 ÁMBITO DE APLICACIÓN

La presente ROM 1.0-09, *Recomendaciones para el proyecto y ejecución de obras de abrigo (Parte 1ª: Bases de cálculo y factores de proyecto. Agentes climáticos)* es de aplicación en el proyecto, construcción, explotación, conservación, reparación y desmantelamiento de las obras de abrigo, cualquiera que sea su clase o destino y cualesquiera que sean los materiales, medios y elementos empleados en su construcción, explotación, conservación, reparación y desmantelamiento.

En esta Recomendación se desarrollan las bases para el diseño de las tipologías más habituales de obras de abrigo: diques en talud con y sin espaldón, diques verticales, diques mixtos, diques berma y diques sumergidos. No obstante, el planteamiento y desarrollo propuesto amplía la oferta tradicional de tipologías estándar y, apoyándose en el análisis de comportamiento de cada una de las partes de la sección tipo, abre la posibilidad de diseñar tipologías con partes específicas adecuadas a las necesidades y requisitos de proyecto. Todo ello con el objetivo de diseñar obras de abrigo más eficientes frente a las oscilaciones del mar, más económicas y más integradas ambientalmente en el medio ambiente marino.

Comentario. Las obras de atraque y amarre, las obras para la gestión y protección del litoral y las plataformas en mar abierto no son objeto de la ROM 1.0, si bien muchos de los aspectos tratados en ella son de aplicación en su proyecto y construcción. Las conducciones submarinas, empleadas principalmente por las industrias del petróleo y del gas natural, los emisarios submarinos y las grandes redes de cables submarinos para el establecimiento de redes de comunicación intercontinental constituyen una tipología particular de obra marítima. En esta Recomendación ROM 1.0-09 y en las sucesivas de su misma Serie 1 se dan criterios para el proyecto y construcción de la protección de las conducciones submarinas, pero no se proporcionan criterios relacionados con su uso y explotación o su diseño.

1.2 OTRAS RECOMENDACIONES DEL PROGRAMA ROM

Esta ROM 1.0-09 se encuadra dentro de la *Serie* 1 del Programa ROM, de *Recomendaciones para Obras Marítimas y portuarias*, dedicada al proyecto y construcción de las obras de abrigo. Para su correcta aplicación se deberá tener en cuenta complementariamente lo dispuesto por algunas otras de las demás *Recomendaciones* actuales que forman parte del Programa ROM:

- **ROM 0.0**. Procedimiento general y bases de cálculo en el proyecto de obras marítimas y portuarias
- **ROM 0.3-91**. Acciones climáticas I: Oleaje. Anejo.- Clima marítimo en el litoral español.
- **ROM 0.4-95**. Acciones climáticas II: Viento.
- **ROM 0.5-05**. Recomendaciones geotécnicas para las obras marítimas y portuarias.
- **ROM 2.0-08** [versión provisional]. Recomendaciones para el proyecto y construcción de obras de atraque y amarre. Parte I: Criterios generales y factores de proyecto.
- **ROM 3.1-99**. Proyecto sobre la configuración marítima en los puertos. Canales de acceso y áreas de flotación.
- **ROM 5.1-05**. Calidad de las aguas litorales en áreas portuarias.

Así como el resto de Códigos e Instrucciones oficiales en el ámbito de la ingeniería civil, tanto españolas como de la Unión Europea, en cuyo ámbito de aplicación pueda considerarse que están incluidas las obras de abrigo.

1.3 REDACCIÓN DE LA ROM 1.0-09

Esta ROM 1.0-09 (*Recomendaciones para el proyecto y ejecución de obras de abrigo. Parte I: Bases de cálculo y factores de proyecto. Agentes climáticos)* ha venido siendo redactada desde hace años en proceso simultáneo con el de otra *Recomendación,* primera en la *Serie* 2, orientada a los *Criterios generales y factores de proyecto para las obras de atraque y amarre* (ROM 2.0-08).

Unas versiones predefinitivas de los primeros capítulos preparados en ambos casos fueron ya difundidas desde 2006 como documentos de trabajo por medio de la edición E/ROM 02, *Estudios y análisis técnico-científicos respecto a las ROM*. Y tras esto se prevé publicar más *Recomendaciones* específicas sobre diseños en planta o alzado, así como para el análisis del comportamiento y verificación de las distintas tipologías tanto en obras de abrigo (la ROM 1.1 ó siguientes) cuanto de atraque y amarre (ROM 2.0 y sucesivas), pendientes.

Estas *Recomendaciones* tienen en este momento asignada la máxima prioridad de elaboración por parte de Puertos del Estado, ya que se considera que ese tipo de obras son las más importantes y específicas de las obras portuarias, representando conjuntamente más de un 80% entre todas sus inversiones en los últimos años. Además, una vez iniciada la nueva etapa del Programa ROM por la publicación de la ROM 0.0 se ha considerado que es muy conveniente y prioritario desarrollar conjuntamente *Recomendaciones* para las obras tanto de abrigo como de atraque y amarre con el objeto de profundizar en clarificación de contenidos, facilitando a los usuarios una comprensión y aplicación práctica para las más relevantes infraestructuras portuarias de aquellos procedimientos metodológicos incluidos en la misma con sus requerimientos de seguridad, aptitud para el servicio y operatividad.

A su vez, para favorecer los objetivos perseguidos, se ha acordado también confluir en estas *Recomendaciones* contenidos de otras ROM vigentes, en fase de elaboración o en fase de actualización, con el objeto de conseguir textos completos, coordinados y autosuficientes que contemplen todo el conjunto del proceso asociado al proyecto y construcción de las obras marítimo-portuarias tanto de abrigo como de atraque. Para ello se ha venido trabajando durante años hasta concluir las dichas ROM 1.0-09 y ROM 2.0-08 [provisional] con una Comisión redactora unificada mas abierta en sus composiciones, asegurando al máximo el coordinar entre ambas los criterios y contenidos.

Esta ROM 1.0-09 ha sido redactada bajo el mandato del Organismo Público Puertos del Estado adscrito al Ministerio de Fomento, en un Grupo de Trabajo permanente, adoptándose sus acuerdos mediante consenso tras debates por la siguiente Comisión Técnica formada con los diversos Expertos asistentes.

- ***Responsable de las Ponencias para redactar esta ROM 1.0-09:***
  Miguel Ángel Losada, *Universidad de Granada*

- ***Presidente de la Comisión y Director del Programa ROM:***
  José Llorca, *Puertos del Estado*

- ***Miembros participantes en sus Grupos de Trabajo:***
  Sergi Ametller, *SENER*
  Manuel Arana, *Puertos del Estado*
  José Mª Berenguer, *BERENGUER INGENIEROS*
  Antonio Berruguete, *IBERPORT*
  Pedro Canalejo, *ALATEC*
  Alfredo Carrasco, *Autoridad Portuaria Bahía de Algeciras*
  Juan Carlos Carretero, *Puertos del Estado*
  Beatriz Colunga, *Autoridad Portuaria de Vigo*
  Jesús Corral, *Universidad Politécnica de Cataluña*
  Antonio Corredor, *SATO*
  José Luis Díaz Rato, *Autoridad Portuaria de Gijón*
  Javier Escartín, *PROINTEC*
  Francisco Esteban, *FCC*
  Enrique de Faragó, *PROES*
  Jorge Flores, *KV CONSULTORES*
  Xavier Gesé, *Puertos del Estado*
  Gonzalo Gómez Barquín, *Puertos del Estado*
  Miguel Ángel Gómez Caldito, *ALATEC*
  Marta Gómez Lahoz, *Puertos del Estado*

Gregorio Gómez Pina, *D. G. de Costas. Ministerio Medio Ambiente*
José Manuel González Herrero, *IBERINSA*
Noelia González Patiño, *DRAGADOS-ACS*
José Mª Grassa, *Centro de Estudios y Experimentación de O.P.*
Juan Ignacio Grau, *Puertos del Estado*
Gregorio Iglesias, *Universidad en Santiago de Compostela*
José Ramón Iribarren, *SIPORT XXI*
Ana de Lope, *Puertos del Estado*
Cristina López Arias, *Autoridad Portuaria de Bilbao*
Enrique Maciñeira, *Autoridad Portuaria de A Coruña*
María Luisa Magallanes, *EGENOR*
Javier Martín Santo Domingo, *Puertos del Estado*
Mª Jesús Martín Soldevilla, *Centro de Estudios de Puertos y Costas*
J. Ramón Medina Folgado, *Universidad Politécnica de Valencia*
José Mª Medina Villaverde, *NAUTILUS INGENIERÍA MARÍTIMA*
Mario de Miguel, *Autoridad Portuaria de Gijón*
Rodrigo Molina, *TYPSA*
Pablo Molinero, *DRAGADOS-ACS*
José Luis Monsó de Prat, *Instituto de Hidrodinámica Aplicada INHA*
Javier Mora, *Autoridad Portuaria de Tenerife*
José Moyano, *Autoridad Portuaria de Gijón*
Vicente Negro, *Universidad Politécnica de Madrid*
Enrique Peña, *Universidad de A Coruña*
Begoña Pérez Gómez, *Puertos del Estado*
Carlos Pérez Quintero, *Puertos de Andalucía*
Eloy Pita Olalla, *INCREA*
Jesús Poncela, *Puertos del Estado*
Ignacio Rodríguez Sánchez-Arévalo, *Puertos del Estado*
Antonio Marcos Ruíz Vega, *Autoridad Portuaria Bahía de Cádiz*
María Eugenia Sánchez Rivas, *Autoridad Portuaria de Avilés*
Carlos Sanchidrián, *PROES*
Francisco J. de los Santos, *Autoridad Portuaria Bahía de Algeciras*
Obdulio Serrano, *Puertos del Estado*
Antonio Soriano, *Universidad Politécnica de Madrid*
Javier Uzcanga, *Autoridad Portuaria de Barcelona*
José María Valdés, *EPTISA*
César Vidal Pascual, *Universidad de Cantabria*
José Luis Zataraín, *Autoridad Portuaria de Santander*

- ***Coordinador general del Programa ROM:***
  Francisco J. González Portal, *Puertos del Estado*

1.4 DEFINICIONES

En esta sección se agrupan las definiciones de los conceptos y términos más utilizados para estas *Recomendaciones de Obras Marítimas* ordenados por capítulos y, en su caso, por factores de proyecto según su origen y función (ROM 0.0, sección 3.4-3.6) y tipologías.

- **Acantilado:** Accidente geográfico que consiste en una pendiente o vertical abrupta separando el mar de la tierra firme.

- **Acelerómetro:** Instrumento destinado a medir aceleraciones.

- **AEMET:** Agencia Estatal de Meteorología.

- **Afelio:** Es el punto más alejado de la órbita de un planeta alrededor del Sol. Es el opuesto al perihelio, el punto más cercano al Sol. En los elementos orbitales, se representa por Q. Si a es la distancia media y e la excentricidad, entonces $Q = a(1 + e)$.

- **Agente forzador (en el medio marino y atmósfera):** Generador de oscilaciones del mar.

- **Aguas interiores:** Están formadas por las rías y estuarios y en las que el acceso de las ondas largas debe hacerse por un canal o apertura cuya anchura es mucho menor que la longitud de onda.

- **Alineación principal:** Tramo de un dique de abrigo que permite el abrigo y el control de las oscilaciones del mar.

- **Alineaciones secundarias:** Aquellas que sirven para unir los diferentes tramos del dique.

- **Altura de ola:** Distancia vertical entre una cresta y el seno precedente.

- **Altura de ola de paso por cero:** Suma aritmética de la amplitud de cresta y de la amplitud de seno entre dos pasos, ascendente o descendente, por el nivel medio.

- **Altura de ola máxima:** Altura de la mayor ola dada en un registro o en un tren de ondas en un determinado estado de mar.

- **Altura de ola media cuadrática:** Valor medio cuadrático muestral.

- **Altura de ola significante:** Media aritmética de las alturas del tercio de olas más altas de un registro de oleaje.

- **Amortiguamiento:** Se define como la capacidad de un sistema o cuerpo para disipar energía. También se define como la fuerza que se opone al movimiento de los cuerpos, en contacto con sólidos o fluidos, en función de su velocidad.

- **Amplitud:** La amplitud de un movimiento oscilatorio, ondulatorio o señal electromagnética es una medida de la variación máxima del desplazamiento u otra magnitud física que varía periódica o cuasiperiódicamente en el tiempo con respecto a un nivel de referencia.

- **Amplitud de cresta:** Máximo desplazamiento vertical positivo con respecto al nivel medio del mar (NMM).

- **Amplitud de seno:** Descenso máximo del desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto al nivel medio.

- **Amplitud relativa de onda:** La relación entre la amplitud (ó altura) de la onda y la profundidad a la que se encuentra.

- **Anchura espectral:** Es el radio de giro normalizado del espectro alrededor de su frecuencia media.

- **Ángulo de rozamiento interno:** En ingeniería, el ángulo de rozamiento interno es una propiedad de los materiales granulosos. El ángulo de rozamiento tiene una interpretación física sencilla, al estar relacionado con el ángulo de reposo o máximo ángulo posible para la pendiente de un montoncito de dicho material granular.

- **Anticiclón:** Un anticiclón es una zona atmosférica de alta presión, en la cual la presión atmosférica (corregida al nivel del mar) es superior a la del aire circundante. El aire de un anticiclón es más estable que el aire que le circunda y desciende sobre el suelo desde las capas altas de la atmósfera, produciéndose un fenómeno denominado subsidencia.

- **Antinodo:** Los puntos en los que $kx = 0, \pi, 2\pi \ldots$ etc, en ellos la superficie libre alcanza el valor máximo y la velocidad horizontal es nula. En la pared vertical siempre se sitúa un antinodo.

- **Año meteorológico:** Comienza el 1 de octubre y finaliza el 30 de septiembre del año siguiente, se puede considerar como el pulso meteorológico del planeta.

- **Año sidéreo:** Es el tiempo que trascurre entre dos pasos consecutivos de la Tierra por un mismo punto de su órbita, tomando como referencia a las estrellas. Generalmente usado por los astrónomos, es la medida más exacta de un año. Su duración es de 366,256436918716 días siderales. Equivale a 365,256363 días solares medios (365 días 6 horas 9 minutos 9,7632 segundos).

- **Año tropical:** Es el tiempo preciso para aumentar la longitud media del Sol en 360 grados sobre la eclíptica; es decir, en completar una vuelta completa. Su duración es de 365,242198 días de tiempo solar medio (365 días 5 h 48 m 45,9 s).

- **Apogeo:** Es el punto en una órbita elíptica alrededor de la Tierra, en el que un cuerpo se encuentra más alejado del centro de ésta.

- **Aproximación minimax:** Es una minimización del máximo error de un determinado número de términos.

- **Aptitud para el servicio / funcionalidad:** Valor complementario de la probabilidad conjunta de fallo en la fase o subfase de proyecto considerada frente a los modos de fallo adscritos a los estados límite de servicio.

- **Área abrigada:** Es una superficie de agua y tierra a resguardo de las acciones de las dinámicas atmosférica y marina.

- **Área de flotación:** Zona destinadas fundamentalmente a la permanencia de los buques.

- **Área de maniobra:** Zona en las que se realiza la parada, arrancada o reviro del buque.

- **Área de navegación:** Zona destinadas fundamentalmente al tránsito de los buques.

- **Área de reviro:** Zona en las que se produce el cambio de rumbo del buque sin avances significativos en ninguna dirección.

- **Área litoral:** Facilita el uso y la explotación ordenada y sostenible del entorno litoral, pudiendo incluir, entre otros, la corrección, protección y defensa del borde litoral, la generación, conservación y regeneración de playas y zonas de baño, y el intercambio de los flujos transversales tierra-mar de todo tipo de sustancias.

- **Área portuaria:** Facilita las operaciones portuarias y logísticas relacionadas con el transporte marítimo y su interconexión con otros modos de transporte y con la gestión integral del barco, incluyendo las operaciones relacionadas con la actividad náutica-deportiva, industrial y militar.

- **Arranque del dique:** Tramo de un dique de abrigo que define la unión del dique con tierra u otro dique.

- **Asomeramiento:** Cuando un tren de ondas se propaga hacia profundidades menores, además de disminuir su celeridad de onda y, en consecuencia, su longitud de onda, varía su amplitud a raíz de la disminución de la velocidad de propagación de la energía. Estas dos modificaciones se traducen en un cambio del valor del peralte H/L.

- **Asomeramiento inverso:** Cuando un tren de ondas se propaga hacia profundidades mayores, se produce una variación del peralte en sentido inverso al que se acaba de considerar.

- **Banqueta:** Materiales de relleno de granulometría gruesa y alta permeabilidad, que facilita el reparto de cargas y la liberación de presiones intersticiales ofreciendo una buena resistencia al esfuerzo cortante y una baja deformabilidad.

- **Bajamar:** Valor mínimo del nivel del mar (debido a la onda de marea) entre dos pasos ascendentes por el nivel medio del mar.

- **Bajamar de Marea Viva Equinoccial:** Bajamar de la marea viva en épocas cercanas al equinoccio.

- **Barlomar:** Lado de la estructura del que procede el oleaje.

- **Barlovento:** Lado de la estructura del que procede el viento.

- **Batimetría:** Variabilidad espacial de niveles (cotas) del fondo del mar.

- **Berma de coronación:** Área casi horizontal que se construye en ambas caras de un dique en talud para reducir el ascenso del oleaje y el rebase y para dar acceso para el mantenimiento del dique.

- **Berma de pie:** Elemento protector compuesto generalmente por material granular situado en el pie del dique de abrigo. Sirve de apoyo a los mantos protectores.

- **BMMVE:** Superficie de agua en la bajamar máxima media viva equinoccial y suele corresponder con el valor medio de las "bajamares más bajas" medidas en aquella localidad.

- **Bocana:** Boca de entrada y salida a un puerto o una dársena.

- **Boras:** Están relacionados con el cambio brusco de temperatura entre dos capas de aire, cálida por encima y fría por debajo, circulando por encima de un obstáculo (por ejemplo una montaña).

- **Bordes continentales:** Punto donde la plataforma continental cae abruptamente formando el talud continental.

- **Bore:** Frente de agua que avanza con celeridad $\sqrt{gh}$, aproximadamente y es representativo de la rotura del oleaje.

- **Borrasca:** Un área de baja presión, o una borrasca, es una región donde la presión atmosférica es más baja que el aire circundante. Las borrascas se asocian normalmente con vientos fuertes y elevación atmosférica.

- **Botaolas:** Protuberancia en la parte alta del parapeto de un dique vertical que sirve para desviar las olas hacia el mar.

- **Boya:** Objeto flotante amarrado al fondo del mar para marcar un canal, ancla, bajo, roca, etc.

- **Buque:** Es un barco con cubierta que por su tamaño, solidez y fuerza es apropiado para navegaciones o empresas marítimas de importancia.

- **Calado:** Profundidad de agua necesaria para que el barco no toque fondo, teniendo que disponer de un resguardo bajo quilla como medida de seguridad.

- **Calor latente:** Es la energía absorbida por las sustancias al cambiar de estado, de sólido a líquido (calor latente de fusión) o de líquido a gaseoso (calor latente de vaporización). Al cambiar de gaseoso a líquido y de líquido a sólido se devuelve la misma cantidad de energía.

- **Calor sensible:** Es aquel que recibe un cuerpo y hace que aumente su temperatura sin afectar su estructura molecular y por lo tanto su estado.

- **Canal de navegación:** Zona claramente delimitada, dentro de la cual se establece el tráfico en dirección única. Los obstáculos naturales, incluídos los que formen zonas de separación, pueden constituir un límite.

- **Capa límite:** Espesor de fluido, próximo al contorno, en la que la velocidad del fluido varía desde cero (contorno en reposo) hasta un cierto (90-95%) tanto por ciento de su velocidad no afectada por el contorno.

- **Capacidad portante:** En cimentaciones se denomina capacidad portante a la capacidad del terreno para soportar las cargas aplicadas sobre él. Técnicamente la capacidad portante es la máxima presión media de contacto entre la cimentación y el terreno tal que no se produzcan un fallo por cortante del suelo o un asentamiento diferencial excesivo.

- **Carácter general del tramo:** Es un indicador de la importancia de dicho tramo, medida a través de las repercusiones económicas, sociales y ambientales generadas en caso de su destrucción o pérdida irreversible de su funcionalidad. Es, por tanto, indicativo de la magnitud de las consecuencias derivadas del eventual fallo de la obra de abrigo una vez haya entrado en servicio.

- **Carácter operativo:** Es un indicador de las repercusiones económicas, sociales y ambientales que se podrían producir cuando no se alcancen o se reduzcan las condiciones de operatividad en el área abrigada o protegida por el dique de abrigo o en sus accesos. Es, por tanto, indicativo de la magnitud de las consecuencias ocasionadas por las paradas operativas en la fase de servicio.

- **Carrera de Marea:** Diferencia de niveles entre una pleamar y una bajamar consecutivas.

- **Carta meteorológica:** Representa la posición de los sistemas frontales, centros de Altas y Bajas Presiones. Además, es posible obtener el viento en forma aproximada de un determinado lugar empleando la escala del viento geostrófico. Para tal efecto, es necesario obtener de ella la distancia que separa las isobaras en grados y la latitud del lugar.

- **Carta náutica:** Es una representación a escala de aguas navegables y regiones terrestres adjuntas. Normalmente indica las profundidades del agua y las alturas del terreno, naturaleza del fondo, detalles de la costa incluyendo puertos, peligros a la navegación, localización de luces y otras ayudas a la navegación.

- **Carta sinóptica:** Es la representación de un campo isobárico en superficie en un instante en una amplia área de la Tierra.

- **Celeridad-velocidad de propagación:** Cociente entre la longitud de onda y el periodo del movimiento oscilatorio. Si éste es progresivo, es la velocidad a la que se propaga la onda.

- **Celeridad de grupo:** Velocidad de propagación de la energía del movimiento oscilatorio. En aguas profundas es igual a la mitad de la celeridad de fase. También velocidad de grupo.

- **Centroide:** En geometría, el centroide o baricentro de un objeto X perteneciente a un espacio n-dimensional es la intersección de todos los hiperplanos que dividen a X en dos partes de igual n-volumen con respecto al hiperplano. Informalmente, es el promedio de todos los puntos de X. En física, el centroide puede, bajo ciertas circunstancias, coincidir con el centro de masas del objeto y además con el centro de gravedad.

- **Cese de operatividad:** Periodo de tiempo en el que transcurre entre dos ciclos continuos de operatividad.

- **Chapoteo (Oversplash):** Agua reflejada por un dique o muro tras el impacto de una ola sobre él.

- **Ciclo de calma:** Tiempo en el que el valor de las variables que definen el estado, permanece de forma continua por debajo de un valor umbral de calma.

- **Ciclo de operatividad:** Es la secuencia de estados meteorológicos en el que el valor de algunos descriptores permanece de forma continua por encima de un valor umbral de operatividad.

- **Ciclo de solicitación:** Es una secuencia de estados meteorológicos que comienza desde el instante en el que el valor de algunos descriptores estadísticos superan un cierto valor umbral hasta que, transcurrido cierto tiempo, es inferior a él. Los ciclos de solicitación del oleaje se conocen también con el nombre de temporales.

- **Ciclo de uso y explotación:** Es la secuencia de estados meteorológicos en los que la probabilidad de que ocurra un modo de parada adscrito a los estados límite operativos no es significativa bien en el cómputo de la probabilidad conjunta de parada operativa en la vida útil, bien en el número de paradas operativas, bien en la duración de la parada operativa.

- **Ciclón:** Baja presión atmosférica.

- **Ciclón extratropical:** Los ciclones extratropicales, a veces llamados ciclones de media latitud, son un grupo de ciclones definidos como sistemas del tiempo metorológicos en escala sinóptica de baja presión en latitudes medias de la Tierra.

- **Ciclón tropical:** Los ciclones tropicales (también conocidos como tormentas tropicales, huracanes y tifones) son ciclones que se forman generalmente en océanos calientes (generalmente tropicales) y de ahí succionan la energía de la evaporación y la condensación.

- **Cimentación:** Parte del dique en contacto con el suelo y por tanto la vía de transmisión de los esfuerzos al terreno.

- **Circulación global:** La radiación solar provoca un calentamiento neto de los trópicos y un enfriamiento neto de los polos. La circulación global se establece como mecanismo compensatorio de esta diferencia de temperatura.

- **Clima marítimo:** Caracterización del oleaje en períodos largos de tiempo o descripción estadística de la variación en el dominio del tiempo de los Estados del Mar en un emplazamiento dado. Puede considerarse definido a partir de la estadística unidimensional y bidimensional de los parámetros geométrico-estadísticos y espectrales representativos del Estado de Mar en la zona considerada.

- **Coeficiente de correlación:** Informa sobre la relación lineal entre dos variables, pero no da ninguna información sobre su relación de causa-efecto.

- **Coeficiente de direccionalidad:** Permite la obtención de regímenes extremales direccionales de altura de ola significante a partir del régimen extremal escalar correspondiente a la zona analizada.

- **Coeficiente de disipación:** Cuantifica la variación de altura de ola debido a cualquier proceso de disipación de energía de oleaje.

- **Coeficiente de marea:** Relación entre la altura de una marea en un punto y la altura de marea sobre el nivel medio del mar los días de mareas vivas equinociales (cuando la declinación de la luna es nula y ésta y el sol están a sus distancias medias de la Tierra).

- **Coeficiente de reflexión:** Relación entre la altura de ola reflejada en un obstáculo y la altura de ola incidente.

- **Coeficiente de refracción y asomeramiento:** Cuantifica la variación de altura de ola por la influencia del fondo marino a partir de la altura de ola en aguas profundas.

- **Coeficiente de transmisión:** Relación entre la altura de ola transmitida detrás de un obstáculo y la altura de ola incidente.

- **Coeficiente de variación:** En estadística el coeficiente de variación (de Pearson) es una medida de dispersión útil para comparar dispersiones a escalas distintas pues es una medida invariante ante cambios de escala. Por otro lado presenta problemas ya que a diferencia de la desviación típica este coeficiente es variable ante cambios de origen.

- **Cohesión:** Es la cualidad por la cual las partículas del terreno se mantienen unidas en virtud de fuerzas internas, que dependen, entre otras cosas del número de puntos de contacto que cada partícula tiene con sus vecinas.

- **Compresibilidad:** Capacidad de deformarse variando su volumen al aplicar cargas de compresión en su superficie.

- **Condiciones de temporal:** Estados del Mar que supera un determinado valor umbral de altura significante. Dicha altura de ola umbral es variable para cada zona en función de las características climáticas de la misma. Define el ciclo de solicitación, en general asociado a condiciones de trabajo extremas.

- **Condiciones de trabajo excepcionales:** Conjunto de estados de proyecto asociados a algunos valores de los factores de proyecto que tienen: una probabilidad de ser superados muy pequeña y mucho menor que la probabilidad de presentación de los valores de los factores predominantes que definen las condiciones de trabajo extremas, su presentación es inesperada y accidental, u ocurren por razones previstas de uso y explotación. Pueden ser fortuitas o previstas, y las fortuitas pueden ser fortuitas del medio físico o fortuitas accidentales.

- **Condiciones de trabajo extremas:** Son aquellas condiciones definidas por los valores máximos previsibles de la variable en un intervalo de tiempo.

- **Condiciones de trabajo normales:** Estado en el que una instalación funciona sin limitaciones, no viéndose afectada su explotación u operatividad por las condiciones medioambientales.

- **Conjetura de Stokes:** Condiciones, peralte límite, velocidad horizontal o aceleración vertical de las partículas de agua en la cresta para que se produzca la rotura de la ola.

- **Contradique:** Dique no principal cuya función es proteger de los oleajes menos severos y delimitar la bocana y el área portuaria.

- **Copla:** Modelo numérico de la Universidad de Cantabria que resuelve seguidamente, pero no simultáneamente, la evolución del nivel del mar y el sistema circulatorio generado.

- **Corriente:** Flujo de masa de agua, debida a diversos factores, tales como la marea, el oleaje, la descarga producida por un curso fluvial, etcétera.

- **Corriente de densidad:** Flujo debido a la diferencia de densidad entre dos masas de agua.

- **Corriente de marea:** Circulación de agua producida por la marea astronómica. Puede dividirse en corriente vaciante o entrante, dependiendo del tramo del ciclo considerado.

- **Corriente litoral:** Corrientes en la zona litoral causadas generalmente por la acción del viento, la marea astronómioca y la circulación global.

- **Corriente longitudinal:** Corrientes litorales en la zona de rompiente cuya dirección predominante es longitudinal a la costa, habitualmente generadas por rotura de oleaje en forma oblicua a la costa.

- **Cota o Nivel de emersión:** Altura con respecto al plano de agua alcanzado por la coronación del elemento.

- **Cota de inundación:** Cota máxima alcanzada por la acción conjunta de la marea astronómica, marea meteorológica y ascenso del oleaje en una playa.

- **Cota o Nivel de sumergimiento o de inmersión:** Altura de agua a la cual queda la coronación del elemento sumergido.

- **Coste anual total de la obra:** Suma del coste esperado de los daños anuales y el coste anual equivalente de la inversión.

- **Coste total de la inversión:** Suma del coste esperado de los daños anuales acumulados producidos por cada uno de los modos principales y el coste de la inversión.

- **Costes de conservación y explotación:** Incluyen, con sus calendarios correspondientes, todos los necesarios para que el tramo proporcione las condiciones adecuadas de uso y explotación del área portuaria y, en su caso, de sus instalaciones, manteniendo los requisitos de fiabilidad, funcionalidad y operatividad.

- **Covarianza:** La covarianza de dos variables aleatorias U y V, $Cov[U,V]$, es el valor esperado de los productos de sus desviaciones con respecto a sus medias.

- **Cresta:** Parte más alta de una ola.

- **Cuerpo central del dique:** Es el principal elemento resistente frente a la acción del oleaje, provocando su transformación mediante procesos como la rotura o la reflexión.

- **Curva de estado:** Representación de la evolución temporal de alguno de los descriptores de estado en un punto del mar.

- **Curvas de estado de oleaje:** Curva que define los sucesivos estados de oleaje en forma continua en función del tiempo. Esta curva representa la evolución de un parámetro estadístico determinado, representativo del estado de oleaje, por ejemplo, la altura de ola significante.

- **Dársena:** Es una parte resguardada del área portuaria con instalaciones habilitadas para el fondeo, atraque y desatraque de embarcaciones y operaciones de carga y descarga.

- **Datos REDCOS:** El conjunto de datos REDCOS está formado por las medidas procedentes de la Red de Boyas Costeras de Puertos del Estado.

- **Datos REDEXT:** El conjunto de datos REDEXT esta formado por las medidas procedentes de la Red de Boyas de Aguas Profundas (Red Exterior).

- **Datos Simar:** El conjunto de datos SIMAR-44 está formado por series temporales de parámetros atmosféricos y oceanográficos procedentes de modelado numérico de alta resolución de atmósfera, nivel del mar y oleaje que cubre todo el entorno litoral español.

- **Datum de la Carta:** Nivel de referencia permanente sobre el cual se miden las sondas y las alturas de marea. Se considera un factor de seguridad para la navegación seleccionar un nivel inferior al Nivel Medio del Mar. El Instituto Hidrográfico de la Marina emplea usualmente la mayor bajamar local como datum de la carta para las sondas.

- **Datum local o cero del Puerto:** Datum arbitrario definido por la autoridad portuaria local para refrenciar las sondas y la topografía en el Puerto.

- **Declinación:** Es la coordenada de la esfera celeste, equivalente a la latitud sobre la Tierra. Distancia angular de un astro al ecuador celeste; se mide entre 0 grados y 90 grados. Es positiva si va hacia el Polo

Norte, y negativa en la dirección del Polo Sur celeste. La declinación junto con la ascensión recta son las dos coordenadas por medio de las cuales se determina y conoce la posición de un astro en el cielo.

- **Deformación:** La deformación es el cambio en el tamaño o forma de un cuerpo debido a esfuerzos internos producidos por una o más fuerzas aplicadas sobre el mismo.

- **Descriptores de estado:** Representan la variabilidad estadística o frecuencial del estado.

- **Desmantelamiento:** Levantamiento de una estructura y restauración, en su caso, del territorio a sus condiciones originales.

- **Día sidéreo:** Es el lapso transcurrido entre dos culminaciones (o tránsitos) sucesivos del Primer punto de Aries (o equinoccio Vernal). Se podría definir igualmente respecto al Primer punto de Libra. El día sidéreo es unos 4 minutos más corto que el día solar medio.

- **Día solar medio:** Es un promedio del día solar verdadero, y se corresponde con el tiempo civil. Equivale a 86.400 segundos, unidad que actualmente se define a partir de propiedades atómicas muy precisas, lo cual permite medir las diferencias con el día solar verdadero.

- **Difracción:** Flujo de energía oscilatoria debido al gradiente de altura de ola perpendicular a la dirección de propagación

- **Dique berma:** Dique de materiales sueltos cuya principal característica es el diseño del manto principal exterior con una berma, situada ligeramente por encima del nivel medio, y con un peso de las piezas inferior al necesario para segurar su estabilidad estática. Este tipo de diques, cuando se ven sometidos a la solicitación de cálculo, modifican el perfil del manto exterior hasta que se alcanza una situación de equilibrio.

- **Dique de abrigo:** Estructura de protección construida para reducir la acción del oleaje, por medio de una combinación de reflexión y disipación de la energía del oleaje incidente.

- **Dique en talud:** También se denomina dique rompeolas o de escollera. Se caracteriza porque el paramento frontal o de barlomar está construido en talud y con materiales granulares. Disipan la energía del oleaje mediante rotura, fricción con el material granular y por transmisión del oleaje hacia la parte abrigada.

- **Dique flotante:** Obra marítima que se utiliza en áreas abrigadas para proteger una zona de las oscilaciones de corto periodo. Se fija al terreno mediante sistemas de anclajes y guías y oscila frente a la acción del oleaje.

- **Dique granular:** Construidos con un núcleo de todo uno de cantera y mantos de escollera.

- **Dique mixto:** Obra marítima construida con una base granular sobre la que se apoya una estructura reflejante. El comportamiento del dique como reflejante o rompeolas depende de la cota de cimentación de la estructura y de las carcterísiticas del oleaje incidente.

- **Dique sumergido o arrecife:** Obra marítima construida con la cota de coronación por debajo de la bajamar, generalmente paralelos a la costa. El objetivo primordial es reducir la acción del oleaje sobre la costa forzando la rotura de la ola sobre el arrecife.

- **Dique sumergido en talud:** La geometría de la sección de estos diques es muy similar a la del dique emergido sin espaldón, pero su cota de coronación se encuentra por debajo del nivel del mar.

- **Dique vertical:** Tipología de dique de abrigo caracterizada por tener el paramento vertical, donde generalmente la parte central y la superestructura están formados por un único elemento estructural. El dique esencialmente actúa como reflector del flujo de energía incidente.

- **Dirección de propagación:** Dirección en la que se propaga una onda.
- **Dirección principal de propagación:** Es aquella en la que se produce el máximo flujo de energía.
- **Disipación:** La disipación de la energía oscilatoria se produce principalmente por dos mecanismos, la rotura y la fricción por los contornos (superficie y fondo) y, en el caso de los diques de abrigo, el interior del medio por el que se propaga.
- **DMA:** Directiva Marco del Agua.
- **Dominio I:** Oceáno y mar abierto.
- **Dominio II:** Plataforma continental exterior.
- **Dominio III:** Plataforma continental interior y áreas litoral incluyendo zona de rompientes.
- **Dominio IV:** Áreas portuarias.
- **Dominio V:** Mares confinados de profundidad reducida.
- **Dominio de fallo:** Se define por el conjunto de valores de los descriptores de estado o variables que definen el fallo, para el cual el margen de seguridad S, es menor o igual que cero.
- **Dominio espacial:** Superficie en la que se desarrolla la actividad, sea física o de carácter matemático. En el caso del movimiento oscilatorio se define en función de la longitud de onda L y de la profundidad relativa, h/L, siendo h la profundidad de agua.
- **Dominio temporal:** Es el intervalo de tiempo en el que se desarrolla la actividad sea física o de carácter matemático. En el caso del movimiento oscilatorio se define en fucnión del periodo de la ola T y del número de olas.
- **Dragado:** Es la operación de limpieza de los sedimentos en cursos de agua, lagos, bahías, accesos a puertos para aumentar la profundidad de un canal navegable o de un río con el fin de aumentar la capacidad de transporte de agua, evitando así las inundaciones aguas arriba y el calado para facilitar el tráfico marítimo minimizando el riesgo de encallamiento.
- **Duque de Alba:** Estructura exenta diseñada para soportar esfuerzos horizontales de amarre o atraque, o servir de protección a otras estructuras (para evitar el impacto directo de embarcaciones contra ellas).
- **Duración de la excedencia:** Tiempo que en un intervalo de tiempo, año meteorológico o vida útil, el descriptor de estado se mantiene por encima del valor seleccionado.
- **Duración del estado:** Cuantifica el tiempo que debe transcurrir para que se produzca un cambio significativo en la manifestación del proceso y, en consecuencia, el tiempo durante el cual se admite que se cumplen las hipótesis sobre las que se sustenta.
- **Duración máxima de una parada:** Es el tiempo máximo esperado de una parada operativa expresado en horas.
- **Ecuación de verificación:** Relación funcional entre factores de proyecto que describe la ocurrencia de cada uno de los modos de fallo. Esta ecuación se puede formular en diversos formatos: coeficiente de seguridad global, margen de seguridad, etc.
- **Ecuador:** El ecuador es el plano perpendicular al eje de rotación del planeta y que pasa por su centro. El ecuador divide la superficie del planeta en dos partes, el Hemisferio Norte y el Hemisferio Sur. La latitud del ecuador es, por definición, de 0°. El ecuador de la Tierra mide 40.075,004 km.

- **Edad de la marea:** La amplitud del movimiento mareal depende de la posición relativa de los astros. Cuando se encuentren alineados, provocan que las carreras de mareas sean máximas, dado que los efectos están en fase. Estos estados se denominan mareas vivas, y coinciden, aproximadamente, con los períodos de luna llena y luna nueva; la diferencia entre ambos sucesos es por lo general de 1 a 3 días. Este desfase se conoce con el nombre de edad de la marea.

- **Edad del oleaje:** Se define por el cociente entre su celeridad y la velocidad del viento generador (C/U_{10}).

- **Efecto Coriolis:** Es la aceleración relativa que sufre un objeto que se mueve dentro de un sistema de referencia no inercial en rotación cuando varía su distancia respecto al eje de giro.

- **Energía incidente o flujo de energía:** Es la cantidad de energía que pasa por una superficie del volumen de control en la unidad de tiempo.

- **Entrada parcial en servicio:** En los casos en los que durante la fase de construcción, el dique o tramo de dique entre transitoriamente en servicio, la probabilidad de fallo admisible durante esta fase transitoria será la que se especifique en el proyecto, habiendo considerado las consecuencias sociales y ambientales del fallo en esta situación e incluyendo las condiciones relacionadas con la construcción.

- **Epicentro:** Es el punto en la superficie de la tierra que está directamente encima del foco o hipocentro, donde se origina un terremoto o una explosión en el interior de la Tierra.

- **Ergódico:** Si se admite que un proceso aleatorio es ergódico, se puede admitir que es estacionario y homogéneo en sentido estadístico.

- **Erosión:** Proceso de extracción con el resultado de la modificación morfológica de los contornos sustracción por la acción de los procesos geológicos exógenos, tales como las corrientes superficiales de agua, el oleaje y otras oscilaciones del mar, el viento, los cambios de temperatura o la acción de los seres vivos.

- **Espacio muestral:** Conjunto de todos los valores posibles de la población.

- **Espaldón o coronación:** Parte más elevada de una obra marítima. Generalmente se le denomina espaldón a una estructura monolítica de hormigón situada sobre la coronación del dique y que permite el acceso sobre el dique y reducir parcialmente el rebase y el volumen del dique.

- **Espectro de oleaje:** Función que expresa la energía del oleaje en el dominio de la frecuencia.

- **Espectro de TMA o FRF:** Espectros teórico-experimentales en mar abierto que permite determinar la forma espectral a partir de medidas específicas en el emplazamiento, en ausencia de datos y dependiendo de la edad del oleaje y de la profundidad relativa. Este espectro se utiliza para oleaje en fase de desarrollo y profundidades intermedias e indefinidas. También se puede aplicar al oleaje generado en profundidades intermedias y reducidas.

- **Espectro direccional de oleaje:** Función que expresa la energía del oleaje en los dominios de la frecuencia y de la dirección de propagación del oleaje. Se expresa como el producto del espectro frecuencial de oleaje y la función de dispersión direccional.

- **Espectro JONSWAP:** Espectro frecuencial teórico multiparamétrico desarrollado por Hasselman, que se basa en el espectro de Pierson-Moskowitz ajustado a espectros reales medidos en el Mar del Norte. Permite fundamentalmente la definición de oleajes parcialmente desarrollados, es decir, aquellas situaciones en las que el oleaje está limitado por el fetch o por la duración del viento.

- **Espectro Pierson-Moskowitz:** Espectro frecuencial de oleaje que permite la definición de oleajes totalmente desarrollados en aguas profundas.

- **Espectro unidireccional TMA:** Es un espectro frecuencial y unidireccional representativo del estado de oleaje en profundidades intermedias y reducidas si no hay rotura de ola por efecto del fondo.

- **Espigón:** Un espigón o escollera es una estructura lineal (predomina la longitud sobre las otras dimensiones) construida con bloques de piedras de dimensiones considerables, o de elementos prefabricados de hormigón, colocados dentro del agua, en ríos, arroyos o próximos a la costa marítima, con la intención de dirigir el flujo en alguna dirección determinada, reducir el oleaje o favorecer la sedimentación de arena.

- **Estadístico:** Cualquier función de los valores observados o muestrales que sea cuantificable y no contenga ningún parámetro desconocido se denomina estadístico.

- **Estado de oleaje:** Intervalo de tiempo en el que puede admitirse que cualquier manifestación del oleaje es estacionaria en sentido estadístico. Se puede caracterizar por una altura y un periodo representativos (p. ej. la altura de ola significante y un periodo medio o de pico).

- **Estado geotécnico:** Describe y caracteriza las tensiones en el sólido, las presiones intersticiales y las tasas de deformación del terreno.

- **Estado Límite de Servicio:** Estado de proyecto en el cual, la obra en su conjunto, o alguno de sus tramos o elementos, queda fuera de uso o servicio por incumplimiento de los requisitos de servicio especificados en el proyecto.
  Estado que produce la pérdida de funcionalidad de la obra o de una parte de ella, de forma reversible o irreversible, debido a un fallo estructural, estético, ambiental o por condicionante legal. En ellos se consideran todos aquellos modos de fallo que reducen o condicionan el uso y explotación de la obra y que pueden significar una reducción de la vida útil o de la probabilidad de supervivencia de la obra debidos a la degradación de las propiedades de los materiales de construcción o del terreno, a deformaciones o vibraciones excesivas en la estructura para el uso y explotación de la obra o alteraciones geométricas acumulativas.

- **Estado Límite Operativo:** Es aquel en el que se reduce o se suspende temporalmente la explotación portuaria por causas externas a la obra, sin que haya daño estructural en ella.

- **Estado Límite Último:** Estado de proyecto en el cual, la obra en su conjunto, o alguno de sus tramos o elementos, queda fuera de uso o servicio por incumplimiento de los requisitos de seguridad especificados en el proyecto.
  Estado que produce la ruina, por rotura o colapso estructural de la obra o de una parte de ella. En ellos se consideran todos aquellos modos de fallo debidos a la pérdida de equilibrio de la estructura o parte de ella como sólido rígido, a las deformaciones plásticas excesivas, rotura o pérdida de la estabilidad de la estructura o parte de ella o a la acumulación de deformaciones, fisuración progresiva o fatiga bajo cargas repetidas.

- **Estado meteorológico:** Describe y caracteriza la manifestación simultánea de los agentes atmosféricos (velocidad y dirección de viento, precipitación, niebla, etc.) y marinos (oleaje, marea meteorológica y astronómica, otras oscilaciones de largo periodo y corrientes).

- **Estado umbral de seguridad:** Describe y caracteriza el comienzo y el final de un temporal o ciclo de solicitación; suele estar relacionados con las condiciones de trabajo extremas, es decir, con la presentación de los estados meteorológicos más severos.

- **Estado umbral de uso y explotación:** Describe y caracteriza el comienzo y el final de un intervalo de calmas, o de ciclo de operatividad, en los que la obra y sus instalaciones están operativas y, en consecuencia, es posible el uso y la explotación; suele estar asociado a las condiciones de trabajo operativas normales.

- **Estela:** Rastro en el aire o en el agua que deja tras de sí un objeto en movimiento.

- **Estimación:** Es el valor que el estimador proporciona al aplicarlo a un caso concreto.

- **Estimador:** Un estimador es el método o forma de hacer una estimación; p.ej. la media muestral es un estimador de punto de la media de la población.

- **Fase de proyecto:** Secuencia temporal de estados de proyecto durante los cuales el tramo de obra mantiene una misma actividad principal, aunque pueda tener otras secundarias. Se podrán considerar las siguientes fases de proyecto: estudios y proyecto de construcción, construcción, servicio, conservación, reparación y desmantelamiento. La duración de la fase de servicio es la vida útil del tramo.

- **Fetch:** Longitud ininterrumpida de la superficie del mar a través de la cual la acción del viento puede generar oleaje.

- **Fiabilidad:** Valor complementario de la probabilidad conjunta de fallo en la fase o subfase de proyecto considerada frente a los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos.

- **Flujo medio de energía por unidad de anchura de cresta:** Define la cantidad de energía que pasa por una sección, desde el fondo hasta el nivel medio del mar (en teoría lineal).

- **Foehn:** El efecto Foehn o Föhn (nombre alemán tomado de un característico viento del norte de los Alpes) se produce en relieves montañosos cuando una masa de aire cálido y húmedo es forzada a ascender para salvar ese obstáculo. Esto hace que el vapor de agua se enfríe y sufra un proceso de condensación o sublimación inversa precipitándose en las laderas de barlovento donde se forman nubes y lluvias orográficas.

- **Fondear:** Ubicar la embarcación o el objeto en un lugar del mar.

- **Fondo abisal:** Llanura que forma el fondo oceánico.

- **Formulación determinista:** Expresión matemática en la que los agentes y las acciones predominantes y no predominantes y de los parámetros toman valores nominales o determinados, independientemente de su probabilidad de excedencia.

- **Formulación determinista probabilista:** Expresión matemática en la algunos de los agentes y las acciones predominantes se adscriben en función de su probabilidad de excedencia, mientras que los restantes toman valores nominales o determinados, independientemente de aquella.

- **Formulación probabilista:** Los valores de los términos de la ecuación se determinan a partir de sus respectivos modelos de probabilidad en la fase analizada, calculados en general a partir de los modelos de probabilidad de los parámetros y agentes.

- **Francobordo:** Distancia vertical entre el nivel del mar en reposo y la parte superior de una estructura.

- **Frecuencia:** Inversa del periodo $f = 1/\mathrm{T}$.

- **Frecuencia angular:** $\sigma = 2\pi/T$ [1/s]; tambien se usa w.

- **Fricción:** Se define como fuerza de rozamiento o fuerza de fricción entre dos superficies en contacto a la fuerza que se opone al movimiento de una superficie sobre la otra o a la fuerza que se opone al inicio del movimiento. Se genera debido a las imperfecciones, especialmente microscópicas, entre las superficies en contacto.

- **Función condicionada:** A diferencia de las marginales la función de densidad y distribución de una de las variables condicionada a la ocurrencia de un valor o un rango de valores de la otra se conoce con el nombre de función condicionada.

- **Función de densidad:** La función de densidad de probabilidad de una variable aleatoria, X, continua, $f(x)$, mide la intensidad o tasa de probabilidad del valor x.

- **Función de dispersión direccional:** Función que expresa la distribución relativa de la energía en el dominio de la dirección del oleaje.

- **Función de distribución:** La función de distribución de probabilidad de x o función de distribución acumulada, es una función $F(x)$ que asigna a cada suceso su probabilidad de ocurrencia.

- **Funciones de punto:** Funciones locales.

- **Funciones marginales:** Son las funciones de densidad y de distribución de una de las variables, independientemente de los valores de la otra.

- **Galerna:** Temporal súbito y violento con fuertes ráfagas de viento del oeste al noroeste que suele azotar el Mar Cantábrico y sus costas, por lo general en la primavera y el otoño. Se engloba dentro de las denominados Perturbaciones Atrapadas en la Costa.

- **GAMS:** General Algebraic Modeling System, que es un software concebido expresamente para problemas de optimización con un gran número de variables y restricciones.

- **Gánguil:** El Gánguil o Pontón es la embarcación plana, con la proa y la popa de igual forma, utilizado para depositar materiales granulares dentro del mar. Está formada por un flotador de acero, normalmente periférico, con un fondo que se abre gracias a unas puertas abatibles. La forma de vaciado es por gravedad.

- **Grupo de olas:** El oleaje en un punto del mar se suele presentar con secuencias temporales de olas de altura mayor seguida de otras de altura menor; se dice que las olas vienen agrupadas.

- **HAMSOM:** Modelo tridimensional de Circulación Oceánica desarrollado por el IFM (Institute für Meereskunde, Hamburg) y por Clima Marítimo (Puertos del Estado, Madrid). El modelo HAMSOM se basa en un conjunto de siete ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Las incógnitas son las tres componentes de la velocidad, la presión, la densidad del agua, la salinidad y la temperatura.

- **Hemisferio:** En cartografía, la Tierra se considera dividida en dos hemisferios, a partir de la Línea del Ecuador, el llamado hemisferio boreal o hemisferio norte , el llamado hemisferio austral o hemisferio sur y el hemisferio central.

- **Histograma:** En estadística, un histograma es una representación gráfica de una variable en forma de barras, donde la superficie de cada barra es proporcional a la frecuencia de los valores representados. En el eje vertical se representan las frecuencias, y en el eje horizontal los valores de las variables, normalmente señalando las marcas de clase, es decir, la mitad del intervalo en el que están agrupados los datos.

- **Hormigón en masa:** Hormigón que no contiene armadura interior.

- **Hormigón estructural:** Hormigón armado con barras de acero.

- **IGN:** Instituto Geográfico Nacional.

- **IHM:** Instituto Hidrográfico de la Marina de España.

- **Incidencia oblicua:** Se dice de los trenes de onda que arriban formando un ángulo con una alineación preestablecida, en general, un dique o la línea de costa.

- **Índice de calidad geomecánica GSI:** Geological Strength Index, Índice de Resistencia Geológica. Determina la calidad del macizo rocoso.

- **Índice de poros:** Es la relación volumétrica de huecos respecto a la parte sólida, se da en tanto por uno.
- **Índice de rotura:** El valor del monomio indica cuan próxima está la onda de su amplitud relativa límite. Este valor cuando se expresa por medio de la altura de ola se denomina índice de rotura.
- **Inicio de avería:** Estado de la obra para el que se considera que comienza la avería en alguna parte de la misma por alguno de los modos principales.
- **Inferencia estadística:** Es el proceso por el cual se obtiene un comportamiento probabilista de una población a partir de una muestra de ella.
- **Intervalo de confianza:** Para toda variable aleatoria, se puede definir un rango de valores, acotado superior e inferiormente, denominado intervalo de confianza.
- **Intradós:** Superficie exterior de una estructura de contención del terreno.
- **IRE:** Índice de repercusión económica. Valora cuantitativamente las repercusiones económicas por reconstrucción de la obra y por cese o afección de las actividades directamente relacionadas con ella, previsibles, en el caso de producirse la destrucción o la pérdida de operatividad total de la misma.
- **IREO:** Índice de repercusión económica operativo. Valora cuantitativamente los costes ocasionados por la parada operativa del tramo de obra.
- **ISA:** Índice de repercusión social y ambiental. Estima de manera cualitativa el impacto social y ambiental esperable en el caso de producirse la destrucción o pérdida de operatividad total de la obra marítima, valorando la posibilidad y alcance de: pérdida de vidas humanas, daños en el medio ambiente y en el patrimonio histórico-artístico y alarma social generada, considerando que el fallo se produce una vez consolidadas las actividades económicas directamente relacionadas con la obra.
- **ISAO:** Índice de repercusión social y ambiental operativo. Estima de manera cualitativa el impacto social y ambiental esperable en el caso de producirse un modo de parada operativa de la obra marítima, valorando la posibilidad y alcance de: pérdida de vidas humanas, daños en el medio ambiente y en el patrimonio histórico-artístico y alarma social generada.
- **Isobaras:** En los mapas sinópticos, las isobaras son las isolíneas de igual presión atmosférica en la superficie de la Tierra.
- **Latitud:** La latitud es la distancia angular entre el ecuador y un punto determinado del planeta. La latitud se mide en grados, entre 0 y 90.
- **Ley de Green:** Ecuación de conservación del flujo de energía aplicada a ondas largas.
- **Ley de Hooke:** Establece que el alargamiento unitario de un material elástico es directamente proporcional a la fuerza aplicada F.
- **Ley de Snel:** Es una fórmula simple utilizada para calcular el ángulo de refracción que experimenta un movimiento ondulatorio (luz en la atmósfera u ondas en el mar) al atravesar una superficie en el que cambia las condiciones de propagación (densidad del fluido o la profundidad de agua).
- **Licuefacción:** Proceso por el que las arenas "flotan" y pierden su capacidad portante.
- **Línea de costa:** Es la línea en la superficie de la Tierra que define el límite entre mar y tierra firme.
- **Línea ortogonal:** Líneas tangentes a la dirección de propagación de la onda en cada punto.
- **Litología del macizo rocoso:** Características petrográficas y propiedades del macizo rocoso.

- **Litoral:** Incluye dos zonas, la plataforma continental interior y la zona de rompientes y es la zona en la que habitualmente se ubican las áreas portuarias y litorales y, en consecuencia, en la que se construyen las obras marítimas y portuarias.

- **Longitud de Obukhov:** Cuantifica la proporción de energía turbulenta mecánica frente al flujo de calor sensible en la superficie.

- **Longitud de onda:** Distancia horizontal que existe entre dos puntos de la misma fase de un tren de ondas, por ejemplo dos crestas o dos senos contiguos.

- **Mancha solar:** Una mancha solar es una región del Sol con una temperatura más baja que sus alrededores, y con una intensa actividad magnética.

- **Mantos de protección:** Las diferentes capas de piezas que forman un dique en talud.

- **Manto principal:** Es el más externo de los mantos de un dique en talud y constituye el elemento resistente del dique, sobre el que se disipa la energía del oleaje.

- **Mantos secundarios:** Son los mantos interiores de un dique en talud, que sirven de apoyo al manto principal y de transición hasta el núcleo.

- **Mapas sinópticos:** Son una buena fuente de información de la presión media y su distribución espacial durante el paso de borrascas o en situación anticiclónica.

- **Mar abierto:** Alejado de la costa y sin accidentes geográficos u obras próximas.

- **Mar de Alborán:** Es la parte más occidental del mar Mediterráneo; limita al norte con la costa española, al sur con las costas marroquí y argelina, y al oeste con el Estrecho de Gibraltar, que conecta el Mediterráneo con el Atlántico. Sus aguas cubren desde el Estrecho de Gibraltar hasta el Cabo de Gata y la ciudad de Orán.

- **Mar de fondo u oleaje tipo swell:** También denominado mar de fondo. Oleaje generado por la acción del viento que ha salido del área de generación y muestra características crecientes de regularidad.

- **Mar de viento u oleaje tipo sea:** También denominado mar de viento. Oleaje generado por viento que se encuentra dentro del área de generación y posee características bastante irregulares.

- **Marea astronómica:** Movimiento periódico de elevación y descenso del nivel del mar debido a las atracciones gravitatorias de la luna, el sol y demás cuerpos astrales. Su intensidad depende de la posición relativa que el sol y la luna tienen respecto a la tierra y del punto.

- **Marea de equilibrio:** Respuesta instantánea del océano debida a la acción de la fuerza gravitatoria, asumiendo que cubre la totalidad de la superficie terrestre.

- **Marea meteorológica:** Cambios del nivel del mar como consecuencia de los cambios de presión atmosférica y acción del viento sobre la superficie del agua.

- **Marea muerta:** Cuando el sol y luna se encuentran en ángulo recto (en cuadratura), se producen las mínimas carreras de mareas, denominadas mareas muertas.

- **Marea nodal:** La marea nodal lunar se produce por el movimiento de retroceso a lo largo de la eclíptica del nodo ascendente de la Luna, definido como el punto en que la Luna cruza la eclíptica de Sur a Norte. Este movimiento de retroceso completa una revolución en 18.61 años, siendo el responsable de que la declinación de la Luna varíe entre 18.5 grados y 28.5 grados en ese período. Esta variación de la declinación produce la denominada marea nodal.

- **Marea semidiurna lunar:** En el curso de un día lunar, un punto dado de la superficie terrestre experimentará dos niveles máximos y dos mínimos. Este movimiento se denomina marea semidiurna lunar.

- **Marea viva:** La amplitud del movimiento mareal depende de la posición relativa del sol y la luna. Cuando se encuentran alineados, provocan que las carreras de mareas sean máximas, dado que sus efectos están en fase.

- **Marea viva equinoccial:** Mareas vivas durante los equinocios.

- **Maremoto:** Onda larga de periodo comprendido entre varios minutos y una hora y altura de ola de hasta decenas de metros, generada bien por el movimiento vertical del fondo marino asociado a un terremoto submarino, bien por la caida de grandes deslizamientos de tierra o erupciones volcánicas o por otras causas.

- **Mareógrafo:** Mareómetro o mareógrafo es el aparato que sirve para medir o registrar las mareas, se suele situar en las entradas de los puertos para orientar e informar a los barcos de la disposición de calado existente. Forman parte de las redes de meteorología y oceanografía para la ayuda a la navegación marítima.

- **Margen de seguridad:** $S = x_1 - x_2$, siendo x_1 y x_2 expresiones de las acciones que se oponen o favorecen la ocurrencia del modo de fallo.

- **Meandro:** Un meandro es una curva descrita por el curso de un río cuya sinuosidad es pronunciada. Se forman con mayor facilidad en los ríos de las llanuras aluviales con pendiente muy escasa.

- **Mecanismo:** Forma en que se produce el fallo o la parada.

- **Media:** Cantidad total de la variable distribuida a partes iguales entre cada observación.

- **Mesoescala:** La mesoescala en Meteorología es el estudio de sistemas del tiempo atmosférico más pequeños que la escala sinóptica meteorológica, pero más grandes que la microescala y la escala de tormenta de los sistemas de nubes cúmulos. Sus dimensiones horizontales generalmente oscilan entre decenas a varios centenares de km. Ejemplos de sistemas de mesoescala meteorológica son las brisas de mar.

- **Meteomaremotos:** Son pulsaciones rápidas de presion y de viento medios que producen oscilaciones de la superficie libre del mar, formada por un numero pequeño de grupos de ondas con respecto a un nivel de referencia.

- **Método de los estados límite:** Cálculos que se realizan para verificar que en cada uno de los modos de fallo o parada se cumplen los requisitos de proyecto respecto a la fiabilidad, funcionalidad y operatividad en todas las fases y estados de proyecto, adscritos a unos estados límite de seguridad, servicio o uso y explotación.

- **Método de los momentos:** Método para aplicar un modelo de probabilidad a una serie de datos de una sola variable aleatoria igualando los momentos muestrales y los teóricos de la distribución.

- **Método de máxima verosimilitud:** Método para aplicar un modelo de probabilidad a una serie de datos de una sola variable aleatoria maximizando el logaritmo de la función de verosimilitud aplicada a las variables muestrales.

- **Método de Monte Carlo:** Es un método no determinístico o estadístico numérico usado para aproximar expresiones matemáticas complejas y costosas de evaluar con exactitud.

- **Método del paralelepípedo:** La propagación del tren de ondas depende del comportamiento 'promediado' de un conjunto de puntos, en concreto los vértices y el centro del paralelepípedo de avance. Seleccionada la dimensión del lado del paralelepípedo, del orden de $L/4$, el método evitaba el problema

de los caústicos o cruces de rayos y la respuesta instantánea del tren de ondas por cambios puntuales de la profundidad.

- **Método gráfico:** Método para aplicar un modelo de probabilidad a una serie de datos de una sola variable aleatoria mediante papel probabilístico.

- **Métodos de Nivel I:** Son métodos de verificación de los modos de fallo en los que los factores de proyecto y los valores de los términos se determinan, por lo general, con criterios deterministas. Incluyen los métodos del coeficiente de seguridad global y de los coeficientes de seguridad parciales.

- **Métodos de Nivel II:** Metodos de verificación en los que se define la ecuación de verificación en función de los momentos estadísticos de primer orden y, mediante transformaciones funcionales, se expresa en términos de variables gaussianas reducidas e independientes.
  Se relaciona la probabilidad de fallo con la mínima distancia entre el origen de coordenadas a la superficie de fallo ($G = 0$), que es una ecuación de verificación en formato de margen de seguridad. Se deben conocer, en el intervalo de tiempo, las funciones de distribución y covarianza de los factores de proyecto.

- **Métodos de Nivel III:** Son métodos de verificación que obtienen la solución de la ecuación de verificación integrando una función multidimensional en el dominio del fallo. Esta integración es una tarea compleja, y por lo general se pueden obtener la probabilidad de fallo y los valores de los factores de proyecto mediante técnicas de simulación numérica (p. ej. Monte Carlo). Se deben conocer, en el intervalo de tiempo, las funciones de distribución conjunta de los factores de proyecto que intervienen en la ecuación de verificación.

- **Métodos promediados en la fase:** Métodos que resuelven la propagación del tren a través de una magnitud promediada en la fase.

- **Métodos resolvedores de la fase:** Métodos que resuelven el comportamiento 'instantáneo' de la superficie libre.

- **Modelo aeroelástico:** Modelo en el que se reproduce la deformabilidad de la estructura y por tanto el acoplamiento no lineal flujo-estructura.

- **Modelo COULWAVE:** Modelos tipo Boussinesq de dominio público que resuelve de forma eficiente las ecuaciones tanto para incidencia normal como para incidencia oblicua de la Universidad de Cornell, USA.

- **Modelo de ECAWOM:** Aúna en un solo modelo las físicas de la atmósfera (resuelta por el modelo HIRHAM), el oleaje (modelo WAM) y la circulación oceánica (modelo HAMSOM), teniendo en cuenta las interacciones existentes entre ellas.

- **Modo de Fallo:** Forma o mecanismo, geométrico, físico, mecánico, químico o biológico, por el cual la obra o alguno de sus elementos, queda fuera de servicio por causas estructurales. Se adscriben a los estados límites últimos o de servicio para su comprobación.

- **Modos libres:** Oscilaciones propias de cuerpos de agua; su celeridad de propagación es $\sqrt{gh}$.

- **Modos mutuamente excluyentes:** Aquellos cuya ocurrencia de uno excluye la ocurrencia de los otros, y aquellos que no lo son.

- **Modos no principales:** Un modo tendrá la consideración de no principal cuando con pequeños incrementos de los costes totales de la obra se puede mejorar significativamente la fiabilidad, funcionalidad u operatividad del tramo frente a él.

- **Modos principales:** Los modos de fallo y parada para los que mejorar la fiabilidad, funcionalidad u operatividad del tramo de obra sea difícil, o realizable únicamente mediante aumentos muy importantes de los costes de la obra, se denominan modos principales.

- **Módulo de elasticidad:** El módulo de elasticidad o módulo de Young es un parámetro que caracteriza el comportamiento de un material elástico, según la dirección en la que se aplica una fuerza.

- **Módulo de Poisson:** El coeficiente de Poisson es una constante elástica que proporciona una medida del estrechamiento de sección de un prisma de material elástico lineal e isótropo cuando se estira longitudinalmente y se adelgaza en las direcciones perpendiculares a la de estiramiento.

- **Monzón:** Un monzón o monsún es un viento periódico estacional, especialmente en el Océano Índico y el sur de Asia.

- **Morro:** Extremo de un dique; en general es la parte más expuesta a la dinámica marina.

- **Movimiento armónico simple:** Se produce cuando la fuerza resultante que actúa sobre el sistema es una fuerza restauradora lineal.

- **Movimiento estacionario:** Movimiento que no depende del tiempo.

- **Movimiento oscilatorio estacionario:** El perfil no progresa, sólo oscila, sin cambiar su forma, alrededor de unos puntos fijos (nodos) y, entre ellos, hay otros de oscilación máxima (antionodos).

- **Movimiento oscilatorio parcialmente estacionario:** El perfil progresa lentamente, oscilando ligeramente alrededor de unos puntos casi fijos (quasi nodos) y, entre ellos hay otros de oscilación máxima, (cuasi antinodos).

- **Movimiento oscilatorio progresivo:** El perfil progresa en un sólo sentido con celeridad C y sin modificar su forma.

- **Muelle:** Obra construida en la orilla del mar o de un río navegable que sirve para facilitar la carga y descarga de los buques y otro tipo de operaciones.

- **Muestra:** En estadísitica parte de la población.

- **Niebla:** La niebla es un fenómeno meteorológico consistente en nubes muy bajas, a nivel del suelo y formadas por partículas de agua muy pequeñas en suspensión.

- **Niebla de radiación y advección:** Se forma por enfriamiento del aire por contacto con el suelo frío.

- **Niebla de vapor:** Se forma cuando aire frío se propaga sobre superficies húmedas cálidas, al calentar éste el aire en contacto y suministar agua por evaporación. Este aire no está saturado y al mezclarse con el aire frío y seco alcanza la saturacion provocando la niebla de vapor.

- **Niebla frontal o de precipitación:** Se forma al añadir humedad, vía evaporación de las gotas de lluvia más calientes, al aire más frio.

- **Nivel de referencia marino (NRM):** Nivel a partir del cual se representa la batimetría de la zona. Debe estar indicado en cada plano batimétrico y relacionado con el Nivel de Referencia Topográfico.

- **Nivel de referencia topográfico (NRT):** Nivel a partir del cual se representa la topografía de la zona. Debe estar indicado en cada plano topográfico y relacionado con el Nivel de Referencia Marino.

- **Nivel medio del mar en reposo (NMMR):** Define un nivel del referencia en ausencia de cualquier oscilación o corriente.

- **Nivel medio del mar local:** Nivel medio de la superficie del mar evaluado en un cierto un período de tiempo en la zona de estudio.

- **NMMA:** Nivel Medio del Mar en Alicante. A él se refieren las altitudes geométricas de las señales geodésicas distribuidas por la geografía peninsular española y constituye la referencia nacional terrestre.

- **Nodo:** Los puntos en los que $kx = \pi/2, 3\pi/2 \ldots$ etc. en ellos la superficie libre nunca se separa del nivel medio, la velocidad horizontal es máxima y la vertical nula.

- **Norte geográfico:** El polo norte geográfico, utilizado como referencia en todos los mapas, es consecuencia de la división imaginaria del globo terráqueo en diferentes gajos (husos) a través de los meridianos. El punto de intersección de todos ellos da lugar a los polos Norte y Sur, por los que pasa el eje de giro de la Tierra.

- **Núcleo:** Constituye la parte central del dique y zona de apoyo de los mantos protectores. No está sometido a la acción directa de las olas y debe impedir que la agitación exterior se transmita al interior del puerto.

- **Número de Froude:** Número adimensional que representa la razón entre las fuerzas de inercia y las fuerzas gravitatorias que actúan sobre el agua, $Fr = u/\sqrt{gh}$, donde u es la velocidad del fluido, h la profundidad y g la aceleración de la gravedad.

- **Número de Iribarren:** Parámetro utilizado en el cálculo de estabilidad de diques en talud que permite deducir cuándo el oleaje rompe en el talud o bien se refleja.

$$I_r = \frac{\tan(\alpha)}{\sqrt{\frac{H}{L_o}}}$$

  donde α es la pendiente del talud y H y L_o, la altura y longitud de la onda en profundidades indefinidas, respectivamente.

- **Número de Keulegan-Carpenter:** Relación entre el desplazamiento de la partícula de agua en el ciclo de la onda y las dimensiones del obstáculo, $KC = UT/D$, donde U es la velocidad máxima horizontal de la partícula de agua debida al movimiento oscilatorio, T es el periodo y D es la dimensión principal que se opone al paso de la onda.

- **Número de onda:** $k = 2\pi/L$ donde L es la longitud de onda.

- **Número de Reynolds:** Representa la razón entre las fuerzas de inercia y las fuerzas viscosas, $Re = UD/v$, donde U es la velocidad máxima horizontal de la partícula de agua debida al movimiento oscilatorio, D es la dimensión principal que se opone al paso de la onda y v es la viscosidad cinemática.

- **Número de Ursell:** Parámetro adimensional del oleaje, que relaciona H, L y h, (altura de onda, longitud de onda y profundidad), $U_R = H\,L^2/h^3$. Si U_R toma valores pequeños el oleaje está en régimen de Stokes; si U_R toma valores grandes, el oleaje se puede describir mediante la teoría cnoidal.

- **Oleaje:** Alteraciones de la superficie del mar producidas por la actuación continua del viento sobre una superficie (fetch) durante un cierto periodo de tiempo. Este fenómeno produce un conjunto de ondas aleatorias, de forma más o menos irregular, con diferentes direcciones de propagación y con periodos de entre 1 y 30 segundos.

- **Oleaje parcialmente desarrollado, OPD:** Representa los estados de mar en los cuales bien por limitación en el tiempo, bien por limitación de la superficie de generación, algunas de las componentes espectrales de la banda de frecuencia relacionada con el viento generador no contienen la energía que tendrían en el caso de OTD.

- **Oleaje totalmente desarrollado, OTD:** Es el estado de mar con el máximo contenido energético posible para las condiciones de generación por viento de velocidad sin límite de fetch o tiempo.

- **Onda cnoidal:** Onda larga teórica que se propaga conservando la forma del perfil de la superficie y que se expresa matemáticamente en términos de la función elíptica Jacobiana.

- **Onda de Airy / ondas en aguas someras:** Onda larga no lineal que se puede aplicar para describir localmente las ondas de marea meteorológica y astronómica y las olas rompiendo en oscilación sobre un talud de pendiente suave.

- **Onda de borde:** Es una oscilación que se propaga a lo largo de la costa y su amplitud oscila y decae perpendicularmente a ella dependiendo del modo hasta su total extinción.

- **Onda de cizalla:** Es una inestabilidad de la corriente paralela a la costa generada por la incidencia oblicua del oleaje. El periodo de esta onda suele estar en el rango $(100 < T(s) < 600)$.

- **Ondas de cresta larga:** Se aplican al oleaje tipo swell, su altura de ola es constante a lo largo de ellas, o varía ligeramente.

- **Onda estacionaria:** Movimiento oscilatorio de la superficie del agua sin propagación del perfil; con puntos fijos llamados nodos que no oscilan y puntos llamados antinodos que sólo oscilan verticalmente.

- **Onda larga:** Onda cuya profundidad relativa satisface la condición $h/L \leq 1/20$.

- **Onda monocromática:** Es una oscilación de la superficie libre del mar que se repite idénticamente a sí misma en el tiempo o en el espacio.

- **Onda parásita:** Cresta secundaria que se propaga por el canal y que provoca una distorsión del perfil de onda.

- **Onda parcialmente estacionaria:** Movimiento oscilatorio de la superficie del agua que se propaga mostrando puntos con oscilación de amplitud pequeña llamados cuasi-nodos y otros puntos que oscilan con amplitud máxima que se llaman cuasi-antinodos.

- **Onda progresiva:** Movimiento oscilatorio de la superficie del agua cuyo perfil superficial se propaga conservando la forma.

- **Onda senoidal:** Movimiento oscilatorio descrito por la función matemática seno.

- **Onda solitaria:** Una onda larga que se propaga conservando su forma y consiste en una sola cresta por encima de la superficie original del agua y que se obtiene como solución de la ecuación de Kortweg-de Vries.

- **Ondas capilares:** Tienen periodo $T < 1s$ y el peralte y la celeridad de la onda están limitadas, además de la gravedad, por la tensión superficial.

- **Ondas de montaña:** Se producen cuando en condiciones de temperatura potencial creciendo gradualmente en altura, el aire es forzado a circular por encima del accidente geográfico.

- **Ondas en Régimen de Stokes:** Son aquellas que se describen matemáticamente mediante el desarrollo en serie de sus variables en función de un número pequeño relacionado con el peralte de la onda. Su campo de validez teórico se extiende en el dominio $h/L \geq 1/10$.

- **Ondas infragravitatorias:** Son oscilaciones del nivel del mar con periodos entre 50 y 500 segundos.

- **Ondas vinculadas subarmónicas:** Están generadas por el acoplamiento (diferencia) entre dos ondas de periodo cercano.

- **Ondas vinculadas superarmónicas:** Están generadas por el acoplamiento (suma) de dos ondas de periodo cercano.

- **Operatividad:** Valor complementario de la probabilidad de parada en la fase o subfase de proyecto considerada frente a los modos de parada adscritos a los estados límite de parada operativa.

- **Oscilación subarmónica:** La onda de baja frecuencia generada por el acoplamiento de dos ondas de periodo (grupo de ola) viajan con la celeridad del grupo (no satisface la ecuación de dispersión lineal); en el caso de estar generada por un grupo de olas, su desplazamiento vertical con respecto a un nivel de referencia describe las oscilaciones del nivel medio del mar.

- **Oscilaciones de periodo corto:** Las oscilaciones cortas se caracterizan por tener un periodo en el intervalo [$3 < T(s) < 300$] y presentan una gran irregularidad, pudiéndose identificar, al menos, tres diferentes escalas temporales (periodo) y espaciales (longitud de onda): ondas capilares, oleaje y grupos de olas.

- **Oscilaciones de periodo largo:** Estas oscilaciones se encuentran en la banda de periodos ($T > 3$ *horas*) e incluyen, principalmente, la marea meteorológica relacionada con el paso de una borrasca atmosférica y la marea astronómica.

- **Oscilaciones de periodo intermedio:** Están formadas por pulsaciones barométricas, meteomaremotos y maremotos y producen oscilaciones de la superficie libre del mar en el intervalo de periodos ($5\ min < T < 4$ *horas*).

- **OTD y OPD:** Oleaje totalmente desarrollado y olejae parcialmente desarrollado, respectivamente.

- **Pantalán:** Muelle artificial, largo y estrecho, que se interna en el mar permitiendo el amarre de barcos por lo general no de gran tonelaje y acceso de las mercancías.

- **Papeles probabilísticos:** Un papel probabilístico es un gráfico XY, en el que se han cambiado las escalas de los ejes de modo que las funciones de distribución de un cierto modelo de probabilidad son rectas.

- **Parámetro de correlación:** El parámetro de correlación es un indicador de las características de la relación funcional entre los datos, e indica si ésta es o no lineal. Si el valor del parámetro de correlación (r) esta entre -1 y $+1$ significa que los datos que la relación de ellos es lineal (una recta).

- **Parámetro de difracción:** Coeficiente adimensional que se define como la relación entre la altura de ola difractada y la altura de ola incidente.

- **Parámetro de Shields:** Parámetro que relaciona la tensión tangencial en el lecho con la tensión que produciría el inicio del movimiento.

- **Parapeto:** Muro bajo y sólido construído a lo largo de la coronación de un muro.

- **Peligrosidad:** La probabilidad de excedencia de un valor del agente en un intervalo de tiempo.

- **Peralte de la ola:** Es la relación entre la altura de ola y la longitud de onda de dicha ola.

- **Perfil de onda:** El perfil de onda tiene simetría vertical y horizontal y es la solución lineal al problema de una onda propagándose por un fondo horizontal.

- **Perigeo:** Punto de la órbita elíptica que recorre un cuerpo (natural o artificial) alrededor de la Tierra, en el cual dicho cuerpo se halla más cerca del centro de la misma.

- **Perihelio:** Es el punto más cercano de la órbita de un cuerpo celeste alrededor del Sol. Se representa por q. Si a es la distancia media y e la excentricidad, entonces $q = a\ (1 - e)$.

- **Periodo ascendente de paso por cero:** Definido en el registro el nivel de referencia el tiempo que transcurre entre dos pasos ascendentes del registro por el nivel de referencia.

- **Periodo de cresta:** Tiempo que transcurre entre dos crestas consecutivas

- **Periodo de marea:** Intervalo de tiempo que transcurre entre el paso de dos cruces ascendentes de la onda de marea con el nivel medio del mar.

- **Periodo de ola significante:** Media aritmética de los periodos del tercio de olas con mayor altura.

- **Periodo de pico:** Periodo correspondiente al pico de energía de un espectro de oleaje.

- **Periodo de pico espectral:** Periodo en el cual el espectro tiene su contenido energético máximo.

- **Periodo de retorno:** Generalmente expresado en años, es el número medio de años (u otro intervalo de tiempo) que debe transcurrir para que se repita o exceda un valor dado del descriptor de estado. Si el valor tiene un periodo de retorno real de t_p años, la probabilidad P de que dicho valor se presente o sea superado en un año determinado es: $P = 1/t_p$.

- **Periodo de retorno equivalente:** Es un indicador grosero de la confianza en la obra frente a los agentes climáticos, y no proporciona ninguna información con respecto a la fiabilidad de la obra frente a otros agentes, cuando intervienen varios agentes de diverso origen en sus modos de fallo.

- **Periodo del oleaje:** Intervalo de tiempo que transcurre entre el paso de dos crestas consecutivas o dos pasos ascendentes (o descendentes) consecutivos por el nivel medio.

- **Periodo mareal:** Es la duración del ciclo de marea.

- **Periodo medio:** Media aritmética de los periodos de oleaje.

- **Permeabilidad:** La permeabilidad es la capacidad de un material para que un fluido lo atraviese sin alterar su estructura interna. Se afirma que un material es permeable si deja pasar a través de él una cantidad apreciable de fluido en un tiempo dado, e impermeable si la cantidad de fluido es despreciable.

- **Persistencia del ciclo de operatividad:** Es el tiempo que transcurre sin solución de continuidad, entre un paso descendente y el siguiente ascendente por el valor umbral del descriptor de estado.

- **Persistencia del ciclo de solicitación:** Es el tiempo que el valor del descriptor de estado se encuentra sin solución de continuidad por encima del valor umbral. Al igual que la excedencia la persistencia es una variable aleatoria.

- **Pico:** Es el estado máximo en el ciclo de solicitación.

- **Pico máximo:** Se refiere al estado máximo de entre todos los picos en un intervalo de tiempo considerado (en general el año).

- **Pieza del manto principal:** Piedra grande de cantera o bloque prefabricado de hormigón con forma especial que se utiliza como protección principal contra la acción del oleaje en el manto principal de un dique en talud.

- **Pilote:** Elemento constructivo utilizado para cimentación de obras, que permite trasladar las cargas hasta un estrato resistente del suelo, cuando este se encuentra a una profundidad tal que hace inviable, técnica o económicamente, una cimentación más convencional mediante zapatas o losas.

- **Plataforma continental exterior:** La plataforma continental exterior, tiene una pendiente de aproximadamente 1 grado, un orden de magnitud inferior a la del talud continental y tiene una extensión en horizontal del orden de decenas de kilómetros. En ella, en general se dan condiciones de profundidades intermedias, $[1/10 < h/L < 1/2]$ para el oleaje.

- **Plataforma continental interior:** Se extiende desde una profundidad de, aproximadamente, 50 metros hasta la línea de costa y es donde el asomeramiento y la refracción del oleaje es importante; además, es la zona en la cual los sedimentos son activos y participan en las formas litorales; su anchura es del orden de centenares de metros.

- **Pleamar:** Valor máximo del nivel del mar (debido a la onda de marea) entre dos pasos ascendentes por el nivel medio del mar.

- **Pleamar de Marea Viva Equinoccial:** Pleamar de la marea viva en épocas cercanas al equinoccio.

- **Población:** La población de un determinado factor de proyecto está formada por todos los valores posibles que puede tomar.

- **Presión efectiva:** Presión intergranular transmitida a través de los contactos entre las partículas de los suelos.

- **Principio de Huygens:** La difracción se puede analizar haciendo uso del principio de Huygens para el estudio de la propagación de la luz por una ranura.

- **Prisma de marea:** Volumen de agua que entra y sale en un canal de marea durante una marea completa, excluyendo los flujos de aguas interiores.

- **Probabilidad de ocurrencia del modo de fallo / parada en el intervalo de tiempo:** Es el producto de la peligrosidad por la vulnerabilidad.

- **Profundidad a pie de dique:** Altura de agua medida en la vertical del pie del dique.

- **Profundidad de cierre:** Identifica la profundidad mínima a partir de la cual la influencia del transporte de sedimentos no es relevante en el comportamiento del perfil de playa.

- **Profundidad de penetración:** Distancia a la cual el tren oscilatorio reduce su energía hasta $1 = e$ (número e).

- **Profundidad de sumergimiento o inmersión:** La profundidad de agua sobre una obra o estructura sumergida. En el dique sumergido la profundidad de agua sobre la cresta del dique.

- **Profundidades indefinidas o aguas profundas:** Son aquellas en las que la onda no siente el fondo y $(h/L > 1/2)$, siendo h la profundidad y L la longitud de onda.

- **Profundidades intermedias:** En las que el movimiento oscilatorio alcanza el fondo y $(1/20 < h/L > 1/2)$, siendo h la profundidad y L la longitud de onda.

- **Profundidades reducidas:** En las que toda la columna de agua está sometida, aproximadamente, al mismo campo de velocidades horizontal y $(h/L < 1/2)$, siendo h la profundidad y L la longitud de onda.

- **Programa cnrt:** El programa cnrt de dominio público, permita seleccionar la teoría de ondas más adecuada en función de los valores de los monomios adimensionales.

- **Programa MSPE:** El programa MSPE resuelve la aproximación elíptica de la ecuación de pendiente suave incluyendo términos de segundo orden en la variación del fondo y permite modelar los efectos de difracción, reflexión, asomeramiento y refracción. La ecuación de la MSPE se resuelve mediante elementos finitos en un dominio cerrado una vez especificadas las condiciones la reflexión y disipación en los contornos que definen y cierran el dominio. El modelo permite incluir efectos de disipación por fricción y rotura mediante distintos modelos empíricos.

- **Propagación del oleaje:** Es el movimiento del oleaje en el espacio. Durante la propagación, el oleaje sufre una serie de procesos de transformación por medio de los cuales cambia la altura, el periodo, la dirección y el espectro del oleaje. Los procesos de propagación del oleaje más utilizados en la evaluación de esta transformación son: el asomeramiento, la refracción, la difracción, la reflexión, la transmisión y la rotura del oleaje.

- **Proyección estereográfica polar:** En la proyección estereográfica se considera que el foco de luz está en los antípodas. La superficie que puede representar es mayor que un hemisferio. El rasgo más característico es que la escala aumenta a medida que se aleja del centro.

- **Proyecto:** En el ámbito de aplicación de los documentos ROM, se denomina proyecto al conjunto de actividades que comprenden el estudio y redacción del proyecto, la construcción, la explotación, la conservación, la reparación en su caso y el desmantelamiento de una obra marítima.

- **Pulsación barométrica:** Son variaciones temporales y espaciales del desplazamiento vertical de la superficie libre del mar con respecto a un nivel de referencia producidas por los gradientes espaciales y temporales de la presión atmosférica.

- **Radiación:** Propagación de energía en forma de ondas electromagnéticas o partículas subatómicas a través del vacío o de un medio material.

- **Radiancia:** Flujo radiante por unidad de ángulo sólido, que sale de una superficie emisora en una dirección dada, por unidad de área en esa dirección.

- **Ráfaga o racha:** Golpe de viento fuerte y repentino de corta duración.

- **RANS:** Ecuaciones de Navier-Stokes promediadas en la escala de la turbulencia y que, en general se resuelve mediante la técnica de los volúmenes finitos.

- **Rasa mareal:** Es una plataforma rocosa costera, al nivel de la marea baja, que aparece, en general, por delante de un acantilado rocoso.

- **Rayo:** Líneas paralelas a la dirección de propagación de la energía.

- **Readaptación del dique:** Es la adecuación de una obra existente a otro uso y explotación para el resto de su vida útil o para una nueva vida útil.

- **Rebase:** Parte del agua que remonta la coronación de un dique o muro como consecuencia del oleaje y que no vuelve directamente al mar.

- **Red de datos WANA:** Series temporales (curvas de estados) de altura de ola significante, periodos de pico y medio espectrales y dirección media de procedencia) y de viento (velocidad media y dirección media de procedencia) obtenidas por Puertos del Estado en colaboración con el INM, aplicando modelos de generación de campo de vientos (HIRLAM) y generación de oleaje (WAM). El conjunto de datos WANA, en general, son adecuadas en todo el entorno litoral español. No obstante, es necesario tener cautela con el uso de esta información en el Estrecho de Gibraltar, en el Norte del Mar Catalán y en el Sur del Archipiélago Canario.

- **REDMAR:** El conjunto de datos REDMAR está formado por las medidas procedentes de la Red de Mareógrafos de Puertos del Estado. El fin de esta red es la monitorización del dato de nivel del mar así como la generación de series históricas para su posterior explotación.

- **Reflexión:** Proceso por el cual la energía incidente producida al interaccionar un tren de ondas con el dique, se refleja y es devuelta al mar. El proceso de la reflexión del oleaje se produce siempre que haya un cambio brusco en las propiedades geométricas del medio.

- **Reflexión espúrea:** Reflexión falsa.

- **Refracción:** La refracción es el cambio de dirección que experimenta una onda al pasar de una profundidad a otro o al incidir oblicuamente en una corriente.

- **Régimen:** En estadística es la función de distribución de una o varias variables de estado en un determinado intervalo de tiempo. En hidrodinámica hace referencia a unas condiciones concretas del flujo, laminar o turbulento, o de la oscilación, Stokes o Boussinesq.

- **Régimen de Boussinesq:** Condiciones de propagación de ondas gobernadas por ecuaciones del tipo de Boussinesq y obtenidas mediante un desarrollo en serie de las ecuaciones de gobierno y condiciones de contorno de flujo potencial oscilatorio con dos parámetros pequeños, la profundidad relativa $h/L \leq 1/20$ y la amplitud relativa de la onda a/h.

- **Régimen de Darcy:** A medida que el agua va drenando, el esqueleto sólido va soportando una parte cada vez más importante de la carga aplicada. El movimiento del agua a través del suelo produce una variación en las propiedades del suelo con respecto al tiempo. Si la carga aplicada al terreno es constante bien por la obra o bien por un flujo permanente y uniforme, lo más probable es que el drenaje alcance un régimen permanente con una red de filtración bien establecida. Si además, el medio es poco permeable, el gradiente hidráulico será proporcional a la velocidad de descarga, indicativo de un régimen laminar conocido en los ámbitos geotécnicos con el nombre de régimen de Darcy de filtración.

- **Régimen de Forchheimer:** Para suelos más permeables, rellenos y mantos, el régimen hidráulico del fluido intersticial suele ser de Forchheimer. En este régimen durante los semiciclos el flujo es turbulento.

- **Régimen del máximo anual o extremal:** Es la función de distribución del valor mayor de los picos de los ciclos de solicitación en cada uno de los años meteorológicos.

- **Régimen de ola rompiendo:** Condiciones hidráulicas del movimiento de la ola donde se produce la transición entre el perfil superficial continuo y el perfil con discontinuidades.

- **Régimen de ola rota:** Condiciones hidráulicas del movimiento de la ola donde el perfil superficial de la onda tiene discontinuidades. Se propaga en forma de bore y la zona donde ocurre se llama Zona de Rompientes.

- **Régimen de oleaje:** Función de distribución de los estados de oleaje en el año medio, utilizando la altura de ola significante como descriptor estadístico del estado de oleaje. También se denomina régimen medio.

- **Régimen de picos:** Función de distribución de los estados máximos (por encima de un umbral) en cada intervalo (en general el año). Conocido también como Régimen POT.

- **Régimen de Stokes:** Condiciones de propagación de ondas gobernadas por ecuaciones del tipo de Stokes, obtenidas mediante un desarrollo en serie de las ecuaciones de gobierno y condiciones de contorno del flujo potencial oscilatorio con un parámetro pequeño, el peralte ak.

- **Régimen de temporales:** Función de distribución del estado máximo del año, utilizando la altura de ola significante como descriptor del estado de oleaje máximo del año.

- **Régimen estacionario:** Condiciones hidráulicas en las cuales el movimiento del fluido no depende del tiempo. También se denomina régimen permanente.

- **Régimen laminar:** Se llama flujo laminar o corriente laminar, al tipo de movimiento de un fluido cuando éste es perfectamente ordenado, estratificado, suave, de manera que el fluido se mueve en láminas paralelas sin entremezclarse si la corriente tiene lugar entre dos planos paralelos, o en capas cilíndricas coaxiales, sin turbulencia.

- **Régimen turbulento:** Se llama flujo turbulento o corriente turbulenta al movimiento de un fluido que se da en forma caótica, en que las partículas se mueven desordenadamente y las trayectorias de las partículas se encuentran formando pequeños remolinos de diferentes escalas espaciotemporales.

- **Regímenes de las variables aleatorias:** Seleccionado el intervalo de tiempo en el cual se va a describir el o los agentes y definidas las variables aleatorias que caracterizan el proceso, el régimen es la función de distribución conjunta, condicionada o marginal de sus variables representativas.

- **Regímenes oscilatorios:** Regímenes del conjunto de oscilaciones del mar.

- **Regla de Leibnitz:** En análisis matemático, la regla del producto o regla de Leibnitz para la derivación de un producto, gobierna la derivación del producto de funciones derivables.

- **Rehabilitación del dique:** Adecuación de la obra a los requisitos de proyecto bien por la ampliación de la vida útil, bien por la entrada en vigor de una nueva normativa legal, bien por una posible modificación de las infraestructuras y una mejora de los medios de uso y explotación.

- **Relleno:** Depósito artificial de materiales naturales procedentes de la corteza terrestre (suelos, rocas), de piezas artificiales expresamente concebidas (tetrápodos, dolos) o de materiales de desecho industrial o urbano (basuras, escorias).

- **Relleno estructural:** Relleno situado próximo a una estructura y cuyas características desempeñan un papel importante en la estabilidad o deformación del conjunto.

- **Relleno general:** Relleno situado en zonas alejadas de las estructuras y/o sin misión estructural.

- **Relleno granular:** Relleno realizado con gravas y/o arenas extraídas de préstamos terrestres, y escaso contenido en finos.

- **Relleno hidráulico:** Relleno depositado hidráulicamente, es decir, mediante un proceso de sedimentación de partículas sólidas contenidas en un efluente (material procedente de dragado).

- **Resalto hidráulico:** Salto brusco del nivel del agua que se presenta en un canal abierto a consecuencia del cambio del régimen hidráulico, rápido a lento o viceversa.

- **Resistencia a compresión simple:** El esfuerzo de compresión es la resultante de las tensiones o presiones que existe dentro de un sólido deformable o medio continuo, caracterizada porque tiende a una reducción de volumen o un acortamiento en determinada dirección.

- **Resistencia al corte:** La resistencia al corte de una masa de suelo es la resistencia interna por unidad de área que la masa de suelo puede oponer, a la falla y el deslizamiento, a lo largo de algún plano interno.

- **Resonancia:** Proceso de amplificación indefinida de la amplitud de oscilación al forzar un sistema oscilatorio con su periodo propio de oscilación.

- **Resonancia de ondas de plataforma:** Se produce cuando la pulsación barométrica y la correspondiente onda oceánica tienen periodos coincidentes con los periodos propios de la plataforma continental.

- **Resonancia local:** Se produce cuando la oscilación que alcanza el área portuaria o litoral tiene periodos cercanos a los del área en su conjunto o de alguna de sus dársenas o zonas litorales.

- **Resonancia oceánica:** Se produce cuando en mar abierto la velocidad de propagación de la pulsación barométrica se iguala con la celeridad de la onda.

- **Rotura de ola:** Es un fenómeno de disipación de energía que se produce cuando las olas se aproximan zonas de escasa profundidad. La ola pasa de tener un perfil superficial continuo a otro con discontinuidades.

- **Rotura de ola corta:** Proceso por el que las olas de periodo más corto del estado de oleaje rompen por la acción del viento o por su peraltamiento al ser alcanzadas por olas de periodo mayor. Se detectan por la espuma blanca que salpica la superficie del mar.

- **Rotura en colapso:** El frente de la onda tiende a ponerse casi vertical, pero no lo consigue porque pierde estabilidad y se desmorona en la parte inferior. $(2{,}5 < I_r < 3{,}5)$.

- **Rotura en decrestamiento:** Rotura gradual de la parte superior de la cresta; produce una disipación gradual de la energía y de la altura de ola. Es habitual en taludes muy suaves. $I_r < 3{,}5$.

- **Rotura en oscilación:** La base de la ola asciende por el talud adelantándose a la cresta. El flujo es similar al de una onda estacionaria. $I_r > 3{,}5$.

- **Rotura en voluta:** Se caracteriza por la asimetría que adquiere la cresta de la ola y las rizaduras que se producen en ella. El frente de la cresta se pone casi vertical, después la cresta se adelanta al frente y cae con gran turbulencia creando una cavidad al aire. $0{,}5 < I_r < 2{,}5$.

- **Rugosidad del lecho:** La irregularidad del material del lecho (grava, cantos, arena…), que contribuye a la resistencia al flujo de agua. Comúnmente valorada con el coeficiente de rugosidad de Manning o de Chezy.

- **Run up/Run down (Ascenso-Descenso):** Niveles máximo y mínimo (en relación al nivel del mar en reposo) alcanzados por una ola en una playa o estructura costera.

- **Salinidad:** Concentración de sólidos totalmente disueltos en el agua expresada en ppm o en mg/l.

- **SAPO:** Sistema de Predicción en las Autoridades Portuarias.

- **Seica:** Se utiliza en este contexto como una 'castellanización' de la palabra inglesa seiche (oscilación de la dársena).

- **Simulación por Monte Carlo:** Es el proceso de modelar un sistema o proceso sometido a forzamientos aleatorios y conducir experimentos con el propósito de entender el comportamiento del sistema o evaluar varias estrategias con las cuales se puede operar el sistema utilizando el algoritmo denominado de Monte Carlo.

- **Sismo:** Temblores producidos en la corteza terrestre como consecuencia de la liberación repentina de energía en el interior de la Tierra. Esta energía se transmite a la superficie en forma de ondas sísmicas que se propagan en todas las direcciones. El punto en que se origina el terremoto se llama foco o hipocentro; cuando éste se ubica bajo las aguas marinas, puede generar un maremoto o tsunami.

- **Sistema de modelado costero (SMC):** Es de dominio público aplica un modelo de propagación parabólico acoplado a otro, integrado en vertical que permite calcular las ecuaciones de la corriente y oscilaciones de la superficie libre en la zona de rompientes (www.smc.unican.es).

- **Sistema Nivmar:** El sistema Nivmar es un conjunto de aplicaciones destinado a obtener una predicción del nivel del mar a corto plazo (48 horas) por marea meteorológica y astronómica. Nivmar basa su funcionamiento en la previsión armónica del nivel del mar y en el uso de los modelos numéricos HAMSOM y HIRLAM . A esto añade el empleo de los datos de los mareógrafos de la REDMAR corrigiendo de esta forma desviaciones sistemáticas que no pueden ser resueltas por el modelo de circulación.

- **Socavación:** Excavación profunda causada por el agua, uno de los tipos de erosión hídrica. Puede deberse al embate de las olas contra un acantilado, a los remolinos del agua, especialmente allí donde encuentra algún obstáculo la corriente, y al roce con las márgenes de las corrientes que han sido desviadas por los lechos sinuosos.

- **Solitón:** Es una onda solitaria que se propaga sin deformarse en un medio no lineal. Se encuentra en fenómenos físicos como solución a ecuaciones diferenciales no lineales.

- **Solsticio de invierno:** Es un término astronómico relacionado con la posición del Sol en el ecuador celeste. En el solsticio de invierno alcanza el cenit al mediodía sobre el Trópico de Capricornio.

- **Solsticio de verano:** Es un término astronómico relacionado con la posición del Sol en el ecuador celeste. son aquellos momentos del año en los que el Sol alcanza su máxima posición meridional o boreal. En el solsticio de verano del hemisferio Norte el Sol alcanza el cenit al mediodía sobre el Trópico de Cáncer.

- **Sotamar:** Lado de la estructura que queda abrigado del oleaje

- **Sotavento:** Lado de la estructura que queda abrigado del viento.

- **Subducción:** Los movimientos verticales más activos e importantes de la corteza terrestre ocurren en los bordes de las placas tectónicas, principalmente en las zonas de encuentro entre placas oceánicas más densas que deslizan por debajo de placas continentales en un proceso denominado subducción.

- **Subpresión:** Fuerza ascendente producida por el agua sobre una estructura, elemento de contención o de cimentación sumergido.

- **Suceso:** Un suceso puede estar formado por un elemento muestral o una combinación de elementos muestrales y representa una manifestación o un estado de proyecto. Los elementos muestrales son los sucesos más simples que permiten la descripción del conjunto de los sucesos posibles.

- **Suceso complementario:** Un suceso complementario de otro es aquel que no contiene ninguno de sus elementos muestrales.

- **Suceso nulo:** El suceso nulo es el que no contiene elementos muestrales.

- **Suceso raro:** Se aplica a fenómenos que ocurren pocas veces y que pueden ser descritos como un proceso de Poisson.

- **Suceso vacío:** Suceso que no puede existir o es imposible.

- **Suelo deformable:** Es aquel que experimenta cierta deformación bajo la actuación de una tensión.

- **Suelo elástico:** Se considera que un suelo tiene un comportamiento elástico si la deformación que provoca una tensión aplicada, desaparece al desaparecer la tensión. Si, además, la relación entre la tensión y la deformación es lineal, se le considera elástico lineal.

- **Suelo plástico:** En el caso en que la deformación no desaparezca al desaparecer la tensión, se considera que el suelo tiene un comportamiento plástico.

- **Suelo rígido:** Un suelo rígido es aquel que no sufre deformación cuando se le aplica una tensión.

- **Suelo viscoelástico:** Cuando al someter al suelo a una tensión, la deformación que éste experimenta es función del tiempo y la deformación desaparece totalmente.

- **Suelo viscoplástico:** Cuando al someter al suelo a una tensión, la deformación que éste experimenta es función del tiempo y la deformación no desaparece totalmente al quitar la tensión.

- **Superestructura o espaldón:** Estructura que proporciona servicio de protección frente a los rebases, camino de rodadura, acceso, etcétera y en su caso, línea de atraque a sotamar del dique.

- **Superficie libre:** Es la superficie de contacto entre el aire (ambiente) y un fluido (generalmente el agua).

- **Sustancias conservativas:** Se consideran las sustancias para las que se puede admitir, sin error apreciable, que no se alteran durante los procesos, naturales o artificiales, de transporte y mezcla, por ejemplo la arena de sílice.

- **Sustancias no conservativas:** Todas aquellas que pueden sufrir transformaciones durante los procesos, naturales o artificiales, de transporte y mezcla, por ejemplo el carbono, el nitrógeno.

- **SWAN:** El SWAN es un modelo numérico que permite cuantificar la propagación del oleaje en aguas intermedias y someras, conservando los términos fuente de mar abierto y añadiendo los de disipación por fricción y por rotura de la ola por el fondo.

- **Talud continental:** Constituye la transición entre los fondos abisales con profundidades del orden de 1000-2000 m y la plataforma continental, con profundidades del orden de los 200-400 m. En general, la pendiente del talud continental es del orden de los 10 grados, por lo que su extensión horizontal es pequeña frente a la longitud de la onda de marea.

- **Tanque con generador de oleaje direccional:** Este tanque se utiliza en los laboratorios para obtener series temporales de variables instantáneas y básicas del oleaje en áreas portuarias y litorales. Los resultados dependen de la serie temporal con la que se active las paletas y de su respuesta.

- **Tasa de cambio:** Tiempo de evaluación del estado.

- **Teoría de Stokes:** Descripción de ondas mediante el desarrollo en serie con un parámetro pequeño, (peralte de la onda ak) de las ecuaciones de gobierno y condiciones de contorno del flujo potencial oscilatorio.

- **Terreno superficial:** Es la parte superior del suelo sobre el que se desarrolla la capa límite del fluido y que está sometido a la acción directa de los campos de velocidades y aceleraciones debidos a los movimientos oscilatorios del agua, con el resultado de su posible erosión, transporte y acumulación.

- **Test de significancia:** Muchas veces no es necesario encontrar un estimador o un intervalo de confianza, sino que es suficiente determinar si un determinado valor del parámetro caracteriza el factor de proyecto observado o analizado. De la información muestral se puede inferir que el valor del parámetro es razonable o no lo es y si los datos se desvían de forma significativa de las colas de la distribución. Este método de trabajo se denomina test.

- **Tornado:** Fenómeno meteorológico que consiste en un torbellino violento de aire que gira sobre sí mismo y que se extiende desde la superficie terrestre hacia el nivel de las nubes donde se insertan y se disipan.

- **Tramo de obra:** Es un conjunto continuo de secciones (o alineación del dique) que cumplen solidariamente una función específica y relevante de los objetivos y los requisitos de explotación de la obra, están sometidas a los mismos niveles de acción de todos los agentes actuantes, en particular los predominantes, y forman parte de la misma tipología formal y estructural.

- **Transición de un dique de abrigo:** Las transiciones son tramos de un dique de abrigo entre dos alineaciones o dos tipologías y pueden ser partes estructuralmente débiles del dique.

- **Transmisión (de energía de las oscilaciones del mar):** Proceso por el cual una parte de la energía incidente producida al interaccionar un tren de ondas con el dique, es transmitida hacia sotamar a través del dique o por encima de la sección.
- **Trasdós:** Superficie interior (en contacto con el terreno retenido) de una estructura de contención.

- **Tren de crestas cortas:** Se aplica al encuentro de ondas provenientes de diferentes direcciones, y al oleaje tipo sea representativo de los estados generación, su altura varía, significativamente, a lo largo de la cresta en distancias menores que la longitud de onda.

- **Tren de ondas:** Es una repetición indefinida del ciclo de la onda.

- **Tren irregular de ondas:** Serie de ondas de diferentes periodos, alturas y direcciones.

- **Tren monocromático de ondas:** Serie de ondas de igual periodo, altura y dirección.
- **Tren regular de ondas:** Tren monocromático de ondas.
- **Trópico:** La Tierra realiza su movimiento de traslación, realizando una órbita elíptica en torno al Sol; esta órbita discurre respecto a un plano que a su vez pasa por el centro del Sol. Este horizontal se conoce como plano de la eclíptica. Ya que el eje de giro de la Tierra no es perpendicular al plano de la eclíptica, la intersección de este plano con la esfera no coincide con un plano paralelo. La latitud máxima a la que este plano corta a la esfera terrestre es de 23°:26:22N y 23°:26:22S (23Gr 26Min 22Seg); por lo que los paralelos que pasan por estas latitudes tienen una relevancia especial y se les conoce como Trópico de Cáncer (en el hemisferio Norte) y Trópico de Capricornio (en el hemisferio Sur).
- **Troposfera:** Es la capa que está en contacto con la superficie de la Tierra. Tiene alrededor de 17 km de espesor en el ecuador y en ella ocurren todos los fenómenos meteorológicos que influyen en los seres vivos, como los vientos, la lluvia y los huracanes.
- **Tsumani:** Un maremoto o tsunami es una ola o un grupo de olas de gran energía que se producen cuando algún fenómeno extraordinario desplaza verticalmente una gran masa de agua.
- **Túnel de viento de capa límite:** Instalación para obtener las series temporales de las variables instantáneas y básicas del viento. Los resultados dependen de la correcta modelación en el túnel de la capa límite turbulenta.
- **Valor extremo:** Con carácter general, el término valor extremo se adjudica al valor mayor que una variable aleatoria puede tomar en un número de observaciones dado.
- **Valor umbral:** Valor por debajo de la cual no se espera que aparezca ningún efecto.
- **Variable aleatoria:** Es una función medible que asigna valores reales a los elementos del espacio muestral.
- **Variable básica:** Se denominan variables básicas a aquellas que caracterizan el agente o la acción en un ciclo, en concreto, el periodo (y la longitud) y la amplitud.
- **Variable instantánea:** Describen los movimientos instantáneos del fluido, del barco, de las partículas, etc, y pueden ser cinemáticas: velocidad y aceleración de la partícula de fluido, dinámicas: presiones y tensiones tangenciales en la superficie de la partícula y fuerzas por unidad de volumen.
- **Varianza:** Medida de la dispersión de una variable aleatoria respecto a su esperanza.
- **Velocidad media cuadrática:** La raíz cuadrada del valor medio del cuadrado de las velocidades.
- **Ventana (de marea):** En canales de navegación en mares con marea es habitual denominar ventana al periodo de tiempo en el cual la profundidad supera sin solución de continuidad un cierto valor umbral.
- **Vida útil:** Periodo de tiempo que transcurre durante la fase de servicio de una obra o un tramo de la misma. En general corresponde al periodo de tiempo en el que la obra o el tramo cumple la función principal para la que fué concebida.
- **Viento anabático:** Es un viento que sopla de forma ascendente por una pendiente montañosa. Se la conoce también por "brisa de valle".
- **Viento bárico:** Viento generado por el gradiente de presiones en la masa de aire.
- **Viento catabático:** Es un viento que sopla con componente descendente (hacia abajo), geográficamente hablando, en serranías, montañas o glaciares.

- **Viento geostrófico:** El viento geostrófico es una aproximación física al viento real. En él se considera que existe un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y la fuerza generada por el gradiente de presión o fuerza bárica (a esto se le llama aproximación geostrófica o equilibrio geostrófico) mientras que, para simplificar el problema, se eliminan de las ecuaciones la aceleración centrípeta y las fuerzas de rozamiento.

- **Viento térmico:** El viento térmico no es un viento real sino mas bien un concepto práctico usado en meteorología para calcular la variación del viento entre dos alturas cuando se conoce la estructura térmica de la masa de aire.

- **Viscosidad cinemática:** Representa la característica propia del líquido desechando las fuerzas que genera su movimiento, obteniéndose a través del cociente entre la viscosidad absoluta y la densidad del producto en cuestión. Su unidad es el stoke o centistoke (cm^2/seg). Se suele representar por ν.

- **Viscosidad dinámica:** Se suele representar por $\mu = \rho\nu$, donde ρ es la densidad del fluido y ν es la viscosidad cinemática.

- **Visibilidad:** La visibilidad es la cualidad perceptible, que permite ver objetos a una determinada distancia. A menor visibilidad peor se verán objetos a la lejanía, mientras que a mayor visibilidad se verán mejor objetos lejanos.

- **Volumen de Control:** Es un elemento geométrico fijo o móvil en el cual se establecen las condiciones de conservación de una magnitud física igualando los flujos netos a través de su superficie con la variación temporal en su interior de la cantidad a conservar.

- **Vórtice:** Es un flujo turbulento en rotación espiral con trayectorias de corriente cerradas. Como vórtice puede considerarse cualquier tipo de flujo circular o rotatorio que posee vorticidad.

- **Vulnerabilidad:** Probabilidad de excedencia de la respuesta estructural o morfológica frente a uno o varios agentes.

- **WAM:** Es uno de los modelos existentes que utilizando el campo de vientos del HIRLAM calcula la evolución de la función de densidad espectral sin presunciones previas de la forma de la función.

- **WAVEWATCH:** Es un modelo tipo WAM con un algoritmo computacional más eficiente para reducir la difusión numérica e incluyendo los términos la variación local (términos no estacionarios) de la profundidad y la corriente, y los términos fuente de la fricción por fondo y, en su caso, la rotura de la ola por fondo.

- **Zona de atraque y amarre:** Permite a los buques hacer operaciones de carga y descarga de mercancías y, en su caso, el embarque y desembarque de pasajeros.

- **Zona de fondeo:** Lugar donde se localiza una embarcación restringiendo parcialmente sus movimientos, por ejemplo, mediante la utilización de una ó varias anclas.

- **Zona de maniobra:** Una franja aneja en el área abrigada para facilitar las maniobras del buque.

- **Zona de rompientes:** Se caracteriza por la rotura del oleaje y los procesos relacionados con ella; su anchura puede variar entre las decenas y los centenares de metros.

1.5 SÍMBOLOS

En estas Recomendaciones se ha seguido el criterio de definir el símbolo siempre que aparece en el texto. Se trata, así, de evitar confusiones dada la extensión del mismo y la gran variedad de áreas temáticas consideradas. No obstante hay algunos símbolos que, en general, mantienen a lo largo del texto su significado y por ello se recogen a continuación.

a = amplitud *(m)*.
C = celeridad de la onda *(m/s)*.
C_g = velocidad de propagación de la energía o celeridad de grupo *(m/s)*.
C_D = coeficiente de arrastre.
d = profundidad a pié de berma o banqueta *(m)*.
C_* = disipación de energía por unidad de superficie.
D_w = espectro direccional del oelaje.
E = energía media por unidad de superficie horizontal del tren oscilatorio.
f = frecuencia *(1/s)*.
F_r = número de Froude.
F = fetch *(m)*.
g = aceleración de la gravedad *(m/s²)*.
h = profundidad del terreno *(m)*.
H = altura de ola *(m)*.
I = gradiente hidráulico en un medio poroso.
I_r = número de Iribarren.
k = número de onda en el agua.
K = número de onda en un medio poroso disipativo.
K_r = coeficiente de reflexión.
K_T = coeficiente de transmisión.
L = longitud de onda.
m = pendiente del fondo o momentos espectrales.
p = presión *(N/m²)*.
p_f = probabilidad de fallo.
R = coeficiente de reflexión.
S = función de densidad espectral *(m²/s)*.
T = periodo del movimiento oscilatorio.
t = tiempo.
U,V,W = componentes del campo de velocidade según los ejes en coordenadas cartesianas.
V = vida útil del tramo de obra.
x,y,z = coordenadas según los ejes cartesianos.
α = ángulo del talud ó coeficiente espectral.
θ = peso específico relativo ó índice de rotura de la ola.
δ = espesor de la capa límite *(m)*.
ζ = desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto al nivel del mar en reposo *(m)*.
η = desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto al nivel del mar en movimiento *(m)*.
θ = ángulo de incidencia del tren de ondas medido con respecto a la normal del frente de onda.
μ = viscosidad dinámica.
ν = viscosidad cinemática *(m²/s)*, ó parámetro espectral, ó parámetro de Poisson.
ρ = densidad *(t/m³)*, ó coeficiente de correlación.
σ = frecuencia angular *(rad/s)*, o tensión normal, o varianza del proceso aleatorio, o coeficiente espectral.
τ = tensión tangencial *(N/m²)*.
ϕ = función potencial de velocidad, ó ángulo de rozamiento interno.
Φ = función potencial de velocidad.
Ψ = función de profundidad, ó función de estabilidad, ó coeficiente de contingencia.
φ = fase del movimiento oscilatorio.
ω = frecuencia angular *(road/s)*.

1.6 CLASIFICACIÓN DE LAS OBRAS MARÍTIMAS FRENTE A LA ACCIÓN PREDOMINANTE DE LAS OSCILACIONES DEL MAR

Puede considerarse como obra marítima aquélla que tiene, al menos, uno de sus contornos en el mar y permite la explotación y gestión del mismo. En este apartado se presenta una primera clasificación general de las obras marítimas en función del servicio que proporcionan, utilizándolo para el ordenamiento y contenidos de los documentos ROM. En consecuencia es parcial e incompleta.

De acuerdo con dicha clasificación, entre las mismas pueden distinguirse dos grandes grupos:

- Obras Marítimas Principales
- Obras Marítimas Auxiliares

El conjunto de las obras que en las *Recomendaciones* del Programa ROM se denominan Marítimas Principales pueden ordenarse, según su función o servicio, en los siguientes grupos:

- Obras de abrigo
- Obras de gestión y protección del litoral
- Obras de atraque
- Obras de amarre y fondeo
- Plataformas exteriores
- Conducciones submarinas

Y en el grupo de las Marítimas Auxiliares se incluyen las siguientes:

- Obras de dragado y relleno
- Obras de construcción y reparación de buques y flotadores.

Obras Marítimas Principales frente a la acción predominante de las oscilaciones del mar

Esta ROM 1.0-09 puede ser también de aplicación en muchas de sus partes a más obras marítimas que las de abrigo, al interferir todas ellas en una mayor o menor medida con las oscilaciones del mar, aunque no para todas sean éstas sus acciones predominantes.

Comentario. Por ejemplo, en las obras de atraque, en las que se incluyen los muelles, y en las de amarre y fondeo, las oscilaciones del mar no suelen ser las acciones predominantes, ya que al estar generalmente situadas en zonas abrigadas, la solicitación principal o carga predominante suele estar producida por las operaciones del buque, por las instalaciones de carga y descarga o por el terreno. Este comentario también se puede aplicar a algunas obras de gestión y protección del litoral, tales como los paseos marítimos, donde la acción del terreno puede ser la predominante.

En función de sus respuestas ante las oscilaciones del cuerpo de agua, y por su forma o manera de resistir la acción del agente predominante, estas Obras Marítimas Principales se clasifican en Fijas o Flotantes.

Obras marítimas Fijas

Son aquéllas que mantienen su posición fija con respecto al terreno; y, salvo avería o deformación, su forma no cambia con el tiempo. Se denominan de gravedad si la misma es el agente principal en su estabilidad. Si las acciones que la obra ha de soportar se transmiten al terreno por un número reducido de elementos reciben el nombre de estructurales. En algunas circunstancias es posible proyectar obras que comparten ambas dos tipologías, gravitatoria y estructural. En el ámbito de las *Recomendaciones* desde la presente *Serie 1* del Programa ROM dichas obras marítimas se denominan fijas mixtas.

- ***Obras marítimas Fijas de gravedad.*** Son aquéllas cuyo agente predominante en su estabilidad es la gravedad. Pueden pertenecer a este tipo las siguientes obras:

  - *Diques de abrigo,* que incluyen entre otros:
    - Diques rompeolas de escollera o piezas prefabricadas
    - Diques verticales mediante cajones flotantes, bloques y hormigón en masa.
    - Diques mixtos de escollera y cajones flotantes.
    - Diques mixtos especiales.

  - *Obras de gestión y protección del litoral,* que incluyen entre otras:
    - Muros, revestimientos y taludes de elementos granulares o prefabricados.
    - Espigones perpendiculares a la costa y exentos de elementos granulares.
    - Paseos marítimos.
    - Protecciones de tubería submarina mediante elementos granulares.

  - *Obras de atraque,* que incluyen entre otras:
    - Muelles de cajones flotantes, bloques de hormigón o de hormigón en masa.

  - *Obras de amarre y fondeo,* que incluyen entre otras:
    - Duques de Alba en cajón flotante.

  - *Plataformas exteriores,* que incluyen entre otras:
    - Plataformas tipo "Ekofisk".

- ***Obras marítimas Fijas estructurales.*** En este grupo se incluye cualquier obra que esté construida con elementos cuyo comportamiento sea estructural; es decir, elementos que se deforman para resistir y transmitir las cargas al terreno; por ejemplo: pilotes, pantallas continuas ranuradas o múltiples, recintos de tablestacas, muros. En el conjunto se encuentran entre otras, las siguientes tipologías:

  - *Diques de abrigo,* que incluyen entre otros:
    - Pantallas delgadas, permeables o impermeables, verticales e inclinadas.
    - Pantallas múltiples.
    - Diques de recintos de tablestacas.

  - *Obras de gestión y protección del litoral,* que incluyen entre otras:
    - Muros en "L", pantallas ancladas.
    - Espigones de madera o metal.
    - Paseos marítimos como muro estructural

  - *Obras de atraque,* que incluyen entre otras:
    - Muelles de pantallas ancladas, muros en "L".
    - Muelles o pantalanes sobre pilotes.
    - Muelles de tablestacas, recintos tablestacados o con otros elementos prefabricados.

  - *Obras de amarre y fondeo,* que incluyen entre otras:
    - Duques de Alba con pilotes aislados o grupos de pilotes.

  - *Plataformas exteriores,* que incluyen entre otras:
    - Plataformas izadas.
    - Plataformas pilotadas.

Obras marítimas Flotantes

Son aquéllas que cumplen su función estando a flote o fondeadas. De acuerdo con esa definición están comprendidas las siguientes:

- *Diques de abrigo,* que incluyen entre otros:
  - Grupos de neumáticos.
  - Pontonas.
  - Campos de boyas.
  - Pantallas flotantes.

- *Obras de gestión y protección del litoral,* que incluyen entre otras:
  - Pontonas.
  - Campos de boyas.

- *Obras de atraque,* que incluyen entre otras:
  - Pontonas-pantalanes flotantes.

- *Obras de amarre y fondeo,* que incluyen entre otras:
  - Monoboyas.
  - Sistemas de cadenas.

- *Plataformas exteriores,* que incluyen entre otras:
  - Plataformas lastradas.
  - Plataformas atirantadas.
  - Plataformas ancladas
  - Plataformas mixtas.

Capítulo II
Procedimiento y bases de cálculo

Índice Capítulo II

CAPÍTULO II. PROCEDIMIENTO Y BASES DE CÁLCULO

2.1. ÁREAS ABRIGADAS Y OBRAS MARÍTIMAS 87
2.1.1. Área portuaria 87
2.1.2. Área litoral 87
2.1.3. Implantación de diques de abrigo 88
2.1.3.1. Diques de nueva construcción 88
2.1.3.2. Adecuación de diqques de abrigo 89
2.2. TIPOLOGÍA DE LOS DIQUES DE ABRIGO 90
2.2.1. Partes de la sección 90
2.2.2. Interacción de la sección y las oscilaciones del mar 90
2.2.2.1. Ecuación de la conservación de la energía del movimiento oscilatorio 91
2.2.2.2. Elementos de la tipología y eficiencia energética frente al movimiento oscilatorio 94
2.2.2.3. Talud, rugosidad y porosidad 97
2.2.2.4. Evolución espacial de la sección de un dique de abrigo 98
2.2.2.5. Efectos de la incidencia oblicua y del oleaje irregular 100
2.2.3. Secciones tipo 101
2.2.3.1. Dique vertical 101
2.2.3.2. Dique mixto 105
2.2.3.3. Dique en talud 106
2.2.3.4. Dique berma 109
2.2.3.5. Dique sumergido 111
2.2.3.6. Dique flotante 113
2.2.3.7. Diques de sección delgada y sistemas múltiples 115
2.2.3.8. Otras tipologías 118
2.2.4. Criterios para la selección de la tipología 119
2.2.4.1. Comportamiento frente a los agentes climáticos marítimos 120
2.2.4.2. Comportamiento del terreno 120
2.2.4.3. Idoneidad frente a los condicionantes morfológicos 121
2.2.4.4. Idoneidad frente a los condicionantes de los materiales y procesos constructivos 122
2.2.4.5. Idoneidad frente a los requerimientos climáticos durante el uso y explotación 124
2.2.4.6. Idoneidad frente a los requerimientos de conservación, reparación y desmantelamiento 125
2.2.4.7. Idoneidad frente a los requerimientos ambientales 126
2.3. BASES DE CÁLCULO DE DIQUES DE ABRIGO 127
2.3.1. Estudio del comportamiento de la obra y sus tramos 128
2.3.1.1. Comportamiento frente a los agentes del medio físico 128
2.3.1.2. Comportamiento estructural 129
2.3.1.3. Comportamiento frente al terreno 129
2.3.1.4. Comportamiento derivado de los procesos constructivos 130
2.3.1.5. Comportamiento morfodinámico 130
2.3.1.6. Comportamiento ambiental 130
2.3.2. Descripción de los modos de fallo y parada 131

2.4. CRITERIOS GENERALES DE PROYECTO 134
2.4.1. Organización espacial: Tramos del dique 135
2.4.2. Organización temporal: fases de proyecto 135
2.4.2.1. Fases de proyecto 135
2.4.2.2. Duración de la fase de proyecto 136
2.4.2.3. Secuencia temporal climática de las fases de proyecto 137
2.4.2.4. Regímenes de las variables aleatorias 139
2.4.2.5. Regímenes de otros agentes y de acciones 139
2.4.3. Carácter del tramo 140
2.4.3.1. Carácter general 140
2.4.3.2. Carácter operativo 141
2.4.3.3. Carácter en otras fases de proyecto 141
2.5. REQUISITOS DE PROYECTO 141
2.5.1. Requisitos en la vida útil 142
2.5.1.1. Requisitos frente a la seguridad 142
2.5.1.2. Requisitos frente al servicio 143
2.5.1.3. Requisitos frente a los modos de parada 144
2.5.1.4. Requisitos cuando se producen cambios de uso y explotación 145
2.5.1.5. Requisitos cuando se produce una entrada parcial en servicio 145
2.5.2. Requisitos durante otras fases de proyecto 146
2.5.2.1. Fiabilidad y funcionalidad en otras fases de proyecto 146
2.5.2.2. Operatividad en otras fases de proyecto 146
2.5.3. Cálculo de la probabilidad conjunta de fallo o parada en una fase 146
2.5.3.1. Probabilidad conjunta, conjunto completo y diagrama de modos 148
2.5.4. Métodos para el reparto de la probabilidad conjunta 150
2.5.4.1. Análisis del proyecto de inversión e información necesaria 151
2.5.4.2. Métodos recomendados 152
2.5.4.3. Reparto a priori de la probabilidad y cuantificación del coste total anual del tramo 153
2.5.4.4. Reparto en las fases de construcción, reparación y desmantelamiento 156
2.6. PROCEDIMIENTO DE VERIFICACIÓN 158
2.6.1. Verificación de un modo y probabilidad de ocurrencia 158
2.6.1.1. Formulación de la ecuación de estado 158
2.6.1.2. Métodos de resolución de la ecuación de estado y probabilidad 160
2.6.1.3. Criterios para la aplicación de los métodos de verificación 160
2.6.1.4. Definición de los estados de proyecto 161
2.6.1.4.1. Métodos de Nivel I 161
2.6.1.4.2. Métodos de Niveles II y III 162
2.6.2. Verificación de la probabilidad conjunta frente a los modos principales 163
2.6.2.1. Generación de secuencias anuales de estados de agentes y acciones 163
2.6.2.2. La vida útil como un experimento e inferencia de la probabilidad de fallo de cada modo 163
2.6.2.3. Inferencia estadística del margen de seguridad mínimo 165
2.7. CÁLCULO Y REPARTO DE LA PROBABILIDAD CONJUNTA 165
2.7.1. Probabilidad conjunta de fallo 165
2.7.1.1. Colección de sucesos 165
2.7.1.2. Modos de fallo mutuamente excluyentes 166
2.7.1.3. El vuelco y la erosión de banqueta no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente dependientes 166

2.7.1.4. El vuelco y la erosión de la banqueta no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente independientes 167
2.7.1.5. Los tres modos de fallo no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente dependientes 168
2.7.2. Reparto de la probabilidad conjunta de fallo 168
2.7.3. Probabilidad conjunta de fallo de diversas combinaciones de modos de fallo 169
2.8. VALORES RECOMENDADOS PARA OBRAS DE ABRIGO Y DEFENSA 171

En el ámbito marítimo un área abrigada es una superficie de agua y tierra a resguardo de las acciones de las dinámicas atmosférica y marina. Dependiendo del nivel de protección y de las características de las instalaciones se pueden distinguir dos tipos de área abrigada: portuaria y litoral. La primera de ellas se dedica principalmente a la actividad portuaria, mientras que la segunda es específica del uso y gestión del litoral como borde tierra-mar.

En el ámbito de aplicación de los documentos ROM se denomina Proyecto, en sentido amplio, al conjunto de actividades que comprenden el estudio y redacción del proyecto, la construcción, la explotación, la conservación y reparación y el desmantelamiento de una obra marítima.

El objetivo del Proyecto de un área abrigada es conseguir que ésta responda a los criterios de optimización funcional, económica y ambiental tanto de las obras necesarias como de su uso y explotación, y que en su conjunto, tramos y elementos satisfagan los requisitos de fiabilidad, aptitud para el servicio o funcionalidad [(1)] y operatividad exigidos en cada una de las fases de proyecto, de aquí en adelante denominados requisitos de proyecto.

Proyecto de un dique de abrigo

Para controlar las oscilaciones del mar, en particular el oleaje, puede ser necesaria la construcción de obras marítimas de abrigo, o diques de abrigo, cuya presencia interfiere con aquéllas.

La superposición de las oscilaciones incidentes, y las generadas y transformadas por la presencia de la obra, constituye el conjunto de oscilaciones que afecta al área abrigada y condiciona sus niveles de uso y explotación, seguridad y servicio.

El proyecto de un área abrigada y de las obras de abrigo necesarias deberá ser el resultado de, al menos, la siguiente secuencia de actividades:

1. Especificar los criterios generales definiendo la finalidad de la obra, los condicionantes funcionales, los plazos temporales y unidades espaciales (tramos) de la obra y, en cada fase de proyecto, el carácter general y el carácter operativo de la obra y de cada uno de sus tramos, así como los requisitos de proyecto.
2. Describir y caracterizar en el emplazamiento el área abrigada.
3. Describir y caracterizar los factores de proyecto en el emplazamiento que definen la geometría, el medio físico, el terreno y los materiales, identificando y valorando los agentes y acciones y sus escalas temporales y espaciales, especificando, en su caso, los años meteorológicos y los ciclos de solicitación y operatividad.

A partir de ellas se recomienda:

1. Realizar los Estudios Previos con el objetivo de definir diferentes alternativas para las disposiciones en planta del área abrigada y para la tipología de los diques de abrigo en función tanto de los requerimientos del uso y explotación como de los condicionantes del terreno, morfológicos, climáticos, medioambientales, de los materiales y los métodos constructivos, de conservación y mantenimiento existentes localmente y la aptitud de desmantelamiento.
2. Predimensionar en planta y alzado la obra y determinar sus escalas espaciales (tramos).
3. Estudiar el comportamiento hidrodinámico, geotécnico, estructural y constructivo de la obra y de sus tramos frente a los factores de proyecto, así como su interacción con el entorno litoral, identificando los modos de fallo frente a la seguridad y el servicio, y los modos de parada frente al uso y la explotación.

(1) En la ROM 0.0, siguiendo la terminología de EHE, la probabilidad de no incurrir en modos de fallo adscritos a los estados límite de servicio (serviceability) se denominó funcionalidad. En la norma UNE, recientemente publicada se ha optado por traducir el término serviceability por actitud para el servicio. En esta ROM se utilizan ambos términos indistintamente.

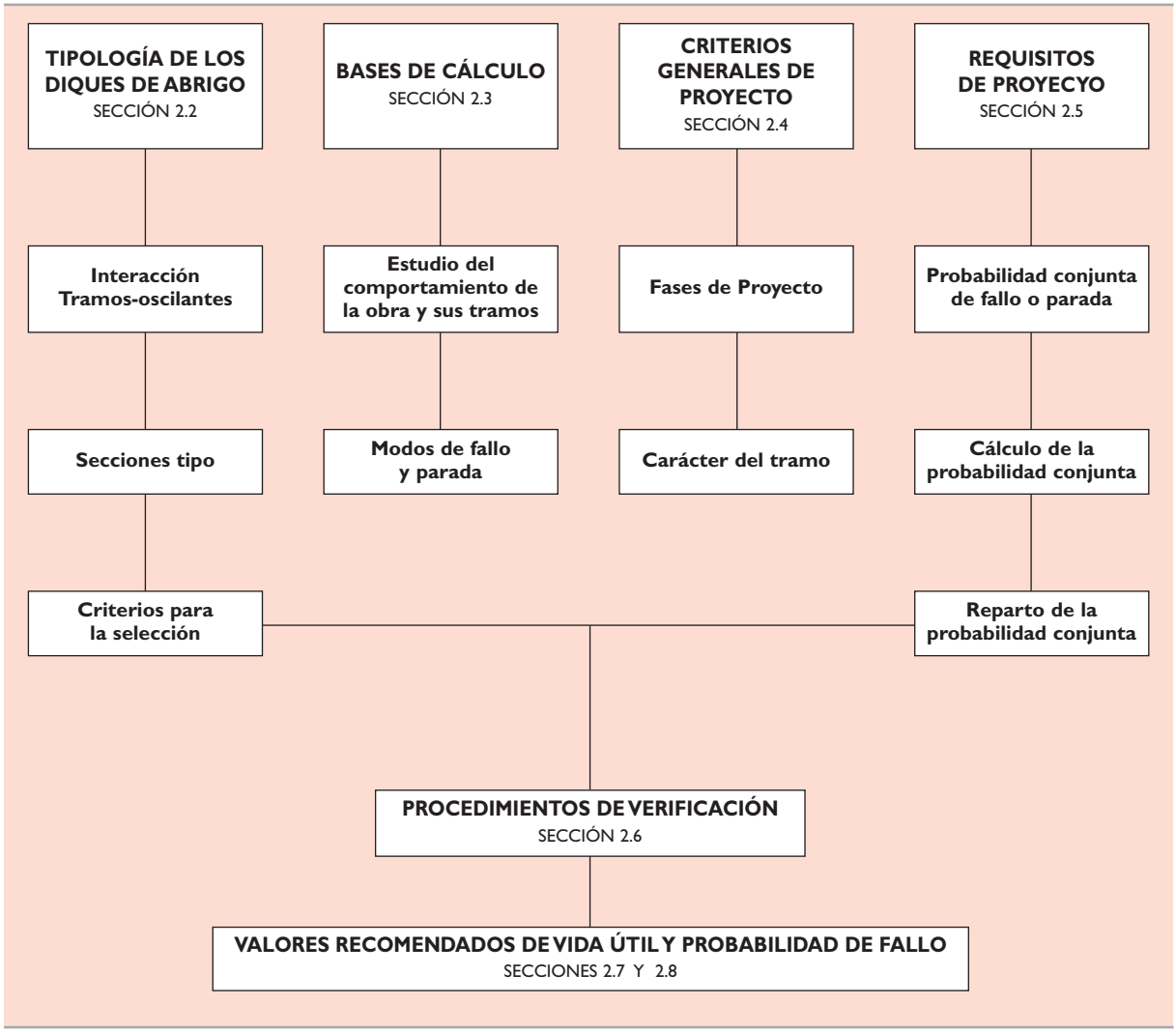
4. Verificar que en el conjunto de la obra, sus tramos y elementos se cumplen los requisitos de proyecto en cada una de las fases para todos los modos de fallo y parada.
5. Optimizar funcional, económica y ambientalmente el área abrigada y los diques de abrigo teniendo en cuenta tanto los costes de primera construcción como los de conservación y, eventualmente, reparación en la vida útil y de desmantelamiento, seleccionando alternativas.

Organización del capítulo 2

Este capítulo del articulado denominado genéricamente Procedimiento y bases de cálculo para el proyecto (de un dique de abrigo) se organiza de la siguiente forma, figura 2.1.

En primer lugar, en las secciones 2.1 y 2.2 se definen las áreas y los diques de abrigo presentando sus principales tipologías y los criterios para la selección de la tipología más conveniente, para a continuación revisar en la sección 2.3 las bases de su cálculo. Seguidamente en la sección 2.4 se articulan los criterios generales de proyecto de los diques de abrigo, considerando la organización espacial y temporal del proyecto y el carácter de cada uno de los tramos de la obra en cada una de sus fases. En las secciones 2.5 y 2.6, de acuerdo con el esquema propuesto en la ROM 0.0, se analizan los requisitos de proyecto y se discute el reparto de la probabilidad conjunta

Figura 2.2.1. ***Organización del capítulo 2***



entre los modos principales y el procedimiento de verificación. En la sección 2.7 se presentan en formato de tabla los requisitos de proyecto recomendados para los diques de abrigo, y el carácter general y operativo de algunas de las obras de abrigo y defensa más representativas en las áreas portuarias y litoral. El capítulo finaliza con un ejemplo en el que se elabora el cálculo de la probabilidad conjunta en diversos supuestos de modos de fallo de un dique vertical, y se discute el reparto de la probabilidad conjunta.

2.1 ÁREAS ABRIGADAS Y OBRAS MARÍTIMAS

En estas Recomendaciones se consideran dos tipos de área abrigada, el área portuaria y el área litoral.

2.1.1 Área portuaria

Por lo general, un área portuaria se proyecta para facilitar las operaciones portuarias y logísticas relacionadas con el transporte marítimo y su interconexión con otros modos de transporte y con la gestión integral del barco, incluyendo las operaciones relacionadas con la actividad naútica-deportiva, industrial y militar. Un área portuaria tiene, entre otras, las siguientes infraestructuras relacionadas con (véase ROM 3.1-99):

- la seguridad y el uso y la explotación del buque: superficie de agua abrigada mínima requerida, metros lineales de atraque y, en su caso, área de fondeo y otras áreas particulares, p.ej. varaderos, etc,
- el control de las oscilaciones del mar: diques de abrigo y estructuras marítimas,
- el uso y la explotación terrestre del área: superficie de tierra mínima, especificando superficies de operación, estacionamiento y almacenamiento, y los movimientos de tráfico y mercancías previstos, incluyendo los sistemas de manipulación,
- la accesibilidad de los modos de transporte terrestre (tráfico viario y ferroviario).

En el primer grupo de infraestructuras se pueden diferenciar las siguientes subáreas: el canal de acceso, la bocana, la zona de maniobra y fondeo en su caso, las zonas de atraque y amarre, tales como muelles, pantalanes, etc. Sus dimensiones dependen, entre otros, de los caracteres general y operativo del área, de las características y frecuencia de escala de la flota de buques de proyecto, de los niveles de calidad del servicio considerados como admisibles y de las condiciones climáticas locales. Por lo general, será el oleaje el condicionante climático predominante, pero, en algunos casos, podrá haber otros condicionantes locales (ver apartado 3.3).

2.1.2 Área litoral

Por lo general, un área litoral se proyecta para facilitar el uso y la explotación ordenada y sostenible del entorno litoral, pudiendo incluir, entre otros, la corrección, protección y defensa del borde litoral, la generación, conservación y regeneración de playas y zonas de baño, y el intercambio de los flujos transversales tierra-mar de todo tipo de sustancias [(2)].

Un área litoral contiene, entre otras, las siguientes infraestructuras relacionadas con:

- la seguridad y el uso y la explotación de los usuarios y del área: contornos exteriores del área, incluyendo el límite por tierra (definido por la cota de inundación) y por mar (definido por la profundidad de cierre [(3)]), y los contornos laterales, naturales o artificiales, permeables o impermeables,

(2) Éstas se suelen clasificar en conservativas o no conservativas. Entre las primeras se consideran las sustancias para las que se puede admitir, sin error apreciable, que no se alteran durante los procesos de transporte y mezcla, p.ej. la arena de sílice. Se incluyen entre las sustancias no conservativas todas aquellas que pueden sufrir transformaciones durante los procesos de transporte y mezcla, p.ej., el carbono, el nitrógeno, etc.
(3) Identifica la profundidad mínima a partir de la cual la influencia del transporte de sedimentos no es relevante en el comportamiento del perfil de playa.

- la seguridad y el uso y la explotación terrestre del área: la superficie de tierra especificando, entre otros, las superficies de uso, estacionamiento y almacenamiento, los movimientos de personas y tráfico, y los servicios requeridos,
- el control de las oscilaciones del mar: diques de abrigo y otras estructuras marítimas,
- la accesibilidad al área por tierra y mar en función de su uso y explotación.

Las dimensiones de estas infraestructuras dependen, entre otros, de los caracteres general y operativo del área, de las condiciones de uso y explotación admisibles en cada uno de los elementos del área, y de las condiciones climáticas y circulatorias locales que, por lo general, estarán asociadas a la ocurrencia del oleaje aunque, en su caso, se deberán considerar otras causas generadoras [(4)].

2.1.3 Implantación de diques de abrigo

Cuando a causa de las dinámicas atmosférica y marina no se satisfagan los requisitos de proyecto en el área o en alguna de sus infraestructuras, se recomienda considerar la implantación de uno o más diques de abrigo. En este caso, de acuerdo con la ROM 0.0, el proyecto de un dique de abrigo debe responder a unos objetivos y satisfacer unos requisitos y criterios que de forma resumida se presentan en esta sección. A estos efectos, es conveniente distinguir entre los diques de nueva construcción y la restauración o renovación de diques.

2.1.3.1 Diques de nueva construcción

El promotor de la obra deberá definir el emplazamiento y las necesidades de uso y explotación del área abrigada. En algunos casos, la ubicación espacial se decidirá entre varias posibles, tras un análisis operativo, social, ambiental y económico de diferentes alternativas.

Criterios generales

Para el dique en su conjunto y para cada uno de sus tramos, el promotor deberá definir: (1) la temporalidad de la obra y la previsión de entrada en servicio de los diferentes elementos que la componen, (2) el carácter operativo y el carácter general, y en función de ellos, (3) la duración de cada una de las fases de proyecto, (4) los requisitos de fiabilidad y funcionalidad en cada una de ellas, (5) el nivel de operatividad, el número medio de paradas operativas y la duración máxima de una parada operativa en el intervalo de tiempo y, en su caso, (6) el plan de desmantelamiento y de restauración de la ribera del mar y su entorno ambiental.

En los casos en los que el promotor de la obra no haya definido algunos o ninguno de los criterios generales indicados en el apartado anterior, o cuando el carácter general y el operativo propuestos sean injustificadamente diferentes de los habituales en este tipo de obras (veáse sección 2.7), el proyectista determinará para cada tramo de la obra el carácter general y el operativo, y en función de ellos los restantes requisitos de proyecto, siguiendo lo dispuesto en la ROM 0.0.

Intervalo de tiempo para el análisis operativo

El promotor definirá los intervalos de tiempo para la verificación de los requisitos de seguridad, el servicio y el uso y la explotación, de la obra y de sus tramos en función, entre otros, de los estudios del rendimiento económico y operativo. Por lo general, la unidad de intervalo de tiempo para la verificación será el año y la vida útil se especificará en años.

(4) Por analogía con las máquinas en las que se denomina generador a la parte que produce la fuerza o energía, como la caldera en las máquinas de vapor y la dinamo en la electricidad, se emplea aquí esta palabra para traducir el término inglés "forcing".

Estimación a priori del carácter

Cuando el promotor no haya especificado el carácter del dique de abrigo será necesario determinarlo por el método establecido en la ROM 0.0. En primer lugar se realizará un predimensionamiento [(5)] del área abrigada; a continuación se dividirá la obra en tramos, en función de su uso y explotación y de las posibles tipologías de los diques. Después se determinará, para cada uno de los tramos, su carácter general y su carácter operativo.

Verificación de los requisitos de proyecto

Un proyecto de obra de nueva construcción deberá verificar los requisitos estructurales, formales y de uso y explotación, los ambientales y los legales. Esta verificación se realizará teniendo en cuenta el comportamiento e interacción de los diques de abrigo con los agentes predominantes.

Seguridad, servicio y uso y explotación

Se verificarán estos requisitos, al menos, en condiciones de trabajo normales y extremas, y en su caso en condiciones de trabajo excepcionales.

Requisitos ambientales

Los requerimientos ambientales de las obras marítimas y de los diques de abrigo se recogen en la normativa ambiental de aplicación y con carácter específico en la ROM 5.0. Los requerimientos relacionados con la calidad de las aguas y la morfodinámica litoral se ajustarán a lo especificado en las ROM 5.1 y 5.2 respectivamente.

Requisitos legales específicos

Dependiendo de la localización del área abrigada y del entorno administrativo habrá requerimientos legales específicos que serán de obligado cumplimiento y por tanto deben incluirse entre los condicionantes de proyecto y considerarse en cada una de las fases del mismo.

2.1.3.2 Adecuación de diques de abrigo

De acuerdo con la ROM 0.0, se recomienda que las obras construidas al amparo de esas Recomendaciones sean sometidas regularmente a inspección, auscultación e instrumentación para comprobar la satisfacción de los requisitos de proyecto durante la duración de la fase de proyecto y, en particular, en la vida útil. En los casos en los que éstos no se satisfagan será necesario reparar la obra.

Rehabilitación del dique

Por otra parte, en diversas ocasiones puede ser necesario adecuar la obra a los requisitos de proyecto bien por la ampliación de la vida útil, bien por la entrada en vigor de una nueva normativa legal, bien por una posible modificación de las infraestructuras y una mejora de los medios de uso y explotación. En el ámbito de esta ROM, las acciones a tomar por estos supuestos se denominan rehabilitación de la obra.

---

(5) Las voces dimensionar y predimensionar no existen en castellano. En el ámbito de esta ROM dimensionar se aplica con el significado de poner, determinar o resolver las dimensiones de la obra y de sus propiedades. La voz de predimensionar se aplica con la acepción de previamente, por anticipado o con antelación.

READAPTACIÓN DEL DIQUE

La readaptación es la adecuación de una obra existente a otro uso y explotación para el resto de su vida útil o para una nueva vida útil.

CRITERIOS GENERALES

Corresponde al promotor de la obra especificar los criterios generales para la reparación y adecuación de la obra en función del carácter general y el operativo de la misma de acuerdo con lo recomendado en el apartado 2.1.3.1. En su ausencia, se seguirá lo dispuesto al efecto en aquel apartado.

2.2 TIPOLOGÍA DE LOS DIQUES DE ABRIGO

En esta sección se describen las secciones tipo más habituales empleadas en la protección de las áreas portuarias y litorales en función de sus partes y elementos principales, y cuyo proyecto, construcción, conservación y desmantelamiento son el objeto de la presente ROM 1.0. En los capítulos específicos se describe y caracteriza de forma detallada cada una de estas tipologías. Se diferencian entre ellas, principalmente, por su forma de hacer frente a los agentes climáticos y de transmitir los esfuerzos al terreno. Estas diferencias se reflejan, en consecuencia, en las dimensiones en alzado del dique. Esta sección se organiza de la siguiente forma. En primer lugar se definen las partes del dique en alzado; después se revisan brevemente los fundamentos de la interacción energética de la sección con las oscilaciones del mar, principalmente, el oleaje que incide perpendicularmente a la sección. Este análisis debe ser complementado con el estudio en planta del conjunto de la obra, evaluando el efecto de la radiación de energía desde cada uno de los tramos y los cambios de alineación y contornos, especialmente el morro, tal y como se describe en el capítulo 4 de estas Recomendaciones. Finalmente, se proporcionan algunos criterios para seleccionar una tipología.

2.2.1 Partes de la sección

La sección tipo de un dique de abrigo se puede describir considerando las siguientes partes, figura 2.2.2:

- Cimentación, que determina la forma en que la estructura trasnmite los esfuerzos al terreno.
- Cuerpo central, que controla la transformación del flujo de energía del oleaje incidente y transmite a la cimentación la resultante de las acciones.
- Superestructura, que controla el rebase sobre la coronación y, en su caso, ofrece un camino de rodadura.

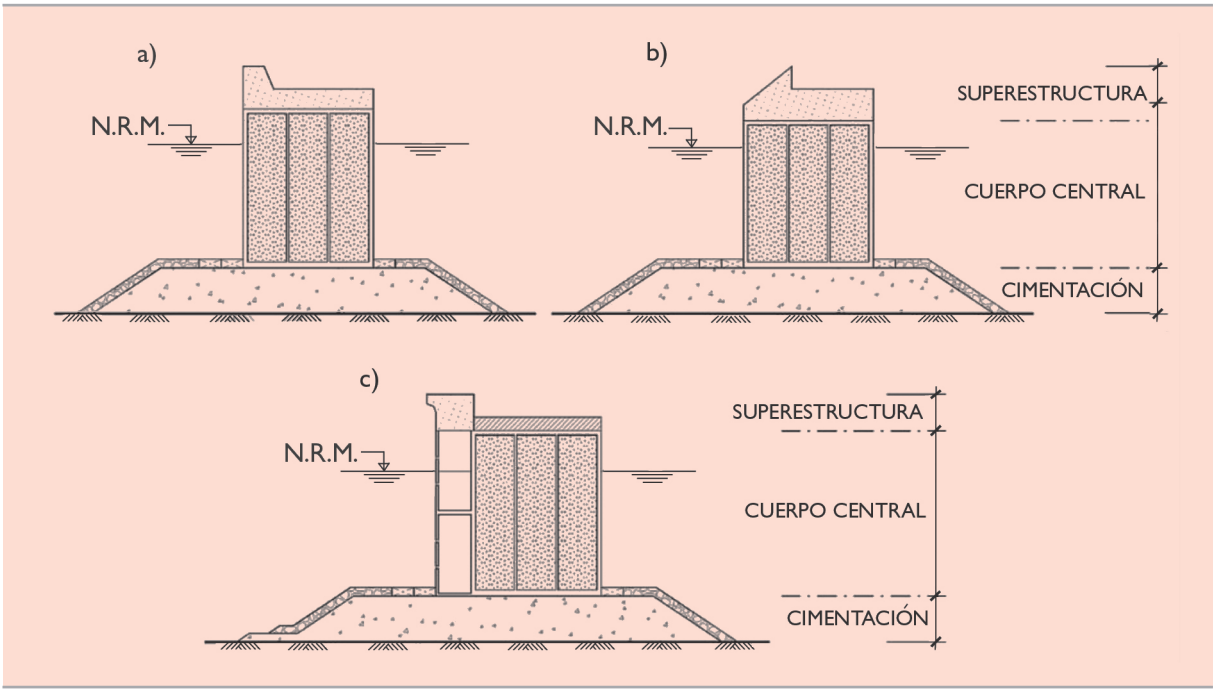
Comentario. La ordenación de la sección en tres partes facilita su descripción y ayuda a establecer elementos de comparación entre tipologías. La línea que separa cada una de las partes no es precisa, pero la ordenación se realiza según la función principal que cada una de ellas desempeña. Así, la superestructura puede proporcionar protección frente a los rebases, el camino de rodadura, acceso, etc. y en su caso, una línea de atraque a sotomar del dique. El cuerpo central es la principal parte resistente frente a la acción del oleaje provocando su rotura, reflexión, etc; la cimentación es la parte del dique en contacto con el suelo y por tanto la vía de transmisión de los esfuerzos al terreno.
Además, esta ordenación facilita la descripción de los elementos y subelementos. Por ejemplo, el manto principal es un elemento estructural construído, en general, con dos capas de piezas; la pieza, natural o artificial, del manto principal es un subelemento estructural del cuerpo central de un dique rompeolas.

2.2.2 Interacción de la sección y las oscilaciones del mar

La presencia de la obra transforma la energía de las diferentes oscilaciones del mar, alterando la distribución de componentes del espectro frecuencial y direccional (veáse capítulo 3). El dique refleja, disipa, transmite e irradia la energía energía incidente en proporciones que dependen de su tipología, de su disposición en planta y de las características de la oscilación.

En este apartado se formula la interacción de la sección del dique y las oscilaciones del mar representadas éstas por un tren de ondas de alturas y periodos conocidos, que inciden normalmente a la sección. Dado que la mayoría de las oscilaciones del mar se puede representar desde un punto de vista matemático por un tren de ondas, los resultados de este análisis se pueden aplicar tanto a la interacción del dique con el oleaje, como con el maremoto o las mareas astronómica y meteorológica. Finalmente, se anticipa el efecto de la incidencia oblicua y del oleaje irregular en los procesos de transformación.

Figura 2.2.2. ***Partes de la sección de un dique***



2.2.2.1 Ecuación de la conservación de la energía del movimiento oscilatorio

La energía incidente se distribuye al interaccionar con la sección del dique en, (a) energía reflejada y devuelta hacia el mar, (b) energía transmitida, a través o por encima de la sección propagándose a sotomar del dique, (c) energía disipada y por tanto extinguida y (d) energía transferida a otros modos oscilatorios o generadora de otros movimientos circulatorios.

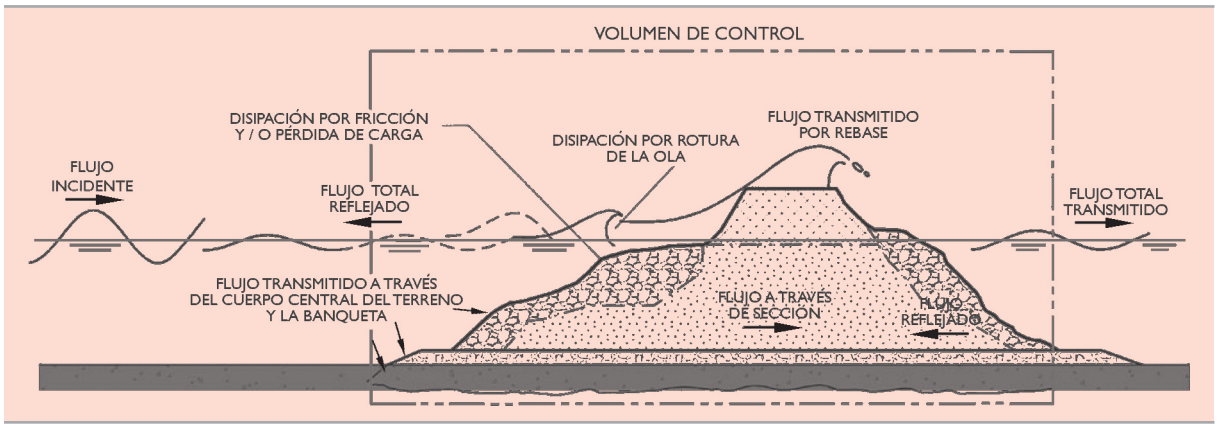
Esta transformación de energía se puede analizar definiendo un volumen de control con anchura transversal unidad, que contenga la sección (figura 2.2.3), y en el que se evaluan los flujos de energía entrante y saliente de él y los procesos de disipación en su interior. La ecuación de conservación de la energía del movimiento oscilatorio en el volumen de control, se puede escribir:

$$F_I - F_R - F_T - D_*^{'} = 0 \qquad (2.1)$$

donde $F_{I,R,T}$ representan los flujos [6] medios de energía incidente, reflejada y transmitida por las secciones de barlomar y sotomar respectivamente, y $D_*^{'}$ evalúa la disipación por unidad de tiempo en el interior del volumen de control provocada por la presencia de la obra y el terreno. El signo negativo del término representa extracción o salida de energía del volumen de control y el positivo aportación o entrada de energía al volumen de control.

(6) Flujo de energía es la cantidad de energía que pasa por una superficie del volumen de control en la unidad de tiempo. Sobre esta superficie pueden actuar tensiones (normales y tangenciales) que en la unidad de tiempo pueden contribuir (añadir o extraer energía) con trabajo.

Figura 2.2.3. Flujo de energía en presencia de la obra



Aplicando teoría lineal de ondas y considerando un tren incidente de altura de ola H_I y periodo $T_{z,I}$, el flujo medio de energía incidente (es decir, la energía media que incide perpendicularmente sobre la cara de barlomar del volumen de control en la unidad de tiempo) con velocidad $C_{g,I}$ es:

$$F_I = E_I C_{g,I} = \frac{1}{8}\rho_w g H_I^2 C_{g,I} \tag{2.2}$$

donde E_I es la energía media total, cinética y potencial, por unidad de superficie horizontal del tren de ondas incidente, que es una función cuadrática de la altura de ola,

$$E_I = \frac{1}{8}\rho_w g H_I^2 \tag{2.3}$$

Las velocidades de fase (celeridad de fase) C y de propagación de la energía C_g del movimiento oscilatorio y el número de onda k se relacionan de la siguiente forma,

$$C_{g,I} = \frac{1}{2} C_I \left(1 + \frac{2k_I h}{\sinh 2k_I h}\right) \tag{2.4}$$

$$k_I = \frac{2\pi}{L_I}, \quad C_I = \frac{L_I}{T_{z,I}} = \frac{\sigma_I}{k_I} \tag{2.5}$$

donde h es la profundidad de agua en el volumen de control. h y k se relacionan con la frecuencia angular $\sigma_I = 2\pi/T_z$, a través de la ecuación de la dispersión,

$$\sigma_I^2 = g k_I \tanh k_I h \tag{2.6}$$

Conocidas la profundidad h y el periodo de la onda T_z, el número de onda k es la raíz real de la ecuación y conocido éste, se obtiene de forma inmediata, la celeridad, la velocidad de propagación de la energía; y conocida la altura H, se obtiene la energía incidente, E_I y el flujo de energía a través de la sección, F_I.

De forma análoga se definen los flujos de energía salientes del volumen de control, reflejado y transmitido,

$$F_R = \frac{1}{8}\rho_w g H_R^2 C_{g,R} = E_R C_{g,R} \tag{2.7}$$

$$F_T = \frac{1}{8}\rho_w g H_T^2 C_{g,T} = E_T C_{g,T} \tag{2.8}$$

donde H_R, H_T son las alturas de ola de los trenes reflejado y transmitido respectivamente, y $C_{g,R,T}$ son las velocidades de propagación de la energía o celeridades de grupo, definidas a partir de los periodos de ola representativos de los trenes reflejado y transmitido,

$$C_{g,R} = \frac{1}{2} C_R \left(1 + \frac{2k_R h}{\sinh 2k_R h} \right) \tag{2.9}$$

$$C_{g,T} = \frac{1}{2} C_T \left(1 + \frac{2k_T h}{\sinh 2k_T h} \right) \tag{2.10}$$

E_R y E_T son, respectivamente, la energía media total, cinética y potencial, del tren de ondas reflejado y transmitido por unidad de superficie horizontal.

Cuando los procesos de transformación del tren de ondas se describen por teoría lineal y en ausencia de corriente, no hay cambio de periodo o de frecuencia angular σ, y si además no hay cambio de la profundidad a ambos lados del dique, el número de onda y las celeridades del tren incidente no cambian al reflejarse o transmitirse, y se puede escribir, por tanto, $k_I = k_R = k_T = k$ y de forma análoga las tres celeridades de fase y las tres de grupo.

Si se definen los siguientes coeficientes de transformación del tren de ondas,

- Coeficiente de reflexión, $K_R = \dfrac{H_R}{H_I}$
- Coeficiente de transmisión, $K_T = \dfrac{H_T}{H_I}$
- Coeficiente de disipación, $D_* = \dfrac{D_*^{'}}{\frac{1}{8}\rho_w g C_g H_I^2}$ (por unidad de energía incidente)

la ecuación de conservación de la energía en el volumen de control (en el que se producen los procesos de transformación por presencia de la sección del dique) se puede escribir,

$$K_R^2 = K_T^2 + D_* = 1 \tag{2.11}$$

Estos coeficientes dependen de la tipología de la sección y de la disposición en planta de la obra. En el marco de la teoría lineal, la altura de ola incidente es el factor de escala de las transformaciones.

Comentario. Esta forma de expresar la ecuación de conservación de la energía permite evaluar la eficiencia del dique en controlar la energía incidente del tren de ondas. Si el coeficiente de reflexión $K_R = 1$ *el dique es totalmente reflejante, mientras que si* $D_* = 1$ *el dique es totalmente disipativo. En sentido estricto no hay ninguna tipología totalmente reflejante o disipativa. Dependiendo de las dimensiones y características hidráulicas de cada uno de las partes del dique y del terreno, y de las características cinemáticas del tren de ondas, el dique se comportará como esencialmente reflejante o esencialmente disipativo. En un Anejo del capítulo 4 se formula el problema de la transformación del tren de ondas cuando en presencia de la obra.*

Uno de los objetivos del prediseño es elegir la tipología de dique de abrigo que cumple con las necesidades de control del flujo de energía del oleaje. Para ello, es necesario conocer los valores de K_R, K_T *y* D_* *para cada una de las tipologías en función de las características del oleaje incidente. Estos coeficientes se pueden obtener por métodos analíticos, numéricos o experimentales, y se describen en el capítulo específico dedicado a cada tipología.*

En el ámbito de la ingeniería aplicada, el reparto de energía incidente obtenido mediante la aplicación de la teoría lineal suele ser suficiente, aunque es conveniente recordar que no se tienen en cuenta los procesos de transferencia de energía a otras frecuencias por interacción no lineal entre componentes, ni otros procesos no lineales. Éstos pueden ser importantes cuando se dimensionan diques sumergidos sobre los que se produce la rotura de la ola y diques flotantes cuya amplitud de oscilación es del mismo orden que la amplitud del tren incidente.

2.2.2.2 *Elementos de la tipología y eficiencia energética frente al movimiento oscilatorio*

Según sean la geometría y la disposición de los elementos que conforman la sección de un dique de abrigo, se pueden potenciar unos procesos de transformación del movimiento oscilatorio frente a otros. En los subapartados siguientes se analizan brevemente estos procesos y su dependencia de los elementos tipológicos.

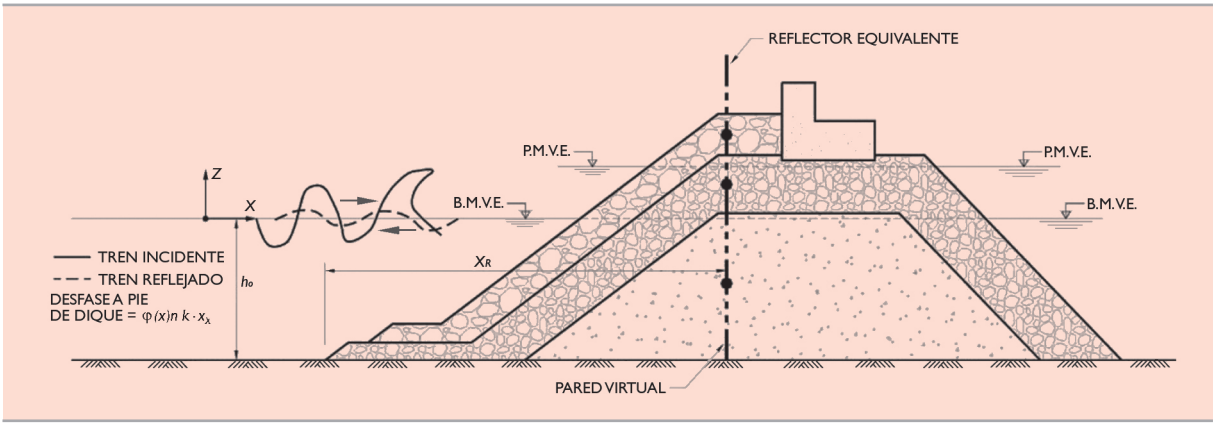
Reflexión

Siempre que haya un cambio brusco de las propiedades geométricas del medio en el que se propaga el tren de ondas con el resultado de la modificación de la celeridad de fase del tren y, en consecuencia, del número de onda y de la dirección de propagación, se produce reflexión de la energía oscilatoria. Así, los cambios bruscos de la profundidad de agua en una berma de pié o de las características hidráulicas del núcleo en un dique de escollera, o la presencia de una pared impermeable de un dique vertical, entre otros, provocan la reflexión hacia el mar de cierta parte de la energía incidente. Análogamente, cuando el tren de ondas se transmite a través del dique, lo abandona o se propaga por un canal de navegación, se refleja parte de la energía propagante tanto en la sección aguas arriba como en la sección aguas abajo.

En general, en los diques de abrigo la reflexión no ocurre en un punto o superficie fija sino que hay numerosas contribuciones que ocurren simultáneamente durante el proceso de la propagación; la última de ellas se realiza al abandonar el tren oscilatorio la sección y propagarse a sotamar del dique. No obstante, la reflexión del oleaje tanto si se produce puntualmente (por ejemplo en la pared de barlomar de un dique vertical, localmente sobre un talud) como gradualmente al propagarse por el interior del dique de escollera, es un proceso esencialmente lineal y, por tanto, depende de las características geométricas (cambio de profundidad h_2 / h_1 o pendiente del talud C_f) e hidraúlicas (porosidad n, permeabilidad y fricción equivalente C_f y rugosidad del lecho K_s) de la sección y del contorno, y de las características del oleaje incidente, en concreto del periodo T_z, expresadas en términos de la profundidad relativa kh.

En el ámbito de la teoría lineal la energía reflejada se puede evaluar mediante un coeficiente o módulo K_R, y una fase ϕ, que representa la distancia adimensional (equivalente a kx) a un foco reflector, (medida con respecto unos ejes de referencia) en el cual se supone que se produce la reflexión del tren de ondas. En consecuencia, al evaluar la energía reflejada saliente del volumen de control, se obtiene un coeficiente de reflexión cuyo módulo cuantifica globalmente todos los procesos puntuales de reflexión y cuya fase permite definir un punto en el interior del medio en el que se encontraría aquel reflector equivalente que produjese el mismo efecto reflejante que el total producido por todos los reflectores individuales desde sus respectivas localizaciones, figura 2.2.4.

Figura 2.2.4. ***Esquema de reflector equivalente y desfase asociado en un dique en talud***



Transmisión

La transmisión de la energía oscilatoria a sotamar del dique se puede producir por rebase de su coronación, propagación a través del cuerpo central, como es el caso de los diques granulares, y por el terreno y cimentación cuando éstos sean permeables. En el primer caso, la magnitud de la energía transmitida depende de la relación entre la altura de la coronación o francobordo F_c, y la altura de la lámina de agua que alcanza la coronación (ésta se puede expresar en términos de la altura de ola [(7)] a pié de dique y en presencia de él H_*), es decir, del francobordo relativo F_c / H_*.

En el segundo caso la magnitud de la energía transmitida, bien a través del cuerpo del dique bien por la cimentación y el terreno, depende de sus propiedades hidráulicas y de la anchura o longitud de propagación B, expresada en función de la longitud de onda o su equivalente el número de onda, kB o B/L . Durante su propagación a través del dique o la cimentación, el movimiento oscilatorio va consumiendo parte de su energía. Si la anchura del dique es suficiente la disipación puede ser total; en estas circunstancias la energía oscilatoria transmitida a través de la sección es despreciable. En términos oscilatorios, la distancia a la cual el tren oscilatorio reduce su energía hasta $1/e$ (número e) se denomina profundidad de penetración.

En el ámbito de la teoría lineal, el flujo de energía transmitido a través de la sección se puede evaluar por un coeficiente o módulo K_T, y una fase ϕ, que representa la distancia adimensional (equivalente a kx) a un foco generador, medida con respecto unos ejes de referencia, en el cual se supone se genera el tren de ondas transmitido. En caso de transmisión por rebase, si el francobordo relativo es pequeño se puede producir el paso del movimiento oscilatorio por encima de la coronación y continuar su propagación a sotamar con la reducción de altura expresada por el coeficiente de transmisión. Si el francobordo relativo es alto, la transmisión de la energía se produce al impactar la masa de agua asociada al paso de la ola contra el cuerpo de agua a sotamar, generando un movimiento oscilatorio que se propaga radialmente desde la zona de impacto. En estos dos casos la fase suele indicar que la generación del tren transmitido se produce en el trasdós del dique.

Comentario: Diques granulares construidos con un núcleo de todo uno de cantera y mantos de escollera, tienen una porosidad en el rango $n = 0{,}35 - 0{,}45$; y unas características hidraúlicas, $K_p = 10^{-3}$ cm/s y $C_f \approx 1$. Un dique se puede considerar impermeable al flujo del oleaje si $n \Rightarrow 0$ y $K_p < 10^{-8}$ cm/s.
La permeabilidad e impermeabilidad de una obra frente a la transmisión del oleaje se puede conseguir por medio de una combinación de materiales de características determinadas y de las dimensiones geométricas de la sección. Así por ejemplo, un pantalla vertical delgada (de espesor mucho menor que la longitud de onda) y de acero, que se extiende en toda la vertical, es impermeable al oleaje; esa pantalla perforada es permeable desde el punto de vista hidraúlico y a traes de los orificios se produce transmisión de energía.
Un dique vertical poroso construido con pedraplén o escollera es permeable al oleaje si su anchura es $B/L < 0{,}25$; si el dique tiene anchura relativa $B/L > 1$, y $K_T \Rightarrow 0$ a sotamar del dique no hay movimiento oscilatorio y éste se comporta a todos los efectos como si tuviera anchura infinita.
Una pantalla de pilotes permite el flujo de energía a través de los elementos estructurales siempre que haya continuidad en el fluído; las características hidraúlicas del espacio entre pilotes gobiernan las pérdidas de carga en el proceso de transmisión de la energía. El radio de los pilotes frente a la longitud de onda y el número de filas y su disposición en planta, controlan la proporción de energía transmitida a sotamar con respecto a la energía incidente, es decir, K_T.

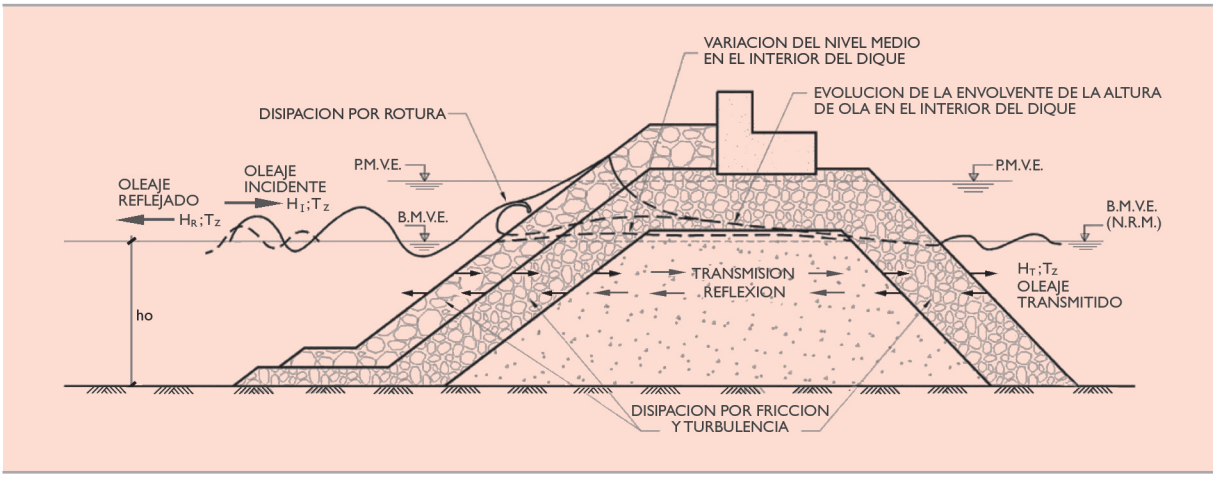
Disipación

La disipación de la energía oscilatoria se produce principalmente por dos mecanismos, la rotura y la fricción por los contornos (superficie y fondo) e interior del medio por el que se propaga. El mecanismo más eficaz de disipación es la rotura de la ola en decrestamiento y en voluta, por el que se puede conseguir que se disipe más

(7) Veáse subapartado dedicado más adelante a este concepto en este mismo apartado.

del 90% de la energía incidente. Por otro lado, las roturas de ola en colapso y en oscilación son menos eficientes y, en general, no disipan más del 60% de la energía. El destino de la energía remanente es la reflexión, la disipación interna por fricción o la transmisión a sotomar, figura 2.2.5.

Figura 2.2.5. ***Procesos de transformación de la energía incidente en un dique en talud***



Aunque no es la única manera posible, la rotura de la ola se produce por el incremento del peralte al propagarse por un talud. El tipo de rotura que se produce en el talud se puede identificar a través del número de Iribarren, que se define como el cociente de la pendiente del talud y el peralte (pendiente) de la ola sobre el talud,

$$I_r = \frac{\tan(\alpha)}{\sqrt{\frac{H}{L}}} \tag{2.12}$$

Este número también proporciona una información cualitativa de la tasa de disipación de la energía en el proceso de la rotura.

La cantidad de energía disipada mediante el mecanismo de fricción depende de su régimen hidráulico. Si éste es laminar, la disipación es proporcional al cuadrado de la velocidad de las partículas de agua con respecto al contorno o los elementos que provocan la fricción. Si el régimen es turbulento, la disipación es proporcional al cubo de la velocidad y varía considerablemente en función del número de Reynolds, ya que una parte sustancial de la disipación está asociada principalmente a los procesos de convergencia y divergencia, a la separación del flujo alrededor de los obstáculos, a la formación de remolinos y estelas y a la transmisión de cantidad de movimiento relacionada con la cascada turbulenta que eventualmente finaliza en calor. En general, la energía disipada por el proceso de fricción depende del número de Reynolds, de la porosidad del medio y del tamaño de los elementos que lo forman (diámetro de los granos, del agujero, del pilote, etc.).

La evaluación de la disipación por rotura de ola en decrestamiento se determina con suficiente aproximación asemejándola a la disipación que se produce en un resalto hidráulico. Sin embargo, si la forma de la rotura de la ola es en voluta, colapso u oscilación por un talud de pendiente fuerte, la evaluación de la tasa de disipación del movimiento oscilatorio $D_*^{'}$ que se produce en el proceso es harto complicada e incierta. Una manera indirecta de obtener la energía disipada que se puede aplicar a los diques de abrigo es resolver la ecuación de la conservación de la energía una vez que se han evaluado los flujos de energía reflejado y transmitido irradiados desde del volumen de control, es decir,

$$D_* = 1 - K_R^2 - K_T^2 \tag{2.13}$$

$$D_* = \frac{D_*^{'}}{\frac{1}{8}\rho g C_g H_I} \tag{2.14}$$

Comentario. En general un dique en talud construido con material granular es el que provoca la mayor disipación por rotura y fricción en el seno del dique.

ALTURA DE OLA A PIE DE DIQUE Y EN PRESENCIA DE ÉL

Con amplia generalidad, se puede admitir que la presencia del dique provoca la reflexión de una parte de la energía del tren de ondas de altura H_I y periodo T_z. A pie de dique, debido a la interferencia de los trenes incidente y reflejado, el movimiento oscilatorio es parcialmente estacionario. En teoría lineal, el periodo del tren incidente, reflejado y parcialmente estacionario es el mismo, es decir T_z, sin embargo, la altura de ola H_* de éste depende de la geometría del frente del dique y del desfase entre ambos trenes.

H_* es una altura de ola a pie de dique y en presencia de él. En general, esta altura de ola se puede expresar por $H_* = \mu H_I$, donde μ es un coeficiente [8] que cuantifica la magnitud de la interferencia lineal de los trenes incidente y reflejado.

Comentario. Para un dique vertical de paramento liso e impermeable, construido sobre un fondo horizontal y cuya cimentación es de espesor despreciable frente a la profundidad, si es irrebasable, $K_R \simeq 1$ y el coeficiente a pie de dique es $\mu \simeq 2 = (1 + K_R)$; si es rebasable y la pared es rugosa, $\mu < 2$. Pero, si el espesor y la longitud a barlomar de la berma de cimentación no son despreciables frente a la profundidad y la longitud de onda, respectivamente, y la ola puede romper sobre la berma, entonces puede ser que $\mu > 2$. Para un dique en talud de tipología "Iribarren" (veáse figura 2.2.11) construido sobre un fondo horizontal, los valores de μ a pie de dique pueden encontrarse en el intervalo $0 \leq \mu < 1{,}8$.

2.2.2.3 Talud, rugosidad y porosidad

Cuando el tren de ondas se propaga por un talud, un fondo rugoso o a través de un medio poroso se produce la disipación de una parte de su energía. No se debe olvidar que simultáneamente a este efecto disipador se produce el proceso de reflexión, que incluye un cambio de la fase del tren reflejado, ya que, al propagarse el tren oscilatorio en los tres casos hay un cambio de las condiciones de propagación. La energía remanente se transmite.

Cuando un tren de ondas se propaga por un talud impermeable de fondo liso y pendiente muy suave tal que $I_R < 0{,}1$, la celeridad del tren de ondas se va adaptando de forma gradual al cambio de la profundidad sin que el proceso de la reflexión sea relevante, y el proceso de asomeramiento y la dispersión por amplitud provocan el peraltamiento de la ola y su posible rotura en decrestamiento o voluta.

Cuando el tren de ondas se propaga por un fondo horizontal de profundidad h, se encuentra un cambio brusco [9] de profundidad desde h a $d < h$ y continua su propagación con la profundidad d, se produce la reflexión de parte de la energía en el escalón y la transmisión de la otra parte sobre la profundidad d. La adaptación de la onda transmitida a las nuevas condiciones no es inmediata, y necesita propagarse a lo largo de una cierta distancia sobre la nueva profundidad para que entren en funcionamiento los mecanismos de dispersión en frecuencias y en amplitudes hasta que, eventualmente, se produce la rotura de la ola. En general, cuando la profundidad h y la altura de ola H_* a pie del escalón son del mismo orden, la ola puede romper directamente sobre el cantil del escalón.

(8) Tal y como se detalla en el capítulo 4 el valor de μ no sólo depende de la tipología, sino también del tramo y de la disposición en planta de la obra y el entorno.

(9) Este cambio brusco de profundidad puede ser un escalón vertical, pero en general es suficiente que la longitud horizontal del talud, sea mucho menor que la longitud de onda, es decir $l_t / L \ll 1$, donde $l_t = h–d/\tan\beta$ y β es el ángulo del talud.

Finalmente, si el talud es de fuerte pendiente tal que I_r [10] $\geq 2{,}3$ el tren de ondas se debe adaptar bruscamente al cambio de profundidad al mismo tiempo que se produce el peraltamiento por lo que simultáneamente se produce la reflexión de la energía incidente. La interacción de los trenes incidente y reflejado, y la reducción de la profundidad se combinan para que la ola se desmorone por su base, denominada rotura en colapso, o bien oscile sobre el talud con un frente de onda turbulento, denominada rotura en oscilación. En estas condiciones la presencia del dique provoca que se refleje entre el $35–85\%$ de la altura de ola incidente, dependiendo del tipo de rotura evaluado por I_r, la porosidad de los mantos y del núcleo.

Una de las maneras posibles de incentivar la disipación por los contornos consiste en disponer en ellos, elementos de rugosidad de altura variada irregularmente repartidos, por ejemplo en la coronación del dique o en el fondo a barlomar del mismo. Análogamente, la disipación por el interior del cuerpo central o en la superestructura del dique se puede magnificar disponiendo paredes porosas o con ranuras para que aumente el número de contracciones, expansiones y separaciones de lámina que debe superar el movimiento oscilatorio en su propagación. Este es el proceso que se produce de forma natural un incontable número de veces en un medio granular permeable, por ejemplo, en los mantos y núcleo de un dique de escollera.

2.2.2.4 Evolución espacial de la sección de un dique de abrigo

Para controlar y transformar la energía incidente se puede diseñar un dique de abrigo formado con diferentes elementos y dispuestos con diferentes configuraciones; el resultado final es el predominio de unos procesos de transformación sobre otros. En la figura 2.2.6 se presenta la evolución espacial de un dique de abrigo en función de su forma de transformar la energía incidente. En consecuencia, el objetivo de abrigar un área se puede alcanzar mediante diferentes tipologías.

Así, se puede construir un dique sumergido cuya coronación se encuentre a la profundidad d, con una anchura B. La construcción puede realizarse mediante material natural (p.ej. escollera) o artificial (p.ej. hormigón). La partición de la energía incidente depende principalmente de d/h, B/L_d, H_*/h, y si además el dique es de material granular, de la porosidad y la granulometría de los granos. L_d es la longitud de onda sobre el dique.

Dependiendo de sus dimensiones la ola puede romper a pie de dique, sobre él, o propagarse a sotamar sin percibir la presencia del dique o con altura reducida por el efecto de la fricción. H_*, es la altura de ola a pie de dique sumergido pero en presencia de él.

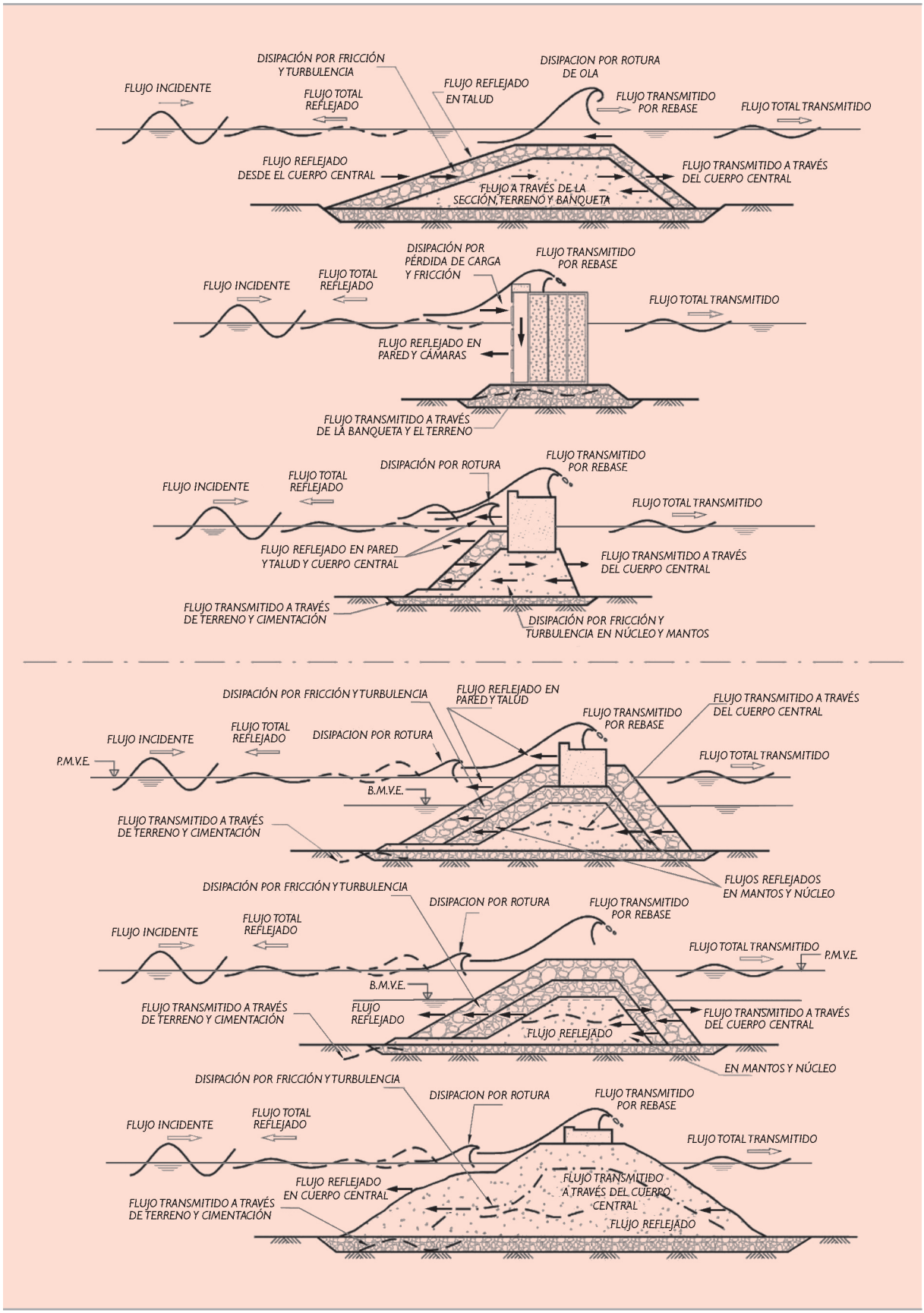
Comentario. El valor del coeficiente μ se puede encontrar en el intervalo $1 \leq \mu \leq 1{,}8$, dependiendo de d/h, H_I/h, la geometría del dique y de las características hidráulicas de sus mantos y núcleo.

Si el nivel de protección no es suficiente, a modo de cimentación, se puede colocar sobre el dique anterior un cajón prefabricado de pared vertical impermeable que emerja ligeramente, que actúa como cuerpo central del dique aumentando el control de la energía incidente a costa de incrementar la energía reflejada. Esta configuración es la tradicional de dique mixto. Si el rebase por la coronación es excesivo, se puede construir sobre el cuerpo central una superestructura cuyo francobordo sea del orden de la altura de ola a pie de dique y en presencia de él H_*. El dique es entonces irrebasable y la transmisión de energía sólo ocurre bajo el cajón a través de la cimentación porosa. Con ella, de nuevo, se vuelve a aumentar la energía reflejada.

Si la energía reflejada desde el dique crea condiciones inaceptables en el entorno o en otras zonas o infraestructuras del área portuaria, entonces es necesario modificar la pared de barlomar del cajón para aumentar la disipación. Para ello se puede considerar, entre otras, las siguientes disposiciones: (1) incrementar la rugosidad de la pared de barlomar para incrementar la rugosidad por el contorno, (2) inclinar la pared de barlomar para provocar la rotura de la ola, (3) permeabilizar la pared y crear una cámara interior que aumente las pérdidas por fricción y desfase la reflexión, (4) construir un manto de piezas a barlomar del dique, etc.

(10) Iribarren propuso en 1933 ese valor del número adimensional I_r para delimitar cuando la rotura de la ola es franca sobre talud y cuánto predomina la reflexión.

Figura 2.2.6. Evolución espacial de las partes de la sección y transformación de la energía incidente



Si no hay disponibilidad de materiales granulares o las acciones asociadas a la energía reflejada desde el dique no son relevantes, se puede extender el cajón hasta el fondo, apoyado en una banqueta de enrase, convirtiendo la tipología en la tradicional de dique vertical, que a los efectos prácticos es totalmente reflejante. En los casos cuando se deba tener cierto control de la energía reflejada se puede proceder de forma análoga a la descrita para el dique mixto. La magnitud del rebase depende del francobordo relativo, es decir, F_c/H_*.

Comentario. Si no hay rotura de ola a pié de dique, cuando el francobordo es suficientemente alto el coeficiente de reflexión excede $0{,}7$*, entonces,* $1{,}7 < \mu = H_*/H_I \leq 2$*. En estas condiciones, para que el dique vertical sea irrebasable,* $F_c/H_* \gtrsim 0{,}5$ *sobre la profundidad* (11) h *a pie de dique.*

Si la disponibilidad de materiales granulares es suficiente e interesa controlar la energía reflejada, en vez de aumentar el puntal del cajón, se puede elevar la banqueta hasta emerger, disponer una superestructura sobre él y proteger el todo uno con una secuencia de mantos inclinados que incrementen significativamente la disipación por rotura de la ola, la rugosidad con el contorno y la fricción interna. La magnitud y el desfase de la energía reflejada depende, entre otros, del ángulo del talud, de la anchura y rugosidad de los mantos y de la anchura y porosidad del núcleo. Ésta es la sección tradicional de un dique en talud, de escollera o rompeolas. La magnitud del rebase depende del régimen oscilatorio en el talud y del francobordo relativo, es decir F_c/H_*.

Comentario. Para un dique en talud con tipología "Iribarren", $1{,}1 < \mu = H_*/H_I < 1{,}7$ *dependiendo del tipo de pieza del manto principal y de* I_r*. Para que este dique sea irrebasable, se deberá cumplir que* $F_c/H_* \gtrsim 0{,}75$.

En algunos casos no es estrictamente necesario construir una tipología tradicional, sino que es más conveniente recurrir a nuevas tipologías que potencien un reparto energético diferente. Así por ejemplo, (a) una hilera de pilotes de diámetro D, con separación entre ejes de pilotes $s/D \approx 2$, provoca la radiación (reflexión) de parte de la energía incidente en las paredes de los pilotes, la disipación de la energía por fricción y por pérdida de carga asociada al paso de la ola a través; si se disponen dos filas de pilotes este efecto se incrementa; (b) una pantalla perforada vertical o ligeramente inclinada, llegando hasta el fondo o hasta una cierta profundidad, tiene efectos análogos. Dependiendo de los requisitos de proyecto se pueden combinar tipologías, por ejemplo, un conjunto de bloques que provocan la disipación por rotura y fricción, e hileras de pilotes o pantallas perforadas o cajón perforado a sotomar que en su trasdós tiene un muelle, etc.

La selección de una tipología y el dimensionamiento de la sección debe responder a un conjunto de requerimientos entre los que se encuentra la capacidad de controlar la energía incidente. En los apartados siguientes se analizan otros aspectos relevantes. No obstante, aunque hasta la fecha no es lo habitual, en obras de carácter medio y alto es recomendable realizar para cada tramo la optimización de la sección teniendo en cuenta todos los aspectos que intervienen, entre ellos, el balance de la energía oscilatoria.

2.2.2.5 Efectos de la incidencia oblicua y del oleaje irregular

El análisis anterior se ha realizado suponiendo que el movimiento oscilatorio es un tren monocromático de ondas que incide perpendicularmente a la sección. En general, sobre todo en profundidades grandes, el oleaje incide con oblicuidad a los diques de abrigo y su estructura se puede representar por la superposición lineal de un gran número de componentes con frecuencia, dirección y contenido energético diferentes y fase aleatoria. En general, la magnitud de los procesos de transformación de la energía del oleaje incidente tales como la reflexión, transmisión, ascenso del agua por el talud, rebase, etc, se reducen al aumentar el ángulo de incidencia (12).

La representación de los fenómenos de transformación un tren irregular mediante por medio de un descriptor estadístico es una información "sintetizada" del conjunto de las transformaciones que experimenta cada una de las olas individuales del tren, pero no informa adecuadamente del comportamiento de cada una de las olas individuales, en particular de las más altas. No conviene olvidar que, a los efectos de la seguridad, éstas son las

(11) Esta profundidad a pie de dique debe ser simultánea y compatible con la altura H_* del tren de ondas en ese punto.
(12) La incidencia se mide por el ángulo que forman la normal a la cresta de la ola y la normal al obstáculo.

que cuentan. Por ello, en general, los resultados espaciales de los procesos de transformación que se obtienen aplicando las descripciones estadística o espectral del oleaje suelen ser más "suaves" que los obtenidos de la aplicación de un tren regular de ondas.

2.2.3 Secciones tipo

Tal y como se ha desarrollado en el apartado anterior, las diferentes secciones tipo objeto de esta Recomendaciones se pueden obtener mediante la evolución de las dimensiones de cada una de las partes, la forma de la transición entre ellas y la conexión con el fondo, además de los diferentes elementos y subelementos estructurales y formales que las componen. En los apartados siguientes se describen brevemente la sección tipo de los diques vertical, mixto, en talud, berma, pantalla y flotante.

2.2.3.1 Dique vertical

La figura 2.2.7 representa una sección de dique vertical cuyas partes central y superestructura están formadas por un único elemento estructural. Tradicionalmente, el paramento de barlomar es vertical, de ahí su denominación de dique vertical, y se puede construir mediante cajones prefabricados, bloques de hormigón en masa, tablestacas, recintos hincados, etc. El cuerpo central suele apoyar en una banqueta de cimentación de material granular, debidamente protegida, en su caso, para que sea estable frente a las oscilaciones del mar. En zonas con grandes profundidades las dimensiones de esta banqueta pueden ser relevantes estando formada, generalmente, por un núcleo de todo uno de cantera enrasado a una profundidad tal que permita la colocación del cuerpo central (por ejemplo el fondeo del cajón), y que su estabilidad no esté afectada por las oscilaciones del mar.

En zonas de profundidades intermedias o reducidas, salvo complicaciones relacionadas con la capacidad portante del terreno, la cimentación puede estar formada por una capa filtro, todo uno de cantera y la banqueta de enrase propiamente dicha, todos ellos, en general, de pequeño espesor en comparación con el tramo central. El espesor de cada una de estos elementos y los tamaños de los materiales deben adecuarse a las necesidades geotécnicas e hidráulicas. Para proteger la cimentación y el lecho natural en los casos en los que éste sea potencialmente erosionable, es conveniente construir una berma de pie formada por la prolongación del núcleo de todo uno y por los mantos necesarios. En muchas ocasiones, se construye sobre la berma adosado al cuerpo central un bloque de grandes proporciones, denominado de guarda, con la finalidad de reducir y desfasar el pico de las subpresiones en el borde de barlomar de la cimentación con respecto al pico de presiones en el paramento.

Es habitual coronar la superestructura con un parapeto que, a barlomar, está curvado para facilitar el retroceso del flujo de agua, y que se conoce con el nombre de botaolas.

El dique esencialmente actúa como un reflector del flujo de energía incidente, y la transmisión de energía a sotamar sólo se produce por rebase o en proporciones muy pequeñas a través de la cimentación.

Con carácter general, se recomienda la tipología de dique vertical allí donde sea muy poco probable la rotura de las olas contra el paramento. A tal efecto se deben cumplir las siguientes condiciones,

$$\frac{d}{h} \geq 0,85 \tag{2.15}$$

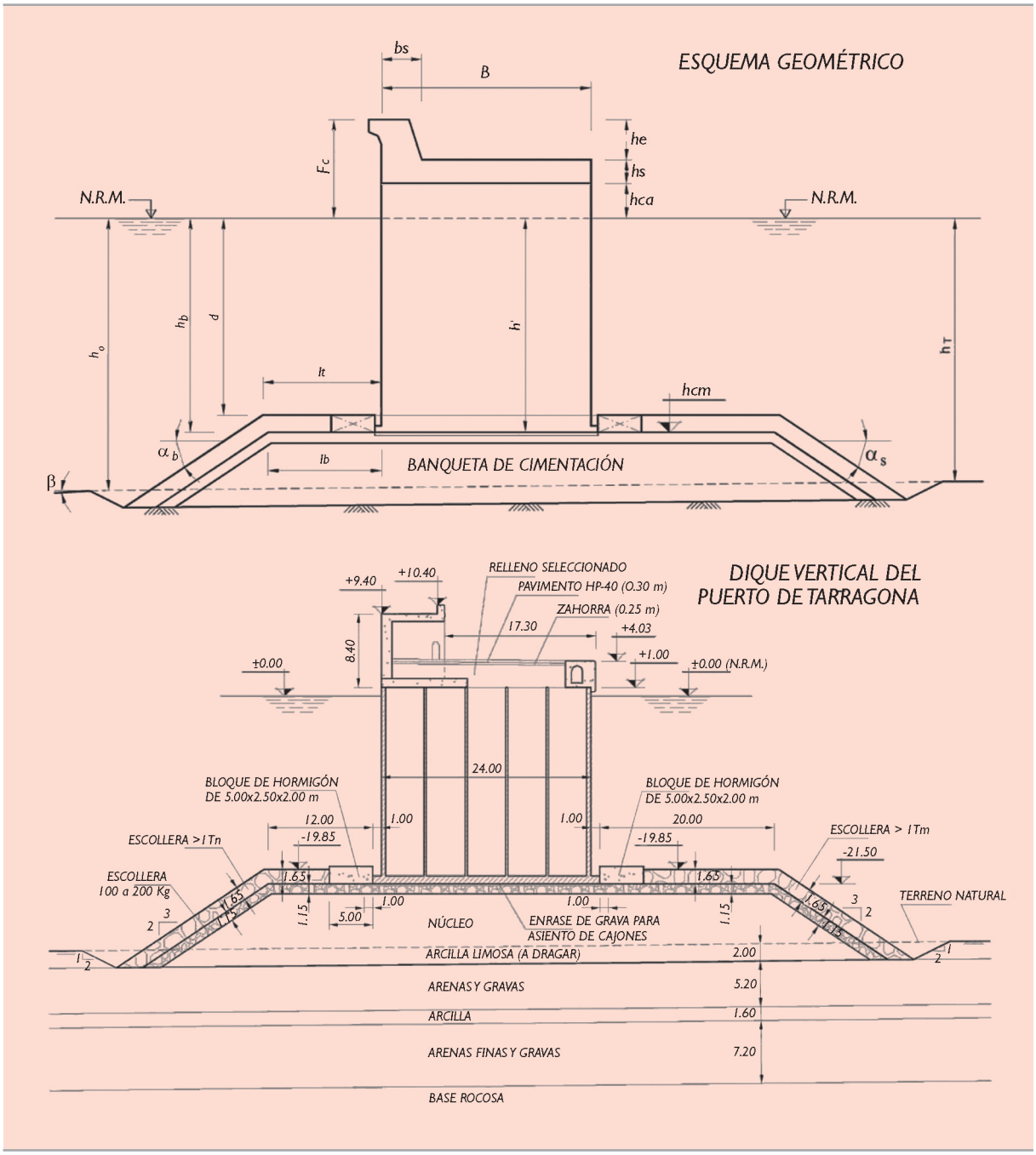
$$\frac{l_t}{L} < \frac{1}{20} \tag{2.16}$$

$$\frac{H_I}{L} \leq \left(0,11 + 0,03\frac{1-K_R}{1+K_R}\right)\tanh\frac{2\pi h}{L} \tag{2.17}$$

$$H_* \simeq \left(1+K_R\right)H_I \tag{2.18}$$

donde H_* es una altura de ola a pie de dique pero en presencia de él, (13) representativa de un estado meteorológico de condiciones de trabajo extremas, h es la profundidad de agua a pie de dique (14) y d es la altura de agua sobre la berma. H_I es la altura de ola del tren incidente y que debe ser representativa de las alturas mayores en el estado.

Figura 2.2.7. Dique vertical



(13) Es decir, considerando la modificación de las oscilaciones del mar por el área portuaria o litoral, diques, bocana, cambios de alineación, etc. (veáse capítulo 3).

(14) Esta profundidad debe ser simultánea y compatible con el estado de mar en el que se puede presentar la altura de ola H_*. En su caso, es conveniente analizar más de una profundidad.

Una primera estimación del francobordo con respecto al nivel del mar asociado a la profundidad h para que el dique sea "irrebasable" (15) se puede obtener,

$$\frac{F_c}{H_*} > 0{,}50 \tag{2.19}$$

Para diques irrebasables de paramento vertical e impermeable $H_* \approx 2H_I$. Si se satisfacen aquellas condiciones, y el dique se proyecta como no rebasable, se recomienda iniciar el predimensionamiento del dique con una anchura mínima B, por razones del oleaje,

$$\frac{B}{H_*} \sim 1{,}0 \tag{2.20}$$

En el caso en el que la probabilidad de rotura de la ola contra el paramento no sea despreciable, se recomienda iniciar el predimensionamiento del dique con una anchura mínima B por razones del oleaje,

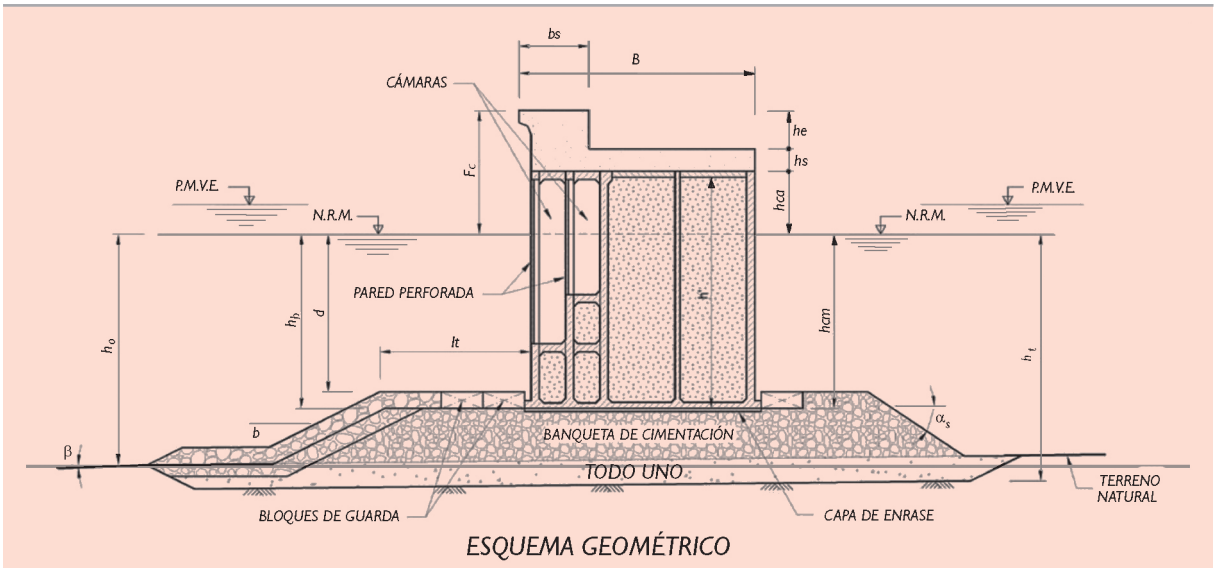
$$\frac{B}{H_*} \sim 1{,}5 \tag{2.21}$$

Comentario. Es habitual considerar, $H_I \approx (1{,}6 \text{ a } 1{,}8)H_{s,I}$, dependiendo de la duración del estado de oleaje y $H_{s,I}$ es la altura de ola significante de dicho estado. Para un dique vertical irrebasable con paramento liso e impermeable, la reflexión es perfecta, por lo que, $H_* \simeq 2H_I$, $H_* \approx (3{,}2 \text{ a } 3{,}6)H_{s,I}$.

Dique vertical con paramento especial

Al objeto de reducir la reflexión del oleaje, en los últimos años se ha explorado la construcción de diques verticales de paramento inclinado, perforado o ranurado con cámaras de oscilación, en toda o a partir de cierta profundidad, figura 2.2.8. Con estas modificaciones del paramento a barlomar se desfasan los trenes incidente y reflejado y se aumenta la disipación por fricción, con el resultado de que para algunos periodos se reduce la altura de ola H_* a pié de dique y en presencia de él. La cámara de oscilación ayuda en este cometido, no obstante se debe prestar especial a su anchura B_c y profundidad h_c ya que el proceso de reflexión depende de B_c/L_c donde L_c es la longitud de onda en el interior de la cámara. La oscilación de la lámina de agua en el interior de la cámara puede tener una gran amplitud y, en los casos en los que esté cubierta, las presiones sobre ésta pueden ser muy importantes.

Figura 2.2.8. Dique vertical con cámaras disipadoras y resonantes



(15) Este término no está reconocido por la RAE.

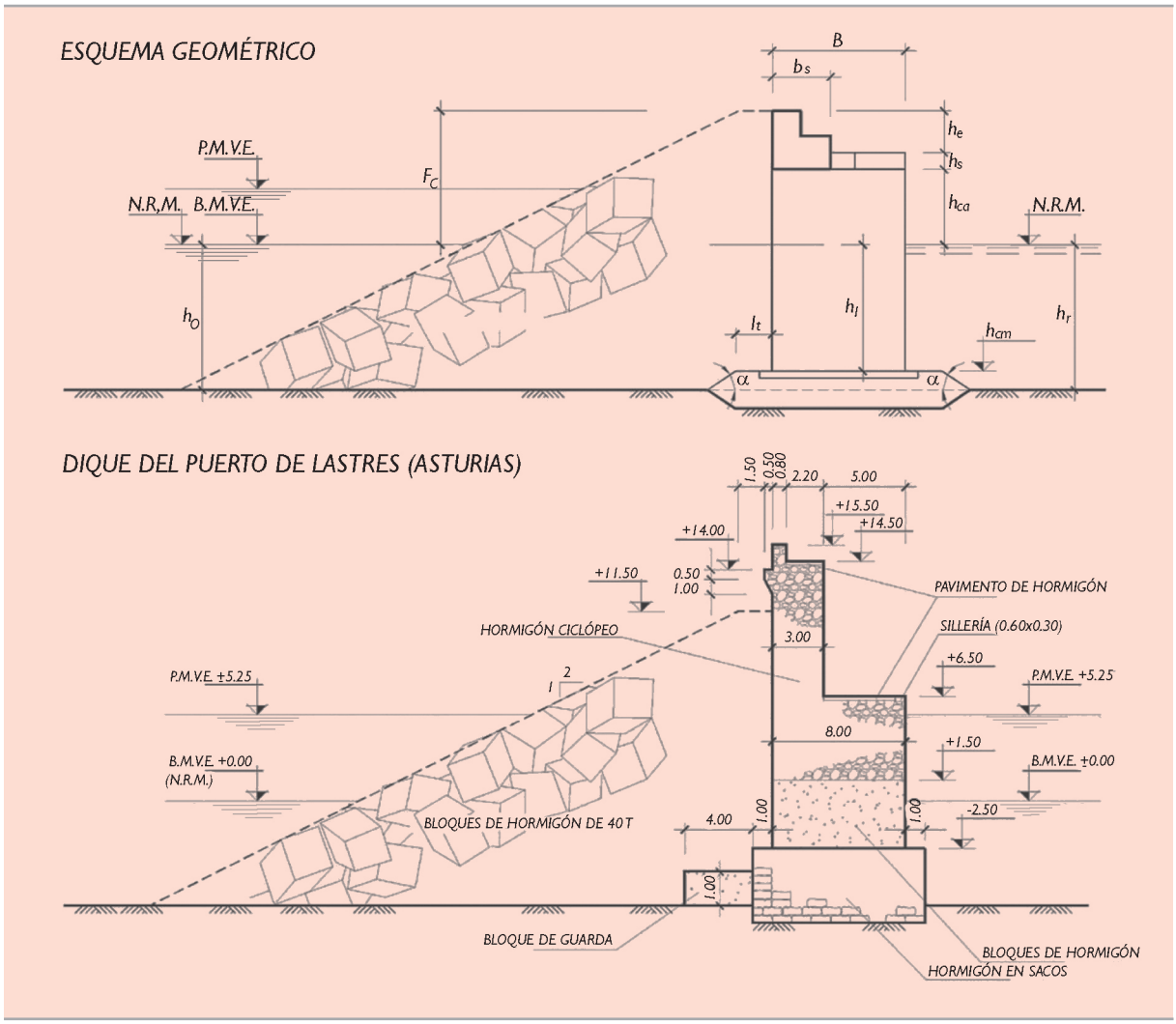
Dique vertical con manto de protección

En la figura 2.2.9 se representa un dique vertical protegido con talud de elementos granulares. En este caso el tramo central está formado por dos elementos estructurales, el talud de piezas y el paramento vertical. Ambos elementos estructurales suelen prolongarse por encima de la superficie del agua; en este caso el paramento vertical continua formando la superestructura.

La presencia del talud transforma el dique reflejante en parcialmente reflejante y disipativo, predominando uno u otro modo de trabajo en función de las características del oleaje incidente y de las dimensiones geométricas del talud. Dado que tras el talud granular se encuentra una pared impermeable, el nivel de reflexión de esta sección y las condiciones de estabilidad de las piezas del manto son diferentes a los de un dique rompeolas con núcleo de todo uno de cantera, figura 2.2.11.

Comentario. En estas Recomendaciones se utiliza la palabra berma (de pie) para denominar el elemento estructural y formal, construido por una secuencia de capas de material filtro, todo uno de cantera y mantos secundarios y principal, por lo general, con coronación enrasada horizontalmente. La transición de la berma a la cimentación y al cuerpo central del dique se suele realizar a través del núcleo o materiales de cimentación que se prolongan hacia el mar y se enrasan horizontalmente. En la construcción de bermas de pie a sotamar y en el morro del dique se pueden aplicar los mismos criterios.

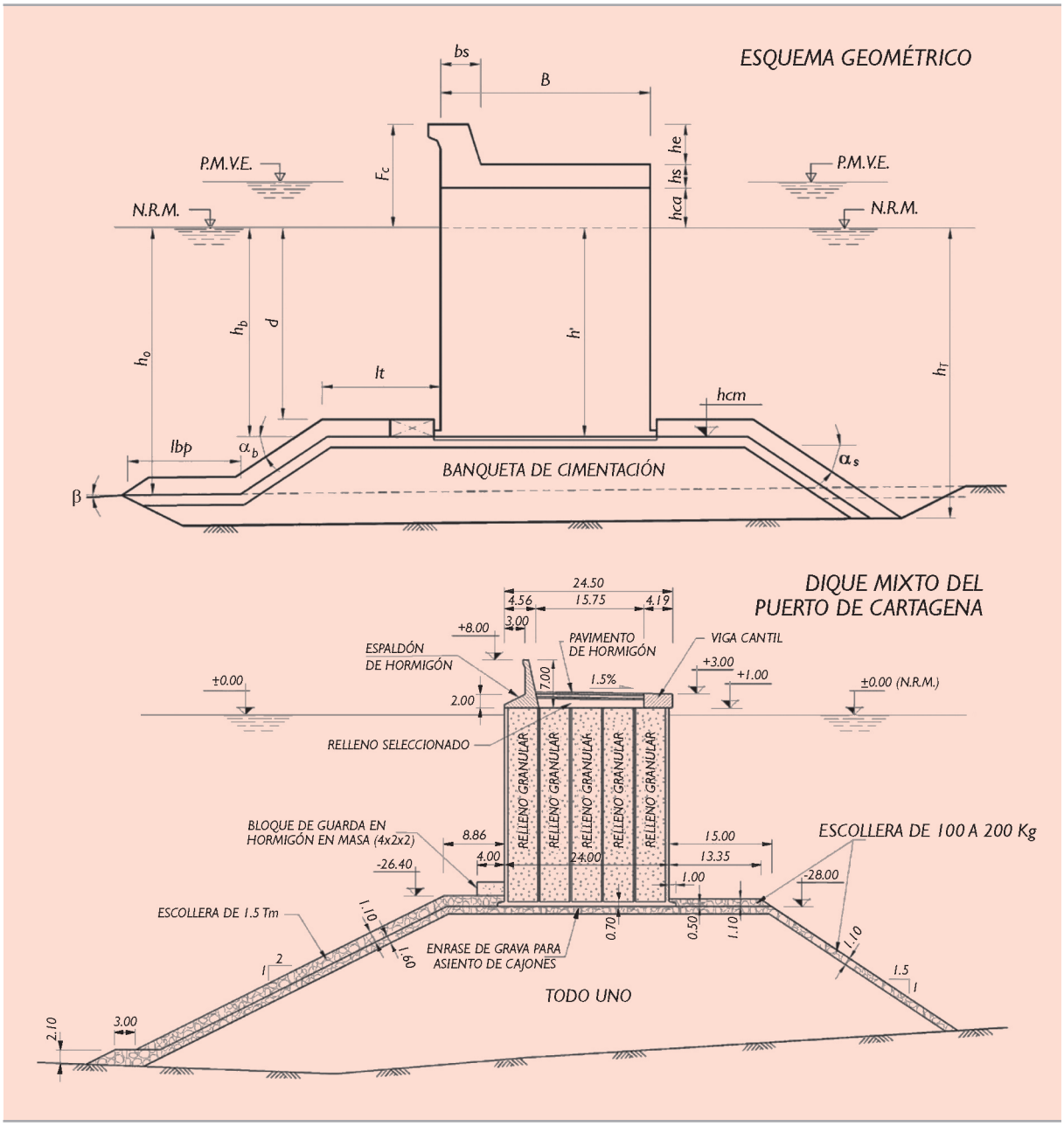
Figura 2.2.9. Dique vertical con manto de protección



2.2.3.2 *Dique mixto*

Cuando la cimentación del dique vertical ocupa una proporción notable de la profundidad tal que su presencia modifica significativamente la cinemática y dinámica de las oscilaciones del mar, la tipología se denomina dique mixto. En la figura 2.2.10 se define una tipología mixta; la función protectora se comparte entre el tramo inferior, ampliando su función de cimentación, y el tramo central, que se extiende por encima del plano de agua proporcionando los servicios de una superestructura.

Figura 2.2.10. ***Dique mixto***



Al igual que el dique vertical, el paramento de la superestructura puede ser inclinado en toda su altura o a partir de cierta cota, perforado, ranurado, con cámaras, etc. y dotado o no de un botaolas.

La cimentación puede estar formada por una banqueta apoyada sobre el núcleo construido con todo uno de cantera. En su dimensionamiento se seguirán las mismas recomendaciones que para el caso de dique vertical. Para garantizar la estabilidad del conjunto podría ser necesaria la construcción de una berma de pie formada por un todo uno de cantera que, además de actuar de filtro del terreno natural, debe dar apoyo a los mantos de protección.

Dependiendo del nivel de agua y de las características del oleaje incidente en relación con las dimensiones geométricas del dique, éste puede trabajar predominantemente como dique reflejante, disipativo o mixto, es decir, parcialmente reflejante y disipativo. La transmisión de energía a sotamar del dique se produce por rebase de la coronación o a través de la cimentación que, de no cuidarse adecuadamente construyendo mantos que actúen de filtro, podrá ser significativa.

Para el predimensionamiento de la anchura del cuerpo central del dique mixto se recomienda aplicar los criterios correspondientes a diques verticales, teniendo en cuenta la probabilidad de rotura de la ola contra el paramento. En todos los casos se deberá prestar especial atención a la transformación de la ola por la presencia de la cimentación y la berma, ya que en esta tipología la anchura relativa de la berma l_t / L_d y del total de la cimentación a barlomar $(l_t + [h–d] \cot \alpha) / L_d$ pueden tomar valores altos, aumentando su peralte y eventualmente provocando su rotura contra el cuerpo central del dique.

Si no hay rotura de ola sobre el talud o contra el cuerpo central y el dique se proyecta como no rebasable, se recomienda iniciar el predimensionamiento del cuerpo central con una anchura mínima a la profundidad , por razones del oleaje tal que,

$$\frac{B}{H_*} > 1{,}0 \tag{2.22}$$

En el caso en el que la probabilidad de rotura de la ola contra el paramento no sea despreciable, la anchura mínima del dique para iniciar el predimensionamiento deberá ser,

$$\frac{B}{H_*} > 1{,}5 \tag{2.23}$$

Comentario. Esta sección también se conoce con el nombre de dique compuesto (composite breakwater).

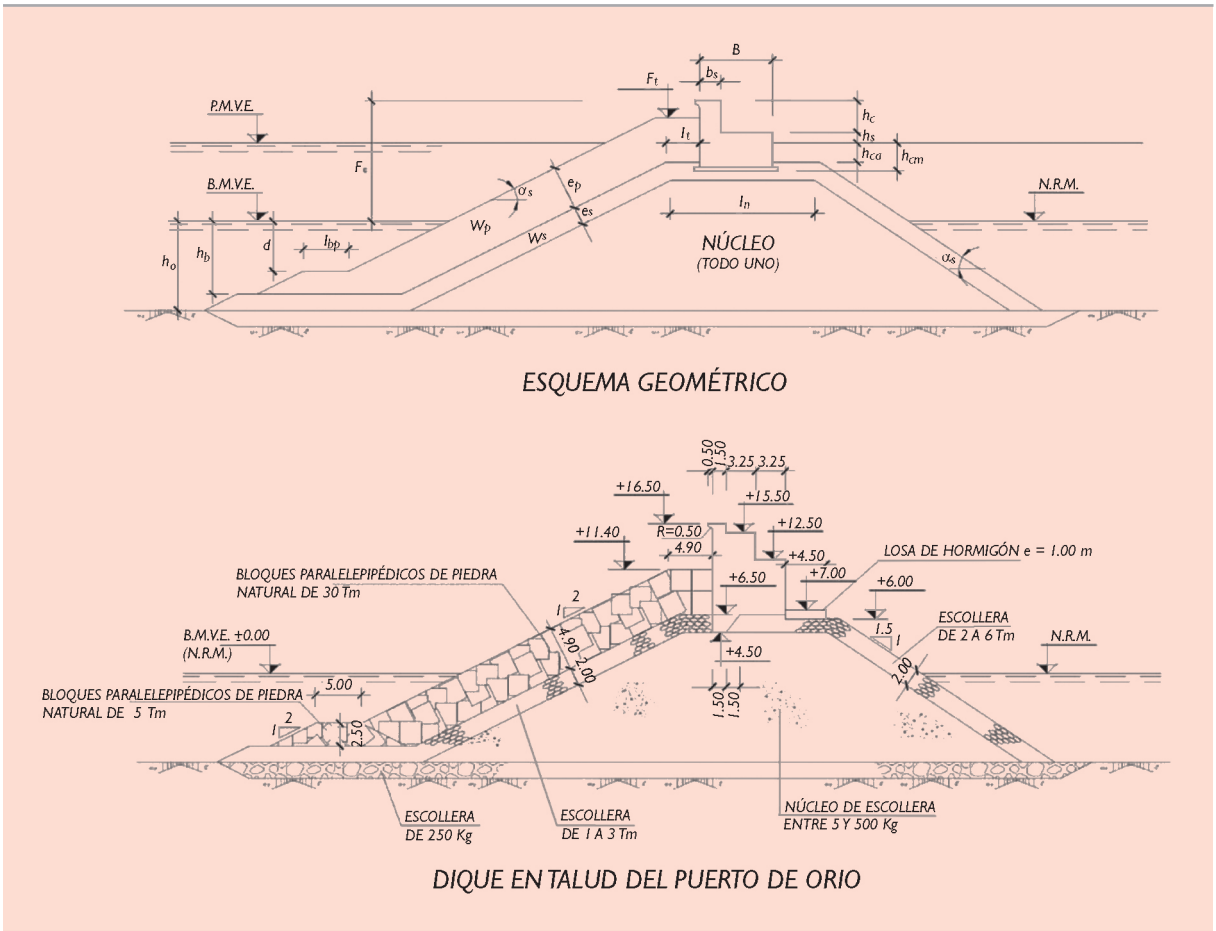
2.2.3.3 Dique en talud

En la figura 2.2.11 se representa un dique en talud, tradicionalmente llamado rompeolas o dique de escollera, coronado con un espaldón. El cuerpo central consta de una secuencia de mantos conformando una transición entre el núcleo de todo uno de cantera y el manto principal que, construido mediante piezas naturales o artificiales, es el elemento resistente de la acción del oleaje. Excepto en el caso de fondo rocoso, para asegurar la estabilidad y la forma del talud es necesario construir una berma de pie que proteja adecuadamente el terreno, la cimentación y, además, proporcione apoyo a los mantos secundarios y principal. El dique en talud puede tener o no superestructura.

Dependiendo de las características del oleaje incidente, en particular el peralte de la ola y el talud del manto principal, cuyo cociente define el número de Iribarren, el dique puede actuar tanto como parcialmente reflejante como disipativo. La transmisión de energía a sotamar del dique se puede producir por rebase de las olas por la coronación del espaldón y a través de la cimentación y cuerpo central del dique, pudiendo ser significativa en el caso de no cuidarse adecuadamente mediante la construcción de mantos que actúen de filtro del flujo de energía.

Con carácter general un dique en talud se puede construir para abrigar frente a cualquier régimen de oleaje: olas sin romper, rompiendo o rotas. Siempre que sea posible se recomienda utilizar piedra natural como elemento del manto principal y adoptando un ángulo del talud α,del lado de barlomar tal que se encuentre en el intervalo $[1{,}5 \leq \cot \alpha \leq 3{,}0]$. En su defecto, sin perjuicio de que puedan utilizarse otro tipo de piezas artificiales, se recomienda utilizar piezas cúbicas o ligeramente paralelepipédicas $(a * a * 1{,}3a)$ de hormigón en masa. En este caso, se recomienda adoptar taludes con ángulos que cumplan $[1{,}5 \leq \cot \alpha \leq 2{,}0]$. Para piezas artificiales de hormigón, cúbicas o paralelelpipédicas, se recomienda iniciar los tanteos de predimensionamiento "a inicio de avería" con un peso mínimo de la pieza en el intervalo:

Figura 2.2.11. **Dique en talud tipología Iribarren**



$$\frac{W}{\gamma_w R_s H_*^3} \gtrsim 0{,}020 \tag{2.24}$$

$$H_* \simeq 1{,}5 H_I \tag{2.25}$$

$$cot\alpha \simeq 1{,}5 \tag{2.26}$$

$$R_s = \frac{S_s}{(S_s - 1)^3}; \quad S_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_w} \tag{2.27}$$

donde H_* es una altura de ola a pié de dique y en presencia de él, (16) representativos de un estado meteorológico de condiciones de trabajo extremas, h es la profundidad de agua a pie de dique (17) y d es la altura de agua sobre la berma.

Comentario. Para diques irrebasables y olas rompiendo en colapso o en oscilación, se cumple que $1{,}3 \leq (\mu = H_* / H_I) \leq 1{,}7$. *En cualquier caso es conveniente limitar la anchura de la berma de pié* l_t *tal que* $l_t / L_d < 1/20$

(16) Es decir, considerando la modificación de las oscilaciones del mar por el área portuaria o litoral, diques, bocana, cambios de alineación, etc. (veáse capítulo 3).

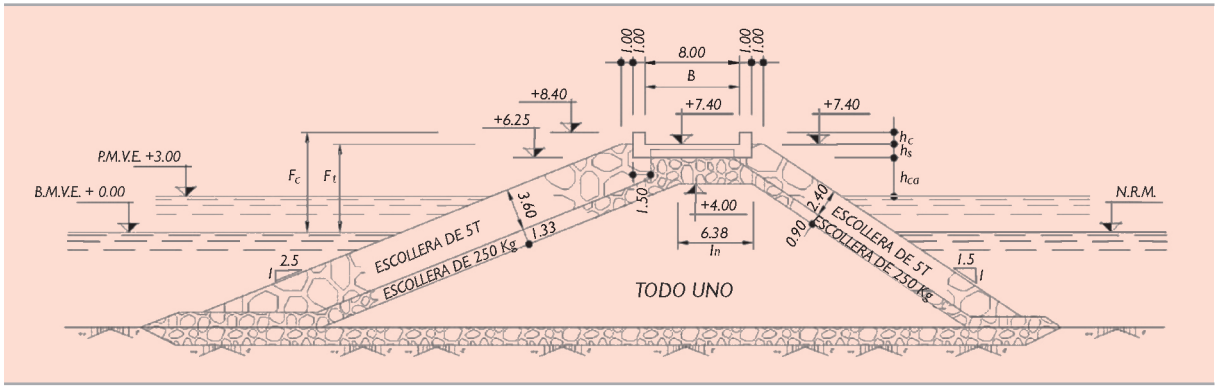
(17) Esta profundidad debe ser simultánea y compatible con el estado de mar en el que se puede presentar la altura de ola H_*. En su caso, es conveniente analizar más de una profundidad.

para evitar que ésta provoque el peraltamiento de la ola. No obstante, la berma debe tener una anchura mínima para que apoyen en ella los mantos superiores y deje un sobreancho del orden de $2-3$ *piezas.* L_d *es la longitud de la ola sobre la berma, es decir a la profundidad* d.

DIMENSIONES DE LA SUPERESTRUCTURA

Las dimensiones de la superestructura o espaldón pueden influir de manera notable en el modo de controlar el flujo de energía. Así, es posible encontrar diques en talud con una superstructura de pequeñas dimensiones y ubicado en un nivel en el que la acción del oleaje es despreciable, figura 2.2.12. En España, es habitual dimensionar el dique en talud con una superestructura de grandes dimensiones que controla una parte sustancial de la energía incidente; para facilitar su construcción se suele apoyar por encima de la bajamar, pudiendo, en ese caso, disponer de tacones o zarpas. El espaldón se suele coronar con un parapeto y botaolas. Si el espaldón se apoya por debajo de la bajamar, el dique rompeolas se asemeja a un dique mixto con manto de protección. Hasta la fecha, es raro encontrar espaldones construidos con paramento exterior inclinado, perforado, ranurado o con cámaras.

Figura 2.2.12. Dique en talud con camino de rodadura



En el caso de disponer de un espaldón, para que el dique sea "irrebasable" es recomendable que las cotas de coronación del manto principal y del espaldón medidas sobre el nivel del mar del cálculo, satisfagan las condiciones:

$$\frac{F_t}{H_*} \gtrsim 0{,}60 \tag{2.28}$$

$$\frac{F_c}{H_*} \gtrsim 1{,}0 \tag{2.29}$$

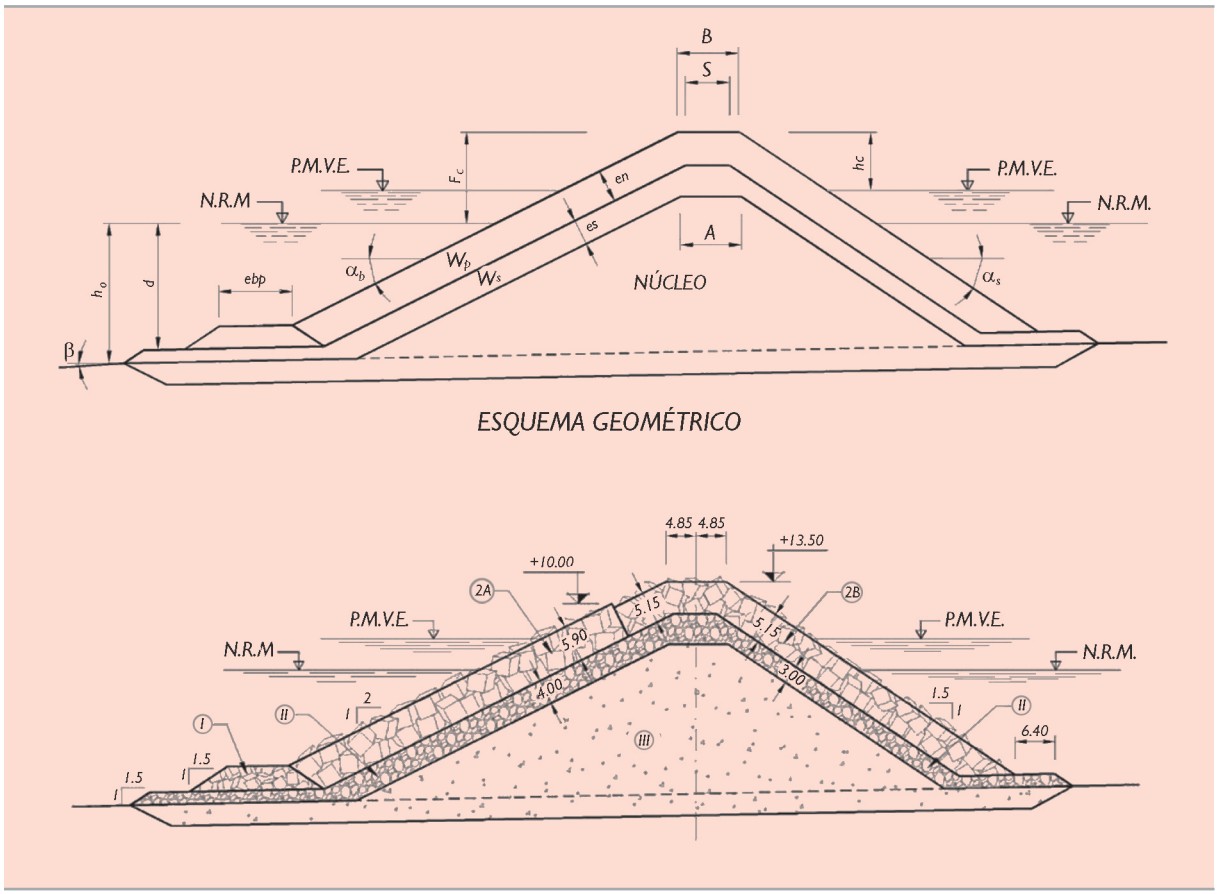
donde los francobordos del manto principal y del espaldón F_t y F_c respectivamente, están medidos en vertical con respecto al nivel del mar simultáneo y compatible con el estado de mar en el que se puede presentar la altura de ola H_* (como una primera estimación se puede considerar $H_* = 1{,}5H_I$).

Las dimensiones de las diferentes partes de un dique en talud, en particular la extensión del manto principal y la cota de apoyo del espaldón, pueden variar en una amplio rango para que, satisfaciendo los requisitos de proyecto, se optimicen la disponibilidad de materiales y los medios constructivos y los costes económicos.

DIQUE EN TALUD SIN SUPERESTRUCTURA

La ausencia de una superestructura da lugar a los diques rompeolas sin espaldón, figura 2.2.13. No es habitual en España la construcción de diques principales sin espaldón aunque es frecuente su utilización en contradiques y espigones.

Figura 2.2.13. ***Dique en talud sin superestructura***



Para que el dique sea irrebasable es recomendable que la cota de coronación del manto principal satisfaga la condición:

$$\frac{F_t}{H_*} > 0{,}9 \tag{2.30}$$

medida en vertical con respecto al nivel del mar simultáneo y compatible con el estado de mar en el que se puede presentar la altura y el periodo de ola H_*, T, $(H_* \approx 1{,}5H_I)$. En el caso de que el dique sea rebasable, el flujo de energía transmitido a sotamar del dique depende de los valores relativos de francobordo F_t/H_*, peralte de la ola H_*/L, altura de la ola H_*/h, y anchura de la coronación B_c/L.

Esta tipología es la que habitualmente se emplea en la construcción de espigones perpendicualres a la costa para el control del transporte de sedimentos en la zona de rompientes en playas, o en las desembocaduras de los ríos, actuando también, en este caso, como espigones de encauzamiento, diques exentos para proteger de la acción del oleaje un tramo de costa, etc. En general, estos espigones no llevan superestructura; en algunas ocasiones se coloca una placa de hormigón para facilitar el acceso sobre ellos.

2.2.3.4 Dique berma

Se caracteriza porque la parte central es una continuación de la cimentación y está formado por materiales granulares con una granulometría no uniforme que, en en el ámbito marítimo, se conoce con el nombre de rip-rap. La geometría de la sección se asemeja a una "S tumbada" con la pendiente más suave alrededor del nivel medio del mar para provocar la rotura del oleaje. A continuación se describen brevemente tres de las tipologías posibles de diques berma.

Dique berma con núcleo y mantos

El conjunto de la sección del dique, núcleo y mantos exteriores se construye con tamaños de piedra distribuidos según la misma curva granulométrica. El talud de la S es muy tendido al objeto de minimizar la desestabilización por la acción gravitatoria. El dique se puede deformar notablemente, experimentando las piezas alrededor del nivel medio grandes movimientos al igual que los granos de arena en un perfil de playa. Estos movimientos afectan su durabilidad. Su construcción requiere grandes cantidades de material.

En la figura 2.2.15 se representa un dique berma con un manto principal de escollera con tamaños seleccionados que satisfacen una determinada curva granulométrica tal y como se construye. Estos tamaños deben satisfacer la condición filtro para todos los tamaños de las capas adyacentes. Su movilidad frente a la acción del oleaje es más reducida que la de las piedras del dique sin mantos aunque, excedido un estado de mar umbral, pueden experimentar grandes movimientos que modifican sustancialmente la geometría del dique y la aparición de las piedras del núcleo. Estos movimientos afectan a la durabilidad de la piedra, y su construcción, al igual que el dique sin mantos, requiere grandes cantidades de piedras, aunque en menor proporción que aquél.

Figura 2.2.14. **Dique berma construido y deformado**

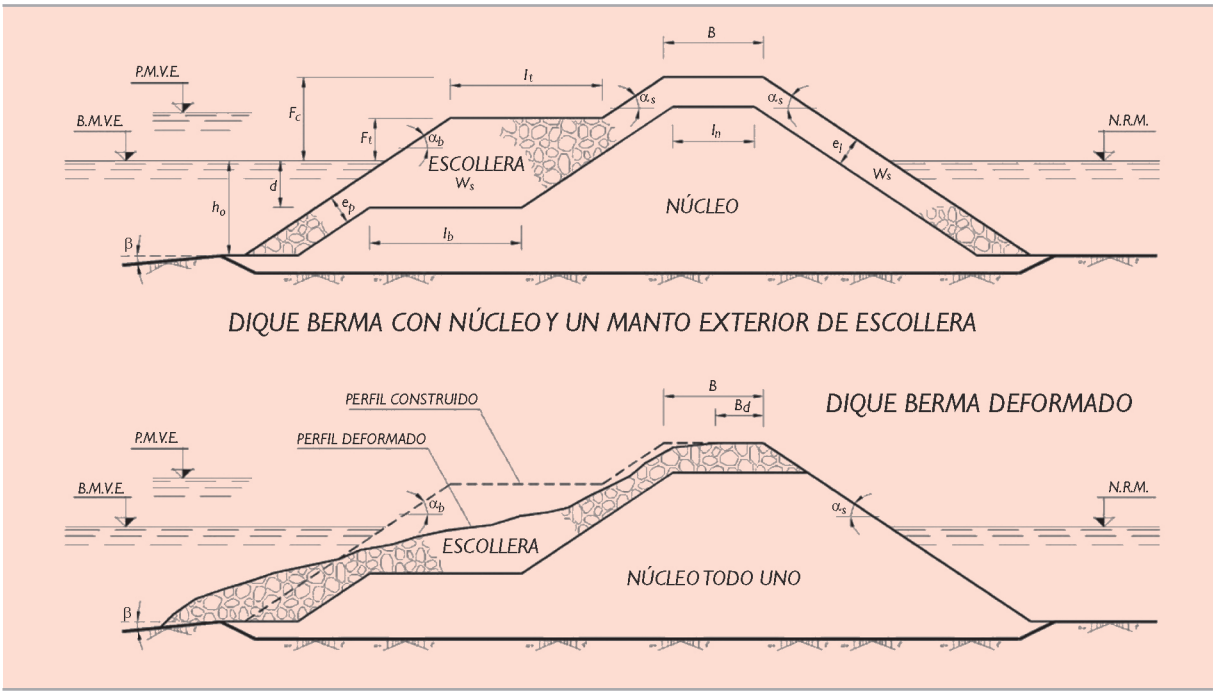
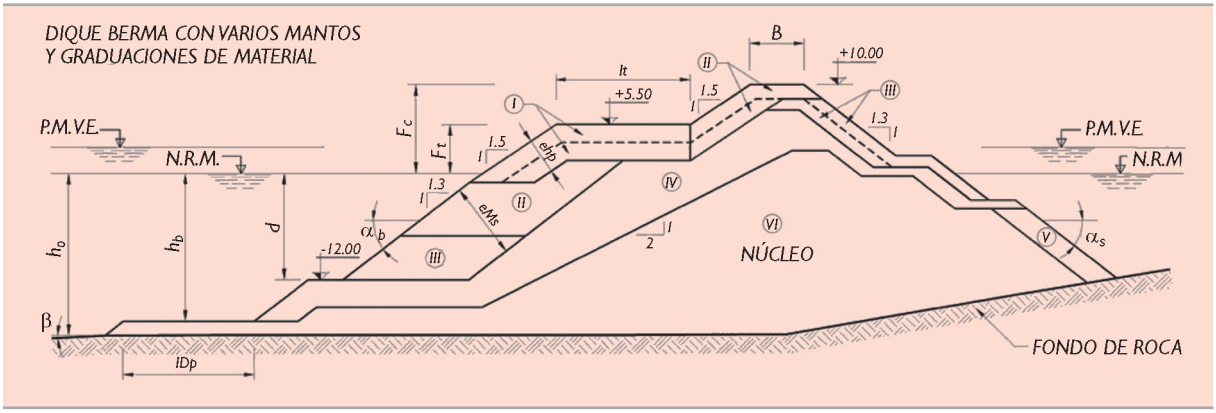


Figura 2.2.15. **Dique berma con mantos de escollera**

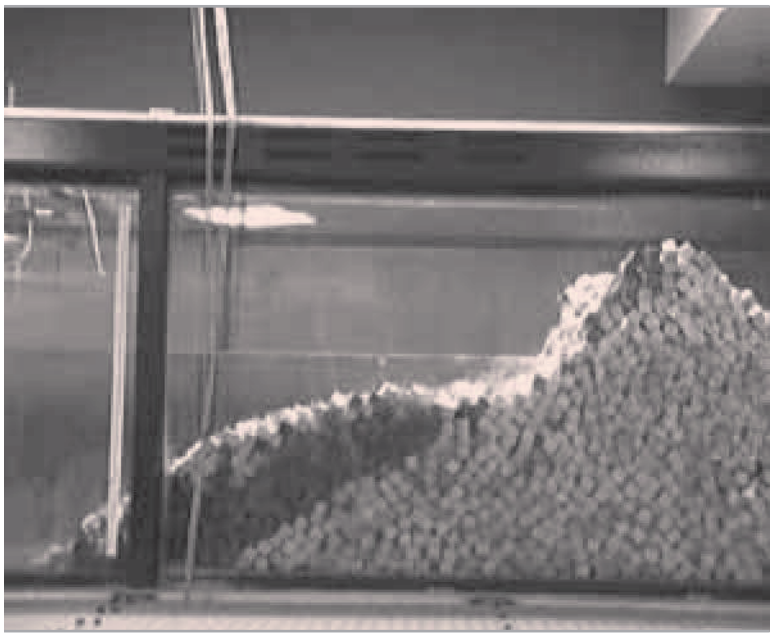


No es habitual en España construir estos tipos de dique berma debido a la cantidad de material que se requiere y el espacio que ocupa. Sin embargo, es habitual su utilización en diques provisionales en la fase de construcción abrigando cargaderos de mineral o creando "motas" de invernada.

Dique berma con piezas colocadas del manto principal (dique armado)

La figura 2.2.16 representa un dique berma con un manto principal formado por piedras naturales o artificiales de tamaño único colocadas con una determinada disposición para alcanzar un "armado" del talud. La geometría del perfil está formada por una poligonal con tres pendientes. La longitud de la poligonal central depende del peso de la pieza adoptado. En las condiciones de trabajo asociadas al estado de mar límite último, el dique es esencialmente disipativo y los flujos reflejado y transmitido son despreciables. El núcleo puede ser de cualquier material pero se debe garantizar el apoyo necesario para poder "colocar con la orientación prescrita" las piezas del manto principal. La parte superior de la poligonal se puede sustituir por una superestructura rígida, permeable y rugosa con la misma pendiente. Esta sección tiene estabilidad absoluta para toda altura de ola igual o inferior a la de cálculo.

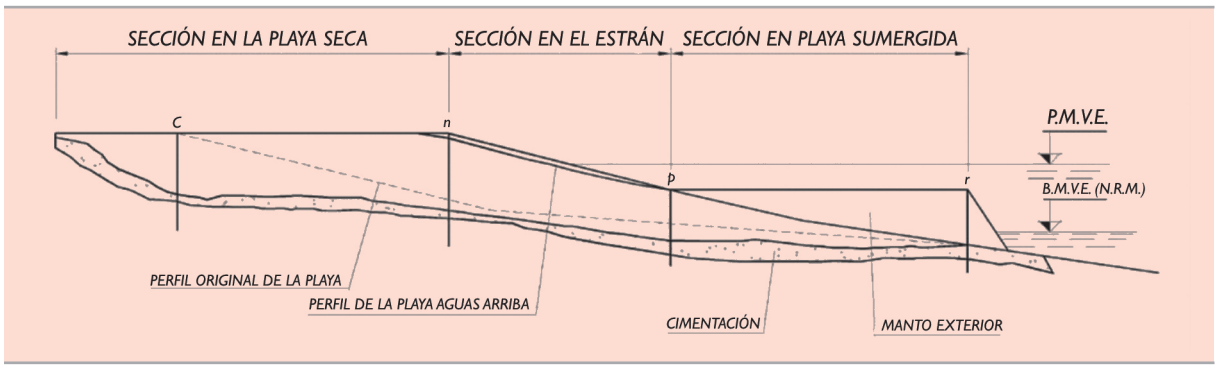
Figura 2.2.16. ***Dique en S con manto principal armado***



2.2.3.5 Dique sumergido

La cota de coronación de la superestructura permite definir si el dique es o no sumergido. Si ésta se encuentra por encima del nivel medio del mar de referencia se dice que el dique es emergido; en otro caso se denomina dique sumergido. En el primer caso la cota de la coronación se denomina francobordo, F_c; en el dique sumergido la profundidad de agua sobre la cresta del dique se denomina profundidad de sumergimiento o de inmersión, identificada habitualmente en estas Recomendaciones por la letra d.

Figura 2.2.17. ***Dique de escollera: espigón de playa***



$$F_c > 0, \text{ dique emergido} \tag{2.31}$$

$$0 \leq \frac{d}{h} < 1, \text{ dique sumergido} \tag{2.32}$$

En diques cuya cota de coronación se encuentre próxima al nivel medio del mar puede cambiar el carácter de emergido o sumergido del dique dependiendo del nivel de marea meteorológica o astronómica que puede actuar.

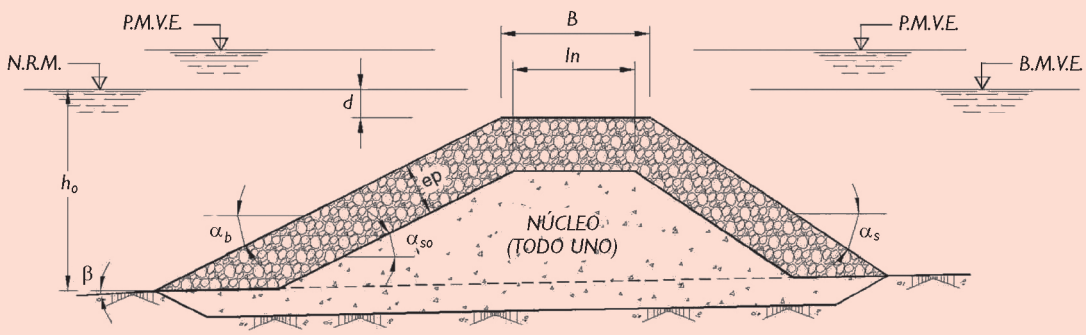
Es habitual que los espigones construidos para contención lateral de arenas en playas y en desembocaduras tengan una parte emergida, en general sin superestructura, y otra sumergida que se prolonga hacia el mar, figura 2.2.17.

Dique sumergido en talud

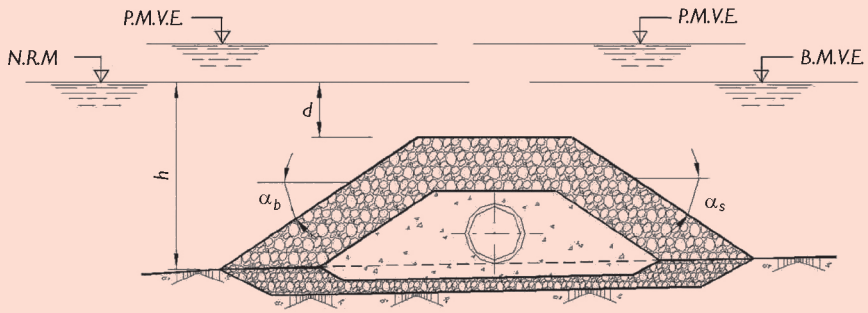
La geometría de la sección de estos diques es muy similar a la del dique emergido sin espaldón, puesto que a partir de un núcleo de todo uno de cantera se construye una secuencia de mantos hasta alcanzar el manto exterior o principal, el cual se debe prolongar por la coronación y, dependiendo de su anchura, extenderse por el manto de sotamar.

En la figura 2.18 se representa el alzado de un dique en talud sumergido. Algunas veces, el dique solo tiene núcleo y manto principal e incluso se construye con un único material. En general, esta sección se construye sin superestructura y sólo consta de cimentación y cuerpo central y las características de la cimentación dependen de la naturaleza del fondo. Excepto en el caso de fondo rocoso, para garantizar la estabilidad y la posición del dique es necesario construir y proteger adecuadamente la cimentación y el perímetro del dique.

Figura 2.2.18. ***Dique sumergido en talud***



DIQUE SUMERGIDO

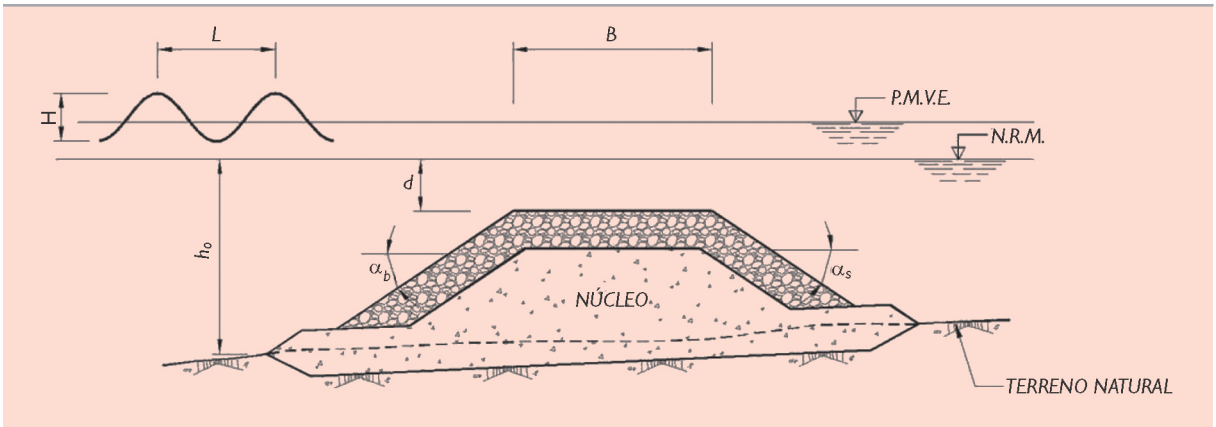


PROTECCIÓN DE EMISARIO SUBMARINO

La transmisión de energía en diques sumergidos se produce por el paso de las olas por encima de la coronación del dique y a través de su cuerpo granular. Ésta última puede ser pequeña siempre que se construyan las capas de filtro necesarias. El cociente entre los flujos de energía a sotomar y a barlomar del dique, o coeficiente de transmisión de energía [18] depende del peralte de la ola H_*/L, o de la altura relativa de la ola H_*/h, según se esté en el régimen oscilatorio de Stokes o de Boussinesq, de la profundidad relativa a pié de dique h/L, así como de la profundidad y anchura relativas de la coronación d/h y B/L.

En algunas ocasiones, por facilidad constructiva, el dique sumergido se construye con elementos prefabricados, por ejemplo piezas de hormigón en masa, perforadas o no, con forma cúbica, triangular, trapezoidal, etc. En otras, el dique se construye imitando la forma de un arrecife con la finalidad de provocar la rotura de las olas más altas y disipar su energía, permitiendo el paso de olas de menor contenido energético, figura 2.2.19.

Figura 2.2.19. ***Dique arrecife de escollera***



2.2.3.6 *Dique flotante*

La sección tipo de un dique flotante, figura 2.2.20, suele estar formada por un cuerpo central flotante habitualmente paralepipédico de altura h_f y anchura B_c. La profundidad de flotación d y el francobordo F_c depende del estado de carga del flotador, satisfaciendo la relación que,

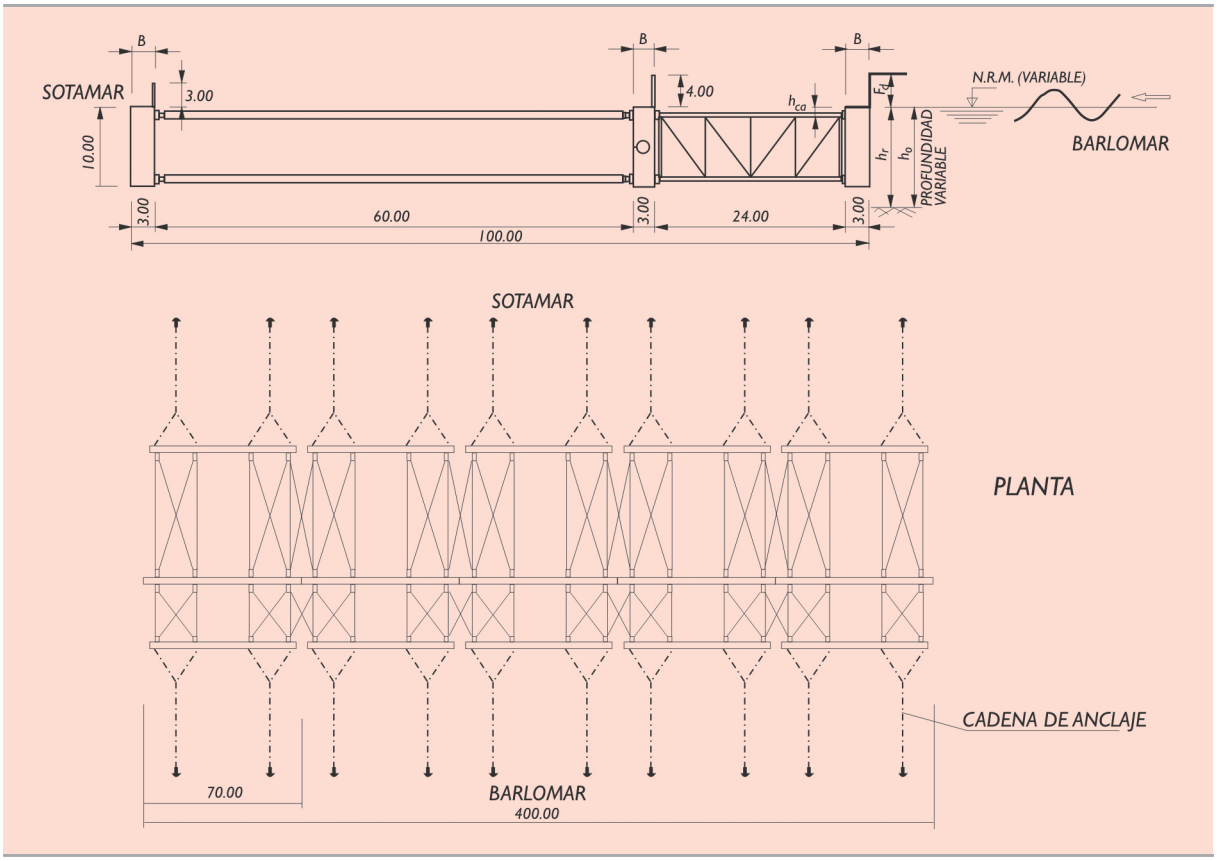
$$h_f = d + F_c \tag{2.33}$$

La fijación del cuerpo central se puede obtener mediante cadenas ancladas al fondo y a muertos de hormigón en masa o a otras estructuras fijas, o arriostradas a pilotes hincados en el fondo mediante elementos que, en este caso, facilitan el deslizamiento vertical a lo largo de ellos, pero que impiden los desplazamientos horizontales y los giros del flotador. No suele ser habitual construir una superestructura, aunque en algunas ocasiones es posible disponer un botaolas sobre el cuerpo central. En general, éste suele construirse de fibra de vidrio impermeable y estanca. No obstante, dependiendo de la importancia de la zona a resguardar se pueden construir diques flotantes con muy diversos elementos, p.ej. tubos, neumáticos, cajones de acero o de hormigón armado y pretensado, etc.

En general la principal aplicación de estos diques es el control de olas de pequeña altura y periodo corto que no rompan. La capacidad del dique flotante para controlar la energía incidente depende del calado relativo d/L y de la anchura relativa, B_c/L. Cuando el flotador es impermeable y su anchura relativa es pequeña $[B_c/L < 0{,}10]$, el control de la energía transmitida depende solamente de la profundidad relativa de flotación. En estas circunstancias para

(18) Esta coeficiente se define para el modo más propagante de la onda o en el caso de oleaje para los espectros de energía incidente y transmitido suponiendo que el periodo de pico no cambia durante la propagación.

Figura 2.2.20. ***Dique flotante***

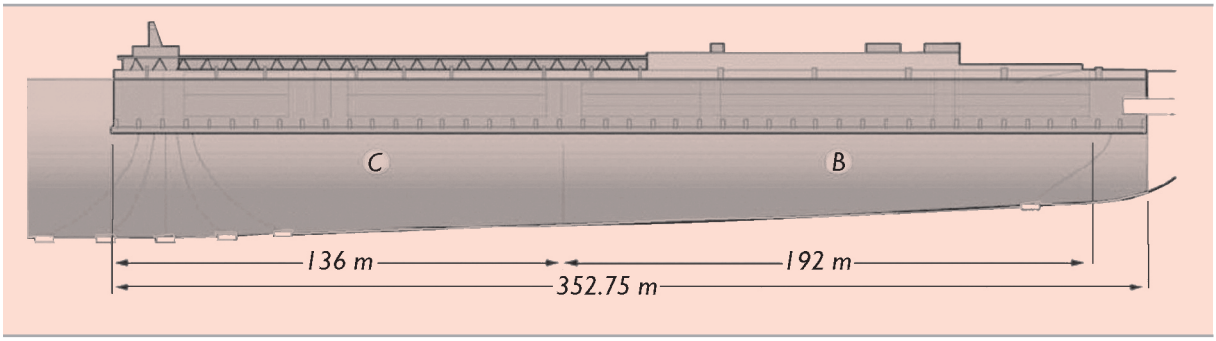


controlar totalmente el flujo de energía incidente es necesario que $d/L > 0{,}5$, actuando en este caso el dique como totalmente reflejante. El flujo de energía transmitida se incrementa rápidamente a medida que se reduce la profundidad relativa. Cuando $d/L \approx 0{,}25$ más de la mitad de la energía incidente es transmitida a sotamar del dique. En general, los diques flotantes son muy poco eficaces para el control de oleaje de periodo largo.

La altura de ola a barlomar del dique H_* depende de la disposición de los diques, bocana, cambios de alineación, etc. (veáse capítulo 4). Para una primera estimación se puede considerar que H_* es el doble de la altura de ola incidente H_I, por lo que para evitar que el dique sea rebasable deberá cumplirse que $F_c > H_I$.

No obstante, en la actualidad se han realizado algunas experiencias de obras de abrigo flotantes frente a estados de oleaje importantes, utilizando cajones de acero o de hormigón armado y pretensado como una solución en emplazamientos con condicionantes morfológicos o ambientales exigentes, figura 2.2.21.

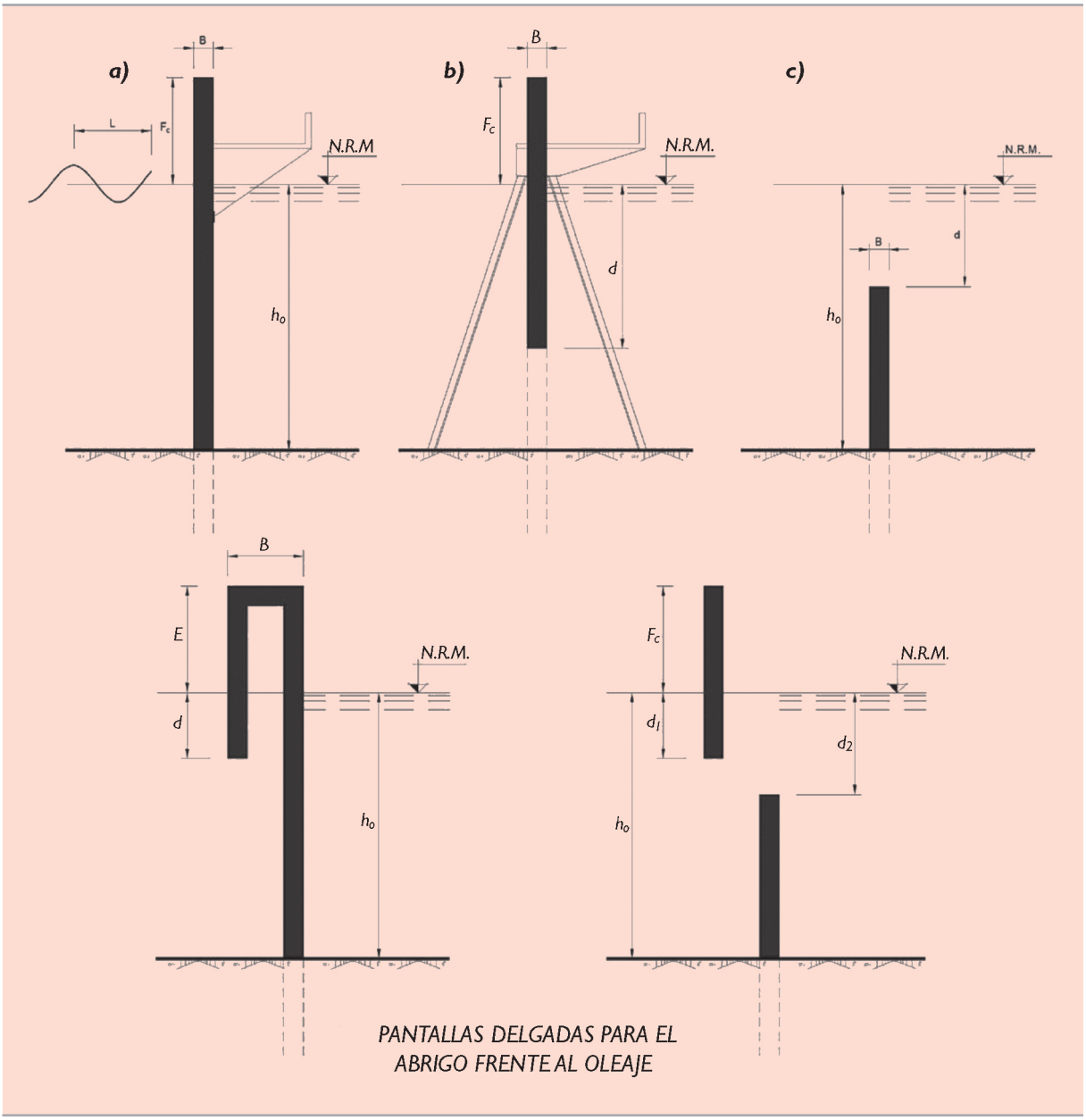
Figura 2.2.21. ***Dique flotante de grandes dimensiones. Monte Carlo, Mónaco***



2.2.3.7 Diques de sección delgada y sistemas múltiples

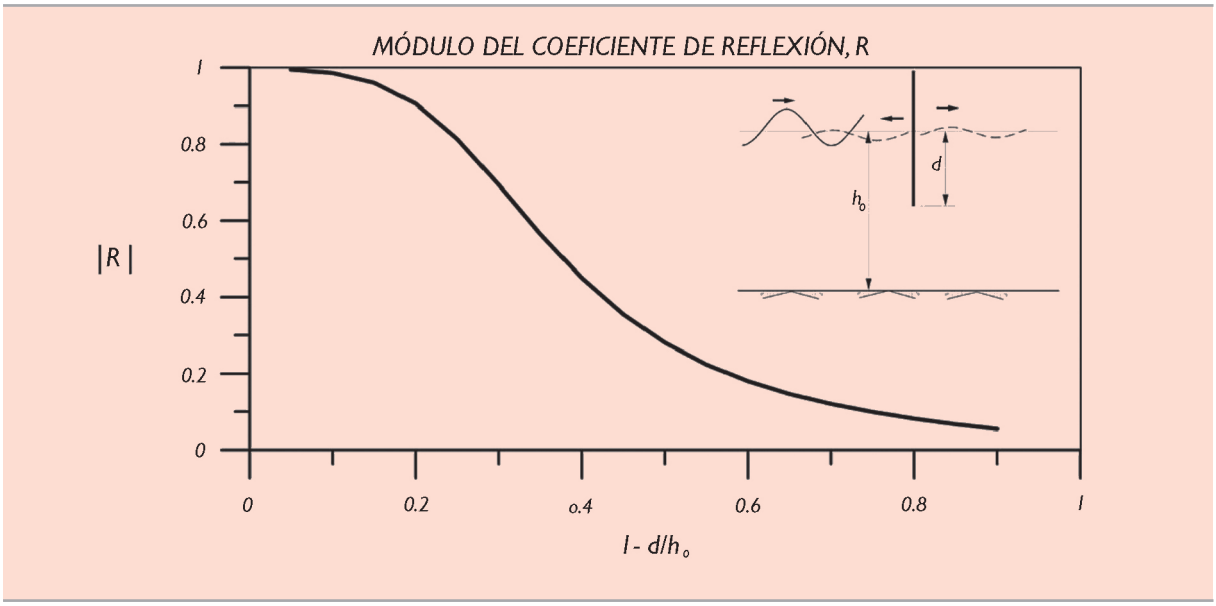
Cuando el oleaje no es importante, (del orden $H_I < 2m < 7s$) y no hay rotura de ola tal y como ocurre en el interior de dársenas, rías, estuarios y en mares confinados, se puede crear un área abrigada disponiendo diques de sección delgada, formados por pantallas de hormigón armado o de elementos prefabricados sujetos a pilotes, bloques de hormigón, etc. figura 2.2.22.

Figura 2.2.22. **Disposición de pantallas delgadas**



Dependiendo de las características del oleaje a proteger, se puede sumergir la pantalla hasta una profundidad d, dotarle de ranuras, o que se extienda desde el fondo hasta una profundidad d sin emerger. En general, si no hay ranuras, la disipación es despreciable y la ecuación de conservación de la energía permite relacionar los coeficientes de reflexión y transmisión, figura 2.2.23

Figura 2.2.23. **Coeficientes de reflexión de una pantalla delgada**



$$K_R^2 + K_T^2 = 1 \tag{2.34}$$

Las presiones sobre la pantalla pueden transmitirse al terreno mediante pilotes que, en el caso de que el empuje horizontal cíclico sea importante, deberán ser inclinados.

Comentario. Estas pantallas actúan principalmente como reflectores y el francobordo mínimo para que la pantalla sea irrebasable es $F_c/H_* \approx 0{,}5$, *donde* $H_* = (1 + K_R)H_I$ *y* K_R *depende de* d/L.

Sistemas de pantalla múltiples

Algunas veces es posible duplicar la pantalla, creando un cuerpo de agua confinado entre ellas, figura 2.2.22. Dependiendo de la distancia entre ellas y de la profundidad de cada una de las pantallas se puede conseguir un dique que actúa como un resonador perfecto para unos periodos y por tanto reflejando el máximo de energía pero transmitiendo toda la energía para otros periodos.

Este efecto se puede reforzar construyendo secuencias periódicas de pantallas porosas con una anchura dada Λ. En estas condiciones el dique trabaja como un resonador Bragg, potenciando la reflexión para ciertos valores de $k\Lambda$ y dejando pasar toda la energía incidente para otros, figura 2.2.24. Este tipo de diques son muy útiles para controlar la reflexión en los tanques de ensayo y la agitación producida por las estelas de los barcos en dársenas protuarias.

Pantallas de pilotes y de elementos sumergidos

Análogamente, se pueden crear estructuras porosas mediante hileras de pilotes, que disipan energía por fricción y fenómenos de generación de vórtices, estelas, etc, al mismo tiempo que una parte de la energía es reflejada y otra transmitida. La eficiencia de estas pantallas depende del número de hileras y la separación entre ellas que especifica la anchura relativa del campo de pilotes, B/L, y del diámetro D y la separación s entre pilotes en cada hilera, figura 2.2.25.

En algunos casos no es estrictamente necesario que las pantallas porosas o los elementos que conforman el campo de obstáculos emerjan; basta con que formen una secuencia de elementos que al igual que las barras

sumergidas en un perfil de playa. En estos casos su eficacia en reflejar energía puede ser notable. El principal inconveniente de estas tipologías múltiples es el carácter selectivo frente al periodo; para unos rango de periodo se aproximan a la reflexión perfecta mientras que para otros permiten una transmisión casi total.

Figura 2.2.24. ***Sistema periódico de pantallas porosas***

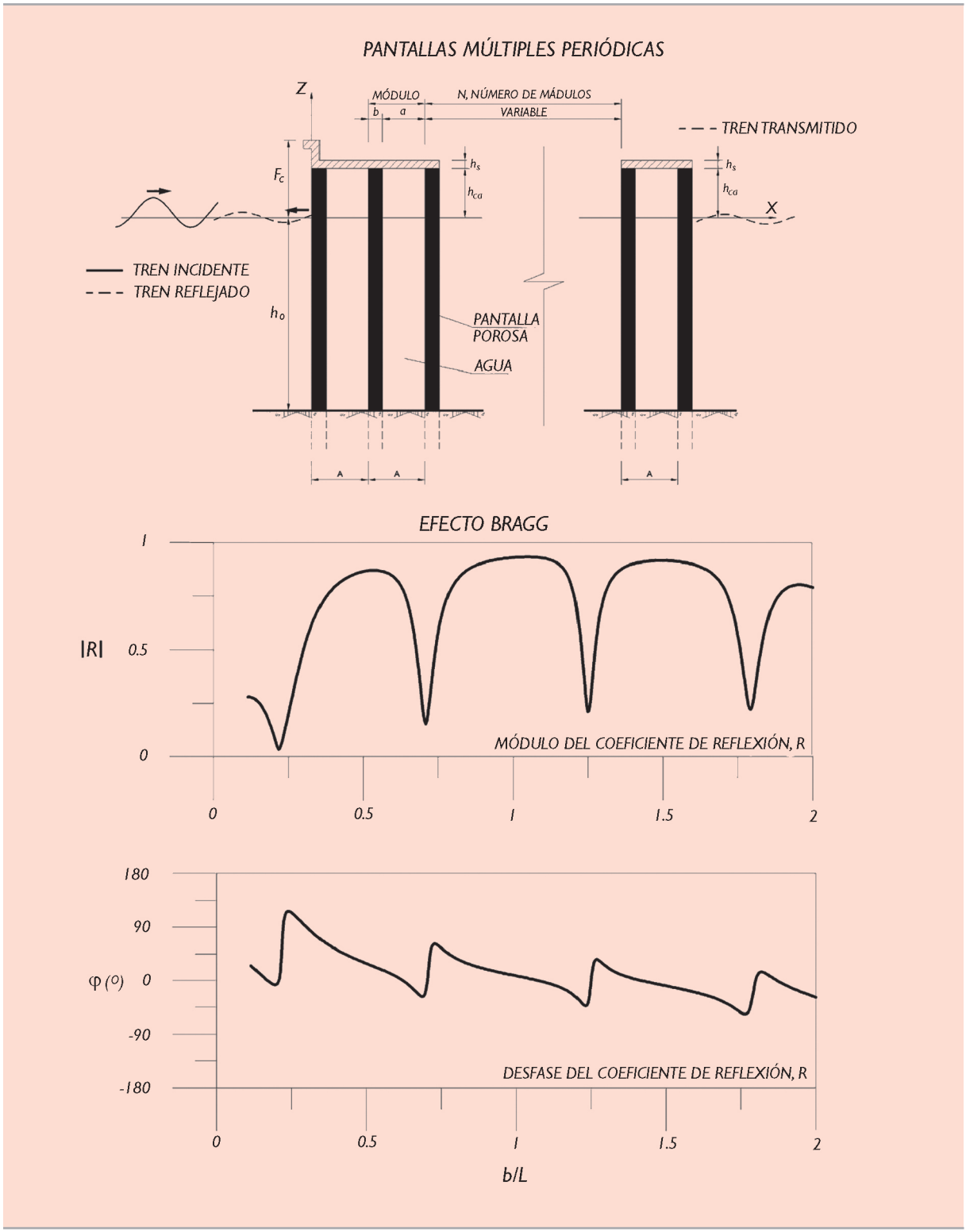
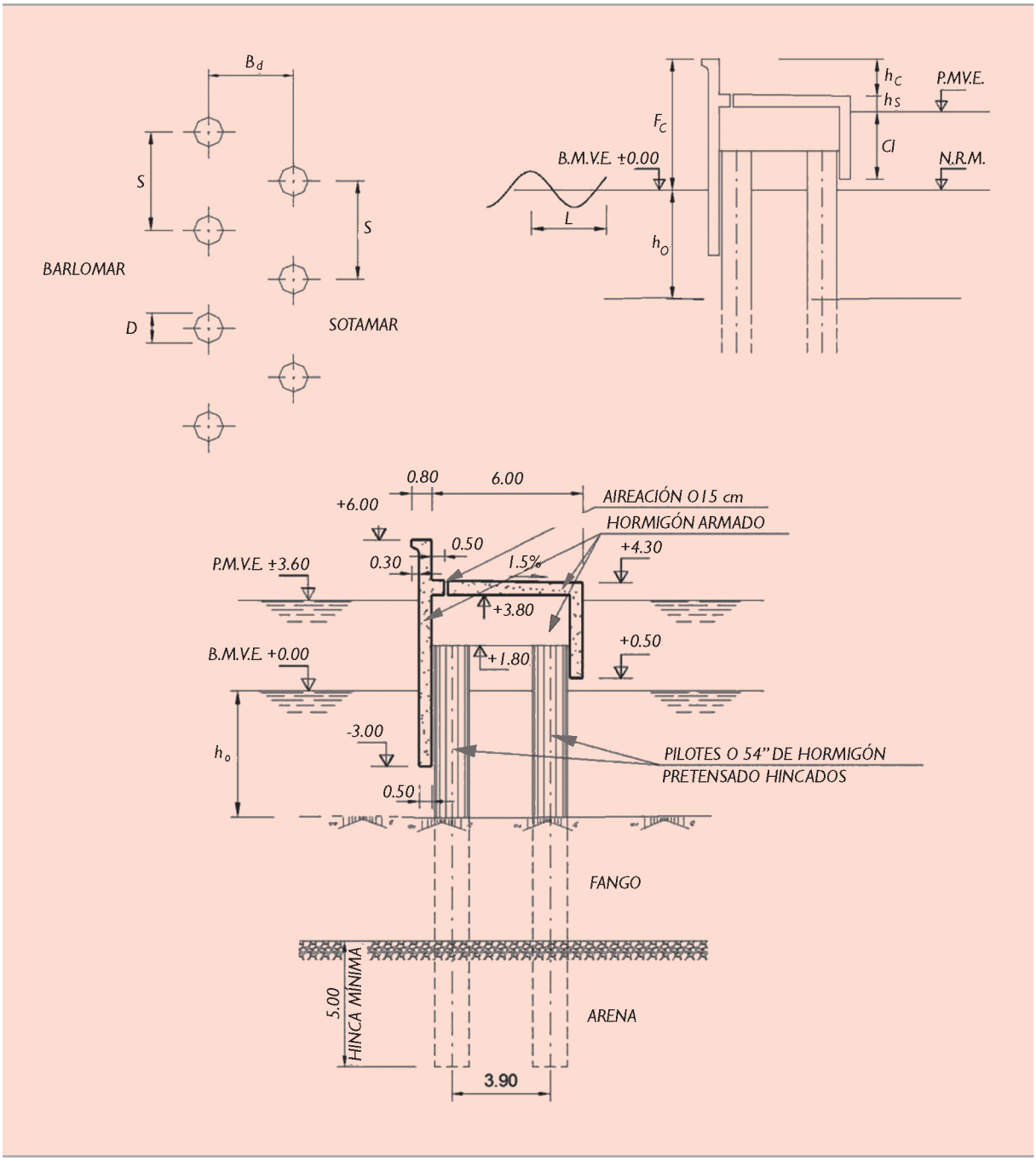


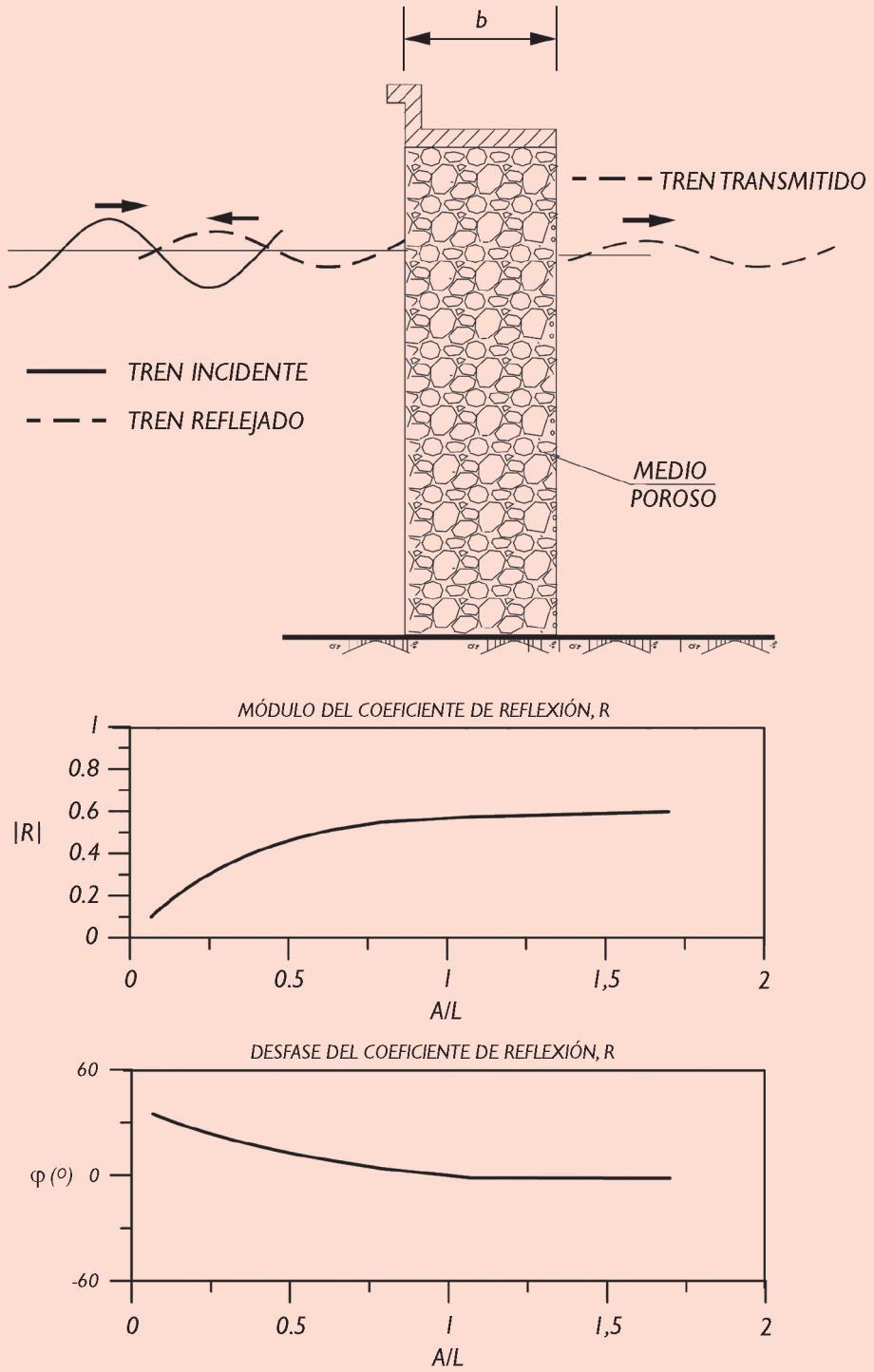
Figura 2.2.25. ***Dique de pilotes de doble hilera. Bonanza, Sanlúcar de Barrameda, Cádiz***



2.2.3.8 Otras tipologías

En los apartados anteriores se han descrito las tipologías de diques de abrigo que habitualmente se construyen para crear áreas protuarias y litorales. No obstante, en la actualidad, las limitaciones ambientales al uso de materiales granulares, la temporalidad de muchas obras de abrigo y la especificidad de su función, conjuntamente con el notable avance del conocimiento, es posible concebir nuevas tipologías adaptadas a los requerimientos de proyecto. En estos casos es recomendable aplicar la metodología de trabajo descrita en los apartados anteriores y definir las partes y los elementos de la tipología y la función que desempeñan tanto para el control energético como para la estabilidad estructural, figura 2.2.26.

Figura 2.2.26. ***Dique vertical poroso***



2.2.4 Criterios para la selección de la tipología

Para seleccionar la tipología del dique de abrigo más adecuada a cada tramo se recomienda tener en cuenta los siguientes factores de adecuación de la tipología frente a,

1. los agentes del medio físico, del terreno, de uso y explotación, de los materiales y de los métodos y procedimientos constructivos.
2. los requerimientos de uso y explotación y a los condicionantes morfológicos, medioambientales, constructivos y de los materiales de mantenimiento, reparación y desmantelamiento existentes localmente.
3. la morfodinámica litoral, la calidad de las aguas y el entorno ambiental.

En general, deberá optarse por la tipología más económica de entre las posibles que satisfagan los dos primeros criterios, siempre que se cumplan las exigencias ambientales establecidas en el tercero. Para dicha valoración económica deberán considerarse tanto la inversión inicial y los costes, en su caso, de los trabajos de mantenimiento y de reparación, como los efectos de los mismos en la operativa portuaria. Debido a las severas condiciones ambientales y climáticas en las que se encuentran los diques de abrigo, en general, suele ser mucho más económico adoptar tipologías estructurales robustas, simples y durables, que exijan el mínimo mantenimiento durante su vida útil y tengan fáciles procesos constructivos y, en su caso, de reparación.

2.2.4.1 Comportamiento frente a los agentes climáticos marítimos

El comportamiento del dique frente a los agentes climáticos marítimos depende de su geometría y de la disposición de sus partes y elementos relativas a las características del oleaje, en particular el oleaje a pié de dique y en presencia de él, (es decir, teniendo en cuenta su mutua interacción, y si rompe, o no) y la profundidad de agua h. Obviamente, hasta que no se calculen los regímenes de los agentes climáticos en el emplazamiento y no se dimensionen la planta y alzado del dique, no se puede determinar aquel.

Criterios de selección en función de los agentes climáticos

En la tabla 2.2.1 se recomienda la tipología más adecuada por su comportamiento frente al oleaje y la profundidad de agua caracterizados por H_*, L y h.

Tabla 2.2.1. Tipología conveniente en función de los agentes climáticos

Tipología dique	Oleaje en presencia del dique	Profundidad (m)
En talud	Todos	$0 \leq h_* < 35 - 45$
Vertical	No rotura	$15 \leq h_* < 40 - 50$
Mixto	No rotura	$20 \leq h_* < 60 - 80$
Berma	Todos	$0 \leq h_* < 35 - 40$
Sumergido	Todos	Todas
Flotante y pantallas	Pequeño, periodo corto, no rotura	Todas

2.2.4.2 Comportamiento del terreno

Un factor fundamental para la elección de la tipología es la adecuación del suelo marino para soportar los esfuerzos transmitidos por el dique y las oscilaciones del mar, es decir su: (1) compresibilidad, o capacidad de deformarse variando su volumen al aplicar cargas de compresión en su superficie, (2) resistencia al esfuerzo cortante o capacidad del suelo de resistirse al deslizamiento relativo entre partículas adyacentes cuando es sometido a un esfuerzo de corte y (3) la capacidad de las partículas de fondo para permanecer en él en presencia de la dinámica marina.

Roca y suelos granulares. Los fondos de roca, independientemente de su grado de deterioro, en general son aptos para recibir cualquier tipología de dique de abrigo. Los suelos y rellenos de materiales sueltos no cohesivos, arenas gruesas y gravas, son también aptos para recibir cualquier tipo de dique por poseer una alta permeabilidad, lo que les permite drenar el fluido intersticial con relativa facilidad cuando son sometidos a cargas cíclicas. Aun así, debe tenerse en cuenta el tiempo que necesita el suelo para expulsar el agua intersticial, en presencia

de la obra, y que se puede crear un exceso de presión intersticial en el interior del suelo. Esta sobrepresión intersticial puede tener como consecuencia una variación en las tensiones efectivas del suelo. En suelos granulares flojos se deberá prestar especial atención a los efectos dinámicos asociados a los movimientos oscilatorios marinos por su posible licuefacción.

Suelos cohesivos blandos. La resistencia al corte de los suelos con abundancia de fracción fina y muy fina, debido a su baja permeabilidad y, en general, a la elevada compresibilidad, está muy influenciada por las condiciones de drenaje, la velocidad de aplicación de la acción y la historia tensional del suelo. En estos casos será necesario estudiar la acumulación y el exceso de presión intersticial en el interior del suelo, ya que puede provocar una disminución en el módulo de rigidez del mismo si se trata de una arcilla NC, o su aumento si se trata de una arcilla SC. Este tipo de suelos no es el más adecuado para recibir cargas concentradas y controlar los asientos.

Interacción suelo-dique. En cualquier caso se debe tener en cuenta que la presencia de la obra puede modificar las propiedades resistentes del suelo, así como los regímenes oscilatorios en el exterior e interior del mismo. Es conveniente evitar los diques verticales en suelos y rellenos cohesivos o de baja calidad, pues pueden producir una importante concentración de cargas y asientos diferenciales debido a la acción del oleaje, y requieren por ello una cimentación más resistente y menos deformable. Además, por su geometría y forma constructiva son impermeables al flujo, pudiendo modificar sustancialmente el patrón de drenaje del suelo y rellenos. Este efecto será más perjudicial cuanto menos permeable sea el terreno.

Banquetas y rellenos. En general, los diques de abrigo se construyen sobre una cimentación formada por banquetas y materiales de relleno de granulometría gruesa y alta permeabilidad, que facilita el reparto de cargas y la liberación de presiones intersticiales ofreciendo una buena resistencia al esfuerzo cortante y una baja deformabilidad. En el caso de fondos de roca, se podrá enrasar con hormigón sumergido. Cuanto más apto sea el suelo para cumplir esta función menores serán los espesores de la cimentación necesarios; si el suelo satisface los requisitos geotécnicos (ROM 0.5-05), excepto en condiciones de grandes profundidades, los espesores de las banquetas y los rellenos serán los estrictamente necesarios para homogeneizar y enrasar los apoyos y las cimentaciones.

Erosión superficial. La erosión del suelo superficial depende esencialmente de su composición y granulometría, y del régimen oscilatorio superficial y profundo. La presencia de la obra modifica sustancialmente este régimen, por lo que, en general, excepto en el caso de roca, es necesaria la protección del suelo frente a la erosión, independientemente de la tipología.

Criterios de selección en función de las propiedades del terreno

De acuerdo con estos comentarios generales, las tipologías de dique más recomendables en función de las características del terreno se recogen en la tabla 2.2.2:

Tabla 2.2.2. Tipología más adecuada en función de las propiedades del terreno

Tipo de suelo	Tipología
Roca	Todas
Granulares flojos	Algunas
Granulares duros	Todas
Cohesivos blandos o rellenos de baja calidad	Evitar diques verticales
rellenos homogéneos y permeables	Todas

2.2.4.3 Idoneidad frente a los condicionantes morfológicos

La combinación de la disponibilidad de espacio en planta, las pendientes del terreno y los calados naturales existentes en la localización de la obra puede condicionar su tipología. En general los diques, salvo los flotantes

o los verticales construidos mediantes pantallas o recintos, ocupan mucha superficie en planta (especialmente en calados importantes) bien por ellos mismos, bien por la necesidad de disponer grandes banquetas de cimentación, por lo que no son adecuados en zonas con limitación de espacio o afección a los fondos marinos. Por otra parte dichas soluciones tampoco son convenientes cuando la pendiente del terreno natural es grande y la calidad del terreno exige la realización de dragados muy importantes. En general, los diques verticales requieren menor volumen de materiales de préstamo cuando la obra de abrigo deba construirse en una zona de calados importantes ($> 25m$).

2.2.4.4 Idoneidad frente a los condicionantes de los materiales y procesos constructivos

La disponibilidad de materiales, tanto en cantidad como en calidad, así como los medios constructivos, marítimos y terrestres, condicionan de forma importante la decisión sobre la tipología de dique de abrigo.

Materiales de préstamo. La falta de todo uno de cantera para el núcleo, de piedras para las escolleras de los mantos interiores y, en su caso, del principal, descarta, en la práctica la construcción de un dique del tipo granular, en talud o berma. Por el contrario, la existencia de ellos en las proximidades de la obra, prácticamente deciden su selección, excepto si las profundidades son muy grandes, $h > 40 - 50m$ o no hay medios constructivos adecuados.

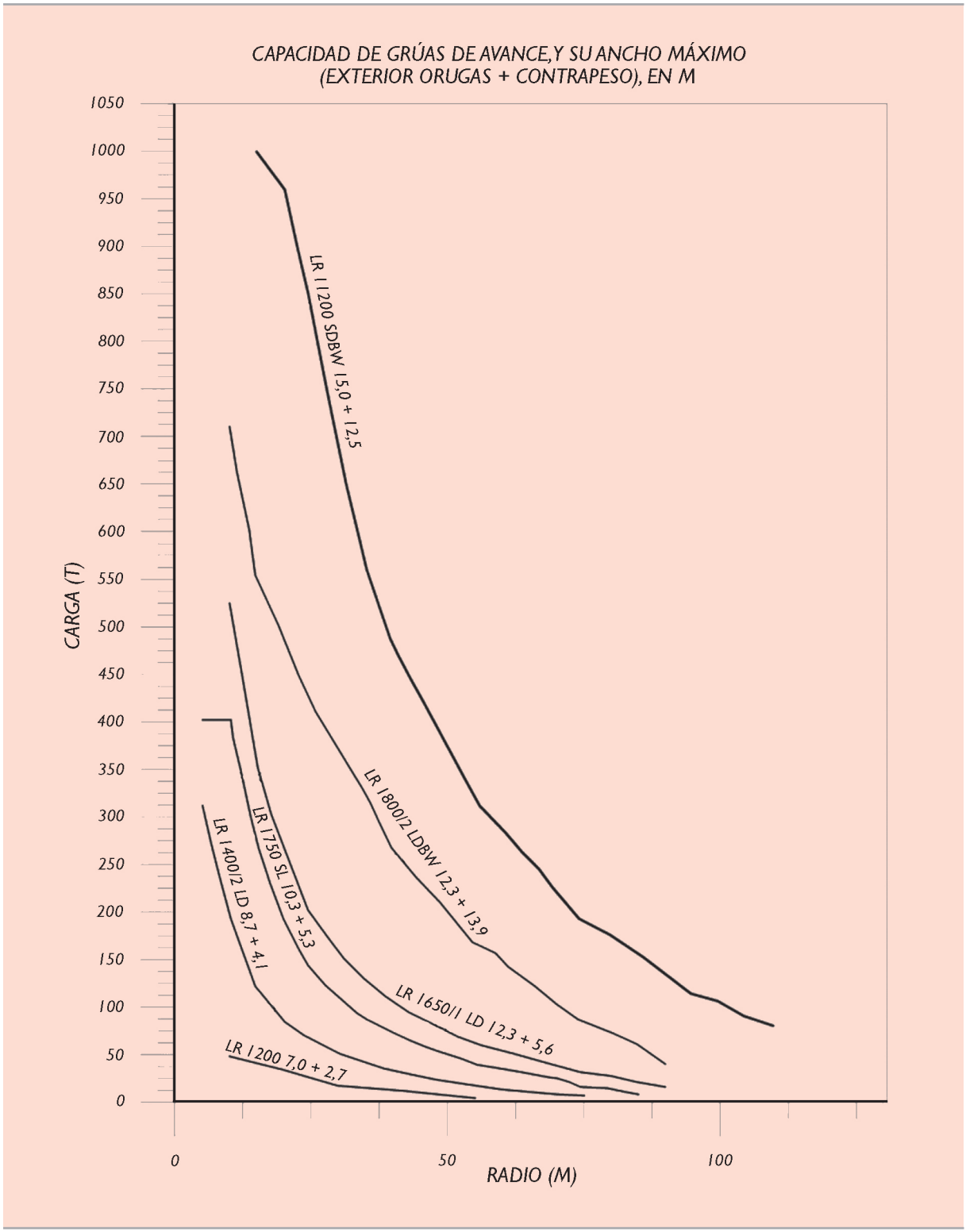
Cajones prefabricados: dimensiones. Cuando por razones constructivas o ambientales los diques en talud son inadecuados, una solución conveniente puede ser el dique vertical construido con cajones prefabricados, transportados hasta el emplazamiento y fondeados en su ubicación, o dique mixto con cota de enrase del cajón tal que permita su fondeo. Las dimensiones de los cajones prefabricados han crecido considerablemente en los últimos años. En la actualidad se está trabajando con dimensiones máximas de cajón del orden de $60m$ de eslora, $40m$ de manga y $35m$ de puntal en transporte. Para fondear estos cajones es necesario que no se superen ciertos valores umbral de los agentes climáticos, marinos y atmosféricos, los cuales dependen de las dimensiones del cajón, del confinamiento de las aguas y, sobre todo, de los medios utilizados para el control y el desarrollo de la operación, por lo que su uso puede incidir en los plazos de construcción en función de las ventanas climáticas disponibles a lo largo del año. Los valores umbral dependen de las dimensiones y del desplazamiento del cajón. Para esloras del cajón del orden de $\sim 25m$ y medios de fondeo habituales, unos valores indicativos de sus órdenes de magnitud son $H_s \approx 1m$ y $T_p \lesssim 9s$.

Capacidad y dimensiones de la grúa. Las dimensiones de las piezas y su disposición en el manto principal, berma y morro son condicionantes también de la tipología, pues definen las dimensiones de la grua, su capacidad de izada y brazo. Estas dimensiones condicionan a su vez la anchura de avance en la coronación del dique para poder proceder al suministro y la colocación de las piezas, sin perjuicio del resto de las unidades de obras. En España es habitual disponer de grúas hasta $4000\ t \cdot m$ y suele ser necesario contratar o construir grúas especiales cuando se requiere un tamaño mayor, p.ej. $7000\ t \cdot m$. En la actualidad, la capacidad de izada y lanzamiento supera las $10000\ t \cdot m$, figura 2.2.27,

Vertidos desde gánguil. En general, salvo áreas marítimas con mar bravío, los vertidos desde el mar con gánguiles u otros medios adecuados no suelen ser limitativos en la selección de la tipología. En los casos en que se necesite verter grandes volúmenes de materiales, se deberá considerar que durante la construcción de la obra, haya un área abrigada que actue de zona de cargadero, refugio y de conservación. El volúmen de materiales que habitualmente maneja un gánguil se encuentra en el intervalo $600 - 1200m^3$. El estado de oleaje condiciona la operatividad y la precisión de los vertidos por gánguil. La relación entre la eslora del gánguil y la longitud de ola es un buen indicador de su respuesta oscilatoria. La experiencia indica que, tanto el vertido lateral como el vertido por fondo requieren que los estados de oleaje satisfagan la condición $H_s < 2{,}5m$, dependiendo de las técnicas de posicionamiento, precisión requerida y tipo de material.

Paradas forzosas y esperas constructivas. Finalmente, en la construcción de cualquier obra marítima es necesario tener en cuenta la necesidad de paradas "técnicas" en las que la sección no está finalizada pero se puede ver sometida a la acción de los agentes climáticos, para la cual no está preparada. Estas esperas pueden ser previstas, p.ej paradas invernales, o imprevistas, p.ej. por la presentación de un temporal. Dada la información meteo-

Figura 2.2.27. ***Diagrama de capacidad de izada y anchura en la base de grúas***



rológica disponible estas últimas hacen referencia a que el contratista tiene un tiempo pequeño de respuesta. En ambos casos es necesario preparar la obra con un refuerzo provisional para resistir la acción marina sin daños relevantes o con daños acotados. Algunas tipologías son más aptas para realizar estas acciones preventivas que otras. En general, la protección temporal de un dique granular es fácil, con bajo coste y de recuperación rápida.

Por el contrario, los diques vertical y mixto, especialmente éste, no tienen una protección sencilla, tanto del cuerpo central como de la cimentación.

La protección prevista es a todos los efectos un morro provisional cuyo comportamiento hidrodinámico es análogo al de un morro definitivo. En consecuencia, aunque sea provisional, se recomienda que para su dimensionamiento y construcción se consideren el apartado específico de morros del capítulo de diques en talud.

Antes de iniciar la obra se deben especificar los estados de oleaje umbrales para los cuales no es recomendable continuar con la construcción, en función de los medios constructivos, la disponibilidad de materiales, el estado de la obra y de los elementos y partes a proteger.

Equipos constructivos. No es conveniente elegir soluciones que hagan imprescindible la utilización de equipos exclusivos o de muy reducida disponibilidad. Por el contrario, son recomendables soluciones simples con un alto grado de flexibilidad de aplicación de diferentes procedimientos constructivos que puedan adaptarse a la experiencia y recursos disponibles de las empresas constructoras. En aquellos casos en que sea necesario reducir al máximo los plazos de ejecución, este aspecto puede condicionar decisivamente la elección de la tipología, la cual dependerá fundamentalmente de circunstancias locales: disponibilidad de materiales y medios constructivos, así como de la experiencia y productividad asociadas a los mismos.

Criterios de selección en función del volumen de material y los procesos constructivos

De acuerdo con estos comentarios generales, las tipologías de diques más recomendables frente a los condicionantes de los materiales y los procedimientos constructivos se recogen en la tabla 2.2.3.

Tabla 2.2.3. Tipología más adecuada en función del volumen de material y los procedimientos constructivos

Tipología	Vol. Préstamo	Medios constructivos	Adaptabilidad
En talud	Muy grande	Carga, vertido; grúa importante	Posible
Vertical	Pequeño	Fondeo cajón y vertido	Difícil
Mixto	Grande	Carga, vertido; grúa y fondeo	Muy difícil
Berma	Muy grande	Vertido y grúa	Posible
Sumergido	Según objetivo	Vertido	Posible
Flotante	Nulo	Flotantes e hinca	Posible
Pantallas	Nulo	Flotantes e hinca	Posible

2.2.4.5 Idoneidad frente a los requerimientos climáticos durante el uso y explotación

En este apartado se analiza la idoneidad de la obra para controlar el flujo de energía incidente y sus implicaciones durante el uso y explotación del área portuaria.

El reparto del flujo de energía incidente del oleaje en flujos reflejado, transmitido y disipado puede ser indicativo de la influencia que una u otra tipología puede tener en el uso y la explotación. En general, la solución ideal es que el flujo incidente sea totalmente disipado por el dique. Esta situación no se alcanza con ninguna de las tipologías actuales de diques de abrigo. En general, cuanto menor sea la energía disipada y mayores sean los flujos de energía reflejada y transmitida, mayores pueden ser las interferencias de las oscilaciones del mar con el uso y la explotación, bien a barlomar en canales de acceso y bocanas haciendo más complicada la navegación, bien aumentando la agitación en el interior del puerto por rebase o por transmisión a través del dique.

El dique vertical, excepto por rebase es que el menos energía transmite a través del cuerpo central y es el que más energía refleja. Los diques en talud y berma son los que menos energía reflejan y los que más disipan, transmitiendo en general poca energía excepto por rebase. El dique mixto tiene un comportamiento intermedio

entre los diques granulares y el vertical. La funcionalidad del dique flotante depende de su calado relativo con respecto a la longitud de onda. Si éste es el adecuado la mayor parte de la energía incidente es reflejada; por el contrario si el calado es insuficiente la mayor parte de la energía es transmitido a sotamar.

Tramo de la obra. Es importante tener en cuenta la función principal de cada uno de los tramos de obra y la repercusión que en dicha función tienen los mecanismos predominantes de interacción de la obra y las oscilaciones del mar. A este respecto, debe ser objeto de especial consideración la influencia en el acceso al área abrigada de la energía radiada desde los cambios de alineación y la bocana y los flujos de energía reflejada desde las diferentes alineaciones de la obra.

Criterios de selección frente a los requerimientos climáticos en el uso y la explotación

De acuerdo con estos comentarios generales, las tipologías de diques más recomendables frente a los requerimientos de uso y explotación se recogen en la tabla 2.2.4.

Tabla 2.2.4. Tipología más adecuada en función de los requerimientos climáticos en el uso y la explotación

Tipología	Partición de la energía
En talud	Disipación y reflexión
Vertical	Reflexión
Mixto	Disipación y reflexión
Berma	Disipación
Sumergido	Disipación, reflexión y transmisión
Flotante	Reflexión y transmisión
Pantallas	Reflexión y transmisión

2.2.4.6 Idoneidad frente a los requerimientos de conservación, reparación y desmantelamiento

Durante la fase de selección de la tipología del dique de abrigo es importante analizar los costes de conservación necesarios para asegurar la durabilidad de la obra a lo largo de su vida útil, los costes de reparación considerando en el proyecto la posibilidad de que se produzca un cierto nivel de daños reparables en la fase de servicio, y finalmente los costes de desmantelamiento y restauración del litoral.

Conservación. La posibilidad y el coste de conservación están relacionados con el número de elementos que forman cada una de las partes del dique, ya que el número de posibles modos de fallo y de transiciones entre elementos y partes (zonas débiles) depende de aquel número. El dique vertical es el que menos elementos puede tener, mientras que los diques en talud con espaldón y mixto son los que tienen más elementos y transiciones entre ellos.

Reparación. La posibilidad de reparación depende de la importancia del modo de fallo en la estabilidad global de la obra, de la posible correlación (concatenación, inducción o colapso progresivo) entre modos de fallo, del tiempo de reparación y de las condiciones de operatividad una vez ocurrido el fallo.

En general, los diques granulares, en talud y berma ofrecen una mayor resistencia a la destrucción aunque la reparación del modo de fallo principal, extracción de piezas del talud, suele ser lenta y requiere los mismos medios constructivos utilizados en la construcción por lo que suele ser costosa. Sin embargo, en general, la operatividad del área portuaria o litoral no suele quedar muy afectada. Por otra parte, los modos de fallo vuelco o deslizamiento completo del dique vertical tienen serias dificultades para su reparación y en general debe procederse a su desmantelamiento para reconstruir la sección. En estas condiciones es probable que se reduzca significativamente la operatividad del área.

Desmantelamiento. No es práctica habitual el desmantelamiento de grandes diques de abrigo, por lo que la experiencia es escasa y de difícil evaluación. En particular, el desmantelamiento de los diques granulares es complicado por la cantidad de material que los forman, y la mayoría de las veces difícil por la precariedad durante su realización. La secuencia de los trabajos durante el desmantelamiento de las diferentes partes desempeña un papel esencial en la seguridad de la obra. A priori parece que la reflotamiento de un cajón, una vez liberado de la losa superior y el vaciado de las celdas, es una tarea viable.

Criterios de selección en función de la conservación, la reparación y el desmantelamiento

De acuerdo con lo anterior, las tipologías por su idoneidad frente al mantenimiento, la reparación y el desmantelamiento satisfacen las siguientes condiciones, tabla 2.2.5.

Tabla 2.2.5. Tipología más adecuada en función de la conservación, la reparación y el desmantelamiento

Tipología	Conservación	Reparación	Interacción	Desmantelamiento
En talud	Factible	Lenta, cara	Alta	Complicado, difícil
Vertical	Compleja	Rápida, cara	Baja	Sencillo
Mixto	Compleja	Lenta, cara	Baja/Media	Complicado, difícil
Berma	Sencilla	Lenta	Alta	Complicado
Sumergido	Sencilla	Rápida	Baja	Sencillo
Flotante	Sencilla	Rápida	Alta	Muy sencillo
Pantallas	Sencilla	Rápida	Alta	Sencillo

2.2.4.7 *Idoneidad frente a los requerimientos ambientales*

La construcción de un dique de abrigo puede provocar alteraciones significativas del entorno terrestre y marítimo relacionadas con la apertura y explotación de canteras, el transporte y vertido de materiales de construcción, o con la remoción y vertido de productos de dragado pudiendo, en su caso, condicionar la selección de tipologías que necesiten grandes volúmenes de materiales de préstamo o realizar grandes volúmenes de dragado hasta alcanzar niveles de cimentación competentes. El dique vertical, salvo cuando requieren importantes volúmenes de dragado o sustitución, es una de las tipologías que tiene un menor impacto ambiental. En general, los diques flotantes producen un impacto ambiental pequeño; no obstante se debe analizar su efecto en la morfodinámica litoral que, en algunas ocasiones, puede llegar a ser significativo.

Por otra parte, la construcción de un área portuaria o litoral interacciona con el litoral modificando los procesos morfodinámicos y la calidad de las aguas litorales. La magnitud de la modificación depende principalmente de la forma en planta del área y del grado de abrigo frente al oleaje.

Alteración del sistema circulatorio. La forma en planta modifica el patrón de las corrientes mareales y oceánicas y las características del oleaje, principalmente, altura y dirección. La consecuencia es que, al alterar su principal mecanismo generador, se modifican sustancialmente los sistemas circulatorios del litoral.

Alteración del transporte de sedimentos y sustancias. Si bien el oleaje es el principal mecanismo movilizador del sedimento del fondo, no tiene por qué ser el principal mecanismo de transporte de sedimentos y sustancias que, en el medio marino, se debe principalmente al sistema circulatorio. Un área abrigada genera amplias zonas de intensificación y amortiguamiento de la dinámica marina, y, en consecuencia, altera sustancialmente los procesos de erosión, transporte y depósito de sedimentos y sustancias. En general, todas las tipologías producen efectos parecidos, aunque las más reflejantes intensifican y difunden más ampliamente este efecto con respecto a las más disipativas.

En los suelos de arena se pueden producir barras paralelas a la línea de crestas que se propagan radialmente al morro del dique formando lentejones de arena; este efecto es tanto más relevante cuanto mayor es la reflexión del oleaje en el dique.

Efectos de la porosidad de las partes de la obra. La porosidad de algunas partes de las diferentes tipologías puede dar lugar a algunas diferencias relevantes. En concreto, los diques granulares pueden actuar como sumideros de arena, colmantando los mantos y alterando significativamente la profundidad a pie de dique. Los diques verticales pueden actuar como barreras impermeables y, por tanto de retención de la arena, produciendo cambios en la profundidad pero de más fácil dragado que los casos de los diques granulares.

Por otra parte, la porosidad tiene aspectos beneficiosos al aumentar la oxigenación de las aguas y ofrecer nichos ecológicos a multitud de especies.

CRITERIOS DE SELECCIÓN EN FUNCIÓN DE LOS REQUERIMIENTOS AMBIENTALES.

De acuerdo con lo anterior, la idoneidad de las tipologías frente a los requerimientos ambientales se pueden ordenar de acuerdo con la tabla 2.2.6,

Tabla 2.2.6. Tipología más adecuada en función de los requerimientos ambientales

Tipología	Volumen de materiales	Interacción con el entorno	Oxigenación agua nichos ecológicos
En talud	Grande	Significativa	Alta-muchos, diversos
Vertical	Pequeño	Significativa	Baja-pocos
Mixto	Intermedio	Significativa	Media-algunos
Berma	Máximo	Significativa	Alta-muchos
Sumergido	Según objetivo	Significativa	Alta
Flotante	Mínimo	Poco significativa	Baja-algunos
Pantallas	Mínimo	Significativa	Baja

2.3 BASES DE CÁLCULO DE DIQUES DE ABRIGO

El dimensionamiento de un dique de abrigo se fundamenta en su comportamiento e interacción en planta y alzado con los agentes de proyecto: gravitatorios, del medio físico, terreno, uso y explotación, materiales y los derivados de los procesos constructivos, y se concreta en los modos de fallo y parada. A partir del estudio del comportamiento de la obra se pueden describir y clasificar según su origen las distintas formas o mecanismos que conducen al fallo o parada operativa de la obra, o modos de fallo o parada, en función de los agentes de proyecto preponderantes en el fallo o parada operativa.

Los cálculos que se realicen para verificar que en cada uno de los modos de fallo se cumplen los requisitos de proyecto respecto a la fiabilidad, funcionalidad y operatividad en todas las fases y estados de proyecto, deben encuadrarse siempre que sea posible dentro del procedimiento general de cálculo conocido como método de los estados límite (Ver ROM 0.0), que consiste en comprobar los distintos "modos de fallo o parada" solamente en aquellos estados de proyecto que se espera representan situaciones límite desde el punto de vista del comportamiento resistente (estados límite últimos, *ELU*), formal (estados límite de servicio, *ELS*) y de uso y explotación (estados límite operativos, *ELO*).

Comentario. Una vez determinados los estados de respuesta estructural y formal de las obras, éstas se podrán verificar considerando los estados límite últimos o los estados límite de servicio. En el primer caso, los modos de fallo ocurren de forma definitiva, y están relacionados con los estados extremos o manifestaciones extremas de los agentes; la ecuación de verificación proporciona información sobre si ocurre o no el fallo

pero no indica, en caso de presentarse, su magnitud. En cualquier caso, producido éste será necesario reparar para recuperar los requisitos de proyecto.
En el segundo caso, la ecuación de verificación frecuentemente informa de cómo la obra o el elemento pierde uso y explotación y, en consecuencia, sus propiedades estructurales y formales debido a la presentación de estados límite cuyos descriptores toman valores superiores a un cierto umbral. Por tanto, este análisis proporciona la información necesaria para tareas de conservación y, en su caso, de reparación para mantener o recuperar los requisitos de proyecto. Desgraciadamente, existe aún poca información para verificar los procesos de comportamiento de las obras, el terreno y el entorno.

2.3.1 Estudio del comportamiento de la obra y sus tramos

A estos efectos, se considerarán los siguientes comportamientos de la obra de abrigo y de cada uno de sus tramos, considerando tanto el análisis en planta como en alzado,

- Comportamiento hidráulico y comportamiento frente a otros agentes del medio físico
- Comportamiento estructural
- Comportamiento geotécnico
- Comportamiento derivado de los procesos constructivos
- Comportamiento morfodinámico
- Comportamiento ambiental: evaluando la incidencia de la obra de abrigo en diversos parámetros de calidad ambiental, como la calidad de las aguas en el entorno portuario y litoral, de acuerdo con la Directiva Marco del Agua y las especificaciones de la ROM 5.1-05.

Comentario. El estudio del comportamiento hidráulico, geotécnico, estructural, morfodinámico y ambiental del área abrigada y del dique de abrigo, terreno y entorno litoral es consustancial con el proceso de proyecto. Se recomienda que de él se interpreten las respuestas estructural, formal y operativa y, por tanto, se definan y caractericen los modos de fallo y parada y sus correspondientes ecuaciones de verificación. El alcance del estudio dependerá de si se realiza para el predimensionamiento, anteproyecto o proyecto de construcción. Una revisión de los fundamentos teóricos del comportamiento de las obras frente a la dinámica marina se encuentra en un anejo del capítulo 4.

2.3.1.1 Comportamiento frente a los agentes del medio físico

Se analizará el comportamiento de la obra frente a los agentes climáticos atmosféricos y marinos, entre estos últimos, las oscilaciones del mar, los agentes sísmicos, biogeoquímicos y térmicos.

Comportamiento frente a las oscilaciones del mar

Se evaluará la capacidad de reducir y la eficiencia energética de la obra de abrigo frente a las oscilaciones del mar, así como su rebasabilidad, los regímenes de presiones y subpresiones, y la operatividad del área portuaria o litoral protegida o abrigada.

Ésto se podrá analizar en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia. En el primer caso se determinarán los regímenes del conjunto de oscilaciones del mar (regímenes oscilatorios) incluyendo las de corta, media y larga duración en el emplazamiento. Para el segundo se determinarán los espectros frecuenciales asociados a los estados de mar y el nivel medio del mar. Ambas descripciones serán representativas de las condiciones de trabajo extremas y normales operativas.

Realizado un predimensionamiento de la planta y el alzado de la obra y de cada uno de sus tramos, se obtendrán de nuevo los regímenes oscilatorios y los espectros frecuenciales en presencia de la obra, de acuerdo con lo recomendado en el capítulo 4. A partir de ellos se determinará, para cada tramo, el régimen oscilatorio a bar-

lomar, a pie de sección y a sotamar según se recomienda en los apartados correspondientes y se evaluarán: la eficiencia energética, el rebase y las acciones, presiones y subpresiones en la obra y el terreno.

Cuando la respuesta estructural de alguna parte o algún o algunos elementos de la sección sea oscilatoria, se recomienda incluir un estudio del comportamiento dinámico de la obra. Se seguirán las recomendaciones incluidas en apartados específicos de esta ROM, así como en la ROM 0.3-91 y en la ROM 0.4-95, correspondientes a las acciones producidas por el oleaje y otras oscilaciones del mar, y por el viento.

Comentario. Mediante el análisis de la eficiencia energética se cuantifica la capacidad de las obras para hacer frente a la energía de los agentes climáticos tales como reflexión, disipación y transmisión. La rebasabilidad cuantifica la capacidad para controlar los volúmenes de rebase y su frecuencia temporal. Las acciones y respuestas proporcionan la información necesaria para comprobar la permanencia estructural y formal de las infraestructuras proyectadas.

Comportamiento frente el sismo

Cuando la probabilidad de ocurrencia de sismos o maremotos no sea despreciable, se recomienda analizar la respuesta del conjunto suelo-dique de abrigo considerando lo dispuesto en la Normativa vigente. Según los casos y el emplazamiento de la obra, se determinará el régimen extremal del agente sísmico en el emplazamiento, y a partir de él se definirán los espectros frecuenciales y las correspondientes series temporales de aceleraciones representativas de las condiciones de trabajo excepcionales, extremas y operativas normales.

De acuerdo con la ROM 0.0, se prescribirá la simultaneidad y la compatibilidad del agente sísmico con los agentes climáticos, atmosféricos y marinos, en particular la presentación de maremotos. Este estudio se adecuará a lo recomendado en los apartados específicos dedicados a cada tipología en estas Recomendaciones y en la específica de acciones sísmicas.

2.3.1.2 Comportamiento estructural

Se evaluará la estabilidad, la capacidad portante y de deformabilidad de los materiales que forman los distintos elementos que constituyen la sección de la obra de abrigo, frente a los agentes de proyecto.

Se seguirá lo recomendado en las normas e instrucciones nacionales e internacionales correspondientes a los diferentes materiales (EHE, EHP, EAE, Norma de Escolleras UNE-EN 13383-1/AC, Eurocódigos), en la ROM 0.1 y en la sección 3.5.1 de estas Recomendaciones.

2.3.1.3 Comportamiento frente al terreno

Se evaluará la capacidad portante y deformabilidad del terreno y de la sección de la obra de abrigo teniendo en cuenta las oscilaciones del mar y otros agentes del medio físico.

En aquellos casos en los que el comportamiento del terreno esté afectado significativamente por las oscilaciones del mar, se evaluarán las tensiones, deformaciones y presiones intersticiales en el terreno, la cimentación y los rellenos, teniendo en cuenta las diferentes escalas temporales y espaciales del terreno (drenada y no drenada) y su dependencia de las condiciones oscilatorias existentes en presencia de la obra, siguiendo lo recomendado en los apartados específicos en la ROM 0.5-05 y esta ROM 1.0-09.

En estos casos se puede caracterizar el estado meteorológico por descriptores espectrales o estadísticos, o por alturas y periodos de ola representativos de las condiciones de trabajo operativas normales y extremas. Siempre que sea posible, se recomienda evaluar el estado geotécnico del terreno, tensiones y deformaciones, por técnicas adecuadas considerando series temporales de las oscilaciones del mar que, en caso de secciones con geometría complicada, deberán ser contrastadas con estudios experimentales.

2.3.1.4 Comportamiento derivado de los procesos constructivos

Se evaluará la incidencia que tienen los procesos y procedimientos constructivos en los comportamientos geotécnico, estructural y frente a los agentes del medio físico de la obra de abrigo. Se seguirá lo recomendado en la ROM 0.1 y en los apartados específicos dedicados a cada tipología en estas Recomendaciones.

2.3.1.5 Comportamiento morfodinámico

Se evaluarán los procesos litorales, la estabilidad del fondo marino, el desarrollo de formas de lecho de diferentes escalas espaciales y la evolución de la línea de costa. Se cuantificarán los posibles impactos que la obra puede producir en el entorno y en particular el entorno litoral, siguiendo lo recomendado en los apartados específicos de esta ROM 1.0 y en las ROM 5.0 y ROM 5.2.

Se recomienda evaluar, al menos, los siguientes procesos de interferencia de la obra con el entorno: (1) morfodinámica del lecho marino y desarrollo de formas de lecho de pequeña, media y gran escala, (2) procesos litorales y (3) evolución de la costa en la vida útil (siguiendo lo que se recomiende en su momento en la próxima ROM 5.2). En su caso, se debe prever la posible evolución de la línea de costa y proponer las medidas correctoras necesarias para evitar variaciones bruscas locales y alteraciones temporales significativas en el litoral durante las distintas fases de proyecto. A tal efecto se podrán aplicar modelos adecuados a la zona en estudio y evaluar la incertidumbre del cálculo.

Extensión espacial de la evaluación

La evaluación de la interacción de la obra y de cada uno de sus tramos con el litoral se extenderá hasta donde la presencia de la obra altere significativamente los agentes del medio físico.

Comentario. La presencia de la obra altera los regímenes oscilatorios de la dinámica marina modificando la magnitud y, en su caso, la dirección, de los descriptores de estado y de las variables básicas. En este análisis es importante considerar la transformación de las oscilaciones del mar por la presencia de la obra, por reflexión y radiación, en particular, la altura de ola y la dirección de propagación. En general, además, esta modificación afecta los gradientes espaciales y temporales que son los "motores" de los procesos litorales y de la difusión-advección de las sustancias. La expresión "alterar significativamente" se deberá aplicar tanto al valor del agente como a sus gradientes espaciales y temporales.

2.3.1.6 Comportamiento ambiental

Se evaluará la incidencia de la obra de abrigo en diversos parámetros de calidad ambiental, como la calidad de las aguas en el entorno portuario y litoral, de acuerdo con la Directiva Marco del Agua y las especificaciones de la ROM 5.1-05.

Se recomienda evaluar, al menos, la circulación de las aguas, los procesos de difusión-advección de sustancias, y la evolución espacial y temporal de la calidad de las aguas en el área abrigada o protegida y en el entorno portuario y litoral, hasta donde la presencia de la obra no altere [19] significativamente los agentes del medio físico, siguiendo lo recomendado en la ROM 5.1-05 y en la DMA [20].

(19) Para la delimitación de la zona de afección deben aplicarse los criterios recomendados en el apartado anterior en consonancia con el Comentario.
(20) DMA: Directiva Marco del Agua publicada en DO L 327 de 22/12/2000 y ratificada por el Reino de España.

2.3.2 Descripción de los modos de fallo y parada

Se define como modo de fallo o parada la manera, forma o mecanismo en que puede producirse el fallo o la parada operativa y, en general, se describe y caracteriza en un estado límite. Para cada tipología de dique de abrigo se considerarán, al menos, el conjunto de modos de fallo y de parada operativa descritos en los diagramas de fallo o parada incluidos en los apartados específicos. Siempre que sea posible se procurará que este conjunto sea completo y de modos mutuamente excluyentes [21]. Cuando no sea posible y el conjunto completo contenga modos que no son mutuamente excluyentes, se deberá especificar si éstos son dependientes o independientes [22] en sentido estadístico.

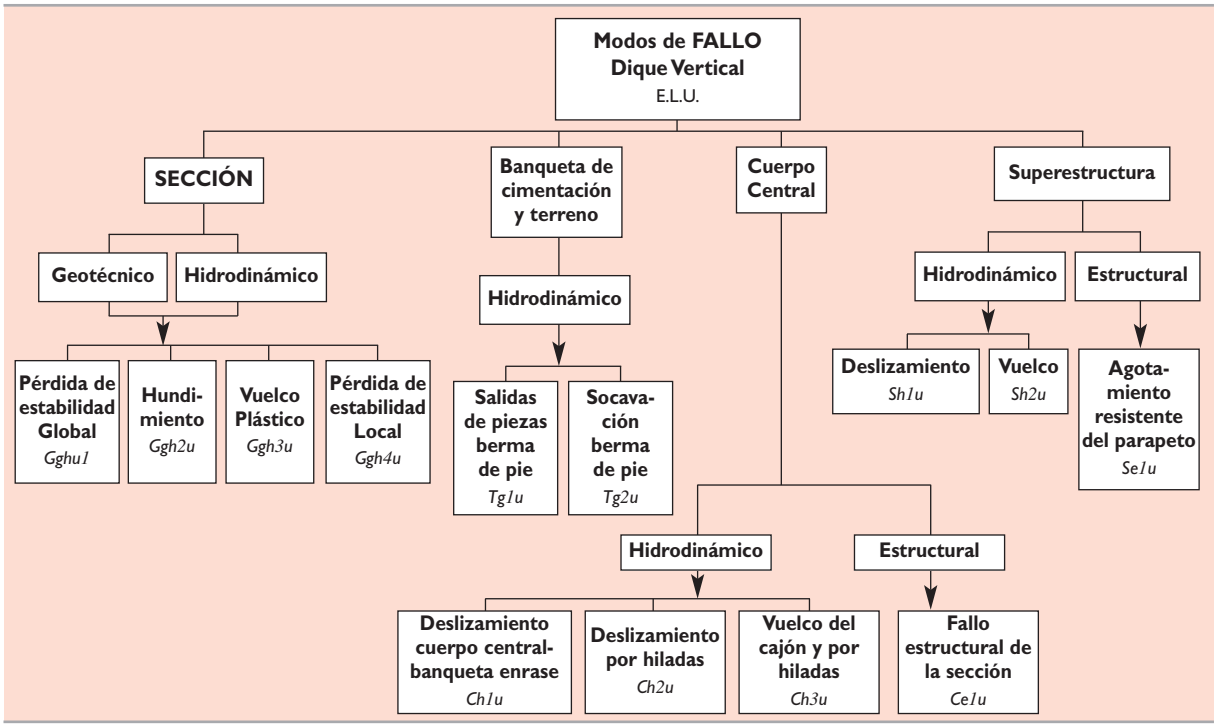
Para construir los diagramas de fallo y parada, y para describir los modos se podrán tener en cuenta los siguiente aspectos.

Dominio espacial

Se describirá la zona en la que ocurre o a la que afecta el fallo o la parada, distinguiendo, entre otros, el conjunto de la sección, sus partes, [23] elementos y subelementos, y el entorno, especificando si afecta a la morfodinámica litoral, la calidad del agua o el ecosistema litoral.

Se considerará que un modo se adjudica a la sección cuando afecta a dos o más de sus partes. Se considerará que el modo se adjudica a una parte o a un elemento cuando afecta a dos o más elementos o a dos o más subelementos, respectivamente.

Figura 2.2.28. ***Organigrama de los modos de fallo de un dique vertical***



(21) Un conjunto completo y mutuamente excluyente de modos significa que la ocurrencia de un modo excluye la ocurrencia de otro u otros y que con él, mediante las operaciones de unión, intersección, conjunto vacío y el suceso complementario, se puede describir cualquier comportamiento del tramo.
(22) Dos modos que no son mutuamente excluyentes son independientes en sentido estadístico, si su probabilidad conjunta es igual al producto de sus probabilidades marginales. En otro caso son dependientes.
(23) Las partes de la sección se describen en el apartado 2.2.1.

Mecanismo

Se describirá el mecanismo o forma en que se produce el fallo o la parada, evaluando su importancia y sus consecuencias para la seguridad, el servicio, y el uso y la explotación.

Comentario. Los modos de fallo de un dique vertical se presentan en el siguiente organigrama y un esquema de los modos de fallo de origen hidrodinámico.

Agentes predominantes y otros agentes

Se indicarán los agentes predominantes y otros agentes que pueden participar en el desencadenamiento y evolución del modo. Se clasificarán por su origen y se analizará su interdependencia.

Dominio temporal

Se describirá el intervalo de tiempo en el que puede producirse el modo. Éste, en general, será el estado (meteorológico, geotécnico, etc…) que por aplicación del método se considera un estado límite de proyecto. Es importante definir en el estado los descriptores de los agentes, por ejemplo, altura de ola significante, periodo medio , dirección media y duración. En cada caso se adscribirá la ocurrencia del modo a un estado límite, último, de servicio o de parada operativa, analizando en qué condiciones de trabajo puede presentarse. Además, se analizará su posible adscripción a más de un estado límite.

Forma de verificación

La ocurrencia o no del modo de fallo o parada operativa durante un determinado estado se puede verificar mediante la resolución de la correspondiente ecuación de verificación. En ella se establecen las relaciones funcionales entre los diferentes factores de proyecto que definen la condición del fallo o la parada operativa. En general, esta ecuación es una ecuación de estado y es habitual poder verificar un modo con más de una ecuación.

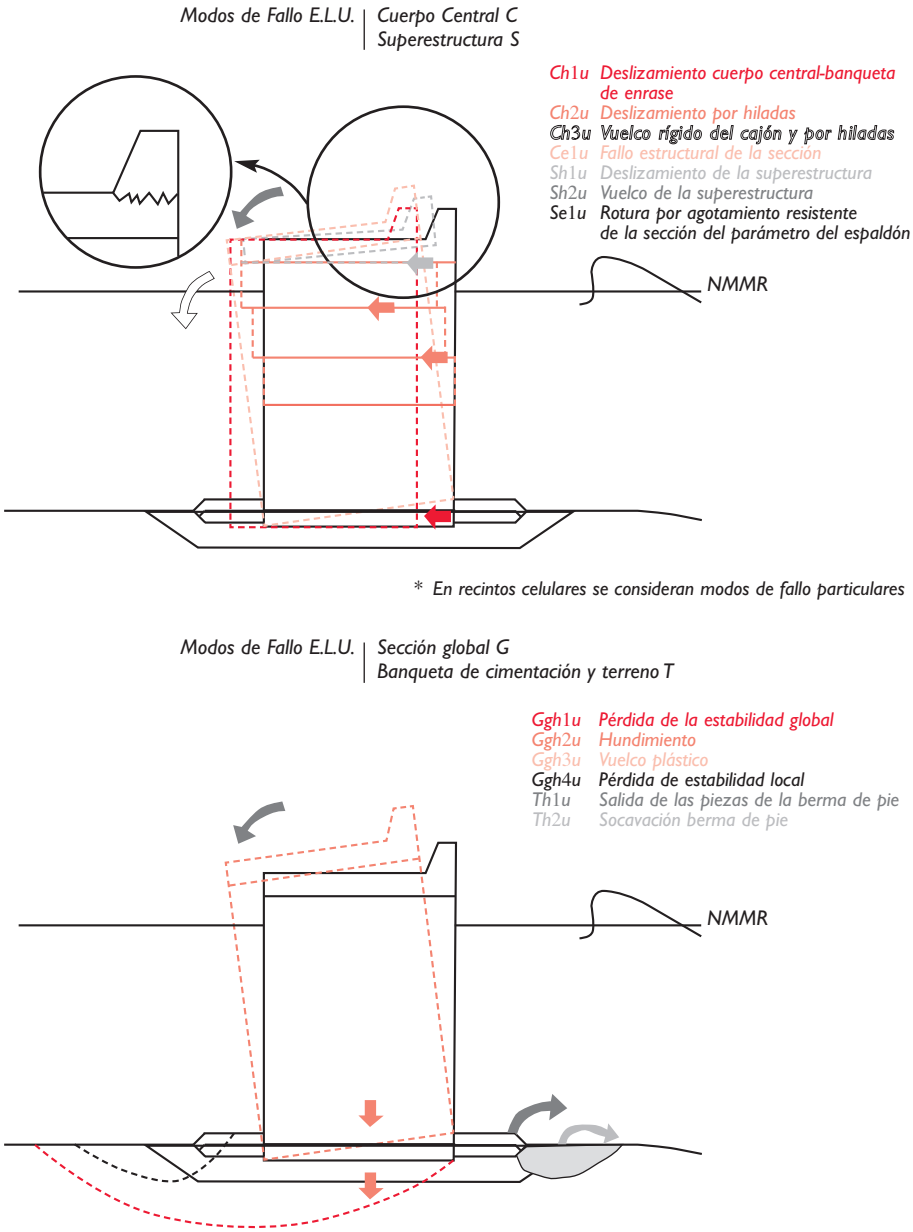
Se analizarán las ecuaciones de verificación que pueden evaluar el modo de fallo o parada, detallando: (1) formato; (2) campo de validez, analizando su fundamento, teórico, experimental o numérico, y su rango de aplicación; (3) intervalo de tiempo en el que se aplica que, en general, será el estado; (4) factores de proyecto y sus variables básicas y descriptores; (5) términos de la ecuación especificando si se consideran deterministas o aleatorios, permanentes o no permanentes, y favorables o desfavorables; (6) criterio de fallo o parada; y (7) normas, reglamentos y recomendaciones que deberán observarse en la verificación del modo.

Cuando no se disponga de una ecuación de verificación apropiada, la verificación del modo se hará recurriendo a técnicas numéricas o experimentales contrastadas. En la aplicación de estas técnicas se deberá observar el mismo procedimiento de verificación, en particular en la valoración de la incertidumbre de los datos de entrada y salida, y de la propia técnica, sea numérica o experimental, en el laboratorio o in situ.

Consideración como modo principal

Se analizará si el modo es o no principal, o las posibles actuaciones encaminadas a reducir su contribución como modo principal a la probabilidad de presentación. Siempre que sea posible, este análisis se apoyará en la optimización económica de la obra, evaluando las consecuencias en los costes de construcción, conservación y reparación, y se tenderá a favorecer la consideración del modo como no principal, siempre que se pueda alcanzar esa situación con ligeros incrementos de la geometría y las propiedades mecánicas del elemento o parte de la obra.

Figura 2.2.29. Esquema de los modos de fallo adscritos a ELU de un dique vertical



Observación y seguimiento del modo

Se detallarán las posibles técnicas de observación y seguimiento del modo o de su ocurrencia, indicando los umbrales de reparación y, en el caso de los modos de parada, los umbrales de parada.

Dependencia e independencia estadística

Se analizará si la ocurrencia del modo excluye la ocurrencia de los restantes modos. En este caso los modos son mutuamente excluyentes y la intersección de ambos sucesos es el conjunto vacío. En otro caso el modo no

es mutuamente excluyente y podrá ser estadísticamente independiente o dependiente [24] de los otros modos. Entonces el conjunto de modos para ser completo deberá incluir los modos individuales, el suceso formado por la intersección de modos y el suceso no fallo.

En algunas tipologías podrá ser conveniente, además, analizar la posible evolución hacia un colapso progresivo. Este análisis se hará teniendo en cuenta su correlación a través de los agentes simultáneos o de la respuesta estructural y formal, indicando si el modo es inducido o puede actuar como inductor.

Comentario. La interdependencia (exclusión y dependencia estadística) de los modos es una línea de investigación abierta en la que se debe trabajar para que las obras marítimas sean más fiables, funcionales y operativas con un coste total óptimo. En el estado actual del conocimiento, con carácter general no se dispone de ecuaciones de verificación que permitan analizar la dependencia recíproca de los modos de respuesta. Se puede realizar un análisis primario considerando los agentes comunes que intervienen en cada uno de los modos y estudiar, mediante sus respectivas ecuaciones de verificación individualizadas, si cada uno de ellos falla con los mismos valores de los agentes. En ese caso, podría considerarse que ambos modos ocurren simultáneamente y a los efectos de reparto de probabilidad de fallo podrían computarse como uno solo.

Aun en este caso, no se recomienda proceder de esta guisa por dos razones. La primera está asociada a la capacidad de la ecuación de verificación de representar los procesos implicados en el modo; la segunda es que la respuesta de la obra frente a ese modo de fallo, puede conducir o no al fallo (o vulnerabilidad) una vez alcanzado el nivel de peligrosidad necesario. En otras palabras, el suceso no tiene por qué ocurrir estrictamente así: presentación de los agentes (peligrosidad), inducción del modo de fallo (vulnerabilidad). Los diversos factores no considerados en la formulación, las incertidumbres asociadas (veáse ROM 0.0 sección 3.2) y la aleatoriedad intrínseca de muchos de los fenómenos pueden resultar en un "no fallo" de la obra.

Por ejemplo, sea el caso del manto principal de un dique en talud con un peso de la pieza W_0 que falla con la altura H_0. La probabilidad de que se exceda la altura de ola en el intrevalo de tiempo es la peligrosidad, $Pr[H \geq H_0]$ y la probabilidad de que se exceda el peso requerido condicionado a que se haya excedido la altura de ola, $Pr[W \geq W_0 \mid H \geq H_0]$, es la vulnerabilidad. La probabilidad de ocurrencia del modo de fallo es la probabilidad de que ocurran ambos sucesos simultáneamente, es decir, la excedencia de la altura de ola y del peso o probabilidad conjunta de W y H,

$$\Pr[W\ H] = \Pr[W \geq W_0 \mid H \geq H_0]\ \Pr[H \geq H_0] \tag{2.35}$$

es decir, la probabilidad de fallo es igual al producto de la vulnerabilidad por la peligrosidad. Si el suceso $H \geq H_0$ ha ocurrido, el valor de $Pr[W\ H]$ depende del valor de la probabilidad condicionada $\Pr[W \geq W_0 \mid H \geq H_0]$. Si se supone que ésta es igual a la unidad o en otras palabras que una vez que ocurre el suceso $H \geq H_0$, se supone que el suceso $W \geq W_0$ es cierto, entonces

$$\Pr[W \geq W_0 \mid H \geq H_0] = 1 \tag{2.36}$$

$$\Pr[W\ H] = \Pr[H \geq H_0] \tag{2.37}$$

En este supuesto, la probabilidad de fallo es igual a la probabilidad de excedencia del agente.

2.4 CRITERIOS GENERALES DE PROYECTO

Entre otros, los criterios generales que deben definirse en el proyecto de un dique de abrigo son: la organización espacial por tramos y la organización temporal por fases, el carácter general y operativo de cada tramo en cada fase, y los requisitos de proyecto frente a la seguridad, el servicio y el uso y la explotación. A tal efecto, además de lo indicado en la ROM 0.0, se tendrá en cuenta lo siguiente.

(24) Por definición, si los modos son independientes $\Pr[AB] = \Pr[A]\ \Pr[B]$, y si son dependientes, $Pr[AB] = \Pr[A \mid B]\ \Pr[B]$.

2.4.1 Organización espacial: Tramos del dique

De acuerdo con la ROM 0.0, sección 3.3, en un tramo de obra se puede admitir con amplia generalidad que la variabilidad intrínseca o aleatoria de los factores de proyecto es espacialmente uniforme y temporalmente estacionaria, por lo que se puede describir por modelos de probabilidad específicos.

La definición y caracterización espacial de cada dique se realizará por tramos. A los efectos de proyecto, un dique de abrigo se dividirá en tramos homogéneos con una misma tipología formal y estructural, diferenciándose, además, cuando se produzcan variaciones significativas en alguno de los factores de proyecto (geometría de la obra y del terreno, características del terreno, del medio físico y de los materiales, y valores de los agentes y acciones) a lo largo del emplazamiento, así como en las repercusiones en caso de fallo o parada operativa.

En cada dique de abrigo se distinguirá, entre otros, cinco tramos, figura 2.2.30,

- Arranque, o unión del dique con tierra.
- Alineación principal, que proporciona el abrigo y control del oleaje predominante.
- Alineaciones secundarias, que sirven para unir los diferentes tramos del dique.
- Transición, o tramo entre dos alineaciones o dos tipologías.
- Morro, o extremo del dique.

Una alineación puede estar formada por más de un tramo y cada tramo se podrá proyectar y construir con una tipología distinta de dique de abrigo, algunas de las cuales se describen en la sección 2.2.

Cuando se prevea la ejecución por etapas, se considerará cada etapa como un tramo diferente si el desfase entre la entrada en servicio de cada etapa y la siguiente es mayor de 5 años.

Comentario. Un tramo es un conjunto continuo de secciones (o alineación del dique) que cumplen solidariamente una función específica y relevante de los objetivos y los requisitos de explotación de la obra, están sometidas a los mismos niveles de acción de todos los agentes actuantes, en particular los predominantes, y forman parte de la misma tipología formal y estructural.
Para la definición de un tramo de dique se considerará, además de la homogeneidad de los agentes climáticos, la homogeneidad del terreno, teniendo en cuenta su naturaleza, capacidad portante y respuesta.

2.4.2 Organización temporal: fases de proyecto

Para facilitar la verificación de un dique de abrigo, es necesario definir las distintas fases de proyecto, especificar su duración, organizar temporalmente el estudio, evaluar la probabilidad de presentación de los agentes y definir los regímenes de sus estados, principalmente los meteorológicos, del terreno y de uso y explotación.

2.4.2.1 Fases de proyecto

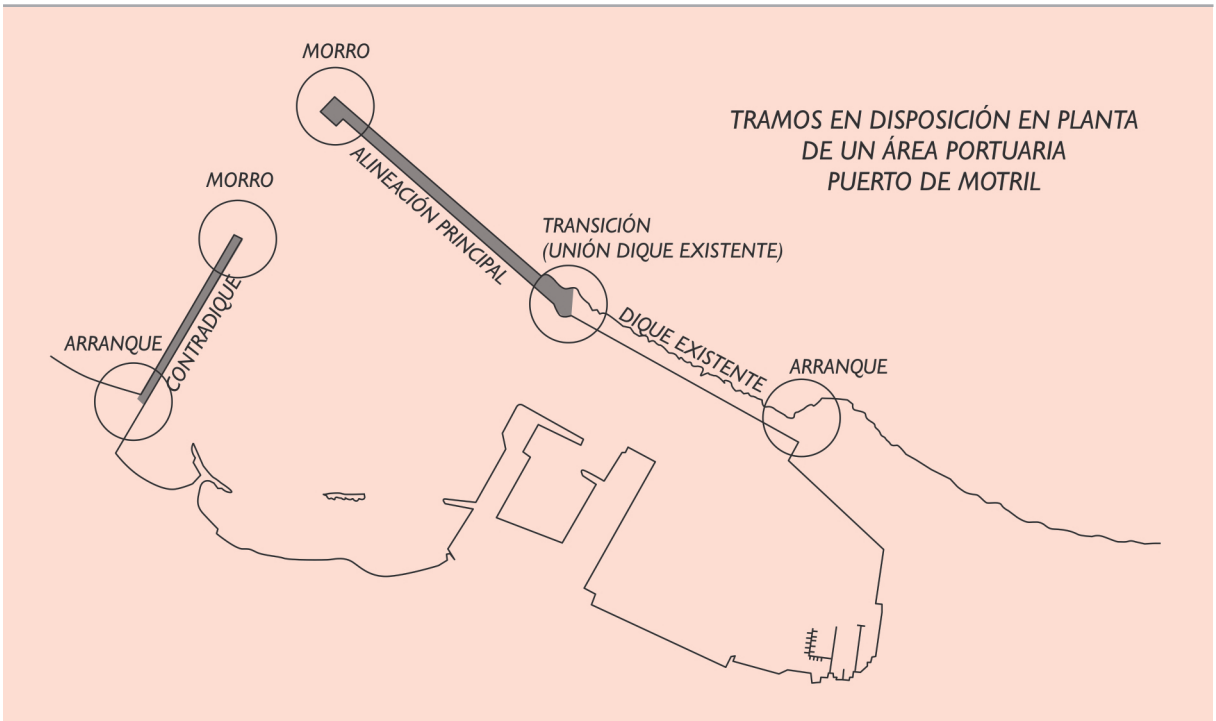
A tal objeto se recomienda considerar las siguientes fases de proyecto,

- construcción,
- servicio o vida útil,
- reparación, conservación y desmantelamiento.

Estas fases de proyecto se subdividirán en subfases, únicamente, cuando éstas afecten al dimensionamiento de la obra o de algunos elementos que la forman.

Comentario. Por ejemplo, el fondeo de cajones es una subfase constructiva que debe diferenciarse en los diques verticales realizados con cajones prefabricados.

Figura 2.2.30. Tramos y alineaciones en la configuración en planta de un área portuaria



2.4.2.2 Duración de la fase de proyecto

La duración de cada una de las fases de proyecto será fijada por el promotor tomando en consideración diferentes razones, entre ellas, constructivas, de comportamiento de los materiales o del terreno, de mantenimiento, funcionales y de servicio, económicas e incluso administrativas. Cuando la duración de la fase de proyecto del tramo no haya sido especificada a priori, o no cumpla los valores mínimos, se considerarán las siguientes duraciones de referencia.

Duración de la fase de servicio: Vida útil

La duración de la fase de servicio o vida útil (V) de las obras de abrigo será en,

- Obras y tramos provisionales: $V \leq 5$ años.
- Obras y tramos definitivas: $V > 5$ años.

Vida útil de las obras provisionales o construidas por etapas

Se considerará que la ejecución de una obra de abrigo se hace por etapas cuando el desfase entre la entrada en servicio de la primera etapa y de la última es mayor que 5 años. En estos casos se fijará la vida útil para cada una de las etapas de la obra o tramo. A su vez, cuando la ejecución de una etapa posterior pudiera afectar significativamente al valor de alguno de los factores de proyecto de la etapa anterior, se deberán considerar dos subfases, la primera de las cuales tiene su vida útil limitada por el inicio de la fase posterior. Deberán preverse en el proyecto las adecuaciones que sea necesario llevar a cabo en caso de que, finalmente, no se ejecutarán las siguientes etapas previstas.

Duración de la fase de construcción

La duración de la fase de construcción del tramo es el tiempo que transcurre desde que se inicia éste hasta que es capaz de satisfacer los requisitos de proyecto. La duración de esta fase se determinará teniendo en cuenta los medios técnicos y económicos necesarios, así como los procedimientos constructivos que en cada caso se establezcan para ejecutar el dique o tramo.

En obras cuya construcción implique la consolidación de suelos (cimientos, rellenos, núcleos de materiales sueltos, etc…) y asientos permanentes del terreno natural, y donde éstos puedan tener consecuencias en el desencadenamiento de algunos de los modos de fallo y de parada operativa, la duración de la fase de construcción y de sus subfases será, como mínimo, la necesaria para que se alcancen los niveles de consolidación especificados en el proyecto.

Vida útil mínima de los tramos definitivos

De acuerdo con la ROM 0.0, con carácter general, para obras definitivas la duración de la fase de proyecto servicio o vida útil será como mínimo el valor consignado en la tabla 2.2.7, en función del IRE, índice de repercusión económica de la obra marítima.

Tabla 2.2.7. Vida útil mínima en la fase de proyecto servicio para obras definitivas

IRE	Vida útil en años
≤ 5	15
6 – 20	25
> 20	50

No obstante, en el apartado 2.7 se precisan estos valores para las obras de abrigo en función del IRE del tramo y del tipo de área abrigada.

Duración de las fases de reparación y desmantelamiento

La duración de la fase de reparación del tramo es el tiempo que transcurre desde que se inicia hasta que es capaz de satisfacer los requisitos de proyecto. Corresponde al promotor de la reparación o del desmantelamiento especificar la duración de estas fases y lo hará teniendo en cuenta los medios técnicos y económicos disponibles, así como los procedimientos constructivos y los requerimientos ambientales.

Se debe procurar que la duración de la fase de reparación sea lo más corta posible y evitar los intervalos de tiempo en los que la presentación de los valores extremos de los agentes sea más probable.

La duración de la fase de desmantelamiento es el tiempo que transcurre desde que se inicia hasta que se restaura el territorio con la situación definida en el proyecto de ejecución correspondiente. El desmantelamiento de la obra no deberá extenderse indefinidamente en el tiempo. En la actualidad no se tiene una experiencia suficiente pare recomendar una duración mínima de esta fase; no obstante, se puede admitir que el desmantelamiento puede durar hasta de dos a tres veces la duración de la fase de construcción.

2.4.2.3 Secuencia temporal climática de las fases de proyecto

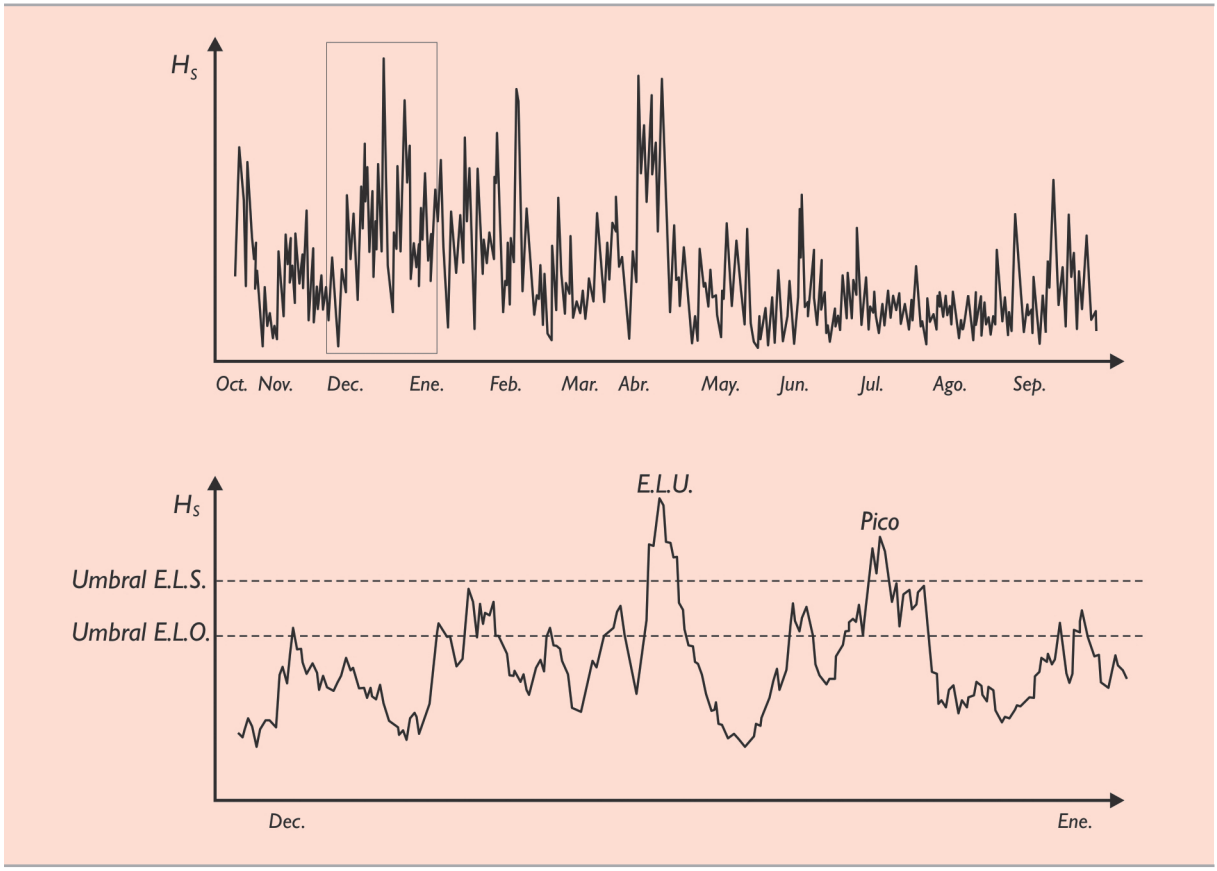
Cuando los agentes predominantes de la obra sean los climáticos, se recomienda secuenciar temporalmente cada una de las fases de proyecto, en particular la vida útil de la obra y de cada uno de sus tramos, por medio

de las curvas de estado. Esta secuencia de estados se denomina curva de estados y en ella se pueden definir los ciclos de solicitación, de operatividad, los años meteorológicos y los hiperciclos.

A tal efecto, se identificarán los valores umbrales de seguridad y servicio de los agentes cuya excedencia pueden afectar significativamente la fiabilidad y la funcionalidad de la obra o tramo. El ciclo de solicitación frente a la seguridad y el servicio es el intervalo de tiempo comprendido entre los dos puntos consecutivos de corte de la curva de estado con la línea que representa el valor umbral del agente de seguridad o de servicio, respectivamente. Durante el mismo se alcanza un valor máximo en la curva de estado.

Análogamente, se puede identificar el valor umbral de los agentes de uso y explotación cuya excedencia puede afectar significativamente la operatividad de la obra o tramo. El ciclo de operatividad frente al uso y la explotación [(25)] es el intervalo de tiempo comprendido entre los dos puntos consecutivos de corte de la curva de estado con la línea que representa el valor umbral del agente estudiado. Durante el mismo se alcanza un valor mínimo en la curva de estado. La identificación de cada ciclo deberá asegurar la independencia estadística entre ellos, figura 2.2.31.

Figura 2.2.31. Curva de estados de oleaje y valor umbral de los estados límite últimos y operativos



AÑO METEOROLÓGICO

En latitudes medias, siempre que sea posible se agrupará la secuencia continua de ciclos de solicitación y operatividad en años meteorológicos, y la duración de la fases de proyecto de servicio o vida útil del tramo se con-

(25) En canales de navegación en mares con marea es habitual denominar "ventana" al periodo de tiempo en el que la profundidad supera sin solución de continuidad un cierto valor umbral.

tabilizará por años meteorológicos. La vida útil de la obra está formada por una secuencia finita de años meteorológicos. En otras latitudes y, justificadamente, en la verificación de algunas fases de proyecto, por ejemplo cuando su duración sea menor al año o cuando la operatividad esté limitada estacionalmente, se podrán utilizar otras agrupaciones meteorológicas.

Si bien es conocido que los procesos climáticos se manifiestan con mayor o menor intensidad en grupos de años meteorológicos o hiperciclos anuales, a falta de información sobre éstos se podrá suponer que las manifestaciones de los agentes que ocurren en cada uno de ellos son estadísticamente independientes. En otro caso se tendrá en cuenta esta circunstancia organizando la secuencia temporal climática por hiperciclos.

VARIABLES ALEATORIAS DE ESTADO, CICLO, AÑO METEOROLÓGICO Y FASE DE PROYECTO

Las manifestaciones de los agentes en cada estado, ciclo de solicitación y operatividad, año meteorológico y fase de proyecto se pueden considerar variables aleatorias descritas por un modelo de probabilidad.

En el capítulo 3, sección 3.1, se presenta un breve resumen de las diferentes escalas temporales y espaciales de las manifestaciones de los agentes principalmente de los agentes climáticos, y de su descripción y caracterización.

2.4.2.4 Regímenes de las variables aleatorias

Seleccionado el intervalo de tiempo en el cual se va a describir el o los agentes y definidas las variables aleatorias que caracterizan el proceso, el régimen es la función de distribución conjunta, condicionada o marginal de sus variables representativas.

Dependiendo del intervalo de tiempo seleccionado, los modelos de probabilidad podrán ser, entre otros, representativos de la variabilidad del agente en el estado, ciclo, año metorológico o fase de proyecto.

Dependiendo de la clase de valor, las funciones de distribución podrán ser de los valores extremos, superior e inferior, o de la clase centrada de los valores que puede tomar la variable en el intervalo de tiempo. En general, los primeros se corresponden con la ocurrencia de sucesos extremos, englobados en las condiciones de trabajo extremas (régimen extremal), mientras que la clase centrada se refiere a valores frecuentes de la variable, en general relacionados con las condiciones de trabajo normales operativas (régimen medio).

Comentario. La base de datos climáticos de Puertos del Estado es hoy en día suficientemente amplia como para permitir un análisis conjunto de los estados climáticos. Los regímenes pueden ser de cualquiera de las manifestaciones conjuntas de los agentes climáticos. P.ej., para el análisis de la estabilidad de las piezas del manto principal de un dique en talud, es conveniente disponer del régimen de los estados máximos de mar (altura, periodo y dirección del oleaje representativos) y máximo y mínimo de los niveles del mar (marea astronómica y meteorológica). Este esquema de trabajo se puede aplicar análogamente a las acciones. P.ej en el estudio del deslizamiento de un dique vertical es conveniente obtener los regímenes conjuntos de presiones y subpresiones máximas y nivel del mar, obtenidos de los regímenes meteorológicos.

2.4.2.5 Regímenes de otros agentes y de acciones

Cualquier agente o su acción en la obra puede ser organizado tal y como se recomienda en los apartados anteriores para los agentes climáticos. Una vez se dispone de una base de datos de un agente cuyas manifestaciones sean aleatorias, es posible identificar en la vida útil los estados, las secuencias de estado, en su caso los ciclos de solicitación y de operatividad, y los años "meteorológicos", así como los correspondientes regímenes de picos sobre umbral, extremos y regímenes medios. Como ayuda para el uso y la explotación del área portua-

ria o litoral y para la definición de los modos de parada operativa, es conveniente definir los regímenes medios y extremos de otros agentes además de los señalados en apartados anteriores, tales como precipitación, días de niebla, hielo, etc.

En ausencia de una base de datos y siempre que se disponga de relaciones funcionales o fundamentos teóricos adecuados, es posible obtener los regímenes medios y extremos de otros agentes y sus acciones a partir de los regímenes de los agentes climáticos, p.ej. presiones y subpresiones máximas en el dique vertical debidas a la presencia del oleaje. Desde un punto de vista de teoría estadística, los regímenes se engloban en las funciones de distribución de variables "derivadas" que, si bien en muchos casos no se pueden obtener analíticamente y es necesario recurrir a técnicas numéricas, son una herramienta fundamental en la aplicación de los métodos probabilistas.

Comentario. Uno de los objetivos de proyecto es verificar que el tramo de obra, frente a todos los estados climáticos y geotécnicos, sea fiable, funcional y operativo en el marco especificado por los requisitos de proyecto. El desconocimiento a priori *de la secuencia real de estados climáticos y del terreno, es decir, las manifestaciones que el entorno puede tener a lo largo de su existencia, obliga a definir estrategias o hipótesis de verificación frente a la seguridad, servicio y uso y explotación. Una de ellas es verificar la obra y sus tramos frente a los peores estados climático y geotécnico posibles, o estados límite, que pueden ocurrir en la vida útil de la obra.*

El estado meteorológico describe y caracteriza la manifestación simultánea de los agentes atmosféricos (velocidad y dirección de viento, precipitación, niebla, etc.) y marinos (oleaje, marea meteorológica y astronómica, otras oscilaciones de largo periodo y corrientes). Análogamente, el estado geotécnico describe y caracteriza las tensiones en el sólido, las presiones intersticiales y las tasas de deformación del terreno. La duración de un estado depende de la variabilidad temporal del agente.

La secuencia temporal de los estados se denomina curva de estados, y refleja la evolución temporal de un descriptor representativo de los agentes climáticos y del terreno a lo largo del tiempo, mostrando los intervalos de tiempo de gran actividad, denominados ciclos de solicitación o temporales, y otros de baja o nula actividad o ciclos de operatividad o "calmas".

Los estados umbral de seguridad, en general, definen el comienzo y el final de un temporal o ciclo de solicitación, y suelen estar relacionados con las condiciones de trabajo extremas, es decir, con la presentación de los estados meteorológicos más severos. Los estados umbral de uso y explotación definen el comienzo y el final de un intervalo de "calmas", o de ciclo de operatividad, en los que la obra y sus instalaciones están operativas y, en consecuencia, es posible el uso y la explotación, y suelen estar asociados a las condiciones de trabajo operativas normales.

En general, en España los ciclos de solicitación ocurren con el paso de las borrascas extratropicales. La aleatoriedad es una cualidad intrínseca de esta secuencia. Un estado climático umbral se puede definir en función de cualquiera de las manifestaciones del agente. Por ejemplo, el valor umbral de uso y explotación de un área abrigada se puede definir bien por la magnitud de la altura de ola en el interior del puerto (agitación interior) o del acceso al puerto, bien por el calado, etc.

2.4.3 Carácter del tramo

En cada una de las fases de proyecto el tramo tendrá un carácter general y otro operativo. Éstos se determinarán por estudios externos y, en su ausencia, en función de los índices de repercusión económica, social y ambiental tal y como se describe en sección 2.14 de la ROM 0.0.

2.4.3.1 Carácter general

El carácter general es un indicador de la importancia de dicho tramo, medida a través de las repercusiones económicas, sociales y ambientales generadas en caso de su destrucción o pérdida irreversible de su funcionalidad. Es, por tanto, indicativo de la magnitud de las consecuencias derivadas del eventual fallo de la obra de abrigo una vez haya entrado en servicio.

El carácter general será especificado por parte del promotor de la obra de abrigo mediante estudios externos, no pudiendo ser menos exigente que el obtenido a partir de los índices de repercusión económica (IRE) y de repercusión social y ambiental (ISA) definidos en la ROM 0.0. Dicha Recomendación incluye también los procedimientos adecuados para su determinación para el modo de fallo principal, adscrito en general a estados límite últimos.

En las figuras 2.2.32 y 2.2.33, sección 2.7, se recomiendan los índices de repercusión económica (IRE) y de repercusión social y ambiental (ISA) para las obras de abrigo y, en función de ellos, la vida útil recomendada y la máxima probabilidad conjunta para los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos y de servicio, respectivamente.

2.4.3.2 Carácter operativo

El carácter operativo es un indicador de las repercusiones económicas, sociales y ambientales que se podrían producir cuando no se alcancen o se reduzcan las condiciones de operatividad en el área abrigada o protegida por el dique de abrigo o en sus accesos. Es, por tanto, indicativo de la magnitud de las consecuencias ocasionadas por las paradas operativas en la fase de servicio.

El carácter operativo será especificado por parte del promotor de la obra de abrigo, no pudiendo ser menos exigente que el obtenido a partir de los índices de repercusión económica operativo (IREO) y de repercusión social y ambiental operativo (ISAO) definidos en la ROM 0.0. Dicha Recomendación incluye también los procedimientos adecuados para su determinación para el modo principal de parada operativa.

En las figuras 2.2.34 y 2.2.35 de la sección 2.7 se recomiendan los índices de repercusión económica (IREO) y de repercusión social y ambiental (ISAO) para las obras de abrigo y, en función de ellos, la operatividad mínima recomendada y el número medio anual de paradas operativas, respectivamente. En la figura 2.2.36 de la citada sección 2.7 se recomienda la duración máxima probable de la parada operativa en función del IREO e ISAO.

2.4.3.3 Carácter en otras fases de proyecto

Para las fases y subfases de construcción, reparación y desmantelamiento también deberán definirse un carácter general y operativo, en función de las repercusiones económicas, sociales y ambientales generadas en caso de destrucción, u ocasionadas por paradas operativas de la obra durante dichas fases. También para dichas fases, el carácter de la obra será especificado por parte del promotor de la obra de abrigo mediante estudios externos, no pudiendo ser menos exigente que el obtenido mediante la aplicación de los índices IRE, ISA, IREO e ISAO definidos en la ROM 0.0. En los casos generales podrá admitirse que el ISA correspondiente a la fase y subfases de construcción sea "no significativo". Para la fase de reparación y desmantelamiento, en ausencia de precauciones específicas durante la misma, podrá adoptarse un ISA igual al que corresponda a la fase de servicio.

2.5 REQUISITOS DE PROYECTO

En cada una de las fases de proyecto, cada uno de los tramos del dique de abrigo deberá satisfacer unos requisitos mínimos de seguridad, servicio y uso y explotación, que se especifican acotando la probabilidad de excedencia frente a la seguridad y el servicio en la duración de la fase y la probabilidad de no excedencia de la operatividad en el año.

En cada fase y subfase de proyecto, la obra en su conjunto o, en su caso, cada uno de los tramos en los que se divida, así como los elementos que la constituyen, deberán cumplir los requisitos exigidos por la normativa y por el promotor en materia de seguridad, servicio y explotación en todos los estados de proyecto que puedan presentarse en la fase considerada, con el objeto de acotar las probabilidades de que se produzca un fallo o una parada operativa de la obra de abrigo en límites aceptables, definidos en función de las consecuencias del fallo o de la parada operativa. Por tanto, los requisitos de seguridad, servicio y explotación exigidos para una determinada obra o tramo de obra se definirán por medio de los siguientes parámetros (ver ROM 0.0):

- Fiabilidad: Valor complementario de la probabilidad conjunta de fallo en la fase o subfase de proyecto considerada frente a los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos.

- Aptitud para el servicio o funcionalidad: Valor complementario de la probabilidad conjunta de fallo en la fase o subfase de proyecto considerada frente a los modos de fallo adscritos a los estados límite de servicio.

- Operatividad: Valor complementario de la probabilidad de parada en la fase o subfase de proyecto considerada frente a los modos de parada adscritos a los estados límite de parada operativa.

También se usa como medida para cada uno de estos conceptos el índice de fiabilidad β que tiene con la correspondiente probabilidad de fallo o parada operativa p la siguiente relación biunívoca: $\beta = \Phi^{-1}(p)$, siendo Φ la función de probabilidad acumulada estándar normalizada.

Comentario. Si una ecuación de verificación es lineal y los términos X_1 y X_2, variables aleatorias gaussianas e independientes entre sí, el margen de seguridad $S = X_1 - X_2$ es también una variable gaussiana. El dominio de fallo se define por $S \leq 0$. Si S es una variable normal de media μ_S y desviación estandar $\beta = (S - \mu_S) / \sigma_S$, la variable reducida S se denomina índice de fiabilidad y representa el número de desviaciones típicas que separan al valor medio de la función S del origen. La probabilidad de fallo o parada $p = Pr[S \leq 0]$, se puede obtener a partir de la función de distribución de Gauss $\Phi(\beta)$, $p = 1 - \Phi(\beta) = \Phi(-\beta)$, y la fiabilidad, la funcionalidad y la operatividad de la obra o tramo frente al modo es $r = \Phi(\beta) = 1 - \Phi(-\beta)$, respectivamente.

2.5.1 Requisitos en la vida útil

En la fase de servicio o vida útil, cada tramo de la obra satisfará los siguientes requisitos de proyecto frente a la seguridad, el servicio y el uso y la explotación, de acuerdo con los siguientes apartados.

2.5.1.1 Requisitos frente a la seguridad

La seguridad mínima exigida a una obra de abrigo (o a cada tramo de la misma) frente al conjunto de estados límite últimos que puedan presentarse en la fase de servicio, es función de las consecuencias derivadas del fallo o destrucción de la misma. Estas consecuencias pueden valorarse globalmente por medio del carácter general de la obra, cuyo valor no puede ser menos exigente que el obtenido a través de los índices de repercusión económica (IRE) y de repercusión social y ambiental (ISA) (Ver apartado 2.4.3.1). En este sentido la seguridad debe ser mayor cuando las consecuencias sociales o ambientales de la rotura son más graves.

Se recomienda que la máxima probabilidad de fallo admisible para una obra de abrigo frente al conjunto de todos los posibles modos de fallo adscritos a estados límite últimos $p_{f,ELE}$, sea inferior a los valores máximos incluidos en la ROM 0.0. en función del índice de repercusión social y ambiental (ISA). De acuerdo con la ROM 0.0, en la tabla 2.2.8 se incluyen los valores aplicables a las obras de abrigo en función de estos criterios,

Tabla 2.2.8. Máxima probabilidad conjunta en la fase de servicio o vida útil para los E.L.U.

ISA	$P_{f,ELU}$	β_{ELU}
< 5	0,20	0,84
5 – 19	0,10	1,28
20 – 29	0,01	2,32
≥ 30	0,0001	3,71

En la sección 2.7 se precisan estos valores en función del ISA y del tipo de área abrigada.

Comentario. De acuerdo con la tabla citada, para las obras de abrigo se puede considerar, habitualmente, una repercusión social y ambiental no significativa o baja, y la asignación de la fiabilidad deberá apoyarse en cálculos de optimización económica, salvo cuando existan zonas de almacenamiento u operación de mercancías peligrosas adosadas al dique, o se trate de diques de defensa ante inundaciones, donde es recomendable considerar una repercusión alta o muy alta. En ningún caso la fiabilidad asignada debe ser menor que la especificada en la tabla 2.2.15.
En las obras de abrigo que dispongan de zonas de almacenamiento u operación de mercancías peligrosas o se trate de diques de defensa ante inundaciones, deberán tomarse las precauciones necesarias para evitar cualquier posible daño. Las probabilidades de fallo que se indican en la tabla 2.2.8 (10^{-2} y 10^{-3} respectivamente) son únicamente una referencia máxima formal, siendo recomendable en estos casos adoptar las fiabilidades que vienen siendo usuales en la ingeniería civil para todos y cada uno de los modos de fallo, las cuales han servido de base para el desarrollo consistente de reglas de proyecto rigurosas.

2.5.1.2 Requisitos frente al servicio

La funcionalidad mínima exigida a una obra de abrigo (o a cada tramo de la misma) frente al conjunto de estados límite de servicio que puedan presentarse en la fase de servicio, es función de las consecuencias derivadas del fallo de servicio. Para la fase de servicio o vida útil, estas consecuencias pueden valorarse globalmente por medio del carácter general de la obra, establecido de igual forma que para la fiabilidad, dado que alguno de los modos de fallo adscritos a estados límite de servicio puede provocar, igualmente que en los estados límite últimos, la necesidad de reparar para recuperar los requisitos de proyecto. De forma análoga a lo señalado para la fiabilidad, la funcionalidad o aptitud para el servicio debe ser mayor cuando las consecuencias sociales y ambientales de los fallos sean más importantes.

De acuerdo con la ROM 0.0, se recomienda que la máxima probabilidad de fallo admisible de una obra de abrigo frente al conjunto de todos los modos de fallo adscritos a estados límite de servicio $p_{f,ELS}$, sea inferior a los valores máximos incluidos en la tabla 2.2.9 en función del índice de repercusión social y ambiental (ISA) de la misma.

Tabla 2.2.9. Máxima probabilidad conjunta en la fase de servicio o vida útil para los E.L.S.

ISA	$P_{f,ELS}$	β_{ELS}
< 5	0,20	0,84
5 – 19	0,10	1,28
20 – 29	0,07	1,50
≥ 30	0,07	1,50

En la sección 2.7 se precisan estos valores en función del ISA y del tipo de área abrigada.

Comentario. Puede sorprender que, para valores bajos del ISA, las probabilidades conjuntas de fallo en los estados límite últimos y de servicio sean iguales, mientras que para los dos escalones más altos de ISA sean diferentes.
Considérese el caso del modo de fallo deslizamiento de un dique vertical. La verificación como modo de fallo adscrito a un estado límite último se realiza seleccionando un estado de oleaje extremo, por ejemplo, del régimen extremal. En este cálculo se admite que la obra falla cuando se inicia el deslizamiento. Por otra parte, la verificación como modo de fallo adscrito a un estado límite de servicio se realiza definiendo un estado de oleaje umbral a partir del cual la probabilidad de que el cajón deslice es significativa y evaluando la probabilidad de fallo y la longitud desplazada en todos los estados por encima del umbral. En este caso el criterio para definir el fallo es que el desplazamiento total acumulado no supere un valor preestablecido.

Desde esta perspectiva, el cálculo por estados límite último se puede entender como un caso particular en el que el umbral seleccionado es el máximo estado de oleaje. En cualquier caso es claro que ambos cálculos deberían ser análogos y llegar a las mismas dimensiones del cajón. En consecuencia, las probabilidades conjuntas de fallo deben ser análogas para aquellos modos en los que el fallo progresivo no ocasionan pérdidas de vidas humanas o daños ambientales graves, es decir, ISA<20. A falta de criterio mejor y teniendo en cuenta que, en general, las obras marítimas tienen ISA bajo los valores propuestos se antojan como una primera elección razonable.
Por otra parte, la falta de experiencia en el cálculo por estados límite de servicio para los ISA altos y a la espera de una información mejor, se decidió adoptar la misma probabilidad de fallo para los dos escalones de ISA mas altos.

2.5.1.3 Requisitos frente a los modos de parada

La operatividad mínima exigida a una obra de abrigo (o a cada tramo de la misma) frente al conjunto de estados límite de parada operativa que pueden presentarse en la fase de servicio, así como el número medio de paradas y la duración máxima de una parada, es función de las consecuencias derivadas de la parada operativa. Para la fase de servicio, estas consecuencias pueden valorarse globalmente por medio del carácter operativo de la obra, cuyo valor no puede ser menos exigente que el obtenido a través de los índices de repercusión económica operativo (IREO) y de repercusión social y ambiental operativo (ISAO) que le correspondan (Ver apartado 2.4.3.2.). En este sentido, la operatividad debe ser mayor cuando las consecuencias económicas de la parada operativa sean importantes.

En la sección 2.7 se precisan los valores de la operatividad mínima, el número medio de paradas y la duración máxima admisible de una parada en función del IREO y del ISAO y del tipo de área abrigada.

OPERATIVIDAD MÍNIMA

En el intervalo de tiempo que se especifique, que en general será un año medio de la vida útil, se recomienda que la operatividad mínima admisible para el área abrigada o protegida por una obra de abrigo y, en su caso, sus accesos, frente al conjunto de todos los posibles modos de parada operativa $r_{f,ELO}$ sea superior a los valores mínimos incluidos en la ROM 0.0 en función del índice de repercusión económica operativo (IREO), tabla 2.2.10.

Tabla 2.2.10. Operatividad mínima en la fase de servicio

IREO	Operatividad $r_{f,ELO}$	β_{ELO}
≤ 5	0,85	1,04
6 – 20	0,95	1,65
> 20	0,99	2,32

Respetando los límites inferiores que le correspondan de acuerdo con esta tabla, la operatividad más conveniente para cada caso deberá deducirse a partir de estudios de optimización económica.

NÚMERO MEDIO DE PARADAS

En el intervalo de tiempo que se especifique, que en general será un año medio de la vida útil, se recomienda que la suma del número medio de paradas operativas admisible, N_m, para el área abrigada o protegida por una obra de abrigo y, en su caso, sus accesos, frente a todos los modos adscritos a los estados límite de parada operativa, sea inferior a los valores máximos incluidos en la ROM 0.0 en función del índice de repercusión social y ambiental operativo (ISAO), tabla 2.2.11.

Tabla 2.2.11. Número medio de paradas operativas en el intervalo de tiempo

ISAO	Número
< 5	10
5 – 19	5
20 – 29	2
≥ 20	0

Tal y como se ha señalado para la operatividad mínima, respetando los límites superiores que le correspondan de acuerdo con esta tabla, el número de paradas más conveniente deberá deducirse a partir de estudios de optimización económica.

Duración máxima de una parada

En el intervalo de tiempo que se especifique, que en general será un año medio de la vida útil, la duración máxima más probable de una parada operativa $(t_{máx})$ no podrá exceder el valor en horas consignado en el cuadro 2.2.12 en función del IREO e ISAO, de acuerdo con los criterios previstos en la ROM 0.0.

Tabla 2.2.12. Valor más probable de la duración máxima de una parada operativa (horas)

IREO \ ISAO	< 5	5 – 19	20 – 29	≥ 30
≤ 5	24	12	6	0
6 – 20	12	6	3	0
≥ 20	6	3	1	0

Comentario. Los valores de la tabla 2.2.12 se aplican en el supuesto de que se ha producido la parada operativa. Obsérvese que, en general, bastará con satisfacer dos de los requisitos de operatividad para que el tercero se satisfaga automáticamente.

2.5.1.4 Requisitos cuando se producen cambios de uso y explotación

En los casos en que durante la vida útil de la obra, ampliada o no, se prevean cambios de uso y explotación, los requisitos de seguridad, funcionalidad y operatividad exigidos para esta etapa deberán revisarse de acuerdo con las nuevas condiciones de explotación, definiendo nuevamente el carácter general y operativo de la obra asociado con dichas condiciones y fijando los nuevos requisitos de proyecto exigidos correspondientes a los mismos, de acuerdo con lo dispuesto en los apartados anteriores.

2.5.1.5 Requisitos cuando se produce una entrada parcial en servicio

En los casos en los que durante la fase de construcción, el dique o tramo de dique entre transitoriamente en servicio, la probabilidad de fallo admisible durante esta fase transitoria será la que se especifique en el proyecto, habiendo considerado las consecuencias sociales y ambientales del fallo en esta situación e incluyendo las condiciones relacionadas con la construcción. En cualquier caso, será igual o inferior a la dada en la tabla 2.2.8 para el ISA que le corresponda y los estados límites considerados.

2.5.2 Requisitos durante otras fases de proyecto

En las fases de construcción, reparación y desmantelamiento cada tramo de obra también deberá satisfacer requisitos de proyecto frente a la seguridad, el servicio y, en algunos casos, el uso y la explotación. Al igual que durante la vida útil, la seguridad, funcionalidad y operatividad mínimas exigidas en estas fases serán función de las consecuencias derivadas del fallo y, en su caso, de la parada operativa durante las mismas. Estas consecuencias podrán valorarse igualmente siguiendo unos criterios análogos a los de la vida útil, basados en la evaluación de unos IRE, ISA, IREO e ISAO parciales.

A tal efecto se recomienda "discretizar" la obra en intervalos de tiempo y sus correspondientes subfases constructivas, de reparación y de desmantelamiento del tramo y para cada uno de ellos evaluar su carácter. Se recomienda que las máximas probabilidades de fallo admisibles en estas fases sean inferiores a los valores máximos incluidos en la ROM 0.0 en función del índice de repercusión social y ambiental (ISA) parcial que le corresponda. A su vez la operatividad deberá ser mayor que los valores mínimos incluidos en la ROM 0.0 en función del IREO parcial que le corresponda.

Una vez finalizada la construcción o la reparación del tramo la probabilidad de fallo y parada deberá ser la del proyecto. De esta manera se puede secuenciar la satisfacción del tramo de los requisitos de proyecto.

2.5.2.1 Fiabilidad y funcionalidad en otras fases de proyecto

Para las fases de construcción, reparación y desmantelamiento, en general, las repercusiones sociales y ambientales en caso de fallo no son significativas, por lo que la fiabilidad y funcionalidad adoptadas se podrán determinar por criterios de optimización económica. No obstante, en algunos casos, en particular en obras cercana a núcleos de población, entornos ambientales sensibles etc, los factores sociales y ambientales pueden no ser despreciables y deberán tenerse en cuenta siguiendo el procedimiento general recomendado y que se desarrolla en la sección 2.6.

2.5.2.2 Operatividad en otras fases de proyecto

En lo que respecta a la operatividad durante la fase de reparación será el promotor el que fije si debe limitarse aquella total o parcialmente, por lo que no serán de aplicación en estos casos los valores mínimos de operatividad exigidos para la fase de servicio. A tal efecto puede servir de orientación el procedimiento general recomendado en la sección 2.6. En las fases de construcción, salvo la entrada parcial en servicio, y en la fase de desmantelamiento no hay habitualmente uso y explotación de las instalaciones.

2.5.3 Cálculo de la probabilidad conjunta de fallo o parada en una fase

El conjunto de modos de fallo o parada tanto si son mutuamente excluyentes como si no lo son, satisfacen el requisito de proyecto frente a la seguridad, el servicio y el uso y la explotación, si la superposición lineal de las probabilidades de ocurrencia en la fase de proyecto es menor o igual que la probabilidad conjunta de fallo o parada exigible en el proyecto. Es decir,

$$\sum_{j=1}^{N} p_{f,EL,j} \leq p_{f,EL} \tag{2.38}$$

donde $p_{f,EL,j}$ es la probabilidad de fallo del modo en la fase de proyecto, y $p_{f,EL}$ es la probabilidad de fallo o parada del conjunto de los N modos de fallo o parada adscritos a los estados límite últimos o de servicio y de parada operativa, respectivamente [(26)].

(26) En lo sucesivo se omite el subínidce indicativo del estado límite, EL.

Sólo en los casos en los que dos o más modos ocurran con los mismos valores de los agentes, se podrá considerar su probabilidad de fallo o parada individual igual y su contribución a la probabilidad conjunta se computará una sola vez.

Comentario. Si los N modos principales son mutuamente excluyentes, la probabilidad de que ocurra al menos uno de ellos al menos una vez en la vida útil es

$$p_f^* = \sum_{i=1}^{n_p} p_{f,EL,i} \leq p_{f,EL} \tag{2.39}$$

Si los n_p modos no son mutuamente excluyentes y son independientes, la probabilidad de fallo del conjunto de los modos es

$$p_f^* = 1 - \prod_{i=1}^{n_p} \left(1 - p_{f,EL,i}\right) \approx \sum_{i=1}^{n_p} p_{f,EL,i} \tag{2.40}$$

Si los n_p modos no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente dependientes con correlación positiva la probabilidad conjunta de fallo está acotada superiormente y tiene el siguiente límite superior,

$$p_{f;Sup} = 1 - \prod_{i=1}^{n_p} \left(1 - p_{f,EL,i}\right) \lesssim \sum_{i=1}^{n_p} p_{f,EL,i} \tag{2.41}$$

es decir, el límite superior es el valor complementario del producto de la no ocurrencia de cada uno de los modos individuales. Este límite puede acotarse un poco más; p.ej. si se consideran sólo tres modos de fallo principales, $N = 3$, operando se obtiene,

$$p_{f;Sup} = 1 - \left\{1 - \left(p_{f,1} + p_{f,2} + p_{f,2}\right) + \left(p_{f,1}p_{f,2} + p_{f,1}p_{f,3} + p_{f,2}p_{f,3} - p_{f,1}p_{f,2}p_{f,3}\right)\right\} \tag{2.42}$$

y, teniendo en cuenta que los valores de las probabilidades son pequeños, sus productos serán un orden de magnitud inferior al de ellas, por tanto,

$$p_{f;Sup} \lesssim p_{f,EL,1} + p_{f,EL,2} + p_{f,EL,3} = \sum_{i=1}^{n_p} p_{f,EL,i} \tag{2.43}$$

Por otra parte, la probabilidad de fallo del conjunto de los modos tiene el siguiente límite inferior, $p_{f,Inf}$

$$p_{f,\mathrm{Im}\,f} = \max_{i=1}^{n_p} \left(p_{f,EL,i}\right) \tag{2.44}$$

La probabilidad conjunta de fallo del tramo de obra en la fase de proyecto considerada frente a los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos o de servicio satisface la siguiente desigualdad,

$$\max_{i=1}^{n_p} \left(p_{f,EL,i}\right) \lesssim p_{f,EL}^* \lesssim \sum_{i=1}^{n_p} p_{f,EL,i} \tag{2.45}$$

En consecuencia, el requisito de proyecto se satisface siempre que el valor de la probabilidad conjunta de fallo $p_{f,ELU}^*$ sea menor que el valor dado en el cuadro 2.8, $p_{f,ELU}$, es decir

$$p_{f,ELU}^* \lesssim \sum_{i=1}^{n_p} p_{f,EL,i} \leq p_{f,ELU} \tag{2.46}$$

Análogamente, para los estados límite de servicio, cuadro 2.2.9.
Además, para los estados límite operativos, el valor complementario de la suma de las probabilidades de ocurrencia de los modos de parada principales en el año, será igual o superior al valor de la operatividad recomendada en el cuadro 2.2.10.
En los tres supuestos de conjunto completo con: (1) modos mutuamente excluyentes o (2) modos no mutuamente excluyentes y dependientes y (3) modos no mutuamente excluyentes e independientes, la suma de las probabilidades de ocurrencia de los modos individuales es una cota superior de la probabilidad conjunta.
Por otra parte, el hecho de que la probabilidad adjudicada a cada modo de fallo individual dependa del número de modos no significa un sobredimensionamiento de las secciones sino, simplemente, el recono-

cimiento de que a igualdad de requisitos de proyecto esa sección tiene más "elementos débiles" (y, por tanto, todos ellos contribuyen al posible fallo) que otra sección con menos modos de fallo. En este sentido, si fuera factible por razones económicas, lo más conveniente sería que hubiera el menor número posible de modos de fallo o parada categorizados como principales.
En consecuencia, para poder verificar el requisito que el conjunto de los modos de fallo o parada satisfacen en la fase de proyecto que su probabilidad está acotada, es necesario repartir la probabilidad conjunta, adscribiendo a cada modo una probabilidad de ocurrencia. Para ello es necesario construir los conjuntos completos de modos de fallo o parada.

2.5.3.1 Probabilidad conjunta, conjunto completo y diagrama de modos

Cualquiera que sea el método a aplicar para obtener el reparto de la probabilidad conjunta, se deberá iniciar con la descripción y caracterización del conjunto de modos y su ordenación en diagramas, de acuerdo con lo recomendado en la sección 2.3.2. A estos efectos, los modos de cada tipología se describen en apartados específicos de estas Recomendaciones, y se incluye un apartado al final de este capítulo con los modos de fallo de un dique vertical adscritos a los estados límite últimos.

Este primer paso busca simplificar y reducir la complejidad del proceso de cálculo, y debe orientarse con el objeto de seleccionar el número mínimo de modos necesario y suficiente que contribuye realmente a la probabilidad conjunta de fallo o parada de la obra durante su vida útil. Aun cuando esta selección puede simplificar notablemente el trabajo, precisamente por ello se deberá prestar especial atención en su desarrollo, para que las hipótesis establecidas a priori no condicionen en exceso el resultado final.

Se recomienda proceder de la siguiente forma: análisis de la ocurrencia excluyente y discusión de la dependencia estadística de los modos; finalmente, se formará el conjunto completo y se ordenarán en diagramas en serie, y en su caso en redundantes o paralelo y mixtos.

Ocurrencia excluyente y dependencia estadística. Del conjunto completo de modos se identificarán aquellos mutuamente excluyentes, es decir cuya ocurrencia de uno excluye la ocurrencia de los otros, y aquellos que no lo son. En este último caso, se indicará si son independientes en sentido estadístico, es decir, si la probabilidad de ocurrencia de dos o más modos es igual al producto de sus probabilidades marginales. En otro caso, los modos serán dependientes, recomendandose explicitar si están correlacionados positiva o negativamente [(27)]. Si la correlación es positiva, el fallo o parada de un modo coincide con el fallo o parada del otro. Si la correlación es negativa, el fallo o parada de un modo se corresponde con el no fallo o no parada del otro.

Para el reparto de la probabilidad conjunta, salvo justificación expresa, se describirán los N modos de fallo o parada en la fase de proyecto necesarios para constituir un conjunto completo [(28)] y en el supuesto de que son mutuamente excluyentes.

Este conjunto se organizará según diagramas en serie, en paralelo o compuesto [(29)] (apartado 2.9.4.1 de la ROM 0.0). Un diagrama en serie incluye los modos cuya ocurrencia individualizada determina el fallo o la parada del tramo. Un diagrama en paralelo (también llamado redundante) incluye aquellos modos para los que se puede considerar que la sección ha fallado o parado cuando ocurren el fallo o la parada de los dos o más modos redundantes. En un diagrama compuesto se considera que la sección falla cuando se produce al menos uno de los modos en serie o al menos uno del subconjunto de los modos redundantes.

(27) En obras marítimas y portuarias, si los modos de fallo y parada no son mutuamente excluyentes y si son estadísticamente dependientes, en general su correlación es positiva.
(28) El conjunto es completo cuando todos los posibles mecanismos y formas de fallo de la tipología quedan descritos y caracterizados de forma unívoca mediante ese conjunto de modos.
(29) En general, en las obras marítimas y portuarias los modos de fallo se organizan en un diagrama en serie, es decir, es suficiente que ocurra un modo para considerar que el tramo de obra ha fallado o parado.

Comentario. Los diagramas ayudan a visualizar el comportamiento del tramo de obra y son una ayuda en su dimensionamiento. Por ejemplo, en un dique en talud un diagrama en serie de los modos de fallo está formado, entre otros, por deslizamiento y vuelco de la superestructura, extracción de las piezas del manto principal del cuerpo central y extracción de las piezas de la berma de pie de la cimentación. Es habitual que el manto principal se construya con dos capas de piezas; cuando salen piezas de la primera quedan expuestas las piezas de la segunda capa, que fallarán puesto que su apoyo y fricción es proporcionado por un manto (secundario) de piedras con un tamaño menor. No obstante, es posible construir un dique en talud en el que el modo de fallo "extracción del manto principal" sea redundante o en paralelo; para ello, es suficiente construir el manto con tres capas de piezas. Deben fallar las dos primeras capas para que se produzca el fallo del manto (aparición de la última capa de piezas).

El comportamiento del tramo queda, por tanto, recogido en los conjuntos completos de modos que definen todos los fallos posibles cuya ocurrencia tiene incidencia significativa en la seguridad, el servicio, y el uso y explotación. Siempre que sea posible, los modos deben ser excluyentes. En otro caso, el conjunto completo debe contener los sucesos que contienen la ocurrencia de dos o más modos.

Las limitaciones de este procedimiento son obvias, y es por ello adecuado preferentemente para el análisis de modos de fallo adscritos a estados límite últimos, que por sí solos producen el fallo de la obra, y sólo se solventan mediante la reparación urgente e inmediata del tramo para evitar su ruina.

No obstante, evaluar la evolución del comportamiento de la obra durante su vida útil es harto difícil en el estado actual del conocimiento, por lo que este esquema de trabajo también se puede aplicar a modos de fallo adscritos a estados límite de servicio.

Clasificación de los modos a los efectos de su verificación

A los efectos de su verificación los modos de fallo o parada se clasificarán en,

1. Modos que deben ser verificados por otros Códigos, Instrucciones y Recomendaciones
2. No principales y principales susceptibles de ser transformados en no principales
3. Principales.

Modos verificados por otros Códigos, Instrucciones y Recomendaciones. Del conjunto de modos se seleccionarán los que implique la aplicación obligada de Códigos e Instrucciones o de otras Recomendaciones, y en general se verificarán mediante métodos deterministas. Los restantes modos del conjunto se clasificarán en principales y no principales. La probabilidad de ocurrencia en la vida útil de los modos verificados por la aplicación de Normas de obligado cumplimiento se podrá suponer que su contribución a la probabilidad conjunta de fallo en la vida útil es despreciable.

Comentario. En diques de abrigo, este apartado puede afectar a los modos (a) relacionados con el comportamiento estructural de una parte o de un elemento y verificados mediante la aplicación de la EHE y otros códigos, y (b) relacionados con el comportamiento geotécnico y verificados mediante la aplicación de la ROM 0.5-05. En general, se podrá suponer que el orden de magnitud de la probabilidad de fallo de un modo calculado por códigos de obligado cumplimiento (aplicando métodos deterministas) es inferior a 10^{-4}.

No obstante, cuando la dinámica marina desempeñe un papel predominante en la ocurrencia del modo de fallo estructural o geotécnico, se deberá realizar un análisis específico, ya que por criterios económicos puede ser que estos modos de fallo no deban considerarse como no principales. Entonces deberá justificarse expresamente el método y los criterios de verificación, de acuerdo con los mecanismos previstos para dichos casos en los citados Códigos e Instrucciones. En esta Recomendación se indican aquellos casos en los que esta salvedad puede ser relevante, así como los procedimientos a utilizar.

A este respecto, es conveniente resaltar que en algunos Códigos se indica que se asocie la probabilidad de ocurrencia de un modo de fallo o parada a la probabilidad de excedencia del agente predominante en la consecución del modo. En el caso de las obras marítimas, esta hipótesis puede no ser adecuada y se recomienda evaluar la probabilidad de ocurrencia del modo considerando la incertidumbre del conjunto de factores de proyecto que intervienen en la ecuación de verificación.

Modos no principales. Un modo tendrá la consideración de no principal cuando con pequeños incrementos de los costes totales de la obra se puede mejorar significativamente la fiabilidad, funcionalidad u operatividad del tramo frente a él.

Se dimensionará el tramo frente a los modos no principales de tal forma que su probabilidad de ocurrencia en la vida útil sea muy pequeña y que no contribuye en la probabilidad conjunta del tramo en la vida útil.

Comentario. Para realizar esta comprobación se puede aplicar un método de Nivel II (ROM 0.0 secciones 6.3 y 6.6) que, además de evaluar la probabilidad de fallo del modo en el estado, proporciona información sobre la importancia de cada uno de los factores en el resultado, al cuantificar la sensibilidad de la probabilidad de fallo a pequeños cambios de los valores de los agentes y de los parámetros que intervienen en la ecuación de verificación.
Con estos supuestos, el reparto de la probabilidad conjunta afectará sólamente al conjunto de los modos de fallo o parada principales, de tal forma que la suma de sus probabilidades de ocurrencia individuales deberá ser igual o menor que los valores recomendados en los cuadros 2.2.8 a 2.2.12.
El valor umbral de la probabilidad de excedencia fijada en "inferior a 10^{-4}" debe entenderse como el orden de magnitud por debajo del cual ésta es despreciable. En consecuencia el resultado de la suma de las probabilidades de ocurrencia de modos de fallo no principales es del mismo orden de magnitud que el de cada sumando. En otras palabras, la probabilidad de presentación en la vida útil de un modo no principal se puede considerar un infinitésimo y la suma de infinitésimos es otro infinitésimo.

Modos principales. Una vez identificados los modos a verificar mediante otros Códigos, Instrucciones y Recomendaciones y los modos no principales, el resto de modos se considerarán como principales. En consecuencia, los modos de fallo y parada para los que mejorar la fiabilidad, funcionalidad u operatividad del tramo de obra sea difícil, o realizable únicamente mediante aumentos muy importantes de los costes de la obra, se denominan modos principales.

A efectos prácticos, se debe considerar que los modos principales son mutuamente excluyentes y son los únicos y determinantes en el cómputo de la probabilidad conjunta. En los apartados específicos de esta Recomendación se incluyen los correspondientes diagramas de fallo y parada para cada tipología de obra de abrigo, y se señalan los modos de fallo y parada que suelen ser principales y los modos que pueden ser no principales o susceptibles de convertirse en ellos.

Comentario. En los tres supuestos de conjunto completo con: (1) modos mutuamente excluyentes o (2) modos no mutuamente excluyentes y dependientes y (3) modos no mutuamente excluyentes e independientes, la suma de las probabilidades de ocurrencia de los modos individuales es una cota superior de la probabilidad conjunta.

2.5.4 Métodos para el reparto de la probabilidad conjunta

El reparto de la probabilidad conjunta es facultad del proyectista quien debe dimensionar el tramo en términos de la razón y ser estructurales y formales y de su comportamiento frente a los agentes. Este comportamiento se concreta en los modos de fallo o parada cuya ocurrencia implica consecuencias económicas y sociales y ambientales. Por tanto, dado que el reparto de la probabilidad conjunta conlleva tomar decisiones que tienen consecuencias, dicho reparto debe formar parte del análisis y la evaluación del Proyecto de Inversión Portuaria.

Con carácter general, este análisis debe hacerse en el ámbito de la teoría de la decisión y mediante la aplicación de técnicas de optimización de una función objetivo sujeta a restricciones; entre otras, la satisfacción de (1) los valores de la probabilidad conjunta recomendados en los cuadros 2.2.1, 2.2.9 ó 2.2.10, (2) las rentabilidades económicas y financieras del Proyecto de Inversión y sus consecuencias sociales, y (3) los requisitos ambientales especificados en el correspondiente análisis de impacto ambiental y en las Recomendaciones específicas [30], ROM 5.0 y 5.1.

(30) La ROM 5.0 "Estudio de Impacto Ambiental en las Obras Marítimas y Portuarias" está actualmente ya en redacción. La ROM 5.1-05 "Calidad del Agua en Áreas Portuarias y Litorales" ha sido publicada en diciembre 2005.

2.5.4.1 Análisis del Proyecto de Inversión e información necesaria

Corresponde al promotor de la obra, público o privado, proporcionar la información necesaria para definir y optimizar la función objetivo que valora la importancia económica y social y ambiental del tramo de obra, y las consecuencias del fallo.

Esta valoración del Proyecto de Inversión se enfrenta al problema de optimización de la rentabilidad económica y financiera en su vida útil y los efectos económicos de las operaciones y los agentes involucrados, cuantificando la inversión de establecimiento y de conservación y explotación sujeta a las restricciones de los parámetros técnicos y los arcos de las cadenas del transporte. Entre otras, se pueden optimizar la función VAN_{eco} o VAE_{eco}.

No obstante, en general estos métodos no valoran los beneficios de los aspectos ambientales, sino que solamente se consideran los costes de inversión y de conservación y explotación necesarios para garantizar el cumplimiento de los requisitos ambientales.

En la actualidad, la valoración de las consecuencias ambientales de forma similar a la que se realiza para las consecuencias (beneficio-coste) económica y social no es un acto trivial, aunque cabe esperar que en un futuro próximo (31) sea posible, en consecuencia, en estas Recomendaciones, en ausencia de un método adecuado, se propone mantener la valoración de las consecuencias ambientales por medio del ISA, que es un indicador de su importancia.

Comentario. La rentabilidad económica (o financiera) del tramo y del conjunto de tramos de la obra se puede abalizar estimando el valor neto económico del proyecto. A tal efecto, tomando valores monetarios constantes, se calculan para cada año de la vida útil, a precio de mercado, las variaciones de los excedentes económicos de todos los agentes afectados por el proyecto, mediante la ecuación:

$$VN_{eco,t} = (\nabla EO - \nabla INV)_t + \nabla(CO - PM)_t + \nabla ECL_t \tag{2.47}$$

donde $VN_{eco,t}$ es el valor neto económico en el año t y las variaciones se expresan por,
∇EO : el excedente de los Operadores (Autoridad Portuaria).
∇INV : los costes de inversión de establecimiento del proyecto.
$\nabla(CO - PM)$: las diferencias de los costes de oportunidad y los precios del mercado.
∇ECL : el excedente de los clientes.
El valor actual neto económico VAN_{eco} y el valor anual equivalente económico VAE_{eco} se obtienen mediante la siguiente ecuación,

$$VAN_{eco} = \sum_{t=x}^{X} \frac{VN_{eco,t}}{(1+r)^{t-x}} \tag{2.48}$$

$$VAE_{eco} = \frac{VAN_{eco}}{\sum_{t=x}^{X}(1+r)^{t-x}} \tag{2.49}$$

donde X es el año horizonte, que como máximo será la vida útil del tramo $(X < V)$ y x es el año en el que se generan los primeros costes imputables al proyecto de inversión. Finalmente, r es la tasa social de descuento para la actualización de los flujos.
Es obvio que la aplicación de estos métodos no está exenta de incertidumbre, por lo que suele ser habitual incluir en ellos un análisis de riesgos e incertidumbre del proyecto de inversión, entre otros, (1) análisis de sensibilidad directa, analizando los resultados para tres supuestos o casos: central, favorable y desfavorable; (2) análisis de sensibilidad inversa, calculando el valor que debería tomar una variable concreta para que el VAN o el VAE tome un valor determinado y (3) análisis estadístico de riesgos mediante la consideración probabilística de la incertidumbre y las funciones de distribución para los indicadores de la evaluación, VAN o VAE, aplicando simulación de Montecarlo.

(31) En la aplicación de la Directiva Marco del Agua (DMA) y las que, a su amparo, se están redactando en la actualidad, por ejemplo, la Directiva frente a Inundaciones, proponen establecer métodos de valoración Beneficio-Coste de los aspectos ambientales.

En esta recomendación se propone calcular los daños esperados mediante técnicas estadísticas de diversa complejidad. En estos cálculos es muy conveniente incluir la influencia de los ciclos económicos en los parámetros de la inversión, en concreto, en la tasa social de descuento y, en su caso, en los excedentes de los operadores y clientes por variación del volumen del negocio.

2.5.4.2 Métodos recomendados

Se propone que el reparto de la probabilidad se realice al amparo de la evaluación de las repercusiones económicas y sociales y ambientales del Proyecto de Inversión en la vida útil. A tal efecto se proponen tres métodos de diferente complejidad:

- Optimización del Beneficio-Coste total en la vida útil.
- Optimización del Coste total de la obra de abrigo en la vida útil.
- Análisis del coste total anual de la obra de abrigo para tres supuestos de reparto.

Con la información obtenida por cualquiera de los tres métodos, más la obtenida para el resto de los tramos, los procesos constructivos y el grado de cumplimiento de las rentabilidades económicas y finacieras previstas, se tomará la decisión más conveniente para los intereses del Proyecto de Inversión.

En los dos primeros métodos, el reparto de la probabilidad se obtiene como uno de los resultados del proceso de optimización; el tercer método, por ello más simple y recomendado con carácter general, se inicia mediante el establecimiento a priori de los supuestos de reparto que satisfacen el requisito de proyecto, seguidamente se dimensiona el tramo y se calculan los costes totales.

Siguiendo la ROM 0.0 se recomienda optimizar (maximizar) económica, y social y ambiental la función objetivo: beneficio total menos coste total $[B_T - C_T]$, aplicando técnicas de programación [32] avanzadas y específicas para este tipo de problemas. El resultado del análisis son los valores de la función objetivo y la probabilidad asociados a cada modo. Estos métodos deben de aplicarse cuando el carácter de la obra se correponda a un ISA alto y muy alto y un IRE alto.

Cuando las consecuencias social y ambiental sean bajas o no sean significativas puede ser suficiente optimizar (minimizar) la función objetivo: coste total de la obra en la vida útil $[C_{T,V}]$. Los costes del tramo deben incluir los costes de inversión de establecimiento del Proyecto, los costes de conservación y explotación y, finalmente, los costes esperados por daños en la vida útil. Entre los primeros se deben incluir, con sus calendarios correspondientes, todos los costes fijos necesarios para (1) la realización y puesta en servicio del Proyecto, (2) las reposiciones, adaptaciones y ampliaciones que sean necesarias en la vida útil, y (3) las reposiciones y correcciones ambientales requeridas. Los costes de conservación y explotación incluyen, con sus calendarios correspondientes, todos los necesarios para que el tramo proporcione las condiciones adecuadas de uso y explotación del área portuaria y, en su caso, de sus instalaciones.

No obstante, con carácter general para las obras de abrigo se recomienda repartir la probabilidad conjunta de fallo entre los modos principales mutuamente excluyentes mediante la valoración de (1) el coste total anual del tramo $[C_{T,anual}]$, incluyendo los de los daños probables anuales, (2) el conjunto de tramos de la obra y (3) los procesos constructivos. Mediante diferentes repartos de probabilidad se podrá decidir por aquellas soluciones que se aproximen a los costes totales mínimos.

Comentario. En teoría de la decisión es habitual optimizar la función objetivo riesgo. En ella, la probabilidad se emplea para ponderar las consecuencias del fallo o parada y determinar de esa forma el valor medio del riesgo bayesiano (probabilidad por consecuencias). Cada reparto de probabilidad es una decisión y comporta un valor del riesgo. Este proceso se puede representar mediante un árbol de decisiones

(32) Entre estas se encuentras GAMS (General Algebraic Modeling System) que es un software concebido expresamente para problemas de optimización con un gran número de variables y restricciones.

que se inicia con un nodo que indica la probabilidad conjunta que se debe satisfacer y del que salen los diferentes repartos (ramas) de la probabilidad. Cada decisión comporta un valor estimado del riesgo conjunto.
Por otra parte, el reparto de la probabilidad conjunta por técnicas de optimización es muy recomendable en los casos de diques de abrigo que se ubican en grandes profundidades o donde la altura de ola no está limitada por la rotura por fondo. El número de combinaciones de estados de oleaje y de nivel del mar que pueden ocasionar fallos en las diferentes partes y elementos del dique y, por tanto, contribuir significativamente a la probabilidad conjunta de fallo puede ser muy elevado. En cualquier caso, se debe tener siempre en cuenta que una probabilidad de fallo baja no garantiza que el fallo no ocurra sino que informa de que la posibilidad de que ocurra es pequeña.

2.5.4.3 Reparto a priori de la probabilidad y cuantificación del coste total anual del tramo

Con carácter general se podrá repartir la probabilidad conjunta aplicando el siguiente método que evalua el coste total anual para el conjunto de los tramos de la obra y los procesos constructivos.

Se inicia el cálculo estableciendo a priori unos supuestos o decisiones de reparto de la probabilidad que satisfagan el requisito de la probabilidad conjunta. Seguidamente se dimensiona la sección para cumplir el reparto de probabilidad. A continuación se calcula el coste total de la inversión como la suma del coste esperado de los daños anuales producidos por cada uno de los modos principales y el coste anual equivalente de la inversión.

En resumen, la aplicación de este método consta de los pasos siguientes,

1. Descripción y caracterización del conjunto de modos de fallo y parada.
2. Clasificación de los modos y selección de los modos principales considerados mutuamente excluyentes.
3. Distribución de la probabilidad conjunta entre los modos de fallo principales.
4. En su caso, ponderación del resultado anterior mediante la valoración de la incertidumbre en el comportamiento de la obra y en los procesos de verificación, analítico o experimental, y de las teorías que los formulan, de los datos, del estado del conocimiento y de la experiencia del proyectista y constructor.
5. Dimensionamiento de la sección y cálculo del coste total anual del tramo, incluyendo el coste anual de la inversión y el coste esperado por los daños anuales utilizando las funciones de distribución de los agentes predominantes.
6. Finalmente, entre las soluciones posibles se elegirá una para cada tramo una vez evaluado el coste total de la obra teniendo en cuenta el conjunto de los tramos de la obra y sus transiciones, los procesos constructivos y los materiales disponibles.

Comentario. Para evaluar los costes totales anuales de una obra es necesario proceder a su dimensionamiento y para dimensionar es necesario optar por un valor de los agentes predominantes y demás factores de proyecto que, en el caso de que su ocurrencia y magnitud sean aleatorias deberá hacerse eligiendo una probabilidad de excedencia. Si se conoce por experiencias previas el tanto por ciento de repercusión económica de cada modo de fallo principal en los costes totales anuales de la obra, el proceso se podrá iniciar repartiendo la probabilidad conjunta entre modos en función de aquella repercusión. Si se hace en función de los costes de los daños probables anuales adimensionalizados por el coste total anual de la obra, el reparto es más sesgado.
Cuando no haya experiencia previa o se tenga dudas de su validez, se recomienda obtener el reparto de probabilidad optimizando el coste total anual mínimo aplicando técnicas habituales en teoría de la optimización o procediendo por tanteos a partir de unos pocos supuestos de reparto. En este segundo caso, una manera de proceder es adjudicar al modo de fallo pésimo una probabilidad muy pequeña (por ejemplo $0{,}1p_{f,V}$), al siguiente "más pésimo" una parte de la probabilidad residual que sea mayor que la anterior (por ejemplo $0{,}25p_{f,V}$), etc… Otra manera es iniciar el proceso es con el criterio contrario, es decir dando la mayor probabilidad al modo de fallo pésimo y descender en el reparto. Estos dos repartos extremos conjuntamente con el reparto isoprobable deben proporcionar la información necesaria para encontrar el reparto cuyo coste total anual sea mínimo.

Evaluación de la incertidumbre

Se recomienda que, en todos los casos, el reparto de la probabilidad conjunta se pondere [33] mediante la valoración de la incertidumbre en el comportamiento de la obra y en los procesos de verificación, analítico o experimental, de las teorías que los formulan; y del estado del conocimiento, de los datos y de la experiencia del proyectista o constructor.

Cuando el agente predominante es el mismo en la inducción de los modos principales, por ejemplo, el terreno o el medio físico climático atmosférico, marítimo etc… (es decir, sujetos a la misma incertidumbre de los datos de partida), el coeficiente de seguridad adoptado en el caso de verificación por un método de Nivel I puede tomarse como un indicador de la incertidumbre que el estado actual del conocimiento otorga a la ecuación de verificación. Por tanto, se recomienda que, a igualdad de los otros factores, la probabilidad conjunta de fallo de los modos principales con el mismo agente predominante se pondere mediante el cociente de los coeficientes de seguridad recomendados de sus respectivas ecuaciones de verificación.

Análogamente, el reparto de probabilidad entre modos principales de agentes predominantes diferentes (encuadrados, por ejemplo, en el medio físico, terreno o materiales) se ponderará evaluando (subjetiva) la calidad y la cantidad de los datos de partida, y el estado general del conocimiento y experiencia personal en la aplicación del mismo.

Comentario. La red de medidas de las oscilaciones del mar disponible en España, su continuo cotejo y comprobación por parte de Puertos del Estado, y el contraste favorable de sus métodos de análisis, confieren a los datos oceanográficos un alto nivel de confianza. Por el contrario, en general, por su propia naturaleza y por la escasa información disponible o investigada, los datos geotécnicos están rodeados de una incertidumbre significativa.

Por otra parte, las ecuaciones de verificación de los modos de fallo cuyo agente predominante es el oleaje han sido derivadas de numerosos estudios experimentales o teóricos, y han sido sometidas a diversos estudios y análisis de representatividad de los procesos que incluyen. En general, esta situación no se cumple para los modos de fallo geotécnicos en los que las oscilaciones del mar son el agente predominante en el desencadenamiento del fallo. En consecuencia, es razonable otorgar al modo de fallo "deslizamiento profundo de un suelo blando de parámetros inciertos sobre el que se apoya un dique vertical, una probabilidad de fallo más pequeña que la del modo de fallo deslizamiento rígido del dique sobre la banqueta de enrase".

Cálculo del coste esperado de los daños anuales

Ya que la vida útil de la obra, en general, se mide por años estadísticamente independientes, se recomienda calcular el coste anual total de la obra como la suma del coste esperado de los daños anuales y el coste anual equivalente de la inversión. Siempre que sea posible, los costes por daños deben de incluir los costes de reparación y por cese e influencia de las actividades económicas directamente relacionadas con la obra, ya sean oferentes de servicios creados tras su puesta en servicio o demandantes (apartado 2.11.1.2 de la ROM 0.0).

Si la parte de probabilidad conjunta atribuida a cada modo es $p_{f,EL,i}$, la probabilidad anual de ocurrencia $p_{EL,i}$ de cada uno de los modos principales de fallo $i = 1,\ldots, n_p$, se puede evaluar a partir de la ecuación,

$$p_{EL,i} = 1 - \left(1 - p_{fEL,i}\right)^{\frac{1}{V}} \tag{2.50}$$

donde V es la vida útil del tramo. El coste esperado por daños anuales para cada uno de los modos de fallo se calculará mediante,

(33) La noción más difundida de la probabilidad de un suceso es la "a priori", que se obtiene por puros razonamientos deductivos. Otra noción de probabilidad, la más aplicada en la ingeniería marítima (regímenes), es la probabilidad "a posteriori" o frecuencia relativa. Además existe la probabilidad subjetiva, donde los métodos objetivos, la teoría y las observaciones son insuficientes, incompletos o dudosos. Esta probabilidad se fundamenta en la experiencia y el juicio personal, y se materializa mediante la ponderación de los valores y los resultados.

$$C_D\left(D_{j,i}\right) \approx d\left(D_{j,i}\right) * f_{\vec{X}}\left(D_{j,i}\right) \tag{2.51}$$

donde $d(D_{j,i})$ es la función del daño del modo de fallo i, en el supuesto de reparto de probabilidad j, $f_{\vec{X}}(D_{j,i}) = dF(D_{j,i}) / dD_j$ es la función de densidad del modo $D_{j,i}$, y $p_{EL,i} = F(D_{j,i})$ es su función de distribución.

CÁLCULO DE LOS COSTES ANUALES EQUIVALENTES: INVERSIÓN Y TOTAL

El coste total anual equivalente para cada uno de los supuestos de reparto de probabilidad $(j = 1, 2, 3)$ es,

$$C_T\left(D_j\right) \approx C_{ta}\left(D_j\right) + \sum_{i=1}^{n_p} C_D\left(D_{j,i}\right) \tag{2.52}$$

donde el sumatorio evalúa los costes esperados por daños anuales producidos por cada uno de los modos de fallo y el coste anual equivalente de la inversión calculado, por ejemplo, por el método indicado en el apartado 2.5.4.1, Análisis del proyecto de Inversión.

De esta información se puede cotejar cuál de los tres supuestos de reparto de probabilidad produce un coste total anual menor y, si es necesario, realizar un nuevo supuesto de reparto para aproximarse a un coste mínimo.

Comentario. Los costes iniciales o de construcción del tramo crecen al disminuir la probabilidad de ocurrencia de los modos de fallo y parada en la vida útil, sin embargo, los daños probables decrecen con dicha probabilidad, ya que el tramo está mejor preparado para resistir ante la presentación de los agentes. Algunas de las dificultades en la aplicación de estos métodos son: la simulación de los temporales cuyo número, intensidad y duración son aleatorios; el manejo de un amplio número de variables aleatorias y deterministas; y el hecho que cada modo de fallo es en sí mismo un problema de optimización.

En muchos casos y en concreto en estudios previos, predimensionamiento y análisis de alternativas, el método de minimización económica admite simplificaciones que son muy adecuadas cuando el número de modos de fallo es pequeño y cuando las dimensiones de la obra vienen impuestas principalmente por alguno de ellos. En este caso, el coste anual de la inversión puede calcularse para unas dimensiones representativas de la obra y añadir, en cada caso, los costes esperados por daños anuales. Cuando las diferencias de las dimensiones sean significativas será necesario volver a evaluar el coste anual de inversión.

De forma simplificada, un modo de fallo ocurre por la excedencia de un cierto valor umbral del agente predominante $x \geq X_d$, y se verifica mediante una ecuación de estado $g(x) \leq 0$. Siendo $f_X(x)$ la función de probabilidad de presentación anual del agente (por ejemplo, régimen extremal de oleaje) y $d(x)$ la función del daño, el coste esperado de los daños anuales es,

$$C_D\left(x\right) = \int_{g(x)\leq 0} f_X\left(x\right) d\left(x\right) dx \tag{2.53}$$

Cuando hay N modos de fallo (mutuamente excluyentes), se puede acotar el valor de los daños probables por superposición lineal del daño anual producido por cada uno de los modos, es decir,

$$C_{D,total}\left(\vec{x}\right) \lesssim \sum_{i=1}^{N} C_{D,i}\left(\vec{x}\right) = \sum_{i=1}^{N} \int_{g\left(\vec{X}\right)\leq 0} f_{\vec{X},i}\left(\vec{x}\right) d_i\left(\vec{x}\right) d\vec{x} \tag{2.54}$$

donde $\vec{X}$ indica el conjunto de agentes que intervienen en cada uno de los modos de fallo, y $f_{\vec{X},i}(\vec{x})$ es la función de densidad de probabilidad conjunta de los agentes. Para cada uno de los modos de fallo, la integral que determina los daños probables se puede aproximar por el siguiente esquema en diferencias,

$$\begin{aligned} C_D^V\left(x\right) &= \sum_{j=1}^{\infty} \frac{d\left(x_{j-1}\right) + d\left(x_j\right)}{2} \left\{F\left(x_j\right) - F\left(x_{j-1}\right)\right\} \\ &= \sum_{j=1}^{\infty} d^*\left(x_{j-1}, x_j\right) f^*\left(x_j, x_{j-1}\right) \end{aligned} \tag{2.55}$$

donde $x_{j-1} = x_0$ se corresponde con el valor inicial del cálculo de la función de daño, $d^*(x_{j-1}, x_j)$ es el incremento anual del daño probable y $f^*(x_j, x_{j-1})$ es el valor de la densidad de probabilidad del intervalo. El superíndice indica el número de años acumulados en el cálculo del daño probable desde el final de la vida útil.

El coste anual equivalente de la inversión $C_{ta}(x)$ se puede calcular, por ejemplo, por el método indicado en el apartado 2.5.4.1, Análisis del proyecto de Inversión, con lo que el coste total anual equivalente es

$$C_T(x) = C_{ta}(x) + C_{D,total}(x) \tag{2.56}$$

Minimizando la función coste total $C_T(x)$ con respecto al valor del agente (es decir, da su probabilidad anual de excedencia), se obtienen los valores del agente predominante y la probabilidad de excedencia en el año, $Pr[x < X_d] = F(X_d)$, que es la información necesaria para calcular su probabilidad de ocurrencia en la vida útil.
Para facilitar el cálculo se recomienda construir los dos cuadros siguientes (los números son indicativos), Finalmente, la representación del coste total frente a la probabilidad de no excedencia muestra el coste total mínimo y la probabilidad de fallo adscrita al modo. Tablas 2.2.13 y 2.2.14.

Tabla 2.2.13. Cálculo de Costes anuales por los Daños

Año	$Pr[x < X_d]$ $F(X_d)$	$f^*(x_j,x_{j-1})$	Coste daños (euros*10^6)	$d^*(x_{j-1},x_j)$ (euros*10^6/año)
1	0.000	–	0.00	–
2	0.500	0.500	30	15
3	0.625	0.125	40	35
4	–	–	–	–

Tabla 2.2.14. Cálculo de los Costes anuales Totales

Año	$C_D(x)$ (euros*10^6/año)	Coste inversión (euros*10^6/año)	Coste total (euros*10^6/año)
1	$C_D^V(x)$	0	$C_D^V(x)$
2	$C_D^{V-1}(x)$ + 7,50	15	$C_D^{V-1}(x)$ + 22,50
3	$C_D^{V-2}(x)$ + 4,38	25	$C_D^{V-2}(x)$ + 29,38
4	–	–	–

Con este método simplificado se pretende reducir complejidad en el análisis de optimización de la obra, sujeto a la restricción de la probabilidad conjunta. Para ello, es necesario realizar algunas hipótesis que, en algunas circunstancias, pueden no ser totalmente correctas. En cualquier caso, el cálculo de la probabilidad de fallo, del riesgo y de los daños probables es una cota superior de sus valores.
Por otra parte, la probabilidad de fallo adscrita a cada uno de los modos evalúa la incertidumbre de la ocurrencia del modo y no de los agentes que lo provocan. En consecuencia, para evaluar la función de densidad es necesario conocer su función de distribución, para lo es necesario aplicar un método de Nivel II o III. En su ausencia, y si el modo de fallo se desencadena por la excedencia de un cierto valor del agente predominante, tal y como suele ser lo habitual en los diques de abrigo, se puede sustituir la función de distribución de la ocurrencia del modo de fallo por la función de distribución del agente predominante.
Finalmente, si todas las obras de abrigo del sistema portuario español estuviesen calculadas con el método simplificado, el coste esperado de los daños anuales de todos ellos, es un orden de magnitud de los costes que el sistema debería destinar para la conservación de su patrimonio de diques de abrigo.

2.5.4.4 Reparto en las fases de construcción, reparación y desmantelamiento

Para el reparto de la probabilidad conjunta de fallo o parada en otra fase de proyecto, se seguirá uno de los métodos recomendados para la fase de servicio aunque, en general, será suficiente aplicar el método abreviado, apartado 2.5.4.3 (34). En este caso, el método consta de los siguientes pasos,

(34) En lo sucesivo, sólo se hará referencia a la fase de construcción, pero se deberá entender que lo expuesto también es de aplicación a las fases de reparación o desmantelamiento.

1. Se describirán los modos de fallo y, en su caso de parada de la fase (o subfase) de cada tramo, y se procederá a identificar los modos no principales, los susceptibles de ser no principales, y los principales. Con ellos se formará un conjunto completo de modos mutuamente excluyentes. En general, sólo será necesario repartir la probabilidad conjunta de fallo correspondiente a los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos. Los modos principales en estas fases no tienen por qué ser los mismos que en la fase de servicio.
2. Se determinará el IRE e ISA de la fase o subfase considerando el modo de fallo pésimo del tramo, y se comparará con el IRE e ISA del tramo en la fase de servicio. La probabilidad conjunta de fallo $p_{f,EL,c}$ para los modos principales de fallo se ajustará en función de la probabilidad conjunta del tramo en la fase de servicio $p_{f,EL}$, de acuerdo con lo recomendado en los siguientes apartados. Salvo justificación expresa, la duración mínima de la fase o subfase V_c se ajustará en todos los casos a años completos.
3. Se determinará la máxima probabilidad conjunta en la fase de construcción.
4. Se repartirá la probabilidad a priori, por ejemplo en función del coste de la parte o del elemento en construcción con respecto al coste total de la sección o de la parte.
5. En su caso, se ponderará el reparto evaluando la incertidumbre.
6. Se evaluará el coste anual esperado de daños y el coste total anual
7. Se seleccionará el reparto idóneo en función de los procesos constructivos, materiales y financiación de la obra.

Exceptuando los pasos que se detallan a continuación, la ejecución de los restantes pasos se realizará tal y como se detalla en el apartado 2.5.4.3.

Máxima probabilidad conjunta en la fase de construcción.

La probabilidad conjunta de fallo en la fase de construcción estará acotada en función del ISA en servicio (o en construcción si éste fuera mayor que el de la vida útil). A tal efecto, salvo justificación, la máxima probabilidad de fallo en la duración de la fase o subfase no excederá el valor consignado en la tabla 2.2.15.

Tabla 2.2.15. Valor numérico del ISA del tramo y máxima probabilidad de fallo admisible en la fase de construcción

ISA del tramo en servicio o en construcción	Máxima $p_{f,c}$ subfase construcción
No significativo, < 5	≤ 0,20
Bajo, 5 – 19	≤ 0,10
Alto, 20 – 29	≤ 0,05
Muy alto > 30	≤ 0,01

Reparto de la probabilidad conjunta de fallo en la fase de construcción

La probabilidad conjunta se podrá repartir a partir de la minimización económica del coste total anual, apartado 2.5.4.3, teniendo en cuenta la simultaneidad y compatibilidad de los modos de fallo en el tramo y en la subfase o subtramo.

Para ello, una vez determinada la probabilidad conjunta de fallo en la fase o subfase de construcción de duración $p_{f,c}$, la probabilidad anual de fallo de cada modo se obtendrá mediante la ecuación siguiente

$$p_{c,i} \approx 1 - \left(1 - p_{f,c,i}\right)^{\frac{1}{V_c}} \tag{2.57}$$

donde $p_{f,c,i}$ es la probabilidad del modo en la fase de construcción. Seguidamente, aplicando los métodos propuestos para la vida útil se calculará el coste esperado de los daños anuales. Finalmente, se sumarán los costes esperados para cada modo de fallo y el coste anual de inversión para obtener el coste total anual del tramo en construcción. En todos los casos, se deberá satisfacer que las probabilidades de los modos principales cumplan el requisito de proyecto, tabla 2.2.15,

$$\sum_{i=1}^{n_p} p_{f,c,i,} \leq p_{f,c} \tag{2.58}$$

y, en general, que su coste total anual sea mínimo.

Comentario. Puede parecer extraño que se acote la probabilidad conjunta en una subfase de la construcción en función del ISA en la fase servicio. Esto responde a la necesidad de ofrecer garantías de que durante la obra no se producen averías que dejen "cicatrices" en la obra final. Con ello se pretende que obras de ISA bajo, alto y muy alto se acometan con medios adecuados a la importancia de la obra y a las consecuencias que puede tener su fallo.

2.6 PROCEDIMIENTO DE VERIFICACIÓN

Una vez establecidos los diagramas de los modos de fallo y parada, y realizada la partición de la probabilidad conjunta, es necesario verificar que la obra dimensionada satisface los requisitos de seguridad, servicio y uso y explotación en cada una de sus fases de proyecto. A tal efecto es necesario formular y resolver la ecuación de verificación de cada modo, y calcular la probabilidad de ocurrencia del fallo o la parada en la fase de proyecto.

2.6.1 Verificación de un modo y probabilidad de ocurrencia

La verificación de cada modo de fallo o parada de la obra y de cada uno de sus tramos, y el cálculo de su probabilidad de ocurrencia durante la vida útil (u otra fase de proyecto), se hará formulando y resolviendo la ecuación de estado. Aunque habitualmente ambos pasos (formular y resolver) se consideran uno solo, se recomienda realizarlos por separado ya que en al formular se determina el formato y la adscripción de valores a los términos de la ecuación, mientras que su resolución proporciona información sobre el cumplimiento o incumplimiento del criterio de fallo o parada y, en su caso, la probabilidad de ocurrencia. A tal efecto, se recomienda definir previamente, siguiendo la ROM 0.0:

1. Los parámetros y agentes de proyecto,
2. Las acciones de proyecto.

2.6.1.1 Formulación de la ecuación de estado

De acuerdo con la ROM 0.0, la ecuación se podrá escribir en formato de coeficiente global de seguridad o de margen de seguridad, y según la variabilidad de los factores de proyecto se recomienda una de las tres formulaciones siguientes: determinista, determinista-probabilista y probabilista.

Formulación determinista

Los valores de los agentes predominantes y no predominantes y de los parámetros serán valores nominales o deterministas. Con ellos se calcularán los términos de la ecuación de estado. La combinación de agentes, la simultaneidad de su presentación y la compatibilidad de sus valores se determinarán de acuerdo con lo recomendado específicamente en esta Recomendación y, subsidariamente, en la ROM 0.5-05 para los modos de fallo geotécnicos y en el capítulo 5 de la ROM 0.0. No obstante, el valor de los parámetros de proyecto regulados por otras Normas e Instrucciones se determinará según lo dispuesto en ellas.

Puesto que en esta formulación no se cuantifica ni la variabilidad ni la aleatoriedad de los valores de los agentes y parámetros del medio físico, se recomienda que su aplicación se restrinja a la verificación de aquellos modos de fallo o parada en los que aquellas no sean significativas para la seguridad, el servicio o el uso y explotación de la obra. En estos casos, pues, podrá admitirse que la probabilidad de ocurrencia del modo es muy baja, que este es un modo no principal y, por tanto, que no participa en el cálculo de la probabilidad conjunta de fallo.

En los apartados específicos de esta ROM para cada tipología, se proporcionan los coeficientes globales y los coeficientes parciales que intervienen en la ecuación de verificación vinculados a los valores nominales o deterministas de los factores de proyecto mas usuales. En los casos no recogidos en esta ROM se tomarán valores debidamente contrastados o justificados, bien de otras experiencias, bien de otras Recomendaciones, Normas e Instrucciones.

Comentario. Estos métodos se aplicarán principalmente a los modos de fallo estructurales de acuerdo con la Instrucción EHE y, en su caso, a los geotécnicos siguiendo lo recomendado en la ROM 0.5-05 para modos de fallo cuyo agente predominante no sea ni climático marino, ni sísmico.
No obstante, en la EHE la adscripción de algunos parámetros se hace con criterios probabilistas, siguiendo una formulación determinista-probabilista. Por ejemplo es obligatorio adscribir los valores de la resistencia a compresión simple del hormigón a partir de una función de probabilidad de dicha resistencia estimada a priori, tomando los valores característicos superior e inferior (95% y 5% respectivamente). La comprobación del modelo de probabilidad o función de distribución de la resistencia se realiza a posteriori, una vez fabricado el hormigón, tomando un número suficiente de muestras y sometiéndolas al correspondiente ensayo de rotura.

Formulación determinista-probabilista

Se determinarán los valores representativos de los parámetros y de los agentes, en particular los del medio físico climáticos y sísmicos, y los de uso y explotación y, en su caso, los del terreno, a partir de sus respectivos modelos de probabilidad, y con ellos se calcularán los valores de los términos de la ecuación de estado. En general, dichos valores representativos serán valores característicos.

La combinación de agentes, su simultaneidad de presentación y la compatibilidad de sus valores, y los coeficientes globales mínimos o parciales que intervienen en la ecuación de verificación de cada uno de los modos de fallo vinculados a los valores representativos de los factores de proyecto, se proporcionan en los apartados específicos de esta ROM correspondientes a cada tipología o, subsidariamente, en la ROM 0.5-05 para los modos de fallo geotécnicos.

En concreto, se indica expresamente la probabilidad de ocurrencia del modo que puede considerarse formalmente vinculada con los criterios adoptados para la definición de los valores representativos de los factores de proyecto, con los coeficientes parciales y de seguridad considerados.

En los casos no recogidos en esta ROM, se tomarán valores debidamente contrastados o justificados, bien de otras experiencias, bien de otras Recomendaciones, Normas e Instrucciones.

Se recomienda que, cuando el término de la ecuación de verificación evalúe la acción de un agente del medio físico, el valor del coeficiente parcial del término incorpore, además, una cuantificación de la incertidumbre de la ecuación y del sesgo del término. Se dan recomendaciones al respecto en los apartados correspondientes de esta ROM.

Comentario. Estos métodos son los que generalmente se aplican en la verificación de los modos de fallo estructurales de acuerdo con la Instrucción EHE y los Eurocódigos, así como de los modos de fallo geotécnicos de acuerdo con el procedimiento general establecido en la ROM 0.5-05 para cálculos en Nivel I.

Formulación probabilista

Los valores de los términos de la ecuación se determinan a partir de sus respectivos modelos de probabilidad en la fase analizada, calculados en general a partir de los modelos de probabilidad de los parámetros y agentes, y son un resultado del propio proceso de resolución de la ecuación. Los coeficientes de seguridad globales y los coeficientes parciales de la ecuación de verificación para cada uno de los modos serán todos ellos iguales a la unidad.

2.6.1.2 Métodos de resolución de la ecuación de estado y probabilidad

Los métodos de resolución de la ecuación de estado son los siguientes.

MÉTODOS DE NIVEL I

Los métodos de Nivel I se pueden aplicar a ecuaciones formuladas con criterios determinista y determinista-probabilista. La fiabilidad, funcionalidad u operatividad se introduce en función del tipo de combinación, afectando a los valores nominales o representativos de los factores de proyecto que intervienen en la ecuación de verificación de coeficientes globales o parciales, de ponderación, simultaneidad, compatibilidad y reductores (ROM 0.0, capítulos 4 y 5). La resolución de la ecuación, analítica o numérica, informa únicamente si con los valores adscritos se produce o no el modo de fallo o la parada operativa en el estado considerado.

Si la ecuación se ha formulado con criterios deterministas, no se puede calcular ni la probabilidad de fallo ni la operatividad y, por tanto, no se recomienda su aplicación a los modos de fallo en los que su agente predominante sea aleatoria. Salvo justificación expresa o prescripción en Normas de obligado cumplimiento, no se hará una formulación determinista de los modos de fallo con agente predominante del medio físico climático atmosférico, climático marino o sísmico.

Si la ecuación se ha formulado con criterio determinista-probabilista, la probabilidad de excedencia del valor del agente predominante que causa el fallo se podrá adoptar como la probabilidad de ocurrencia del modo de fallo.

Comentario. Es obvio que esta simplificación puede resultar en la mayoría de los casos excesivamente grosera, sobre todo para aquellas obras marítimas en las que la magnitud del agente no está acotada, por ejemplo las mayores alturas de ola en el estado de mar, puesto que otros estados con valores de los descriptores no muy alejados a los del estado seleccionado pueden contribuir significativamente a la probabilidad de fallo en la vida útil. Por ello, estas formulaciones no deben ser aplicadas a tramos de obra de carácter medio o alto.

En mares con carrera de marea importante, por ejemplo, el mar Cantábrico, y en profundidades intermedias y reducidas es habitual que los regímenes de oleaje (medio) y de temporales (extremo) varíen considerablemente a lo largo del ciclo de marea. Por otra parte, en general, las condiciones más severas suelen presentarse durante la bajamar para la estabilidad de la berma, y durante la pleamar para la estabilidad del manto principal y del espaldón

En estas condiciones el cálculo de la probabilidad de fallo se debe calcular condicionada al nivel del mar, tal y como se desarrolla en el capítulo 3 de estas Recomendaciones.

MÉTODOS DE NIVELES II Y III

Los métodos de Niveles II y III se pueden aplicar tanto a formulaciones determinista-probabilista como a formulaciones estrictamente probabilistas. En general la solución se obtiene mediante técnicas numéricas y el resultado es la probabilidad de ocurrencia del modo en el estado considerado.

2.6.1.3 Criterios para la aplicación de los métodos de verificación

Dependiendo del carácter del tramo en la fase de proyecto analizada, la resolución de la ecuación de estado correspondiente a un modo de fallo o parada principal se deberá hacer por uno de los métodos indicados en la tabla 2.2.16. Para verificar los modos de fallo no principales será suficiente la aplicación de métodos de Nivel I.

Cualquiera de estos métodos se puede aplicar a cualquier ecuación de estado de un modo de fallo o parada. Las únicas diferencias estriban en la forma de establecer los factores de proyecto que intervienen en la ecuación de verificación y en el criterio de aceptación del resultado que se obtiene.

Tabla 2.2.16. **Métodos de verificación en función del IRE e ISA**

IRE	No significativo	Bajo	Alto	Muy Alto
Bajo	[1]	[2]	[2] y [3] ó [4]	[2] y [3] ó [4]
Medio	[2]	[2]	[2] y [3] ó [4]	[2] y [3] ó [4]
Alto	[2] y [3] ó [4]	[2] y [3] ó [4]	[2] y [3] ó [4]	[2] y [3] ó [4]

En los proyectos en los que debe realizarse una verificación múltiple de los modos de fallo principales (Nivel I y otro de jerarquía superior), el cálculo se dará por satisfecho cuando los dos procedimientos de verificación utilizados indiquen que la fiabilidad, funcionalidad u operatividad exigida se cumple. Puesto que en estos casos su inclusión es obligada, y dada su mayor facilidad de aplicación, se recomienda iniciar el predimensionamiento con un método de Nivel I (capítulo 4), y utilizar su resultado como referencia en el resto del proceso.

A este respecto, para dilucidar la bondad de cada uno de los resultados discrepantes, puede ser de utilidad realizar estudios de sensibilidad de la solución frente a pequeños cambios de los valores de los agentes y parámetros. Esta información se obtiene de forma automática al aplicar un método de Nivel II.

Comentario. El número entre corchetes indica, [1]: Método del Coeficiente de seguridad global, (Nivel I); [2]: Método de los Coeficientes Parciales, (Nivel I); [3]: Métodos de Nivel II; y [4]: Métodos de Nivel III. Los tramos de obra cuyo carácter general sea $[r = r_3, s \geq s_1]$ *y* $[r \geq r_1, s \geq s_3]$*, deberán verificarse al menos por dos métodos, uno el de los coeficientes parciales y otro de jerarquía superior.*

2.6.1.4 Definición de los estados de proyecto

Para analizar un determinado estado límite de la obra o de un tramo de la misma, es preciso plantear su geometría, ciertas propiedades de los materiales, del medio físico y del terreno, y ciertos agentes y acciones. En general, esto supone una simplificación de la realidad, simplificación válida para un cierto intervalo de tiempo durante el cual los factores de proyecto y la respuesta estructural, funcional u operativa de la obra pueden suponerse estacionarios estadísticamente. Estas simplificaciones se denominan estados de proyecto.

La selección de estados de proyecto a considerar en los procesos de verificación se realizará analizando todas las condiciones posibles en las que se encontrará la obra de abrigo durante cada una de las fases de proyecto, considerando cuándo pueden adoptarse valores estacionarios en sentido estadístico para los diferentes factores de proyecto: geometría, propiedades y agentes y acciones. Los estados de proyecto se agrupan en condiciones de trabajo según la simultaneidad y compatibilidad de los agentes predominantes.

Teniendo en cuenta que los agentes predominantes sobre un dique de abrigo son, principalmente, los climáticos, el terreno y, en su caso, el sismo, la selección de los estados de proyecto que como mínimo se debe considerar en el proyecto de diques de abrigo, se ajustará a los siguientes criterios en función del método adoptado para la formulación y resolución de la ecuación de verificación.

2.6.1.4.1 Métodos de Nivel I

Para cada fase de proyecto, se seleccionarán estados límite de proyecto representativos de los distintos ciclos de solicitación y de operatividad, fundamentalmente climáticos, a los que está sometida la obra de abrigo en dicha fase.

Para condiciones de trabajo extremas y excepcionales. Para cada uno de los modos de fallo principales se seleccionará el estado límite climático a partir de los regímenes extremales conjuntos del oleaje y del nivel del mar y, en su caso, de otras perturbaciones del medio físico. En ausencia de regímenes conjuntos podrá admitirse la utilización de regímenes extremales marginales del agente preponderante y agentes dependientes de él. La selección se realizará en función de la probabilidad de excedencia, que deberá ser igual o inferior al valor de la probabilidad de ocurrencia admitida como requisito de proyecto para el modo de fallo considerado.

En cada uno de los estados límite, la selección de factores de proyecto simultáneos, la compatibilidad de valores y los tipos de combinación se ajustarán a lo recomendado en la ROM 0.0, capítulos 4 y 5, y en los apartados específicos de cada tipología, teniendo en cuenta, además, los mecanismos de producción del modo.

Se recomienda que, para la consideración de las condiciones de trabajo excepcionales, se tenga en cuenta lo especificado al efecto en la ROM 0.0.

Para condiciones de trabajo operativas normales. Para cada uno de los modos de fallo principales se seleccionará el estado límite climático a partir de los regímenes medios conjuntos del oleaje y del nivel del mar y de otras perturbaciones del medio físico que puedan provocar modos de parada operativa. En ausencia de regímenes conjuntos podrá admitirse la utilización de regímenes marginales del agente preponderante y agentes dependientes de él.

La selección de los estados límite de seguridad y servicio se realizará en función de la probabilidad de excedencia, que deberá ser igual o inferior al valor de la probabilidad de ocurrencia admitida como requisito de proyecto para el modo de fallo considerado.

La selección de los estados límite de parada operativa se realizará en función de la probabilidad de no excedencia, que deberá ser igual o superior al valor de la operatividad, del número de paradas o de la duración de la parada admitida, como requisito de proyecto para el modo de parada considerado.

2.6.1.4.2 Métodos de Niveles II y III

La selección de los estados límite (tanto de seguridad y servicio como de parada) es un resultado del método. No obstante, para evitar un número excesivo de comprobaciones, se recomienda separar la verificación de la ocurrencia del modo en condiciones de trabajo extremas y en condiciones de trabajo operativas normales, y realizar un "filtrado" de aquellos estados en los que la probabilidad de producirse el modo es despreciable, es decir, inferior a 10^{-5}.

Comentario. La probabilidad de ocurrencia del modo de fallo o parada en el intervalo de tiempo es el producto de la peligrosidad por la vulnerabilidad. El cálculo de la peligrosidad se apoya en los modelos de probabilidad de los agentes climáticos, p.ej. el estado de mar o de oleaje, en un intervalo de tiempo concreto, por ejemplo el año, la vida útil, etc. El cálculo de la vulnerabilidad necesita cuantificar la incertidumbre de cada uno de los términos de la ecuación de verificación para el estado considerado. Para ello es necesario conocer las distribuciones conjuntas de todos los factores de proyecto que intervienen en cada uno de los términos. En algunos casos, este cálculo es complicado o imposible por lo que es conveniente hacer algunas simplificaciones.

La primera de ellas es suponer que la aleatoriedad del término o acción reside exclusivamente en el agente predominante, y que todos los demás factores de proyecto pueden tomar valores nominales o valores estadísticos especificados previamente. Presentados los agentes de proyecto con los valores correspondientes, se produce inexorablemente el fallo; la vulnerabilidad es igual a la unidad y la probabilidad de fallo en el intervalo de tiempo es igual a la peligrosidad.

No obstante, dado que la ecuación de verificación tiene incertidumbre intrínseca, es conveniente multiplicar cada término por un coeficiente que cuantifique (corrija) el sesgo del mismo. Esta es la línea propuesta por el Comité Técnico del PIANC. Obsérvese que este coeficiente corrector es diferente y adicional al coeficiente parcial que evalúa la simultaneidad y la compatibilidad entre términos que se detalla en la ROM 0.0, capítulo 5, ya descrito en la ROM 0.2-90. Este coeficiente corrector debe ser "tarado" convenientemente, y su principal limitación es que su valor es local, es decir, específico de cada emplazamiento.

Cuando los términos de la ecuación de verificación se escriben en función de descriptores de estado, por ejemplo, la altura de ola significante, la vulnerabilidad se supone igual a la unidad y su posible desviación debe ir englobada en la ecuación, con el uso del coeficiente corrector y unas bandas de confianza. Cuando el término de la ecuación se expresa en función de la variable básica, por ejemplo, la altura de ola y el periodo, y ésta es una variable aleatoria en el estado, entonces la vulnerabilidad tomará un valor menor o igual que la unidad y deberá ser calculada apropiadamente.

Una de las vías para esto es determinar el modelo de probabilidad del término, teniendo en cuenta los modelos de probabilidad conjunta de los factores de proyecto que intervienen. Este cálculo se puede hacer por vía analítica, y las funciones así obtenidas se conocen en Estadística como funciones de probabilidad "derivadas". También se pueden obtener mediante técnicas de simulación numérica, p.ej. Monte Carlo. Incluso en esta técnica es conveniente considerar solamente los factores de proyecto que contribuyen significativamente a la incertidumbre del término, y adoptar valores nominales o de descriptores de estado para los restantes factores de proyecto. En este supuesto, la resolución de la ecuación de estado debe considerar el modelo de probabilidad de cada uno de los términos y evaluar la vulnerabilidad o probabilidad de ocurrencia del modo en el estado, que no tiene por qué ser igual a la unidad. La probabilidad de ocurrencia del modo en el intervalo de tiempo es igual al producto de la peligrosidad (presentación del estado) por la vulnerabilidad (probabilidad de ocurrir el modo en el estado); esta formulación de la ecuación de estado se denomina probabilista y su método de resolución debe ser adecuado a esta formulación, es decir, de Nivel II ó III.
La diferencia esencial entre una formulación determinista-probabilista y una probabilista es que en la primera la probabilidad de ocurrencia del modo en un intervalo de tiempo se evalúa por medio de la incertidumbre del agente predominante y los del mismo origen que él, mientras que en la segunda es necesario evaluar la incertidumbre del término (o acción) y la probabilidad de ocurrencia de cada uno de los términos en el intervalo de tiempo.

2.6.2 Verificación de la probabilidad conjunta frente a los modos principales

Uno de los objetivos del proyecto es verificar que la obra dimensionada verifica los requisitos de seguridad, servicio y uso y explotación en cada una de las fases de proyecto. Este cálculo sólo se puede hacer de forma rigurosa si la ecuación de verificación de los modos principales de fallo y parada se ha formulado y resuelto mediante métodos de Nivel II ó III.

En el caso de ecuaciones de verificación formuladas por métodos determinista-probabilistas, la probabilidad conjunta frente a los modos principales en la fase de proyecto se evaluará siguiendo los criterios del apartado "reparto de la probabilidad", siendo la probabilidad de cada modo la de excedencia del agente predominante correspondiente.

Para ecuaciones de verificación formuladas y resueltas mediante métodos de Nivel II o III, se recomienda realizar el cálculo de la probabilidad de fallo o parada de cada uno de los modos principales en la fase de proyecto considerada mediante el siguiente esquema.

2.6.2.1 Generación de secuencias anuales de estados de agentes y acciones

A partir de los modelos de probabilidad de los agentes [(35)], se generarán numéricamente secuencias anuales de ciclos de solicitación o de operatividad, según los casos, durante un número de años igual a la vida útil de la obra. Para cada uno de los estados de cada ciclo, se resolverá la ecuación de verificación por métodos de Nivel II ó III, se comprobará si se cumple o no el criterio de fallo y se calculará el valor del margen de seguridad o del coeficiente de seguridad.

2.6.2.2 La vida útil como un experimento e inferencia de la probabilidad de fallo de cada modo

La duración de una fase de proyecto y, en particular, la vida útil puede entenderse como un experimento cuyo resultado final es si el tramo de obra ha fallado, o no, con alguno de los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos y de servicio. Este resultado depende de la secuencia específica de estados, en el caso de los

(35) Principalmente, valores en el pico del ciclo de solicitación, duración de la excedencia del umbral y nivel medio del mar asociado.

diques de abrigo, meteorológicos agrupados en ciclos de solicitación y de uso y explotación que se han presentado a lo largo de la vida útil en cada uno de los años meteorológicos. Si se pudiese repetir el experimento, el resultado sería diferente dado el carácter aleatorio de la presentación de los agentes y de sus manifestaciones. Y esto ocurriría toda vez que se repita el experimento.

El resultado del experimento sólo puede ser predicho desde el punto de vista probabilista y para ello es necesario conocer los modelos de probabilidad de presentación de los agentes y sus manifestaciones y los modelos de la respuesta de la obra. Es obvio, que no es posible obtener en la vida real tantas repeticiones y, por tanto resultados, del experimento como para construir una muestra estadísticamente significativa y a partir de ella inferir la probabilidad de fallo de cada uno de los modos principales.

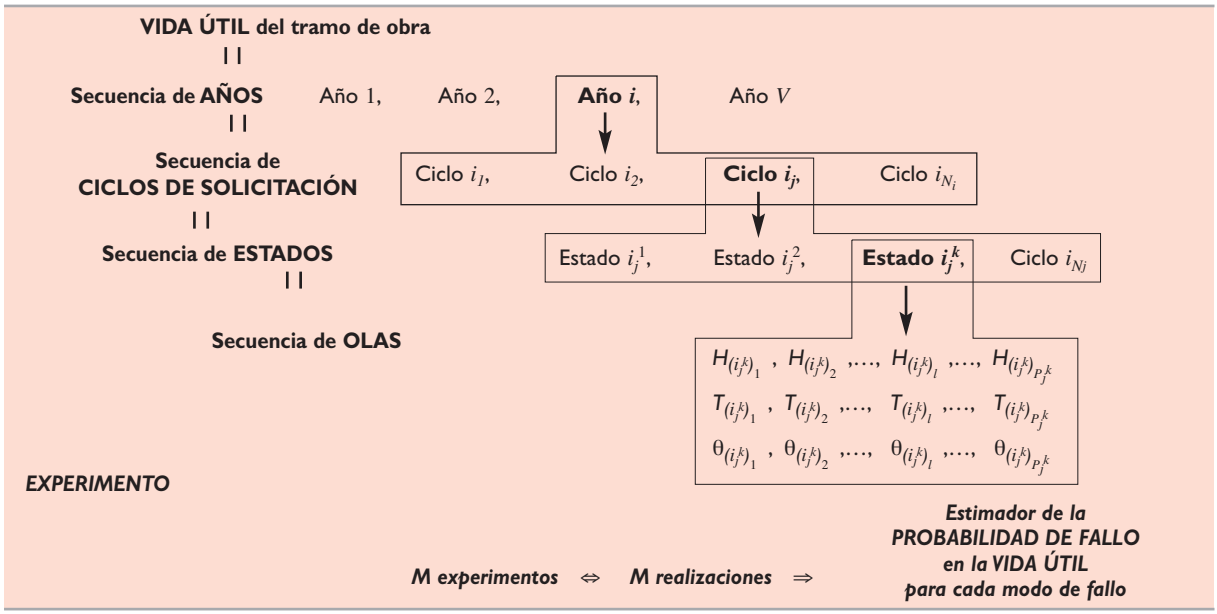
Si se conocen las distribuciones conjuntas de probabilidad de los agentes y se dispone de modelos o ecuaciones de verificación de cada uno de los modos de fallo, se puede utilizar la técnica de simulación numérica, por ejemplo Montecarlo, para realizar un gran número de experimentos, generando aleatoriamente la presentación y la magnitud de los agentes en cada uno de los ciclos de solicitación y de uso y explotación en la vida útil. Al final de cada uno de los experimentos se tiene un valor de la frecuencia de fallo de cada uno de los modos calculada como el cociente entre número de estados con fallo y el número de estados en la vida útil.

Una vez realizadas todas las repeticiones necesarias del experimento vida útil para asegurar el grado de significación estadística requerido, se tiene una muestra de los valores de las frecuencias de todos los modos de fallo. De ellas se puede obtener una estimación de la probabilidad conjunta de todos los modos de fallo principales y una estimación de la probabilidad marginal de cada uno de ellos. El valor medio de esta muestra es la mejor estimación de la probabilidad de fallo de cada modo y del conjunto de modos durante la vida útil.

Este esquema de trabajo se resume en la figura 2.2.32,

- La vida útil es un experimento
- Cada experimento consta de un número conocido de años meteorológicos o tests
- Cada test consta de un número aleatorio de ciclos de solicitación y uso y explotación runs de intensidad y duración aleatoria.
- Cada run consta de un número determinado de estados meteorológicos, pruebas de intensidad y duración conocidas.

Figura 2.2.32. ***Experimentos de la vida útil de un tramo de obra***



El resultado de cada uno de los estados o pruebas es la ocurrencia o no cada uno de los modos de fallo, es decir, cada prueba es un suceso de Bernoulli. Análogamente, el resultado de cada run es el número de veces que ocurre cada uno de los modos de fallo; el resultado del test es el número de veces que ocurre cada año cada uno los modos; y finalmente, el resultado del experimento es el número de veces que se ha producido cada uno de los modos de fallo durante la vida útil.

2.6.2.3 Inferencia estadística del margen de seguridad mínimo (36)

El procedimiento anterior se puede aplicar para obtener una muestra de los valores del margen de seguridad (o del coeficiente de seguridad) y de ella inferir su modelo de probabilidad. Son especialmente relevantes las muestras de los valores mínimos del margen de seguridad, tomando uno por año, considerando el año como test, o uno en cada una de las M vidas útiles o experimentos.

A tal efecto, se seleccionarán los valores mínimos del margen de seguridad de cada ciclo de solicitación o de operatividad y con todos ellos se formará una muestra de los valores mínimos en el experimento o vida útil. El proceso de simulación de "vidas útiles" se repetirá un número elevado de veces (37), p.ej. M, hasta obtener un conjunto de M muestras independientes o resultados de cada uno de los M experimentos. Formada una muestra única con el resultado de los M experimentos, se puede estimar la "frecuencia relativa" de excedencia de los diferentes valores del margen de seguridad en la vida útil, ajustar un modelo de probabilidad y, de él, calcular el valor de la probabilidad de que el margen de seguridad sea menor que un cierto valor, p.ej. cero, en la vida útil. Este valor es una estimación de la probabilidad de ocurrencia del modo de fallo (o de parada) en la vida útil del tramo.

Este procedimiento se puede aplicar también a los modos de fallo adscritos a estados límite de servicio. A tal efecto es necesario definir el estado límite umbral a partir del cual se inicia el deterioro del elemento o parte del dique y una ley acumulativa del fallo que, habitualmente, suele seguir el modelo de Palmgren-Miller.

2.7 CÁLCULO Y REPARTO DE LA PROBABILIDAD CONJUNTA

En este Anejo se presentan algunos cálculos de la probabilidad conjunta de fallo y del reparto de dicha probabilidad entre los modos de fallo principales de un dique vertical.

2.7.1 Probabilidad conjunta de fallo

Considérese un dique vertical con tres modos de fallo principales o elementos muestrales: (1) deslizamiento, s_1, (2) vuelco, s_2, y (3) erosión de la banqueta, s_3. Estos elementos junto con el suceso nulo, ϑ forman una colección completa y, por tanto, son el espacio muestral de los modos de fallo (o sucesos)

$$\Omega_s \equiv \{s_1, s_2, s_3, \vartheta\} \tag{2.59}$$

2.7.1.1 Colección de sucesos

A partir de estos elementos muestrales, sus sucesos complementarios y su combinación, se pueden formar diversas colecciones o conjuntos de posibles sucesos de modos de fallo.

(36) En el ámbito de la Ingeniería, la aplicación de la estadística a una muestra de datos permite obtener información relevante sobre la población de la que proviene la muestra (que incluye todas las observaciones posibles del proceso o fenómeno), en este caso del margen de seguridad mínimo. Este procedimiento se conoce con el nombre de inferencia estadística.
(37) En el caso de aplicación de las técnicas de Montecarlo, el número mínimo de simulaciones se ajustará a lo recomendado en el apartado 6.4.8.2 de la ROM 0.0.

Los sucesos más elementales son los que contienen cada uno de los modos de fallo y sus correspondientes sucesos complementarios: $S_1(s_1)$, S_1^c, $S_2(s_2)$, S_2^c, $S_3(s_3)$ y S_3^c. Supóngase que la probabilidad de cada uno de los modos de fallo principales en un año son, $\Pr[S_1] = 0{,}050$, $\Pr[S_2] = 0{,}001$ y $\Pr[S_3] = 0{,}010$. Teniendo en cuenta que cada suceso y su complementario son mutuamente excluyentes, se tiene que $\Pr[S_1^c] = 0{,}950$, $\Pr[S_2^c] = 0{,}999$ y $\Pr[S_3^c] = 0{,}990$.

La formulación de otros sucesos se apoya en la unión y la intersección de sucesos. Concretamente, el suceso que consiste en que ocurra en un año el vuelco o el deslizamiento o la erosión de la banqueta es el suceso unión, $S_1 \cup S_2 \cup S_3$, y el suceso que consiste en que no ocurra ninguno de los tres modos de fallo es el complementario de la unión, $\vartheta = \{S_1 \cup S_2 \cup S_3\}^c$, que es igual a la intersección de los sucesos complementarios, $\vartheta = \{S_1^c\ S_2^c\ S_3^c\}^c$.

2.7.1.2 Modos de fallo mutuamente excluyentes

En el caso de que los modos de fallo, S_1, S_2 y S_3, sean mutuamente excluyentes, sus intersecciones son nulas y no pueden ocurrir simultáneamente. Los estados posibles por los que en el intervalo de tiempo (año) puede pasar el dique vertical son, o desliza o vuelca o se erosiona la banqueta o no falla. Así, una colección completa de modos mutuamente excluyentes, Ψ, está formado por las siguientes combinaciones de modos,

$$\Psi \equiv \{S_1, S_2, S_3, S_1^c\ S_2^c\ S_3^c\} \tag{2.60}$$

y la probabilidad de que en el año no ocurra el suceso fallo es,

$$\Pr[S_1^c\ S_2^c\ S_3^c] = \Pr[\vartheta] = 1 - 0{,}061 = 0{,}939 \tag{2.61}$$

Es conveniente comprobar que los sucesos complementarios de los modos de fallo no son estadísticamente independientes, puesto que

$$\Pr[S_1^c]\Pr[S_2^c]\Pr[S_3^c] \neq \Pr[\vartheta] = \Pr[\{S_1^c\ S_2^c\ S_3^c\}] \tag{2.62}$$

A partir de esta información se puede calcular,

1. La probabilidad de que el dique falle por deslizamiento, por vuelco o por erosión de la banqueta en un año

$$p_{f,1} = \Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3] = \Sigma_{i=1}^{3}\Pr[S_i] = 0{,}050 + 0{,}001 + 0{,}010 = 0{,}061 \tag{2.63}$$

   Obviamente esta probabilidad se puede calcular a partir de la probabilidad del complementario de la unión del suceso o de la intersección de los sucesos complementarios,

$$p_{f,1} = 1 - \Pr[\{S_1 \cup S_2 \cup S_3\}^c] = 1 - \Pr[\{S_1^c\ S_2^c\ S_3^c\}] = 0{,}061 \tag{2.64}$$

2. La fiabilidad, o probabilidad de no fallo en un año,

$$1 - p_{f,1} = 0{,}939 \tag{2.65}$$

3. La probabilidad de que el dique falle por alguno de los tres modos de fallo en 25 años es,

$$\begin{aligned} p_{f,25} &= 1 - \{\Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3]\}_{25\ \text{años}} = 1 - (1 - p_{f,1})^{25} = \\ &= 1 - \{1 - \Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3]\}^{25} = 0{,}7927 \end{aligned} \tag{2.66}$$

2.7.1.3 El vuelco y la erosión de banqueta no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente dependientes

En muchas ocasiones se ha observado que el dique vertical vuelca una vez que la banqueta se ha erosionado. En este caso la probabilidad de que el dique vuelque condicionada a que haya ocurrido la erosión de la ban-

queta no es nula. Supóngase que, $\Pr[S_2 \mid S_3] = 0{,}5$ (es decir, los dos modos de fallo no son mutuamente excluyentes y, además, son dependientes), y que las probabilidades (marginales) de ocurrencia del deslizamiento, vuelco y erosión de la banqueta, considerados como modos de fallo individuales son las adoptadas anteriormente, $\Pr[S_1] = 0{,}050$, $\Pr[S_2] = 0{,}001$ y $\Pr[S_3] = 0{,}010$.

En estas circunstancias, una colección completa de modos que no son mutuamente excluyentes, Ψ, está formado por las siguientes combinaciones de modos de fallo,

$$\Psi = \{S_1, S_2, S_3, S_2S_3, S_1^c\, S_2^c\, S_3^c\} \tag{2.67}$$

La probabilidad del suceso intersección: vuelco y erosión de la banqueta, se obtiene en función de la probabilidad condicionada,

$$\Pr[S_2S_3] = \Pr[S_2 \mid S_3]\Pr[S_3] = 0{,}50 \cdot 0{,}010 = 0{,}0050 \tag{2.68}$$

Con estos datos se puede obtener,

1. La probabilidad de que el dique falle en un año por deslizamiento, o por vuelco o por erosión de la banqueta,

$$\begin{aligned} p_{f,1} &= \Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3] = \\ &= \Sigma_{i=1}^{3}\Pr[S_i] - \Pr[S_2S_3] = 0{,}0610 - 0{,}0050 = 0{,}0560 \end{aligned} \tag{2.69}$$

2. La probabilidad de que no falle en un año es 0,944. Análogamente al caso anterior,

$$p_{f,1} = 1 - \Pr[\{S_1 \cup S_2 \cup S_3\}^c] = 1 - \Pr[\{S_1^c\, S_2^c\, S_3^c\}] = 0{,}0560 \tag{2.70}$$

3. La probabilidad de que el dique falle en 25 años por alguno de los tres modos de fallo,

$$\begin{aligned} p_{f,25} &= 1 - \{\Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3]\}_{25\ \text{años}} = \\ &= 1 - \{1 - \Pr[\{S_1 \cup S_2 \cup S_3]\}^{V} = 1 - (1 - p_{f,1})^{25} = \\ &= 1 - (1 - p_{f,1})^{25} = 0{,}7632 \end{aligned} \tag{2.71}$$

2.7.1.4 *El vuelco y la erosión de la banqueta no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente independientes*

En este supuesto, la colección de sucesos es la misma que en el caso anterior pero, además de suponer que los modos no son mutuamente excluyentes, se admite que los modos de fallo son estadísticamente independientes, por lo que la probabilidad de ocurrencia del vuelco condicionada a que haya ocurrido la erosión de la banqueta es,

$$\Pr[S_2 \mid S_3] = \Pr[S_2] \tag{2.72}$$

y la probabilidad del suceso intersección es,

$$\Pr[S_2S_3] = \Pr[S_2]\Pr[S_3] = 10^{-5} \tag{2.73}$$

A partir de esta información se obtiene,

1. La probabilidad de que el dique falle en un año por deslizamiento, o por vuelco o por erosión de la banqueta es,

$$p_{f,1} = 0{,}06099 \tag{2.74}$$

2. La probabilidad de que no falle en un año es,

$$1 - p_{f,1} = 0{,}9390 \tag{2.75}$$

3. La probabilidad de que falle en 25 años por alguno de los tres modos es,

$$p_{f,25} = 0{,}7926 \tag{2.76}$$

2.7.1.5 Los tres modos de fallo no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente dependientes

Seguidamente, se considera el caso en el que el deslizamiento y el vuelco son modos de fallo dependientes de la erosión de la banqueta, es decir,

$$\Pr[S_2 \mid S_3] = 0{,}50;\ \Pr[S_1 \mid S_3] = 0{,}25 \tag{2.77}$$

y además, se considera que el dique puede volcar, condicionado a que haya habido erosión de la banqueta y deslizamiento,

$$\Pr[S_2 \mid S_1 S_3] = 0{,}80 \tag{2.78}$$

y que la probabilidad conjunta del vuelco y la banqueta es pequeña,

$$\Pr[S_1 S_2] = 0{,}0001 \tag{2.79}$$

Aplicando la definición de la probabilidad condicionada y teniendo en cuenta los valores de las probabilidades individuales de S_1,S_2 y S_3, se obtiene ($\Pr[S_1] = 0{,}050$; $\Pr[S_2] = 0{,}001$ y $\Pr[S_3] = 0{,}010$),

$$\begin{gathered} \Pr[S_2 S_3] = 0{,}0050 \qquad \Pr[S_1 S_3] = 0{,}0025 \\ \Pr[S_2 S_1 S_3] = \Pr[S_2 \mid S_1 S_3]\ \Pr[S_1 \mid S_3]\ \Pr[S_3] = 0{,}0020 \end{gathered} \tag{2.80}$$

Así, una colección completa de sucesos, Ψ, que no son mutuamente excluyentes y son estadísticamente dependientes, está formado por las siguientes combinaciones de modos de fallo,

$$\Psi = \{S_1, S_2, S_3, S_1 S_2, S_1 S_3, S_2 S_3, S_1 S_2 S_3, S_1^c\ S_2^c\ S_3^c\} \tag{2.81}$$

A partir de esta información se obtiene,

1. La probabilidad de que el dique falle en un año por vuelco o por delizamiento o por erosión de la banqueta es,

$$p_{f,1} = \Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3] = \Sigma_{i=1}^{3} \Pr[S_i] - \Pr[S_1 S_2] - \Pr[S_1 S_3] - \Pr[S_2 S_3] + \Pr[S_1 S_2 S_3] = 0{,}0554 \tag{2.82}$$

2. La probabilidad de que no falle por esos modos de fallo en un año es,

$$p_{f,1} = 0{,}9445$$

3. La probabilidad de que falle al menos una vez con alguno de los modos es,

$$p_{f,25} = 0{,}7601$$

2.7.2 Reparto de la probabilidad conjunta de fallo

Se supone que el ISA del tramo es bajo puesto que existen tuberías adosadas al dique que transportan mercancía muy contaminante y pueden romperse. El modo de fallo deslizamiento podría producir los mismos efec-

tos que el modo pésimo, vuelco, por lo que su ISA también es alto. Por otra parte, si la obra se inspecciona en continuo, la erosión de la banqueta está controlada y cualquier fallo por ella está acotado y se corrige de inmediato, por lo que se puede admitir que su ocurrencia no produce movimiento del dique y por tanto su ISA es no significativo. La probabilidad conjunta de fallo no debe exceder el valor 0.1, tabla 2.2.8. Los modos de fallo se organizan en dos grupos; los modos vuelco y deslizamiento pertenecen a uno de ellos; la erosión de la banqueta pertenece al otro grupo. Seguidamente se hacen tres supuestos de reparto:

D_1 : La probabilidad del modo pésimo y de los modos con consecuencias análogas es mucho menor que la probabilidad conjunta, por ejemplo $0{,}1p_{f,\mathrm{EL}}$

$$p_{f,1} = p_{f,2} \approx 0{,}005$$

La probabilidad residual se adjudica a la erosión de la banqueta,

$$p_{f,3} \lesssim 1 - \sum_{i=1}^{2} 0{,}005 \approx 0{,}090$$

D_2 : La probabilidad de todos los modos con consecuencias menores que el pésimo es mucho menor que la probabilidad conjunta, por ejemplo $0{,}1p_{f,\mathrm{EL}}$.

$$p_{f,3} \approx 0{,}010$$

La probabilidad residual se reparte equitativamente entre el vuelco y el deslizamiento

$$p_{f,1} = p_{f,2} \approx 0{,}0445$$

D_3 : La probabilidad de cada modo principal es similar.

$$p_{f,1} = p_{f,2} = p_{f,3} \approx 0{,}0330$$

La incertidumbre de las ecuaciones de verificación de los modos vuelco y deslizamiento es análoga, pero la asociada al modo erosión de la banqueta es mayor que la de aquellos, ya que existe menos experimentación al respecto y sobre todo escasa información de su comportamiento en la realidad. Calculando el coste total anual del tramo para los tres supuestos, seleccionando el mínimo y teniendo en cuenta las soluciones posibles de los restantes tramos de la obra, en especial, las transiciones y los cambios de alineación se podrá tomar la decisión sobre el reparto de la probabilidad idóneo para el proyecto de inversión.

Comentario. Los supuestos de reparto se han realizado admitiendo ciertos requisitos que afectan al comportamiento de la obra y su inspección. El primer supuesto relaja el fallo de la banqueta que, por otra parte, tiene la ecuación de verificación más incierta. Si se adopta esta solución, se deberá profundizar en su conocimiento, por ejemplo, intensificando los ensayos en laboratorio. Si se adopta el primer reparto, se sobredimensiona la banqueta; su fallo es un hecho muy poco probable. En este caso, dada la incertidumbre de la ecuación, es recomendable incrementar el peso de la banqueta y aproximar este modo al de un modo no principal, y por supuesto implementar un sistema de inspección en continuo que permita seguir su comportamiento.

2.7.3 Probabilidad conjunta de fallo de diversas combinaciones de modos de fallo

El último caso desarrollado se adecúa bastante al comportamiento real de un dique vertical frente a la acción de los agentes climáticos con tres modos de fallo principales que están relacionados estadísticamente entre sí. Los valores de las probabilidades marginales y condicionales son las del apartado anterior. Las cuestiones se plantean con el objetivo de completar el análisis de la probabilidad de fallo del dique en 1 y 25 años, y de ayudar en la definición de estrategias de conservación y, en su caso, de reparación.

El cálculo del riesgo total se realiza de forma análoga al cálculo de la probabilidad conjunta, ya que éste evalúa las consecuencias ponderadas por las respectivas probabilidades de ocurrencia.

- Cuestiones:

1. Probabilidad de que el dique falle por la ocurrencia de los tres modos de fallo.
2. Probabilidad de que el dique falle por la ocurrencia de dos modos de fallo: deslizamiento y erosión de la banqueta (vuelco y erosión de la banqueta, deslizamiento y vuelco).
3. Probabilidad de que el dique falle simultáneamente por alguna de las combinaciones de dos de los tres modos de fallo.
4. Probabilidad de que, habiendo ocurrido un deslizamiento, el dique falle por vuelco y erosión de la banqueta.

- Respuestas:

1. Ocurrencia de los tres modos de fallo,

$$p_{f(3),1} = \Pr[S_1S_2S_3] = \Pr[S_2 \mid S_1S_3]\Pr[S_1S_3] = 0{,}80 \cdot 0{,}25 \cdot 0{,}010 = 0{,}0020 \tag{2.83}$$

$$p_{f(3),25} = 1 - (1 - p_{f(3),1})^{25} = 0{,}0048 \tag{2.84}$$

2. Ocurrencia de dos modos de fallo,
deslizamiento y erosión:

$$\begin{aligned} p_{f(2),1} &= \{\Pr[S_1S_3]\}_1 = 0{,}0025 \\ p_{f(2),25} &= \{\Pr[S_1S_3]\}_{25} = 0{,}0607 \end{aligned} \tag{2.85}$$

vuelco y erosión:

$$\begin{aligned} p_{f(2),1} &= \{\Pr[S_2S_3]\}_1 = 0{,}0050 \\ p_{f(2),25} &= \{\Pr[S_2S_3]\}_{25} = 0{,}1178 \end{aligned} \tag{2.86}$$

deslizamiento y vuelco:

$$\begin{aligned} p_{f(2),1} &= \{\Pr[S_1S_2]\}_1 = 0{,}0001 \\ p_{f(2),25} &= \{\Pr[S_1S_2]\}_{25} = 0{,}0025 \end{aligned} \tag{2.87}$$

3. Ocurrencia de al menos una de las combinaciones posibles de dos modos de fallo,

$$\begin{aligned} p_{f(2),1} &= \Pr[(S_1S_2S_3^c) \cup (S_1S_2^cS_3) \cup (S_1^cS_2S_3)] = \Pr[S_1S_2S_3^c] + \Pr[S_1S_2^cS_3] + \Pr[S_1^cS_2S_3] = \\ &= \Pr[(S_1S_2S_3^c) \cup (S_1S_2^cS_3) \cup (S_1^cS_2S_3)] = 0{,}0075 \end{aligned} \tag{2.88}$$

4. Probabilidad de que ocurra simultáneamente alguna de las combinaciones de dos modos de fallo posibles, al menos una vez en 25 años, es,

$$p_{f(2),25} = 1 - \{1 - \Pr[(S_1S_2S_3^c) \cup (S_1S_2^cS_3) \cup (S_1^cS_2S_3)]\}^{25} = 0{,}1716 \tag{2.89}$$

5. Probabilidad de que falle por erosión y vuelco, sabiendo que ha fallado por deslizamiento.

$$\Pr\left[S_2S_3 \middle| S_1\right] = \frac{\Pr\left[S_1S_2S_3\right]}{\Pr\left[S_1\right]} = 0{,}040 \tag{2.90}$$

Colección completa de sucesos mutuamente excluyentes. Supóngase que, en condiciones de trabajo extremas, el dique vertical puede fallar solamente, por deslizamiento, vuelco y erosión de la banqueta denominados s_1, s_2 y s_3, por lo que estos elementos muestrales forman una colección completa. El espacio de los modos de fallo se debe formar por la combinación de estos elementos muestrales. Los tres modos de fallo individuales

se han denominado anteriormente, S_1, S_2 y S_3. Supóngase que siguiendo el procedimiento desarrollado en los apartados anteriores se han obtenido los siguientes valores de la probabilidad de fallo en un año,

$$\Pr[S_1] = 0{,}045; \qquad \Pr[S_2] = 0{,}020; \qquad \Pr[S_3] = 0{,}050;$$

En el supuesto de que estos modos de fallo son mutuamente excluyentes, la probabilidad conjunta de fallo del tramo de obra en una vida útil de 25 años por alguno de los tres modos de fallo es, $p_{f,ELU} = 0{,}9528$. Esta probabilidad tan alta se puede reducir de diversas maneras. En general, el coste de la protección de la banqueta de enrase no se eleva mucho aumentando el tamaño de los elementos de la protección. Con ello se puede conseguir que, $\Pr[S_3]_1 \approx 0$, con lo que $p_{f,ELU} = 0{,}8137$. En estas condiciones es necesario reducir un orden de magnitud la probabilidad de ocurrencia de los modos S_1 y S_2, ($\Pr[S_1] = 0{,}0045$; $\Pr[S_2] = 0{,}0020$), para que se obtenga, $p_{f,ELU} = 0{,}1504$.

Colección de sucesos que no son mutuamente excluyentes. Si los sucesos individuales no son mutuamente excluyentes, el cálculo se hace más engorroso porque es necesario considerar algunas combinaciones de sucesos que antes se han despreciado. Se supondrá que el vuelco y el deslizamiento son mutuamente excluyentes, es decir, que si ocurre el vuelco no puede ocurrir el deslizamiento y, por tanto, la intersección $S_1S_2 = \phi$, y $\Pr[S_1S_2] = 0$; igualmente para el deslizamiento y la erosión de la banqueta, $S_1S_3 = \phi$. Sin embargo, se considerará que es posible que la erosión de la banqueta y el vuelco ocurran simultáneamente, $S_2S_3 \neq \phi$, y que la probabilidad de que ocurra el vuelco habiendo ocurrido la erosión de la banqueta es $\Pr[S_2 \mid S_3] = 0{,}20$; en consecuencia,

$$\Pr[S_2S_3] = \Pr[S_2 \mid S_3]\ \Pr[S_3] = 0{,}20 * 0{,}050 = 0{,}010$$

En este caso, el espacio de sucesos mutuamente excluyentes contiene las siguientes combinaciones de sucesos, S_2S_3, $S_2S_3^c$, $S_2^cS_3$, puesto que ahora,

$$\Pr\left[S_2S_3^c\right] = \Pr\left[S_3^c \middle| S_2\right]\Pr\left[S_2\right] = \left\{1 - \Pr\left[S_3 \middle| S_2\right]\right\}\Pr\left[S_2\right] = \left\{1 - \frac{\Pr\left[S_3S_2\right]}{\Pr\left[S_2\right]}\right\}\Pr\left[S_2\right] = 0{,}010 \neq \Pr\left[S_2\right]$$

El espacio de sucesos mutuamente excluyentes está formado por,

$$\Psi_S = \{S_2S_3,\ S_2S_3^c,\ S_2^cS_3,\ S_1S_2^cS_3^c,\ S_1^c\ S_2^c\ S_3^c\} \tag{2.91}$$

La probabilidad de que ocurra al menos uno de los sucesos de fallo, o S_1, o S_2, o S_3 es la probabilidad de la unión de los sucesos mutuamente excluyentes que incluyen sucesos con fallo, es decir,

$$\Pr[(S_1S_2^cS_3^c) \cup (S_2S_3) \cup (S_2S_3^c) \cup (S_2^cS_3)] = \Pr[S_1S_2^cS_3^c] + \Pr[S_2S_3^c] + \Pr[S_3S_2^c] + \Pr[S_2S_3] \tag{2.92}$$

de tal forma que, la probabilidad de no fallo, es decir de la ocurrencia del suceso $S_1^c\ S_2^c\ S_3^c$, ahora se puede escribir,

$$\Pr[S_1^cS_2^cS_3^c] = 1 - \Pr[(S_1S_2^cS_3^c) \cup (S_2S_3) \cup (S_2S_3^c) \cup (S_2^cS_3)] \tag{2.93}$$

Con la ayuda de un diagrama de Venn se puede ver que la probabilidad de que ocurra al menos uno de los sucesos de fallo, o S_1, o S_2, o S_3, es,

$$\Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3] = \Pr[S_1] + \Pr[S_2] + \Pr[S_3] - \Pr[S_2S_3] = 0{,}1050 \tag{2.93}$$

2.8 VALORES RECOMENDADOS PARA OBRAS DE ABRIGO Y DEFENSA

En esta sección se presentan en forma de cuadros los valores del IRE e ISA y, en consecuencia, del carácter de algunas obras marítimas y portuarias que se proyectan y construyen habitualmente en España. Además, de acuerdo con la ROM 0.0 capítulo 2, sección 2.10 y esta Recomendación sección 2.5.1, se proponen valores de su vida útil y probabilidad conjunta de fallo y parada.

Figura 2.2.33. ***IRE, ISA y vida útil mínima en función del tipo de área abrigada***

TIPO DE ÁREA ABRIGADA O PROTEGIDA			ÍNDICE IRE [7]		VIDA ÚTIL MÍNIMA (V_m) [7] (años)
ÁREAS PORTUARIAS	PUERTO COMERCIAL	Puertos abiertos a todo tipo de tráficos	r_3	Alto	50
		Puertos para tráficos especializados	$r_2(r_3)$ [1]	Medio (alto) [1]	25 (50) [1]
	PUERTO PESQUERO		r_2	Medio	25
	PUERTO NÁUTICO-DEPORTIVO		r_2	Medio	25
	INDUSTRIAL		$r_2(r_3)$ [1]	Medio (alto) [1]	25 (50) [1]
	MILITAR		$r_2(r_3)$ [2]	Medio (alto) [2]	25 (50) [2]
	PROTECCIÓN DE RELLENOS O DE MÁRGENES		r_2 (r_3) [3]	Medio (alto) [3]	25 (50) [3]
ÁREAS LITORALES	DEFENSA ANTE GRANDES INUNDACIONES [4]		r_3	Alto	50
	PROTECCIÓN DE TOMA DE AGUA O PUNTO DE VERTIDO		$r_2(r_3)$ [5]	Medio (alto) [5]	25 (50) [5]
	PROTECCIÓN Y DEFENSA DE MÁRGENES		$r_1(r_3)$ [6]	Bajo (alto) [5]	15 (50) [7]
	REGENERACIÓN Y DEFENSA DE PLAYAS		r_1	Bajo	15

[1] El índice IRE se elevará a r_3 cuando el tráfico esté asociado con el suministro energético o con materia primas minerales estratégicos y no se disponga de instalaciones alternativas adecuadas para su manipulación y/o almacenamiento.

[2] El índice IRE se elevará a r_3 cuando la instalación militar se considere esencial para la defensa nacional.

[3] En obras de protección de rellenos o de defensa de márgenes se tomará un índice IRE igual al señalado para el área portuaria en que se localiza.

[4] Se entienden como diques de defensa ante grandes inundaciones, aquéllos que en caso de fallo podrían producir importantes inundaciones en el territorio.

[5] El índice IRE se elevará a r_3 cuando la toma de agua o el punto de vertido esté asociado con el abastecimiento de agua para uso urbano o con la producción energética.

[6] El índice IRE se elevará a r_2 cuando en su zona de afección se localicen edificaciones o instalaciones industriales.

[7] Los índices inferiores a r_3 de la tabla se elevarán un grado por cada 30 M€ de coste de inversión inicial de la obra de abrigo.

Figura 2.2.34. ***ISA y probabilidad conjunta de fallo para ELU y p_{fELS}***

TIPO DE ÁREA ABRIGADA O PROTEGIDA				ÍNDICE ISA		P_{fELU}	P_{fELS}
ÁREAS PORTUARIAS	COMER-CIAL	Con zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique [1]	Mercancías peligrosas [2]	s_3	Alto	0.01	0.07
			Pasajeros y Mercancías no peligrosas [1]	s_2	Bajo	0.10	0.10
		Sin zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique		s_1	No significativo	0.20	0.20
	PESQUERO	Con zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s_2	Bajo	0.10	0.10
		Sin zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s_1	No signif.	0.20	0.20
	NÁUTICO-DEPORT.	Con zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s_2	Bajo	0.10	0.10
		Sin zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s_1	No signif.	0.20	0.20
	INDUS-TRIAL	Con zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique [1]	Mercancías peligrosas [2]	s_3	Alto	0.01	0.07
			Mercancías no peligrosas	s_2	Bajo	0.10	0.10
		Sin zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique		s_1	No significativo	0.20	0.20
	MILITAR	Con zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique [1]		s_3	Alto	0.01	0.07
		Sin zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s_1	No signif.	0.20	0.20
	PROTEC-CIÓN *	Con zonas de almacenamiento adosadas al dique [1]	Mercancías peligrosas [2]	s_3	Alto	0.01	0.07
			Mercancías no peligrosas	s_2	Bajo	0.10	0.10
ÁREAS LITORALES	DEFENSA ANTE GRANDES INUNDACIONES [3]			s_4	Muy alto	0.0001	0.07
	PROTECCIÓN DE TOMA DE AGUA O PUNTO DE VERTIDO			s_2 (s_3) [4]	Bajo (alto) [4]	0.10 0.0001	0.10 0.07
	PROTECCIÓN Y DEFENSA DE MÁRGENES			s_2 (s_4) [5]	Bajo (muy alto) [5]	0.10 0.0001	0.10 0.07
	REGENERACIÓN Y DEFENSA DE PLAYAS			s_1	No signif.	0.20	0.20

* PROTECCIÓN DE RELLENOS O MÁRGENES.

1 En el caso de que en la superficie adosada al dique esté previsto que se ubiquen edificaciones (p.e. estaciones marítimas, lonjas…), depósitos o silos que pudieran resultar afectados en el caso de fallo de la obra de abrigo, se considerará un índice ISA muy alto (s_4) ($p_{f,ELU}$=0.0001; $p_{f,ELS}$ = 0,007).

2 Se consideran mercancías peligrosas los grupos de de sustancias prioritarias incluidas en el anejo X de la Directiva Marco del Agua (Decisión 2455/2001/CE), en el inventario europeo de emisiones contaminantes (EPER: Decisión 2004/479/CE), y en el Reglamento Nacional de Admisión, Manipulación y Almacenamiento de Mercancías Peligrosas (Real Decreto 145/1989). (Ver ROM 5.1-05).

3 Se entiende como diques de defensa ante grandes inundaciones, aquéllos que en caso de fallo podrían producir importantes inundaciones en el territorio.

4 El índice ISA se elevará a s_3 cuando la toma de agua o el punto de vertido estén asociados con el abastecimiento de agua para uso urbano o industrial o con la producción energética.

5 El índice ISA se elevará a s_4 cuando en caso de fallo pudieran resultar afectadas edificaciones u otras instalaciones industriales.

Figura 2.2.35. ***IREO y operatividad mínima***

TIPO DE ÁREA ABRIGADA O PROTEGIDA				ÍNDICE IREO		$r_{f,ELO}$
ÁREAS PORTUARIAS	PUERTO COMERCIAL	Con zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique a las que afecte el rebase		r_{o3}	Alto	0.99
		Sin zonas de almacenamiento u operación de mercancías adosadas al dique con adosadas a las que no les afecte el rebase	Con tráfico de graneles	r_{o2} [2]	Medio	0.95 [1]
			Con tráficos de pasajeros y de mercancía general regulares	r_{o3} [2]	Alto	0.99 [1]
			Con tráficos de mercancía general tramp	r_{o2} [2]	Medio	0.95 [1]
	PUERTO PESQUERO			r_{o3}	Alto	0.99 [1]
	PUERTO NÁUTICO-DEPORTIVO			r_{o3}	Alto	0.99 [1]
	INDUSTRIAL	Con zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique a las que afecte el rebase		r_{o3}	Alto	0.99
		Sin zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique a las que afecte el rebase		r_{o2}	Medio	0.95 [1]
	MILITAR			r_{o3}	Alto	0.99
	PROTECCIÓN DE RELLENOS O DE MÁRGENES			r_{o3}	Alto	0.99
ÁREAS LITORALES	DEFENSA ANTE GRANDES INUNDACIONES			r_{o3}	Alto	0.99
	PROTECCIÓN DE TOMA DE AGUA O PUNTO DE VERTIDO			r_{o3} (r_{o2}) [3]	Alto (medio) [3]	0.99 (0.95) [3]
	PROTECCIÓN Y DEFENSA DE MÁRGENES			r_{o1} (r_{o3}) [4]	Bajo (alto) [4]	0.85 (0.99) [4]
	REGENERACIÓN Y DEFENSA DE PLAYAS			r_{o1}	Bajo	0.85

[1] En el caso de que los tráficos sean estacionales, la operatividad mínima se referirá a dicho periodo.

[2] En el caso de que la intensidad de la demanda sea pequeña (grado de utilización del área abrigada < 40%) los índices obtenidos podrán reducirse un grado.

[3] El índice IREO podrá reducirse a r_{02} cuando pueda considerarse que la demanda puede adaptarse a la parada operativa.

[4] El índice IREO deberá aumentarse a r_{03} cuando su zona de afección sea urbana o industrial.

Figura 2.2.36. ***ISAO y número máximo de paradas anuales***

TIPO DE ÁREA ABRIGADA O PROTEGIDA				ÍNDICE ISAO		N_m
ÁREAS PORTUARIAS	PUERTO COMERCIAL	Con zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique a las que afecte el rebase	Mercancías peligrosas [1]	s_{o3}	Alto	2
			Pasajeros y Mercancías no peligrosas	s_{o2}	Bajo	5
		Sin zonas de almacenamiento u operación de mercancías adosadas al dique o sólo con las que no les afecte el rebase		s_{o1}	No signif.	10
	PUERTO PESQUERO			s_{o2}	Bajo	5
	PUERTO NÁUTICO-DEPORTIVO			s_{o2}	Bajo	5
	INDUSTRIAL	Con zonas de almacenamiento u operación de mercancías o pasajeros adosadas al dique a las que afecte el rebase	Mercancías peligrosas [1]	s_{o3}	Alto	2
			Mercancías no peligrosas	s_{o2}	Bajo	5
		Sin zonas de almacenamiento u operación de mercancías adosadas al dique o adosadas a las que no les afecte el rebase		s_{o1}	No signif.	10
	MILITAR	Con zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique a las que afecte el rebase		s_{o3}	Alto	2
		Sin zonas de almacenamiento u operación adosadas al dique		s_{o1}	No signif.	10
	PROTEC-CIÓN*	Con zonas de almacenamiento adosadas al dique a las que afecte el rebase	Mercancías peligrosas [1]	r_{o3}	Alto	2
			Mercancías no peligrosas	s_{o2}	Bajo	5
ÁREAS LITORALES	DEFENSA ANTE GRANDES INUNDACIONES			s_{o4}	Muy alto	0
	PROTECCIÓN DE TOMA DE AGUA O PUNTO DE VERTIDO			s_{o2} (s_{o3}) [2]	Bajo (alto) [3]	5 (2)
	PROTECCIÓN Y DEFENSA DE MÁRGENES			s_{o1} (s_{o3}) [3]	No signif. (alto) [3]	10 (2) [3]
	REGENERACIÓN Y DEFENSA DE PLAYAS			s_{o1}	No signif.	10

* PROTECCIÓN DE RELLENOS O MÁRGENES.

1 Se considerarán mercancías peligrosas los grupos de sustancias prioritarias incluidas en el anejo X de la Directiva Marco del Agua (Decisión 2455/2001/CEE), en el inventario europeo de emisiones contaminantes (EPER: Decisión 2000/479/CE), y en el Reglamento Nacional de Admisión, Manipulación y Almacenamiento de Mercancías peligrosas (Real Decreto 145/1989). (Vre ROM 5.1).

2 El índice ISAO se elevará a s_{o2} cuando la parada operativa pueda tener importantes consecuencias medioambientales.

3 El índice IREO deberá aumentarse a s_{o3} cuando su zona de afección sea urbana o industrial.

Figura 2.2.37. ***Duración máxima probable de una parada operativa***

ÍNDICE IREO	ÍNDICE ISAO			
	No significativo	**Bajo**	**Alto**	**Muy alto**
Bajo	24 horas	12 horas	6 horas	0
Medio	12 horas	6 horas	3 horas	0
Alto	6 horas	3 horas	1 horas	0

Capítulo III
Agentes climáticos en el emplazamiento

Índice Capítulo III

CAPÍTULO III. AGENTES CLIMÁTICOS EN EL EMPLAZAMIENTO

3.1. INTRODUCCIÓN 189
3.1.1. Objetivos y organización del capítulo 189
3.1.1.1. Fundamentos y justificación 190
3.1.1.2. Otras recomendaciones a considerar 190
3.1.2. Hipótesis y bases de trabajo 190
3.1.2.1. Descripción temporal 190
3.1.2.1.1. Variables de evolución temporal rápida y lenta 190
3.1.2.2. Dominios espaciales de trabajo 191
3.1.2.3. Otros factores de proyecto 191
3.1.3. Descripción de los agentes climáticos 191
3.1.3.1. Descripción en el corto plazo: estados 191
3.1.3.1.1. Dominios del tiempo y de la frecuencia 191
3.1.3.1.2. Dimensión espacial de la descripción de estado 192
3.1.3.1.3. Descripción de variables cinemáticas y dinámicas 192
3.1.3.1.4. Duración del estado y descripción conjunta de variables rápidas y lentas 192
3.1.3.2. Descripción de duración intermedia: ciclos 192
3.1.3.2.1. Ciclos de solicitación 193
3.1.3.2.2. Ciclos de calma y de operatividad 193
3.1.3.3. Descripción de larga duración: años y vida útil 194
3.1.3.3.1. Descripción en la vida útil 194
3.1.3.4. Regímenes y funciones de probabilidad 194
3.1.4. Descripción conjunta de los agentes climáticos 195
3.1.5. Fuentes y bases de datos 196
3.1.5.1. Visuales 196
3.1.5.2. Retroanálisis de estados meteorológicos y campos de presiones 198
3.1.5.2.1. Red WANA 198
3.1.5.2.2. Datos Simar-44 (Proyecto HIPOCAS) 198
3.1.5.3. Simulación 198
3.1.5.4. Datos instrumentales 199
3.1.5.4.1. Red en aguas profundas 199
3.1.5.4.2. Red costera 199
3.1.5.4.3. Red de mareógrafos 199
3.1.5.5. Laboratorio 199
3.2. AGENTES CLIMÁTICOS ATMOSFÉRICOS 199
3.2.1. Velocidad y dirección del viento 200
3.2.1.1. Variables instantáneas y básicas 200
3.2.1.2. Descriptores de estado de viento 200
3.2.1.3. Función de probabilidad de la velocidad del viento 202
3.2.1.3.1. Varianza y desviación estandar de la velocidad 202
3.2.1.4. Espectro frecuencial y direccional del viento 202

3.2.2. Presión atmosférica en la superficie del mar 203
3.2.2.1. Variables instantánea y básica 203
3.2.2.2. Descriptor de estado de presión atmosférica 203
3.2.2.3. Función de probabilidad de la presión atmosférica 203
3.2.2.4. Función de densidad espectral de la presión atmosférica 204
3.2.3. Otros agentes climáticos atmosféricos 204
3.2.3.1. Visibilidad y niebla 204
3.2.3.2. Duración del estado 204
3.2.4. Modelos de circulación atmosférica: mesoescala y escala global 205
3.2.4.1. Escalas de movimiento 205
3.2.4.2. Circulación global 205
3.2.4.2.1. Masa de aire 205
3.2.4.3. Modelos paramétricos de circulación atmosférica 206
3.2.4.4. Modelos numéricos de circulación atmosférica 207
3.2.4.4.1. HIRLAM 207
3.2.4.5. Transformación regional del campo de velocidades y presiones 207
3.2.4.6. Circulación regional y local 208
3.2.4.6.1. Modelos de circulación local 208
3.2.4.6.2. Experimentación en túnel de viento 209
3.2.5. Descripción de corta, intermedia y larga duración 209
3.2.5.1. Descripción en el estado atmosférico 209
3.2.5.2. Descripción de un ciclo de solicitación y de calma atmosférica 210
3.2.5.3. Descripción conjunta de larga duración y regímenes 210
3.3. AGENTES CLIMÁTICOS MARÍTIMOS 210
3.3.1. Clasificación y ordenación 210
3.3.1.1. Oscilaciones de periodo corto 211
3.3.1.1.1. Oleaje, $\zeta_{oleaje}(\vec{x};t)$ 211
3.3.1.1.2. Grupos de olas, $\zeta_{BLW}(\vec{x};t)$ 211
3.3.1.1.3. Descomposición de las oscilaciones de corto periodo 212
3.3.1.2. Estado de oleaje 212
3.3.1.3. Oscilaciones de periodo intermedio 212
3.3.1.3.1. Maremotos, $\zeta_{ms}(\vec{x};t)$ 213
3.3.1.3.2. Pulsaciones barométricas, $\zeta_{ms}(\vec{x};t)$ 213
3.3.1.3.3. Oscilaciones forzadas en cuerpos de agua semicerrados y dársenas portuarias , $\zeta_{área}(\vec{x};t)$ 213
3.3.1.3.4. Descomposición de las oscilaciones de periodo intermedio 214
3.3.1.4. Estado de las oscilaciones intermedias 214
3.3.1.5. Oscilaciones de periodo largo 214
3.3.1.5.1. Marea meteorológica, $\zeta_{MM}(\vec{x};t)$ 214
3.3.1.5.2. Marea astronómica, $\zeta_{MA}(\vec{x};t)$ 214
3.3.1.5.3. Descomposición de las ondas de periodo largo 215
3.3.1.6. Estado de las oscilaciones largas 215
3.3.1.7. Estado del nivel (medio) del mar 215
3.3.1.8. Contenido energético en las oscilaciones del mar 216
3.3.1.9. Bordes continentales y zonas litorales 217
3.4. DESCRIPCIÓN DEL TREN DE ONDAS 218
3.4.1. Descripción matemática 218
3.4.1.1. Variables básicas 218

3.4.1.2. Ecuación de la dispersión 218
3.3.1.2.1. Interacción ola-corriente 219
3.4.1.3. Tipos de movimiento oscilatorio 220
3.4.1.3.1. Variación de la altura de onda a lo largo de la cresta 220
3.4.1.4. Caracterización matemática de la onda 221
3.4.1.5. Regímenes de ondas y selección de la teoría de ondas 221
3.4.1.5.1. Regímenes en función de $^{h}/_{L}$ 221
3.4.1.6. Dominio de la frecuencia 224
3.4.1.6.1. Flujo medio de energía oscilatoria 224
3.4.2. Transformación del tren de ondas 225
3.4.2.1. Asomeramiento 226
3.4.2.2. Asomeramiento y refracción con cambios de pendiente gradual 226
3.4.2.2.1. Limitación de la teoría del rayo 226
3.4.2.3. Reflexión producida por un dique o un acantilado 227
3.4.2.4. Difracción 228
3.4.2.4.1. Difracción producida por un dique semi-infinito 228
3.4.2.4.2. Radiación desde morros y obstáculos de forma arbitraria 228
3.4.2.4.3. Difracción producida durante la refracción 228
3.4.2.5. Modelos numéricos de transformación del tren de ondas 228
3.4.2.6. Clasificación de los modelos 229
3.4.2.6.1. Modelos formulados en la teoría de ondas 229
3.4.2.6.2. Descripción promediada y resolvedora de la fase 229
3.4.2.7. Dominios públicos de modelos de transformación de ondas 229
3.4.3. Modelos promediados en la fase en régimen de Stokes 230
3.4.3.1. Modelos numéricos formulados con la ecuación de la pendiente suave (MSPE) 231
3.4.3.1.1. Modelo elíptico 231
3.4.3.1.2. Aproximación parabólica 232
3.4.3.1.3. Aproximación hiperbólica 232
3.4.3.2. Coeficientes de transformación y propagación 233
3.4.3.2.1. Asomeramiento y refracción 233
3.4.3.2.2. Reflexión, difracción y radiación 233
3.4.4. Modelos numéricos resolvedores de la fase y modelos avanzados 234
3.4.4.1. La ecuación de pendiente suave no estacionaria MSPE-t 234
3.4.4.2. Los modelos basados en la ecuaciones de Boussinesq 235
3.4.4.3. Modelos de Boussinesq en el dominio de la frecuencia 235
3.4.4.4. Modelos numéricos a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes "exactos" 235
3.4.4.4.1. Modelos N-S y RANS 236
3.4.5. Selección de un modelo de transformación de ondas 236
3.4.5.1. Variables instantáneas, básicas y de estado de los modelos numéricos 237
3.4.5.2. Condiciones de contorno en los problemas de contorno 237
3.4.5.2.1. Condición de contorno cinemática 238
3.4.5.2.2. Condición de contorno dinámica 239
3.4.5.3. Tipos de condiciones de contorno en modelos analíticos y numéricos de transformación de ondas 239
3.4.6. Regímenes hidráulicos en la rotura de ondas y modelos de cálculo 239
3.4.6.1. Criterio de rotura 240
3.4.6.2. Rotura del tren de ondas por reducción de la profundidad 240
3.4.6.2.1. Forma de rotura de la onda 240

3.4.6.3. Regímenes hidráulicos de rotura de ondas 242
3.4.6.3.1. Regímenes de Miche, del índice de rotura y disipativos 242
3.4.6.3.2. Regímenes de rotura - reflexión 242
3.4.6.4. Evolución del tren de ondas en la zona de rompientes 244
3.4.6.4.1. Evolución de energía del tren de ondas en zona de rompientes irregulares 244
3.4.6.5. Variación del nivel del mar por rotura de trenes de onda 244
3.4.6.5.1. Modelos de transformación del nivel del mar 245
3.4.6.6. Rotura de ondas en mares cruzados 245
3.4.6.7. Rotura de ondas en presencia de corriente 246
3.4.6.8. Selección del modelo de rotura de ondas 246
3.5. DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE A CORTO PLAZO 247
3.5.1. Introducción 247
3.5.1.1. Importancia de la profundidad relativa y del régimen oscilatorio 247
3.5.1.2. Procesos de generación y transformación y dominios espaciales 248
3.5.1.3. Modelos y dominios 248
3.5.2. Descripción del estado en mar abierto (profundidades indefinidas) 248
3.5.2.1. Función de probabilidad de η 249
3.5.2.2. Funciones de probabilidad de la altura de ola individual 249
3.5.2.2.1. Relación entre descriptores de alturas de ola 250
3.5.2.3. Función de probabilidad del estadístico de orden r 250
3.5.2.3.1. Función de probabilidad de la altura de ola máxima $H_{máx,N}$ 251
3.5.2.4. Altura de ola de trenes múltiples: reflejado, difractado o irradiado 252
3.5.2.4.1. Función de densidad de la altura de ola total 252
3.5.2.5. Función de probabilidad del periodo de ola individual 252
3.5.2.6. Función de probabilidad conjunta de altura y periodo de ola 252
3.5.2.6.1. Altura y periodo de ola independientes 252
3.5.2.6.2. Altura y periodo de ola dependientes 253
3.5.2.7. Función de probabilidad del peralte de la ola 254
3.5.2.7.1. Peralte de la ola significante 254
3.5.2.7.2. Peralte límite en mar abierto 255
3.5.2.8. Espectros teórico-experimentales en mar abierto 255
3.5.2.9. Expresión general de la función de densidad espectral 256
3.5.2.9.1. Función de densidad espectral frecuencial tipo PM 257
3.5.2.9.2. Función de densidad espectral frecuencial tipo Jonswap 258
3.5.2.9.3. Parametrización espectral Jonswap con descriptores estadísticos 258
3.5.2.10. Funciones de densidad espectral direccional 259
3.5.2.11. Relaciones entre los descriptores estadísticos y espectrales en mar abierto 260
3.5.2.12. Espectro de dos o más estados de oleaje 261
3.5.2.12.1. Espectros bimodales 261
3.5.2.13. Extensión a otras variables cinemáticas y dinámicas 261
3.5.2.13.1. Funciones de densidad de probabilidad 262
3.5.2.13.2. Funciones de transferencia espectral 262
3.5.2.13.3. Extensión a otros agentes y problemas no lineales 263
3.5.3. Descripción en profundidades intermedias y reducidas 263
3.5.3.1. Función de densidad de probabilidad de la altura de ola 263
3.5.3.2. Funciones de densidad espectral 265
3.5.3.2.1. Espectro unidireccional TMA 265
3.5.3.2.2. Espectro Jonswap generalizado 265
3.5.3.2.3. Espectro de oleaje múltiple 267

3.5.4. Descripción en la zona de rompientes ... 267
3.5.4.1. Función de densidad de probabilidad de la altura de ola ... 268
3.5.4.1.1. Truncamiento de la función de Rayleigh ... 269
3.5.4.2. Criterios de rotura de las olas individuales de un tren irregular ... 269
3.5.4.3. Evolución de la altura de ola relativa ... 270
3.5.4.3.1. Función de densidad de probabilidad de la altura de ola relativa ... 270
3.5.4.4. Descriptores de estado en la zona de rompientes ... 271
3.5.4.4.1. Índice de rotura medio cuadrático ... 271
3.5.4.4.2. Peralte límite medio cuadrático ... 271
3.5.4.4.3. Máxima altura de ola limitada por rotura y probabilidad de presentación ... 272
3.5.4.5. Fracción de olas rompiendo, Q_b ... 273
3.5.4.6. Regímenes hidráulicos en la rotura del oleaje ... 273
3.5.4.6.1. Profundidad de inicio de rotura ... 275
3.5.4.7. Espectro frecuencial del oleaje en la zona de rompientes ... 275
3.5.4.8. Evolución del nivel medio del mar en la zona de rompientes ... 275
3.6. GENERACIÓN Y TRANSFORMACIÓN DEL ESTADO DE OLEAJE ... 276
3.6.1. Dominios espaciales y selección de modelos ... 276
3.6.1.1. Procesos lentos y rápidos ... 276
3.6.1.2. Selección de modelos ... 277
3.6.2. Modelos de generación del oleaje en mar abierto ... 277
3.6.2.1. Modelos paramétricos de generación: campo homogéneo ... 278
3.6.2.1.1. Descriptores de estado ... 278
3.6.2.1.2. Funciones de densidad espectral ... 279
3.6.2.1.3. Efectos de la configuración del área de generación y viento no uniforme 279
3.6.2.1.4. Métodos gráficos ... 279
3.6.2.2. Modelos numéricos de generación ... 279
3.6.2.2.1. En mar abierto: WAM ... 279
3.6.2.2.2. Mares y plataforma continental: WAVEWATCH ... 280
3.6.3. Modelos de generación, transformación y rotura ... 280
3.6.3.1. Modelo dominios II-V: SWAN ... 280
3.6.4. Modelos de transformación en profundidades intermedias y reducidas ... 281
3.6.4.1. Modelos lineales integrados en la fase ... 281
3.6.4.2. Resultados de los modelos lineales y sus aplicaciones ... 281
3.6.4.2.1. Transformación de olas individuales ... 281
3.6.4.2.2. Descriptores de estado ... 282
3.6.4.2.3. Función de densidad de probabilidad ... 282
3.6.4.2.4. Transformación de los componentes espectrales ... 283
3.6.4.2.5. Funciones de transferencia espectral ... 283
3.6.4.2.6. Validez de la aproximación lineal y campo de aplicación ... 285
3.6.4.3. Modelos resolvedores de la fase de un tren irregular de ondas ... 286
3.6.4.4. Modelos resolvedores de las ecuaciones generales ... 286
3.6.4.5. Selección de los modelos de transformación del oleaje (sin rotura) ... 286
3.6.5. Modelos para la zona de rompientes ... 286
3.6.5.1. Bases para los modelos para la zona de rompientes ... 286
3.6.5.2. Modelos de evolución de la ola rota y disipación de energía ... 287
3.6.5.2.1. Disipación por fricción con el lecho ... 287
3.6.5.2.2. Disipación durante la rotura de ola por fondo ... 288

3.6.5.3. Métodos numéricos de transformación que incluyen la rotura ... 289
3.6.5.3.1. Modelos integrados en la fase ... 289
3.6.5.3.2. Modelos resolvedores de la fase ... 290
3.6.5.3.3. Modelos numéricos avanzados ... 290
3.6.5.4. Métodos numéricos para el cálculo del nivel medio ... 291
3.6.5.5. Calibración de los modelos ... 291
3.6.6. Transformación del oleaje en zonas con batimetría regular ... 291
3.6.6.1. Tranformación de la función de probabilidad $p(H,T_z)$ ... 291
3.6.6.2. Distribución de Rayleigh ... 291
3.6.6.3. Evolución de la altura relativa de la ola ... 292
3.6.6.4. Transformación de la función de densidad espectral ... 292
3.7. DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE A MEDIO Y LARGO PLAZO ... 292
3.7.1. Descripción estadística de los estados de oleaje: regímenes anuales ... 293
3.7.1.1. Curva de estados ... 293
3.7.1.1.1. Paradas técnicas y fallos instrumentales y relleno de datos ... 294
3.7.1.2. Frecuencia relativa de los estados de oleaje en Υ ... 294
3.7.1.2.1. Frecuencia relativa de los estados de oleaje en el año meteorológico ... 294
3.7.1.3. Régimen de los estados de oleaje (Régimen de oleaje) ... 294
3.7.1.4. Régimen de duración de la excedencia ... 295
3.7.1.5. Régimen de los estados de oleaje en la vida útil ... 295
3.7.1.6. Ajuste de modelos de probabilidad marginales ... 296
3.7.1.7. Limitaciones debidas a la no estacionariedad del proceso aleatorio ... 296
3.7.1.8. Régimen conjunto $(H_s, \overline{T_z})$ ... 297
3.7.1.9. Régimen de los estados de oleaje condicionado a la dirección de propagación ... 300
3.7.1.10. Régimen de los estados de oleaje condicionado al nivel ... 300
3.7.2. Descripción estadística de los ciclos de operatividad y de calma ... 301
3.7.2.1. Persistencia, regímenes ... 302
3.7.2.1.1. Persistencia media del ciclo de operatividad ... 302
3.7.2.2. Regímenes de los valores mínimos ... 302
3.7.3. Descripción estadística de los ciclos de solicitación ... 302
3.7.3.1. Frecuencia relativa de las excedencias del valor umbral ... 303
3.7.3.2. Modelo de probabilidad de excedencias sobre umbral: GPD ... 304
3.7.3.3. Régimen de excedencia sobre umbral condicionado a la dirección de propagación ... 304
3.7.3.4. Regímenes de persistencia ... 304
3.7.3.4.1. Persistencia media y número medio de ciclos de solicitación ... 305
3.7.3.5. Modelo de probabilidad del número de ciclos de solicitación en Υ ... 305
3.7.3.5.1. Número de ciclos de solicitación en el año meteorológico y en la vida útil 305
3.7.3.6. Modelos del ciclo de solicitación ... 306
3.7.3.6.1. Evolución temporal ... 306
3.7.3.6.2. Parámetros de forma del ciclo de solicitación ... 307
3.7.3.7. Marea meteorológica asociada al ciclo de solicitación ... 308
3.7.4. Análisis de los valores máximos y extremos ... 308
3.7.4.1. Distribución de altura de ola máxima en un estado de oleaje ... 309
3.7.4.2. Probabilidad de excedencia de la altura de ola máxima ... 309
3.7.4.2.1. En un ciclo de solicitación ... 309
3.7.4.2.2. En el año y en la vida útil ... 310
3.7.4.3. Función de distribución de los picos anuales (Régimen de picos sobre umbral) ... 311

3.7.4.4. Función de distribución del máximo de N picos anuales (Régimen de máximo pico anual) ... 311
3.7.4.5. Régimen de los estados de mar máximo anual (Régimen de temporales) ... 313
3.7.4.6. Condiciones de trabajo ... 314
3.7.5. Predicción de oleaje en las costas españolas ... 314
3.8. GRUPOS DE OLAS ... 315
3.8.1. Introducción ... 315
3.8.1.1. Importancia de los grupos de olas ... 315
3.8.1.2. Variables instantáneas ... 315
3.8.2. Descripción en el estado ... 316
3.8.2.1. Probabilidad conjunta de alturas de ola consecutivas, $f(H_1, H_2)$ ... 316
3.8.2.1.1. Alturas de ola independientes ... 316
3.8.2.1.2. Alturas de ola correlacionadas ... 316
3.8.2.1.3. Valor esperado del parámetro de correlación $\bar{\kappa}$ ... 317
3.8.2.2. Probabilidad del número de olas ... 317
3.8.2.2.1. Función de probabilidad de j_1 ... 317
3.8.2.2.2. Función de probabilidad del número de olas, j_2 ... 318
3.8.2.3. Función de densidad de la envolvente del grupo ... 319
3.8.2.3.1. Número medio de olas en el grupo Π ... 319
3.8.2.4. Espectro de energía de la amplitud de la envolvente ... 319
3.8.2.4.1. Valor medio de la amplitud ... 320
3.8.2.4.2. Longitud media y periodo medio del grupo ... 320
3.8.2.4.3. Peralte espacial y temporal del grupo de olas ... 320
3.8.2.5. Descripción frecuencial de las ondas vinculadas ... 321
3.8.3. Transformación del grupo de olas y del nivel del mar vinculado ... 321
3.8.3.1. Importancia de la variación temporal y espacial del nivel del mar ... 321
3.8.3.2. Modelos de transformación ... 322
3.8.4. Grupos de olas en los ensayos en modelo físico ... 322
3.8.4.1. Limitaciones en la generación: modos libres y forzados ... 322
3.8.4.2. Limitaciones en los contornos ... 323
3.8.5. Descripción conjunta de grupos de olas y nivel del mar ... 324
3.8.5.1. Recomendaciones para la descripción conjunta ... 324
3.9. OSCILACIONES DE PERIODO INTERMEDIO ... 325
3.9.1. Maremotos ... 325
3.9.1.1. Introducción ... 325
3.9.1.2. Variables instantáneas y básicas ... 326
3.9.1.2.1. Descripción como onda larga ... 326
3.9.1.3. Descripción de estado ... 326
3.9.1.4. Descripción estadística del maremoto ... 327
3.9.1.5. Descripción espectral del maremoto ... 327
3.9.1.5.1. Consecuencias para el cálculo y la aplicación espectral ... 328
3.9.1.6. Descripción a largo plazo ... 329
3.9.1.6.1. Distribución de la máxima amplitud anual (Régimen extremal maremotos) 329
3.9.1.7. Modelos de transformación ... 329
3.9.1.7.1. Modelos en el dominio del tiempo ... 329
3.9.1.8. Verificación frente a maremotos ... 329
3.9.1.8.1. El maremoto como agente extraordinario ... 330

3.9.1.8.2. El maremoto como agente extremo ... 330
3.9.1.9. Red de alertas ... 330
3.9.2. Maremoto generado por un deslizamiento ... 330
3.9.2.1. Verificación ... 330
3.9.3. Meteomaremotos ... 331
3.9.3.1. Pulsaciones barométricas locales ... 331
3.9.3.2. Descripción a corto, medio y largo plazo ... 331
3.9.3.3. El meteomaremoto como agente extremo ... 331
3.9.3.4. Descripción conjunta de meteomaremotos ... 331
3.9.4. Otras fuentes de oscilaciones intermedias ... 332
3.9.4.1. Ondas de borde ... 332
3.9.4.2. Ondas de cizalla ... 333
3.9.5. Oscilaciones forzadas en áreas portuarias y litorales ... 333
3.9.5.1. Descripción en el dominio del tiempo ... 333
3.9.5.2. Descripción en el dominio de la frecuencia ... 333
3.9.5.3. Generación y transformación de oscilaciones intermedias en el área ... 333
3.9.5.3.1. Modelos en el dominio del tiempo ... 333
3.9.5.3.2. Modelos en el dominio de la frecuencia ... 334
3.9.5.4. Descripción a largo plazo ... 334
3.9.5.5. Verificación frente a las oscilaciones en dársenas ... 334
3.10. OSCILACIONES DE PERIODO LARGO ... 334
3.10.1. Previsión del nivel del mar en las costas españolas ... 335
3.10.1.1. Modelo HAMSOM ... 335
3.10.1.2. Previsión de la marea astronómica ... 335
3.10.2. Marea meteorológica ... 335
3.10.2.1. Introducción ... 335
3.10.2.2. Variables instantánea y básica ... 336
3.10.2.3. Descriptor de estado ... 336
3.10.2.4. Ciclo de solicitación y amplitud ... 337
3.10.2.5. Modelos de generación y tranformación ... 337
3.10.2.6. Modelos numéricos ... 337
3.10.2.7. Selección de los modelos numéricos ... 337
3.10.2.7.1. Condiciones estacionarias ... 338
3.10.2.8. Modelos de forma de marea meteorológica ... 338
3.10.2.9. Descripción a medio y largo plazo ... 338
3.10.2.10. Curvas de estados sobre umbral ... 338
3.10.2.11. Frecuencia relativa de las excedencias del valor umbral ... 338
3.10.2.12. Modelo de probabilidad de excedencias sobre umbral: GPD ... 338
3.10.2.13. Régimen de duración de la excedencia ... 339
3.10.2.14. Modelo de probabilidad del número de ciclos de marea meterorológica en Υ ... 339
3.10.2.15. Función de distribución de la amplitud máxima del ciclo de marea meteorológica ... 339
3.10.2.16. Función de distribución de la amplitud máxima anual ... 340
3.10.2.17. Régimen extremal de la amplitud de la marea meteorológica ... 340
3.10.2.18. Descripción conjunta con otros agentes ... 340
3.10.2.19. La marea meteorológica en la verificación ... 340
3.10.3. Marea astronómica ... 341
3.10.3.1. Introducción ... 341
3.10.3.2. Variables instantánea y básica ... 342
3.10.3.3. Variable de estado ... 342

3.10.3.4. Ciclo de solicitación de la marea astronómica ... 343
3.10.3.5. Valocidad de la corriente de marea ... 343
3.10.3.5.1. Elipse de marea ... 343
3.10.3.5.2. Variación de la corriente de marea en la profundidad ... 344
3.10.3.6. Corrientes submareales ... 344
3.10.3.7. Modelos de generación y transformación ... 344
3.10.3.7.1. Efecto Coriolis en la plataforma interior ... 345
3.10.3.8. Predicción de la onda de marea ... 345
3.10.3.8.1. Componentes armónicas principales de la marea ... 345
3.10.3.8.2. Clasificación de la marea en un punto ... 346
3.10.3.8.3. Componentes de marea generadas en aguas someras y por contornos ... 347
3.10.3.9. Descripción a medio y largo plazo ... 347
3.10.3.10. Curva de estados de marea astronómica ... 347
3.10.3.11. Ciclos de solicitación y número de ciclos de la marea astronómica: mareas vivas ... 347
3.10.3.12. Función de distribución de la carrera máxima del ciclo de marea astronómica ... 347
3.10.3.13. Función de distribución de la carrera máxima anual ... 348
3.10.3.14. Régimen extremal de la carrera de la marea astronómica ... 348
3.10.3.15. Descripción conjunta con otros agentes ... 348
3.10.3.16. La marea astronómica en la verificación ... 348
3.10.4. Corrientes marinas y circulación oceánica ... 349
3.10.4.1. Variables instantáneas, básica y de estado ... 349
3.10.4.1.1. Corriente media integrada en la columna de agua ... 349
3.10.4.2. Modelos de circulación oceánica ... 349
3.10.4.3. Otros fenómenos relacionados con la propagación de ondas largas ... 350
3.11. DESCRIPCIÓN CONJUNTA (AGENTES CLIMÁTICOS) ... 350
3.11.1. Dinámica de los agentes climáticos ... 350
3.11.1.1. Dinámica atmosférica ... 350
3.11.1.2. Dinámica de los maremotos ... 351
3.11.1.3. Dinámica astronómica ... 351
3.11.1.4. Simultaneidad de ciclos de solicitación ... 351
3.11.2. Regímenes conjuntos de los ciclos de solicitación ... 351
3.11.2.1. Simultaneidad en las condiciones de trabajo ... 352
3.11.2.1.1. Caso I ... 352
3.11.2.1.2. Caso II ... 352
3.11.2.1.3. Caso III ... 352
3.11.2.2. Variables aleatorias asociadas al mismo proceso de Poisson ... 352
3.11.2.2.1. Régimen de picos por direcciones ... 352
3.11.2.3. Variables aleatorias asociadas a distintos procesos de Poisson ... 353
3.11.2.4. Variables aleatorias asociadas a distintos procesos de Poisson y diferentes escalas ... 353
3.11.2.5. Caso general ... 353
3.11.3. Regímenes conjuntos de nivel del mar y estados de oleaje ... 353
3.11.3.1. Situación I ... 354
3.11.3.2. Situación II ... 354
3.11.3.3. Situación III ... 355
3.12. VERIFICACIÓN FRENTE A LOS AGENTES CLIMÁTICOS ... 355
3.12.1. Niveles II y III ... 356
3.12.1.1. Simulación de Monte Carlo ... 356
3.12.1.2. Estados límite últimos ... 356

3.12.1.3. Estados límite de servicio y últimos 356
3.12.1.4. Estados límite operativos 357
3.12.2. Nivel I 357
3.12.2.1. Verificación de las condiciones de trabajo operativas: CT_1 357
3.12.2.2. Verificación de las condiciones de trabajo extremas y excepcionales: CT_2, CT_3 357
3.12.2.3. Ciclos predominantes y simultáneos en el modo de fallo 357
3.12.2.4. Valores compatibles de los agentes de ciclos simultáneos 357
3.12.2.5. Contribución de cada supuesto 358
3.12.2.6. Valores compatibles a partir de los regímenes de los ciclos de solicitación 359
3.12.2.7. Probabilidad de excedencia y periodo de retorno 359
3.13. FACTORES GEOMÉTRICOS 360
3.13.1. Niveles de referencia 361
3.13.1.1. Variabilidad temporal y espacial de los niveles de referencia 361
3.13.1.1.1. Variabilidad de larga duración del NMMA 361
3.13.1.1.2. NRM y variabilidad espacial 361
3.13.1.2. Información de proyecto 361
3.13.1.3. Profundidad de agua en el estado 362
3.13.1.3.1. Profundidad de agua sin oscilaciones del mar 362
3.13.1.3.2. Profundidad de agua con oscilaciones de periodo largo 362
3.13.1.3.3. Profundidad de agua en presencia de los agentes climáticos 363
3.13.2. Topografía y batimetría 363
3.13.2.1. Levantamientos topográficos y batimétricos 363
3.13.2.2. Extensión del levantamiento batimétrico 363
3.13.2.2.1. Reducciones recomendables 364
3.13.2.2.2. Escala del levantamiento batimétrico 364
3.13.3. Naturaleza y variabilidad del fondo 364
3.13.3.1. Información en las cartas naúticas del IHM 364
3.13.3.2. Batimetría y naturaleza del fondo 365
3.13.3.3. Procesos y evolución espacial y temporal del fondo 365
3.13.3.3.1. Evolución del fondo en presencia de las obras 366
3.13.3.4. Procesos y evolución espacial y temporal de la morfología litoral 366

3.1 INTRODUCCIÓN

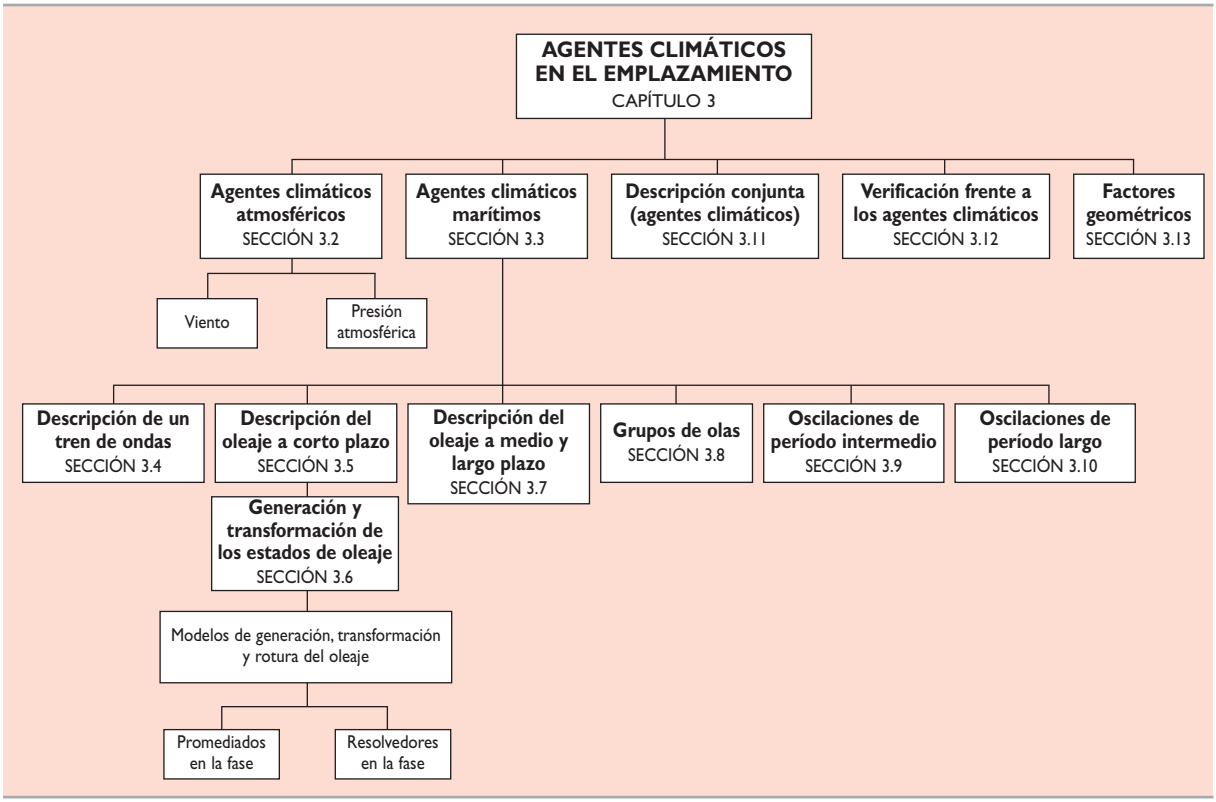
La forma en planta del área abrigada y la tipología y las dimensiones geométricas de los diques se determinan en función de los factores de proyecto predominantes que, en la mayoría de los casos, son los agentes climáticos marinos (oleaje y nivel del mar) y el terreno. En cada punto del emplazamiento y a lo largo del tiempo, los agentes marinos se manifiestan por oscilaciones del mar que pueden provocar movimientos del barco o generar acciones sobre las obras, por ejemplo empujes horizontales sobre un dique vertical o presiones intersticiales en el terreno. La variabilidad temporal de los agentes está relacionada con las oscilaciones espaciales mediante la correspondiente ecuación de dispersión que, en general, vincula el periodo de la oscilación con su celeridad o longitud de onda y las condiciones del medio, por ejemplo, la profundidad de agua.

Para desarrollar el proyecto de un área abrigada, sea cual fuere su alcance y el de sus obras marítimas, se necesita cuantificar los factores de proyecto en el emplazamiento para realizar: el predimensionamiento, especificar, en su caso, las campañas de investigación (marina, geotécnica y de los materiales), redactar el proyecto de construcción, ejecutar la obra; seguidamente, ponerla en servicio, usar y explotar y, en su caso reparar durante su vida útil y, finalmente, desmantelar y restaurar el emplazamiento. El alcance de estos trabajos depende de la importancia de la obra, evaluada por su carácter, del nivel de verificación I, II o III, y de la fase de proyecto.

3.1.1 Objetivos y organización del capítulo

El objetivo de este capítulo es proporcionar los métodos y las herramientas analíticas y numéricas necesarias para describir y caracterizar los agentes climáticos de forma conjunta y otros factores de proyecto en el emplazamiento, sin la presencia de la obra. El resultado final de estos trabajos debiera ser los regímenes conjuntos de los estados meteorológicos medios y de máximos en el emplazamiento y de los restantes agentes del medio físico. En la figura 3.3.1 se detalla la organización de este capítulo.

Figura 3.3.1. ***Organización del capítulo 3 y secciones***



3.1.1.1 Fundamentos y justificación

El Anejo "Fundamentos y justificación" contiene algunos conceptos y justificaciones de lo recomendado en este capítulo y la información necesaria para su aplicación. Se ha procurado recoger en estas Recomendaciones los conceptos, criterios y métodos en los que se fundamenta la Ingeniería Marítima procurando evitar lo particular para facilitar la incorporación de los progresos del estado del conocimiento que se están ocurriendo en estos años.

Comentario. Excepto en los casos en los que se indique de otra manera, todas las magnitudes se expresan en el S.I.; por ejemplo, longitud, altura, profundidad y desplazamiento en metros, periodo y tiempo en segundos, velocidad en m/s y aceleración en m/s^2.

3.1.1.2 Otras Recomendaciones a considerar

Dado que varios de los agentes climáticos atmosféricos y marítimos tienen el mismo origen es conveniente describirlos de forma conjunta, apartado 3.1.2.3. A tal efecto, en estas Recomendaciones se recapitula parte de la información incluida en la ROM 0.4-95. En España, siempre que sea posible, la descripción de los agentes climáticos se apoyará en medidas instrumentales específicas en el emplazamiento, o, en su defecto, de la Red de Puertos del Estado (www.puertos.es) y del AEMET (www.aemet.es) y trasladadas al emplazamiento mediante la aplicación de modelos numéricos debidamente contrastados y validados.

Además, la descripción del agente sísmico se podrá considerar como agente independiente de los demás agentes del medio físico y se ajustará a la Norma de Construcción Sismorresistente actualmente vigente (NCSR-02). El maremoto que se produce por la ocurrencia de un terremoto con el epicentro en el fondo del mar se podrá describir como función estadística derivada de la de aquél, e independendiente de los restantes agentes climáticos. Los aspectos relacionados con la descripción y caracterización del terreno se ajustará a la ROM 0.5-05.

3.1.2 Hipótesis y bases de trabajo

Los agentes climáticos, en particular las oscilaciones del mar, se pueden describir admitiendo que son procesos aleatorios y que sus descriptores estadísticos son aproximadamente constantes en un intervalo de tiempo, denominado estado, de duración limitada. En él, tanto las variables instantáneas como las básicas son variables aleatorias que siguen modelos de probabilidad cuyos parámetros se pueden utilizar, entre otros, como descriptores de estado.

3.1.2.1 Descripción temporal

Los agentes climáticos se pueden describir y caracterizar de acuerdo con el siguiente esquema:

1. Variables en el estado: instantáneas, básicas y descriptores de estado.
2. Descripción estadística y frecuencial de las variables de estado o descripción a corto plazo.
3. Evolución temporal de los estados y descripción de duración intermedia: Curvas de estado, ciclos de solicitación, de calma y de operatividad.
4. Descripción de larga duración de los estados agrupados en intervalos de tiempo: estacional, anual, plurianual y vida útil.
5. Regímenes o funciones de probabilidad (estacional, anual, plurianual y vida útil) de las variables de estado, teniendo en cuenta o no, su pertenencia a los ciclos de solicitación y calma.

3.1.2.1.1 Variables de evolución temporal rápida y lenta

El oleaje suele se el agente climático principal para los diques de abrigo. El periodo de la ola, que es del orden de segundos, es una medida de su variabilidad temporal. Se dice que, en un punto del mar, el oleaje varía de forma rápida. Sin embargo, la variabilidad temporal de las mareas astronómica y meteorológica es del orden de horas. Son manifes-

taciones lentas (con respecto al oleaje) todas aquellas cuya periodo de oscilación es varias veces mayor que el periodo del oleaje, es decir, los grupos de olas, las oscilaciones intermedias y las mareas meteorológica y astronómica.

3.1.2.2 Dominios espaciales de trabajo

De acuerdo con la importancia de los procesos de generación, evolución y transformación de los agentes climáticos, se definen cinco dominios espaciales de trabajo: *(I)* oceáno y mar abierto, *(II)* plataforma continental exterior, *(III)* plataforma continental interior y áreas litoral incluyendo zona de rompientes, *(IV)* áreas portuarias y *(V)* mares confinados de profundidad reducida. La importancia de los procesos en cada uno de ellos se determina por el cociente entre la longitud característica necesaria para que se produzca un cambio significativo en el campo de las oscilaciones climáticas marítimas (y atmosféricas) y las dimensiones del dominio.

3.1.2.3 Otros factores de proyecto

En el proyecto de obras marítimas y, en particular, de los diques de abrigo la seguridad, el servicio y la operatividad dependen de los agentes del medio físico climáticos y sísmicos, que actúan directamente sobre la obra o fuerzan la aparición de otros agentes. En general, en ingeniería marítima todos los factores de proyecto: parámetros, agentes y sus acciones pueden ser descritos siguiendo los dos apartados anteriores.

Comentario. La generalización de la descripción de los agentes climáticos y otros agentes permite un tratamiento uniforme de la información y su aplicación en la verificación de la seguridad, el servicio y la operatividad. Así, agentes tan diferentes como el oleaje, la presión intersticial en el terreno, la corrosión de una pila y la temperatura del agua, asi como su variabilidad espacial y temporal, se pueden describir y analizar de forma análoga. Este método permite organizar de forma rigurosa, coherente y homogénea el análisis de las condiciones de trabajo, la simultaneidad y compatibilidad de los valores de los agentes y acciones, y el cálculo de la probabilidad conjunta de fallo y de uso y explotación en la vida útil o en cualquier otro intervalo de tiempo.

3.1.3 Descripción de los agentes climáticos

De acuerdo con el apartado 3.1.2.1 los agentes climáticos (y otros factores de proyecto como el terreno y los agentes sísmicos) se pueden describir en tres escalas de tiempo: corta, intermedia y larga.

3.1.3.1 Descripción en el corto plazo: estados

A los efectos prácticos y con las restricciones impuestas, se admite que en un estado se produce un conjunto de manifestaciones del agente o agentes que pertenecen a un proceso aleatorio estacionario y homogeneo, y que los descriptores estadísticos temporales y espaciales son invariantes. Esta descripción se denomina de corta duración (o a corto plazo).

Comentario. En España es habitual denominar estado de mar al estado de oleaje. Sin embargo, en estas Recomendaciones se opta por generalizar estas definiciones, otorgando a cada una de ellas el ámbito de aplicación de su denominación, oleaje, nivel del mar, atmosférico y meteorológico. Así el estado de nivel del mar incluye las manifestaciones lentas de la superficie libre del mar. El estado meteorológico incluye el conjunto de manifestaciones de los agentes climáticos forzados por la actividad atmosférica: viento, presión atmosférica, oleaje y marea meteorológica y, en su caso, meteomaremotos.

3.1.3.1.1 Dominios del tiempo y de la frecuencia

La descripción de un proceso aleatorio en el estado se puede hacer, o bien mediante el análisis estadístico de una serie temporal de las variables básicas para obtener sus modelos de probabilidad y sus momentos esta-

dísticos, o bien mediante el análisis frecuencial de la serie para obtener su espectro frecuencial y direccional y sus momentos espectrales. Habitualmente el descriptor estadístico de estado es un valor estadístico muestral, por ejemplo, la media, el valor medio cuadrático, etc., y el descriptor frecuencial de estado se elige entre los valores de los momentos espectrales o una combinación de ellos, por ejemplo el área bajo el espectro o momento de orden cero y que representa la varianza total del proceso.

Para los casos en los que los que la evolución local de las variables instantáneas (alrededor de su valor medio) sigan un modelo de probabilidad gaussiano, entonces, con amplia generalidad y con algunas hipótesis adicionales, se pueden establecer relaciones teóricas entre las descripciones estadísticas y espectrales y entre los respectivos descriptores de estado, (tal y como se describe en la sección 4.3.1).

Comentario. La descripción a corto plazo de las oscilaciones del mar se apoya en la hipótesis de ergodicidad que acota la estacionariedad estadística temporal y la homogeneidad estadística espacial de los procesos aleatorios.

3.1.3.1.2 Dimensión espacial de la descripción de estado

La descripción de estado de las oscilaciones del mar tiene carácter puntual; con carácter general, la descripción del estado en un punto se podrá suponer que es válida en un cuadrado (o circunferencia) de centro el punto y de lado (diámetro) del orden de un cuarto de la longitud de onda representativa de la oscilación. Si la batimetría es regular y no hay obstáculos se podrá ampliar el campo de validez.

3.1.3.1.3 Descripción de variables cinemáticas y dinámicas

En algunas ocasiones puede ser necesario describir otras variables instantáneas relacionadas con la cinemática y dinámica atmosférica o marítima tales como la velocidad y la aceleración de las partículas de agua, presiones y tensiones tangenciales sobre el terreno, etc., cuya variabilidad temporal y espacial está relacionada con las oscilaciones que las causan. En el marco de la teoría lineal, las descripciones de aquellas se pueden realizar en función de la descripción del desplazamiento vertical de la superficie libre a través de las correspondientes funciones de transferencia.

3.1.3.1.4 Duración del estado y descripción conjunta de variables rápidas y lentas

La duración del estado cuantifica el tiempo que debe transcurrir para que se produzca un cambio significativo en la manifestación del proceso y, en consecuencia, el tiempo durante el cual se admite que se cumplen las hipótesis sobre las que se sustenta. La duración del estado viene limitada, entre otros, por la tasa o velocidad de cambio del contenido energético del oleaje; con carácter general en las costas españolas se adoptará un intervalo de tiempo de una hora.

Los agentes cuya tasa de cambio (o tiempo de evolución del estado) sea bastante superior a la duración del estado se podrán suponer constantes en el estado. Por ello, en general, las variables lentas asociadas a otros agentes de actuación simultánea pueden representarse por su valor medio en el estado. Esto ocurre frecuentemente cuando se trabaja con descriptores de estado del oleaje y con variaciones del nivel del mar debido a las mareas meteorológica y astronómica. En todos los casos la descripción conjunta de los agentes y de sus acciones en la obra debe fundamentarse en la concomitancia de sus escalas temporales.

3.1.3.2 Descripción de duración intermedia: ciclos

La evolución temporal de los estados depende de la evolución de los agentes forzadores y restauradores y de las características geométricas y rugosidad de los contornos del cuerpo de agua en el que se producen. Su representación gráfica se denominan curvas de estado.

En general, el oleaje es el que tiene una evolución temporal más rápida; en pocas horas el mar pasa de estar en calma a mostrar condiciones de temporal, respondiendo, casi instantáneamente a la evolución de los campos de velocidad de viento y presión atmosférica. En el otro extremo la marea astronómica semidiurna necesita algo más de doce horas para ascender desde la bajamar hasta la pleamar y su tasa de cambio es, aproximadamente, constante en cada una de las doce horas del periodo de la onda. Es conveniente ordenar la curva de estado en ciclos.

3.1.3.2.1 Ciclos de solicitación

El ciclo de solicitación es el tiempo en el que el valor de las variables que definen el estado permanece de forma continua por encima de un valor umbral. Los ciclos de solicitación del oleaje se conocen también con el nombre de temporales. El ciclo de solicitación de los estados meteorológicos contiene la evolución conjunta del oleaje, los grupos de olas y la marea meteorológica. El ciclo de solicitación de la marea astronómica agrupa las oscilaciones de las mareas vivas. La presentación de los ciclos de solicitación de los maremotos y de la marea astronómica (mareas vivas y muertas) no está relacionada con la ocurrencia de los ciclos meteorológicos.

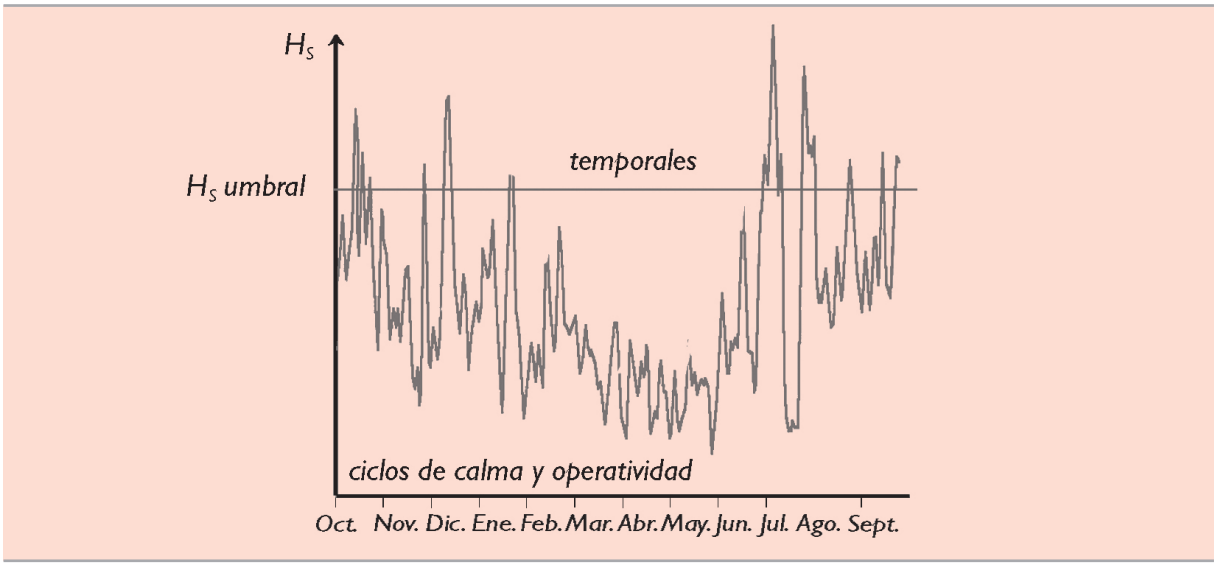
El valor del pico del ciclo de solicitación y la duración del ciclo son dos de sus variables aleatorias. Con los valores de pico se construye la muestra para ajustar el régimen de picos sobre umbral. La duración o persistencia del ciclo es el tiempo de la excedencia del valor umbral que define el ciclo. Es conveniente dividir esta duración en tres partes relacionadas con la generación y crecimiento, máximo y descenso o amortiguamiento del proceso aleatorio. La duración es una variable aleatoria y el valor medio de los ciclos de solicitación suele ser del orden de días.

Comentario. Durante el tiempo de excedencia del valor umbral del descriptor de estado "cese de operatividad", (el que transcurre entre dos ciclos continuos de operatividad) no hay condiciones para el uso y explotación de la obra o alguno de sus tramos y en consecuencia es un tiempo de parada operativa.

3.1.3.2.2 Ciclos de calma y de operatividad

El ciclo de calma es el tiempo en el que el valor de las variables que definen el estado permanece de forma continua por debajo de un valor umbral de calma o de operatividad. La presentación de los ciclos de calma están asociados a condiciones de buen tiempo. Su duración es una variable aleatoria y el valor medio de los ciclos de calma suele ser del orden de semanas, figura 3.3.2.

Figura 3.3.2. Ciclos de solicitación, calma y operatividad de un año meteorológico



3.1.3.3 Descripción de larga duración: años y vida útil

En la descripción de larga duración se analiza la secuencia de estados, por años meteorológicos, identificando los valores umbrales de seguridad y servicio de los agentes cuya excedencia pueden afectar significativamente la fiabilidad y la funcionalidad de la obra. Así mismo, se pueden identificar los valores umbrales de los agentes de uso y explotación cuya excedencia pueden afectar significativamente la operatividad de la obra o tramo.

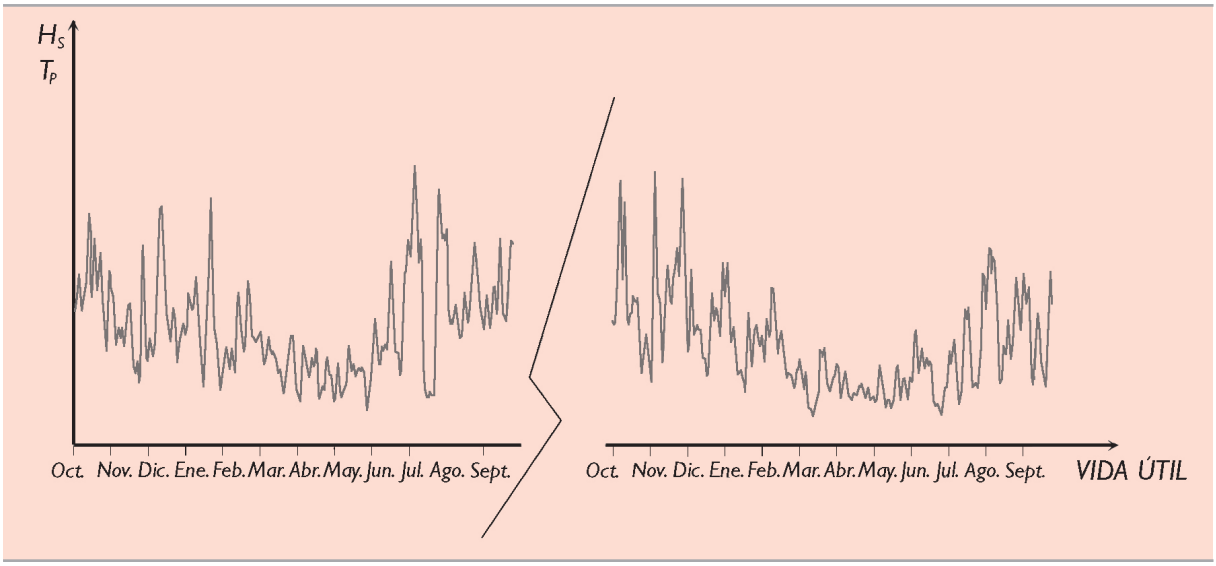
Principalmente para los agentes climáticos, la descripción y caracterización de larga duración se suele realizar con el año meteorológico como unidad de tiempo. No obstante, dependiendo las circunstancias climáticas locales puede ser otro (por ejemplo, el invierno, el monzón, etc).

Comentario. Si se dispone de información es conveniente agrupar la descripción de los agentes climáticos por ciclos plurianuales de 11 a 13 años, si bien, cuando no haya información al respecto, se podrá suponer que cada año meteorológico es el resultado de pruebas estadísticas independientes, (apartado 3.7.1.7).

3.1.3.3.1 Descripción en la vida útil

En general, la duración de una fase de proyecto y, en particular, la vida útil de la obra o duración de la fase de servicio se mide en años meteorológicos, por lo que la descripción de los agentes y las acciones en una fase de proyecto se puede realizar considerando los valores de los descriptores en el año y la verificación de la obra en la vida útil tomando el año como prueba estadística, figura 3.3.3.

Figura 3.3.3. Curva de estados de oleaje ordenadas por años meteorológicos

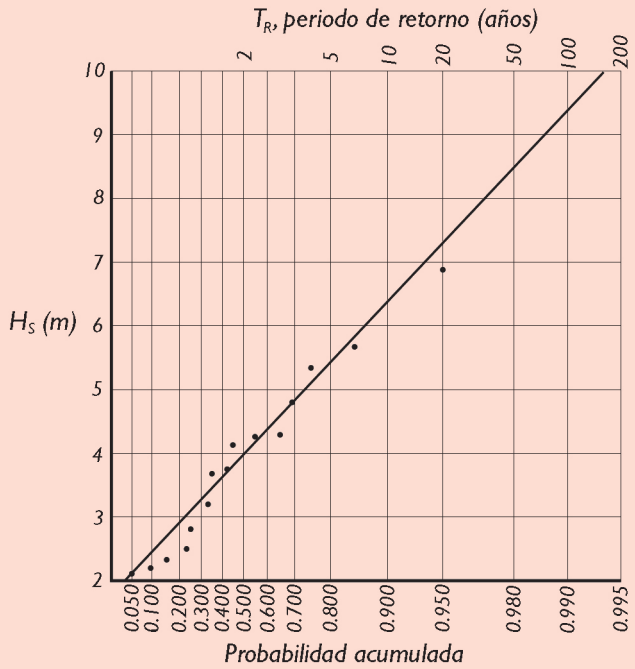


3.1.3.4 Regímenes y funciones de probabilidad

Un régimen es la función de distribución de una o varias variables de estado en un determinado intervalo de tiempo. Si los valores de las variables pertenecen a las colas superior o inferior el régimen es de máximos o mínimos, en general de extremos, figura 3.3.4. Si los valores son centrados, el régimen es de valores medios. Los regímenes son representativos de la variabilidad estadística de los agentes durante dicho intervalo de tiempo.

En latitudes medias y para los agentes climáticos, se puede aceptar la hipótesis de año meteorológico como pulso del planeta y, por tanto, considerar el año como prueba estadística elemental independiente o suceso de Bernoulli. Los resultados de la prueba son una muestra de la que se pueden construir los regímenes extremales y medios por

Figura 3.3.4. ***Régimen extremal de Hs. Papel probabilístico de Gumbel de máximos***



años meteorológicos y vida útil. En localizaciones específicas se pueden utilizar los mismos fundamentos para elaborar los regímenes en otros intervalos de tiempo, por ejemplo, estaciones, periodo húmedos y seco, etc.

Comentario. En España se denomina régimen de oleaje a la función de distribución de los estados de oleaje en el año medio, utilizando la altura de ola significante como descriptor estadístico del estado de oleaje. Se han aplicado diversos modelos de probabilidad, entre ellos las funciones de Gauss, lognormal y Weibull.
Se denomina régimen de temporales a la función de distribución del estado máximo del año, utilizando la altura de ola significante como descriptor del estado de oleaje máximo del año. Se han aplicado diversos modelos de probabilidad, entre ellos la función doble exponencial o de Gumbel y la función de Weibull.

3.1.4 Descripción conjunta de los agentes climáticos

Muchos de los agentes atmosféricos y marítimos (1) comparten las causas forzadoras por lo que su descripción conjunta debe apoyarse en sus escalas espacial y temporal, tal y como se recoge en el tabla 3.3.1,

Tabla 3.3.1. ***Procesos atmosféricos y marítimos y escalas espaciales y temporales***

Denominación	Dimensión	Escala espacial	Océano/atmósfera
Planetaria	20.000 km	Macroescala	circulación global
Sinóptica/placa	2.000 km	Macroescala	ciclón/anticiclón
Local-regional	2-200 km	Mesoescala	frentes
C. Límite. Superficial	2-200 m	Microescala	superficie/fondo
Turb./disipa.	2-200 mm	Micro/viscosa	fluido

(1) Se describen en las secciones 3.2 y 3.3.

Tabla 3.3.1. Procesos atmosféricos y marítimos y escalas espaciales y temporales (continuación)

Denominación	Fenómenos/procesos	Escala temporal
Planetaria	Corrientes/m. astronóm.	Semanas
Sinóptica/placa	Ola/m. meteo./maremoto	Días
Local-regional	Meteomaremotos	Horas/min.
C. Límite. Superfial	Rotura ola/arrastre super.	Min./segundos
Turbulencia/disipación	Erosión/sedimentación	Milisegundos

De esta forma, los agentes climáticos se pueden describir individualmente en sus respectivos estados (atmosférico o marítimo), o, conjuntamente, en un estado meteorológico representados por sus variables instantáneas, básicas o descriptores de estado, tabla 3.3.2,

Tabla 3.3.2. Variables instantáneas, básicas y descriptores de estado de los agentes climáticos

Agente climático	V. instantánea/básica	Descriptor	Tiempo evol.
Presión atmosférica	$p_a(t)$	$\overline{p_a}$	1 – 2 h.
Viento	$u(t)$, $\theta_u(t)$	$\overline{u_{10}}$, $\overline{\theta_u}$	10 – 20 min.
Pulsación barométrica	$p_b(t)$	$\overline{p_b(t)}$	10 – 20 min.
Oleaje	$\zeta_w(t)$, H, T_z, θ	$\overline{\eta_w}$, $\overline{H_s}$, $\overline{T_z}$, $\overline{\theta}$	30 – 60 min.
Grupos de ola	$\zeta_{env}(t)$	$\widetilde{\eta}_{BWL}$, $H_{máx}$, $\overline{T_g}$	30 – 60 min.
Maremotos	$\zeta_m(t)$, U_m, V_m	$\eta_{m,máx}$	10 – 20 min.
Marea meteorológica	$\zeta_{MM}(t)$, U_{MM}, V_{MM}	$\eta_{MM,máx}$	1 – 2 h.
Marea astronómica	$\zeta_{MA}(t)$, U_{MA}, V_{MA}	$\eta_{MA}(t)$, A_{MA}	1 – 2 h.

Con carácter general se podrá admitir que los estados meteorológicos no están correlacionados con los estados de los maremotos, ni con los estados de la marea astronómica. Cuando la amplitud de la marea astronómica sea una fracción significativa de la profundidad de agua, (por ejemplo 15–20%) se recomienda describir el oleaje teniendo en cuenta los niveles de marea, (por ejemplo, bajamar, media marea, llenante y vaciante, y pleamar).

La figura 3.3.5 contiene un organigrama para calcular los regímenes conjuntos de los agentes climáticos en el emplazamiento en presencia, o no, de la obra.

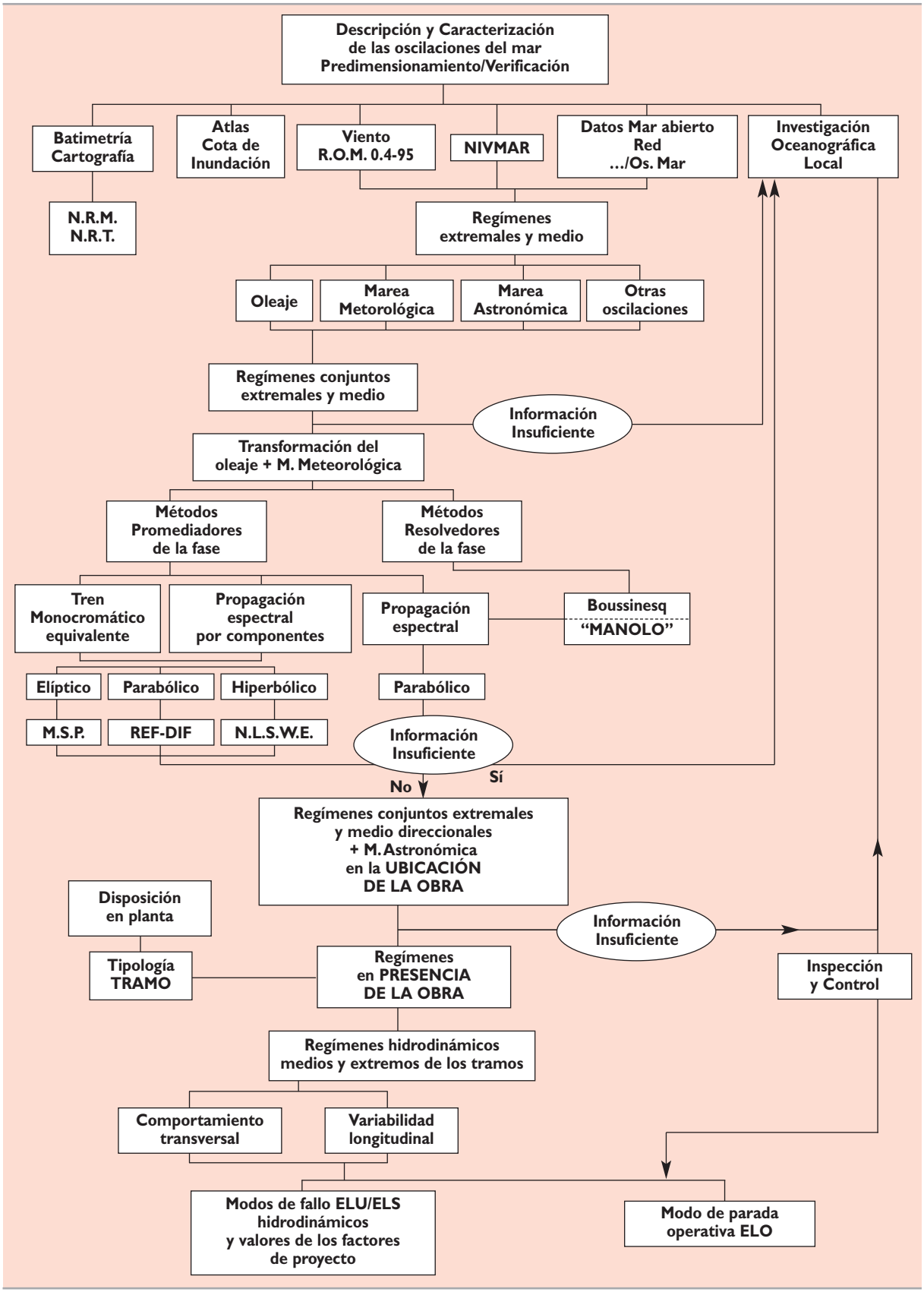
3.1.5 Fuentes y bases de datos

Para describir los agentes climáticos en el emplazamiento según el esquema anterior, es necesario disponer de información suficiente. Si la información local es incompleta será necesario recurrir a la información de las bases de datos de otros puntos del mar y trasladarla al emplazamiento mediante la aplicación de métodos y modelos de generación y transformación. A tal efecto, se recomienda utilizar la base de datos oceanográficos y meteorológicos de Puertos del Estado, que puede consultarse de modo interactivo en su web *www.puertos.es*.

3.1.5.1 Visuales

Los datos visuales es una de las fuentes más antiguas de información de velocidad y dirección del viento y altura y periodo de ola visual, recogidos por los buques durante su tránsito por áreas específicas de todos los

Figura 3.3.5. ***Organigrama de cálculo de los regímenes de los estados meteorológicos (viento, oleaje y nivel del mar) en el emplazamiento, sin obra y con obra. NRT y NRM se definen en la sección 3.13***



mares. Desde un punto de vista estadístico estas series de datos tienen limitaciones importantes relacionadas con el observador y su representatividad de las condiciones extremas. Los datos visuales son descriptores visuales de estado y para su aplicación deben transformarse en descriptores estadísticos de estado.

3.1.5.2 Retroanálisis de estados meteorológicos y campos de presiones

Esta base de datos se ha formado aplicando modelos numéricos a la información recogida en los mapas sinópticos desde 1952. Esta base de datos se puede consultar en modo interactivo en la web de Puertos del Estado, (*www.puertos.es/Oceanografía y Meteorología*).

3.1.5.2.1 Red WANA

Desde 1996, Puertos del Estado, en colaboración con el AEMET (Agencia Estatal de Meteorología, www.aemet.es), aplicando modelos de generación de campo de vientos (HIRLAM) y generación de oleaje (WAM), está obteniendo las series temporales de lso parámetros de estado: altura de ola significante, periodos espectrales de pico y medio y dirección media de procedencia) y de viento (velocidad media y dirección media de procedencia). El conjunto de datos WANA, en general, son adecuadas en todo el entorno litoral español. No obstante, es necesario tener cautela con el uso de esta información en el Estrecho de Gibraltar, en el Norte del Mar Catalán y en el Sur del Archipiélago Canario.

3.1.5.2.2 Datos Simar-44 (Proyecto HIPOCAS)

El conjunto de datos SIMAR-44 está formado por series temporales de parámetros atmosféricos y oceanográficos procedentes de modelado numérico de alta resolución de atmósfera, nivel del mar y oleaje que cubre todo el entorno litoral español. La simulación de atmósfera y nivel del mar en todo el dominio de trabajo, así como la simulación de oleaje en la cuenca mediterránea han sido realizadas por Puertos del Estado en el marco del Proyecto Europeo HIPOCAS. La simulación de oleaje en el dominio Atlántico ha sido realizada por Puertos del Estado de modo independiente. Las series temporales almacenadas en el Banco de Datos cubren el periodo 1958-2001 con un dato cada 3 horas.

Los datos de viento de este conjunto se han obtenido mediante el modelo atmosférico regional REMO, forzado por datos del reanálisis global NCEP. La variación de nivel del mar debida a la acción de la presión y el viento ha sido simulada mediante el modelo de circulación HAMSOM con datos de atmósfera procedentes del modelo REMO. Para generar los campos de oleaje se ha utilizado en modelo numérico WAM.

3.1.5.3 Simulación

Con las bases de datos WANA, Sima-44 y la instrumental se pueden ajustar las funciones de probabilidad conjuntas, condicionales y marginales de los agentes climáticos. A partir de ellas, se puede aplicar técnicas de simulación numérica, por ejemplo Monte Carlo, y generar series temporales "discretas" de agentes cuyos descriptores satisfacen los modelos de probabilidad originales.

También se pueden generar series temporales "continuas" a partir de series temporales medidas, analizando sus tendencias y comportamientos, es decir "asimilando" los datos. Estas técnicas llevan al desarrollo de técnicas bayesianas de predicción que permiten, a partir de la información previa disponible, pronosticar los valores de los agentes en un intervalo de tiempo. Los intervalos de tiempo de predicción y la incertidumbre asociada depende de la información previa y de la variabilidad temporal de los agentes.

Comentario. En todos los casos y previamente a su aplicación, es imprescindible realizar la oportuna calibración de los modelos de simulación.

3.1.5.4 Datos instrumentales

La red instrumental de Puertos del Estado está formada por dos redes ubicadas en aguas profundas y en aguas costeras, respectivamente, y una red de mareógrafos en áreas portuarias. Información detallada del acceso a los datos instrumentales se encuentra en la web de Puertos del Estado, (*www.puertos.es/Oceanografía y Meteorología*).

3.1.5.4.1 Red en aguas profundas

El conjunto de datos REDEXT esta formado por las medidas procedentes de la Red de Boyas de Aguas Profundas (Red Exterior). Esta red unifica, amplia y actualiza las antiguas redes RAYO y EMOD. Las boyas de esta red se caracterizan por estar fondeadas lejos de la línea de costa a gran profundidad (mas de 200 metros de profundidad). Las medidas de oleaje obtenidas con estos equipos, en general, no están afectadas por efectos del fondo. Por ello, cada boya proporciona observaciones representativas en amplias zonas litorales.

3.1.5.4.2 Red costera

El conjunto de datos REDCOS está formado por las medidas procedentes de la Red de Boyas Costeras de Puertos del Estado. Esta red amplía y actualiza la antigua red de boyas escalares REMRO. Las boyas de esta red se caracterizan por estar ubicadas en las proximidades de instalaciones portuarias, estando fondeadas a menos de 100 m. de profundidad. En la mayoría de los casos las medidas están perturbadas tanto por el perfil de la costa, como por los efectos del fondo sobre el oleaje. Las observaciones de las boyas de la Red Costera son representativas, sólo, de las condiciones locales.

3.1.5.4.3 Red de mareógrafos

El conjunto de datos REDMAR está formado por las medidas procedentes de la Red de Mareógrafos de Puertos del Estado. El objeto de esta red es la monitorización del dato de nivel del mar así como la generación de series históricas para su posterior explotación. Los mareógrafos de esta red se caracterizan por estar ubicados dentro de las instalaciones portuarias, en un muelle o un dique. Las estaciones más antiguas proporcionan datos desde julio de 1992.

3.1.5.5 Laboratorio

El tanque con generador de oleaje direccional puede ser útil para obtener series temporales de variables instantáneas y básicas del oleaje en áreas portuarias y litorales. Los resultados dependen de la serie temporal con la que se active las paletas y de su respuesta.

Un túnel de viento de capa límite puede ser útil para obtener las series temporales de las variables instantáneas y básicas del viento. Los resultados dependen de la correcta modelación en el túnel de la capa límite turbulenta.

3.2 AGENTES CLIMÁTICOS ATMOSFÉRICOS

En general, en el proyecto de los diques de abrigo los agentes atmosféricos predominantes son la cinemática y dinámica atmosféricas, evaluadas por las variables instantáneas, velocidad y dirección del viento a una cierta altura de la superficie del mar, y la presión en la superficie del mar. Además, en algunas circunstancias pueden ser importantes, la precipitación en forma de lluvia y nieve, el hielo y la niebla. La generación, transformación de estos agentes atmosféricos así como su completa descripción se encuentra en la ROM 0.4-95.

Las variables básicas son, la amplitud relativa de la velocidad o desplazamiento máximo con respecto a la velocidad media, y la amplitud relativa de la presión con respecto a una presión media. El intervalo entre estas

amplitudes suele ser del orden del segundo, si bien depende de las fluctuaciones turbulentas que son del orden de milisegundos.

Los descriptores del estado atmosférico son la velocidad media del viento y la presión atmosférica media. Con amplia generalidad, se puede suponer que la duración media del estado atmosférico es del orden de los diez minutos; aunque, bajo condiciones de temporal, puede ser del orden de la hora. La evolución temporal del estado meteorológico tiene al menos tres escalas: mesoescala (pulsaciones barométricas y tornados), sinóptica (ciclones y anticiclones), y anual asociada a la variación de la radiación solar a lo largo del año por los cambios de la posición relativa del sistema Sol-Tierra. Las variaciones plurianuales (11-13 años) parecen estar relacionadas con la variación de la actividad de las manchas solares.

3.2.1 Velocidad y dirección del viento

Durante el paso de una borrasca o ciclo de solicitación por las costas españolas se puede admitir que la capa límite atmósferica es neutra y, en consecuencia, la estructura vertical del viento se ajusta a un perfil logarítmico. En condiciones de atmósfera estable, es decir con buen tiempo y situación anticiclónica, día y noche, y de atmósfera inestable, los perfiles de velocidad pueden cambiar sustancialmente con respecto a aquel.

3.2.1.1 Variables instantáneas y básicas

Las variables instantáneas del viento son las tres componentes de la velocidad $U[u(z,t),v(z,t),w(z,t)]$ y la dirección del viento $\theta_u(z,t)$ a una cierta altura z de la superficie del mar. La dirección indica de donde viene el viento referido al norte geográfico. Las componentes de la velocidad fluctúan alrededor de un valor medio $[\overline{u}(z), \overline{v}(z), \overline{w}(z)]$ dependiendo de la intensidad turbulenta y del flujo de calor,

$$u(z,t) = \overline{u}(z) + u'(z,t) \tag{3.1}$$

La variable básica de la velocidad del viento es la amplitud de la velocidad de viento con respecto a la velocidad media $\overline{u}(z)$. Es decir, son los picos de la velocidad de fluctuación. Las unidades de la velocidad del viento en el SI son (m/s). La descripción de los picos (amplitudes) es relevante para acotar las ráfagas de viento y su duración. Si $u'(z,t)$ es un proceso aleatorio gaussiano de media cero, las amplitudes siguen una distribución de Rayleigh cuyo descriptor estadístico está relacionado con el área bajo el espectro frecuencial de la serie temporal.

3.2.1.2 Descriptores de estado de viento

La velocidad media $\overline{u}(z)$ en un intervalo de tiempo (del orden de 10 minutos) es un descriptor de estado. Es habitual calcular el valor medio en un intervalo de tiempo de 10 minutos y a una altura de $z = 10\ (m)$, por lo que el descriptor de estado se identifica por $\overline{u_{10}}$ y la dirección media del viento a esa altura, $\overline{\theta_{10}}$.

En mar abierto, es decir alejado de la costa y sin accidentes geográficos u obras próximas, y para atmósfera neutra, la variación de la velocidad media del viento con la distancia a la superficie del mar sigue aproximadamente una ley potencial o logarítmica,

$$\overline{u}(z) \approx a\left(\frac{z}{z_0}\right)^{\frac{1}{7}} \tag{3.2}$$

$$\overline{u}(z) = \frac{u_*}{K}\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{3.3}$$

donde a es una constante u_* es la velocidad de fricción (m/s) y $K \approx 0{,}4$ es la constante de Von Karman y z_0 es una altura que evalúa la rugosidad mecánica que la superficie ejerce al flujo del aire. En la superficie del mar el

valor de z_0 depende de las condiciones de oleaje. En ausencia de mejor información se puede considerar el siguiente rango de variación,

$$0{,}0002 \leq z_0 < 0{,}01$$

correspondiendo los valores menores a superficie del mar sin oleaje o swell de poca altura de ola. Análogamente, la velocidad de corte u_* se puede determinar a partir de la siguiente expresión,

$$\begin{aligned} u_*^2 &= C_D \left(\overline{U(z)}\right)^2 \\ 0{,}03 \leq C_D &\leq 0{,}02 \end{aligned} \tag{3.4}$$

donde el rango de valores del coeficiente de arrastre se corresponden con las mismas condiciones descritas para el rango de valores de z_0.

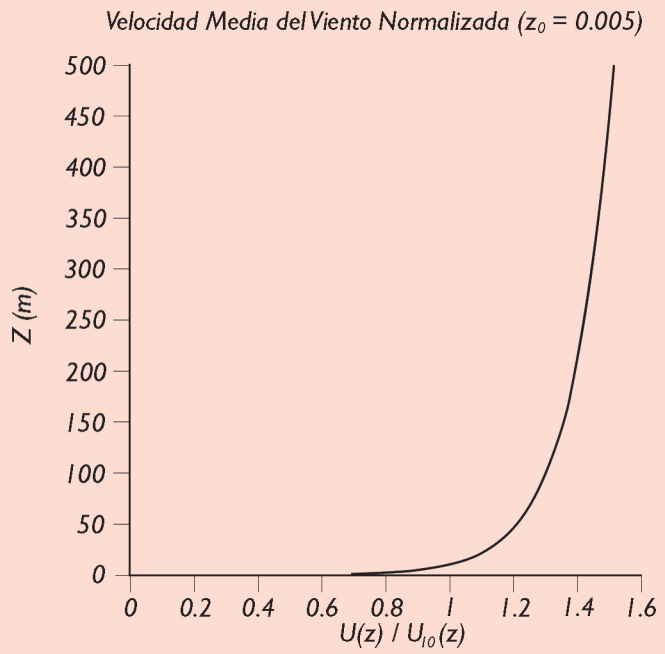
Cuando la atmósfera es inestable, el perfil de velocidad en la capa superficial es del tipo exponencial y cuando la atmósfera es estable el perfil logarítmico se completa con un término lineal, de tal forma que la velocidad en las proximidades del suelo es menor que la de la atmósfera neutra pero en altura, del orden de 100m, es mayor (veáse ROM 0.4-95 para más información),

$$\overline{u}(z) = \frac{u_*}{K}\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + 6\frac{z}{L}\right] \tag{3.5}$$

donde L es la longitud de Obukhov (en metros) que cuantifica la proporción de energía turbulenta mecánica frente al flujo de calor sensible en la superficie.

En las proximidades de la superficie del mar la componente principal del viento es la horizontal por lo que los descriptores estadísticos del estado de viento son las dos componentes horizontales de la velocidad media y una dirección media del viento, $[\overline{u}(z), \overline{v}(z), \overline{\theta}(z)]$. En general, suele ser suficiente trabajar con la velocidad horizontal media de viento $\overline{u_{10}}$ y una dirección media $\overline{\theta_{u10}}$, obtenidas como promedio temporal en diez minutos de la medida a la altura $z = 10\ (m)$ del mar, figura 3.3.6.

Figura 3.3.6. Perfil de la velocidad del viento



3.2.1.3 Función de probabilidad de la velocidad de viento

La variabilidad de la velocidad y la dirección del viento en el estado alrededor de los valores medio ($\overline{u_{10}}$, $\overline{\theta_{u10}}$), se determinará en el emplazamiento a partir de medidas específicas. A falta de información en el emplazamiento o cuando el espectro frecuencial se aproxime al modelo de banda estrecha, se podrá suponer que la distribución marginal de los picos o amplitudes de la velocidad del viento con respecto a la velocidad media, sigue el modelo de Rayleigh de parámetro la velocidad media cuadrática, $\overline{u}_{rms}$, tal y como se detalla en la ROM 0.4-95.

3.2.1.3.1 Varianza y desviación estandar de la velocidad

La varianza de cada componente de la velocidad se define por,

$$\sigma_u^2 = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\left(u_n - \overline{u(z)}\right)^2 = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\left(u_n\right)^2 = \left(\overline{u_n'}\right)^2 \tag{3.6}$$

donde N es el tamaño de la muestra y que depende del intervalo de tiempo de muestreo. De manera análoga se puede definir la varianza de las componentes de la velocidad u, w. La desviación estandar es simplemente la raiz cuadrada de la varianza, es decir, σ_u.

Para una atmósfera neutra (condiciones de mal tiempo), la variación vertical de la desviación estandar para cada una de las componentes de la velocidad se puede determinar conociendo el espesor h_a de capa límite atmosférica,

$$\sigma_u = 2u_*\left[1 - \frac{z}{h_a}\right]^{\frac{3}{4}} \tag{3.7}$$

$$\sigma_v = 2{,}2u_*\left[1 - \frac{z}{h_a}\right]^{\frac{3}{4}} \tag{3.8}$$

$$\sigma_w = 1{,}73u_*\left[1 - \frac{z}{h_a}\right]^{\frac{3}{4}} \tag{3.9}$$

h_a puede variar entre 200 y 2000 metros. En general, el espesor medio varía a lo largo del día.

3.2.1.4 Espectro frecuencial y direccional del viento

Para cada una de las componentes de la velocidad del viento, se puede definir un espectro frecuencial y direccional, $S_v(f, \theta)$ que representa la distribución frecuencial y direccional de la densidad de energía en la componente de la velocidad del viento y se determinará en el emplazamiento a partir de medidas específicas. En general, este espectro se podrá expresar como el producto de una parte frecuencial y otra direccional y frecuencial, es decir,

$$S_v(f, \theta) = S_v(f)\, D_v(\theta, f) \tag{3.10}$$

En ausencia de información en el emplazamiento, se podrá adoptar un espectro frecuencial teórico-experimental [(2)], $S_v(f)$ que incorporen parámetros de rugosidad de la superficie del mar y de estabilidad de la atmósfera [(3)]. El espectro direccional $D_v(\theta, f)$ se podrá representar mediante una función coseno del semiángulo forma-

(2) Estos espectros se pueden expresar en función de parámetros espectrales o en términos de los descriptores de estado.
(3) por ejemplo, Davenport e Hino.

do entre la dirección considerada θ y la dirección principal de propagación del viento, θ_0. Las unidades del espectro frecuencial del viento en el SI son (m^2/s).

3.2.2 Presión atmosférica en la superficie del mar

Las borrascas que arriban a las costas españolas y traen el mal tiempo y, en general, las condiciones de trabajo extremas tienen una representación isobárica en la superficie del mar bien definida con forma circular o elíptica, un centro de bajas presiones y un gradiente espacial de la presión que se mantiene aproximadamente constante en el radio o eje mayor de la elipse.

3.2.2.1 Variables instantánea y básica

La variable instantánea es la presión atmosférica en un punto de la superficie del mar, $p_a(\vec{r},t)$, donde $\vec{r}$ es el radio vector del punto con respecto al centro de la borrasca. Ésta fluctúa con diversas escalas; las más pequeñas del orden del segundo y relacionadas con la intensidad turbulenta del viento. La variable básica de la presión es la amplitud relativa con respecto a la presión media de referencia. La unidad de la presión atmosférica en el SI es el pascal.

Comentario. En los mapas sinópticos las isolíneas de igual presión atmosférica en la superficie de la Tierra (isobaras) se presentan en milibares (1013.25 milibares es igual a 101325 N/m² = 101325 Pa).

3.2.2.2 Descriptor de estado de presión atmosférica

En la ingeniería marítima, suele ser suficiente trabajar con una presión atmosférica media $\overline{p_a}$ en un intervalo de tiempo que, en general, puede ser del orden de 10 – 20 minutos, es decir, por el descriptor de estado,

$$\overline{p_a(\vec{r})} = \frac{1}{d_t}\int_{t_i}^{t_i+d_t} p_a(\vec{r},t)\,dt \qquad (3.11)$$

donde t_i es el instante de tiempo en el que se inicia el estado meteorológico y d_t es su duración y $\vec{r}$ es el radio vector de posición del punto que se considera con respecto al centro de la borrasca.

Esta información se puede obtener de medidas en el emplazamiento. En su defecto, los mapas sinópticos son una buena fuente de información sobre todo de la presión media y su distribución espacial durante el paso de borrascas o en situación anticiclónica, según se detalla en la ROM 0.4-95. De ella se puede obtener el gradiente de la presión media atmosférica $\partial\overline{p_a(r)}/\partial r$, e identificar la presión media en el centro por $\overline{p_a(\vec{r}=0)}$. Ambos son descriptores de estado, y ambos son necesarios en el cálculo de los estados de oleaje y de la marea meteorológica mediante modelos de generación.

Para el análisis de los procesos de generación de viento, o de generación de oscilaciones en buques o infraestructuras portuarias, es recomendable utilizar medidas de la presión atmosférica y de la velocidad de viento a escala turbulenta.

3.2.2.3 Función de probabilidad de la presión atmosférica

En un estado meteorológico la presión atmosférica instantánea en la superficie libre del mar, relativa a una presión media sigue una función de distribución gaussiana de media nula y su desviación típica está relacionada con el área bajo el espectro de fluctuaciones de presión. Cuando el proceso es de banda estrecha, las amplitudes relativas siguen un modelo de Rayleigh. Es habitual tomar como parámetro de la distribución la presión atmosférica media.

Al igual que otros procesos gaussianos y con las hipótesis convenientes se puede obtener la función de distribución de las presiones máximas y mínimas en el estado meteorológico.

3.2.2.4 Función de densidad espectral de la presión atmosférica

Representa la distribución frecuencial o del número de onda de las fluctuaciones de presión atmosférica. En la ingeniería marítima no es habitual trabajar con este espectro ya que, en mar abierto y alejado de obstáculos se puede obtener a partir del espectro de velocidades de fluctuación. No obstante, su conocimiento es esencial en estudios de estabilidad estructural relacionados con fenómenos de acoplamiento de los movimientos estructurales y la emisión de vórtices, tal y como ocurre por ejemplo, en un buque atracado, un tinglado portuario o una grúa.

3.2.3 Otros agentes climáticos atmosféricos

Entre ellos se encuentran la precipitación, la nieve o el hielo (en tierra y en mar) que pueden afectar a los diques de abrigo, particularmente cuando llevan instalaciones adosadas, y la niebla que reduce la visibilidad. Es suficiente describir estos agentes por descriptores de estado, en particular se recomienda describir (1) la precipitación en forma de lluvia mediante la precipitación media en el estado (una hora) en mm y la precipitación máxima en un intervalo de tiempo inferior, por ejemplo, diez minutos; (2) la precipitación en forma de nieve mediante el espesor de nieve acumulada, en metros, sobre un plano horizontal en el estado y (3) el hielo mediante el espesor acumulado de la capa de hielo en metros en el estado.

3.2.3.1 Visibilidad y niebla

La visibilidad requiere un tratamiento separado ya que afecta especialmente la seguridad de la navegación. Una de las causas de pérdida de visibilidad es la niebla. La capacidad del ojo humano de identificar la forma y el color del obstáculo depende de la luminosidad y la radiancia del objeto que dependen, a su vez, de las longitudes de onda en el espectro visible. Estas dos propiedades permiten definir el contraste y su atenuación en función de las condiciones ambientales, principalmente del contenido de gotas de agua, vapor de agua y otras partículas en el aire. El umbral de contraste es la distancia a la que se deja de distinguir un objeto oscuro en el horizonte. La pérdida de contraste se puede transformar en una distancia física, medida en metros, que se puede utilizar como una medida de la pérdida de visibilidad y por tanto de intensidad de la niebla. En navegación es habitual considerar una distancia de 1.000 metros.

Es conveniente diferenciar el origen de la niebla ya que, en muchos casos, determina el proceso de disipación y, en consecuencia, su duración. Además de la niebla que se forma por el enfriamiento adiabático del aire al ascender por una montaña, también se desarrolla niebla por enfriamiento, hidratación o una mezcla de ambas del aire. La niebla de radiación y advección se forma por enfriamiento del aire por contacto con el suelo frío. La niebla frontal o de precipitación se forma al añadir humedad, vía evaporación de las gotas de lluvia más calientes, al aire más frio. Finalmente, la niebla de vapor se forma cuando aire frío se propaga sobre superficies húmedas cálidas, al calentar éste el aire en contacto y suministar agua por evaporación. Este aire no está saturado y al mezclarse con el aire frío y seco alcanza la saturacion provocando la niebla de vapor.

La disipación de la niebla por advección está controlada por procesos sinópticos de mesoescala. La niebla por radiación y advección se puede disipar, además, por el calentamiento del suelo por radiación solar.

3.2.3.2 Duración del estado

Con amplia generalidad, se puede suponer que duración media del estado de estos agentes atmosféricos es del orden de la hora. La curva de estado de estos agentes proporciona la evolución temporal de los descriptores de estado.

Comentario. Si bien no ocurre en las costas españolas, el témpano de hielo de diferentes dimensiones es un agente atmosférico-marítimo cuyo desplazamiento puede causar daños en las obras e instalaciones y en barcos, tanto en navegación como atracados.

3.2.4 Modelos de circulación atmosférica: mesoescala y escala global

En los últimos años se ha avanzado notablemente en el conocimiento y predicción de la circulación atmosférica merced al desarrollo de modelos meteorológicos que proporcionan la evolución temporal y espacial de los campos de vientos, presiones y otros agentes atmosféricos.

3.2.4.1 Escalas del movimiento

Los movimientos horizontales atmosféricos cubren un amplio rango de escalas, que van desde los remolinos turbulentos más pequeños, hasta la escala planetaria de la corriente en chorro pasando por los ciclones, tornados, etc, tabla 3.3.1. La escala temporal de estos movimientos horizontales es proporcional a su escala horizontal $\lambda\ (m)$,

$$\tau \approx a\lambda \tag{3.12}$$

donde $a \approx 1 s/m$.

Comentario. Los movimientos asociados a la microescala de la turbulencia duran entre 0,1 y 1 segundo, mientras que los fenómenos locales asociados a procesos térmicos de 0,5 a 1 km de extensión, duran aproximadamente 10-15 minutos; un ciclón de 1.000 km de diámetro viene a durar aproximadamente una semana.

3.2.4.2 Circulación global

La radiación solar provoca un calentamiento neto de los trópicos y un enfriamiento neto de los polos. La circulación global se establece como mecanismo compensatorio de esta diferencia de temperatura. Debido a la distribución vertical de la temperatura, la circulación se produce esencialmente en la troposfera (primeros 11 km de la atmósfera), transportando tanto calor latente como calor sensible. Entre el ecuador y los polos se forman tres cinturones circulatorios. En el hemisferio Norte, entre el ecuador y la latitud 30 (trópico) se observa circulación del Este (circulación directa) al igual que en la región polar en las latitudes entre 60° y 90° y en sentido opuesto en las latitudes media (30°-60°) (circulación indirecta). Estas tres celdas de circulación atmosférica están gobernadas por el equilibrio entre la boyancia (flotabilidad) asociada al calentamiento diferencial de la superficie que genera un movimiento vertical que, además, transporta cantidad de movimiento.

Esta compensación másica no es completa dando origen, en latitudes medias, a la corriente de chorro un equilibrio entre la fuerza de Coriolis y los vientos térmicos. Esta corriente es inestable, forma meandros u ondas planetarias o de Rossby que transportan la cantidad de calor y de movimiento suficiente para invertir el sentido de la célula circulatoria en latitudes medias, generando "vaguadas y colinas" atmosféricas. Este patrón circulatorio produce altas presiones (masas de aire) y bajas presiones (ciclones). La circulación ascendente en las vaguadas y en las bajas presiones provoca un enfriamiento adiabático húmedo y seco del aire dando lugar a la formación de nubes y precipitación. El movimiento descendente de aire en las colinas y altas presiones produce una capa límite superficial estable.

3.2.4.2.1 Masa de aire

Las masas de aire se pueden formar cuando el aire permanece sobre una superficie el tiempo suficiente para adquirir sus propiedades, lo que es habitual en los centros de altas presiones y vientos ligeros. Los frentes definen la frontera entre masas de aire y, en consecuencia, entre el viento, la temperatura, la humedad, la visibilidad, etc., y a lo largo de ellos se localizan nubes bajas, bajas presiones y precipitación. Las masas de aire se drenan mediante las bajas presiones fortaleciendo el comportamiento baroclino y la circulación ciclónica. Los ciclones o borrascas son regiones de baja presión, vorticidad ciclónica y movimientos ascendentes. En ellas se producen nubes, precipitación y vientos fuertes. Los ciclones extratropicales, a diferencia de los tropicales, son sistemas de núcleo frío.

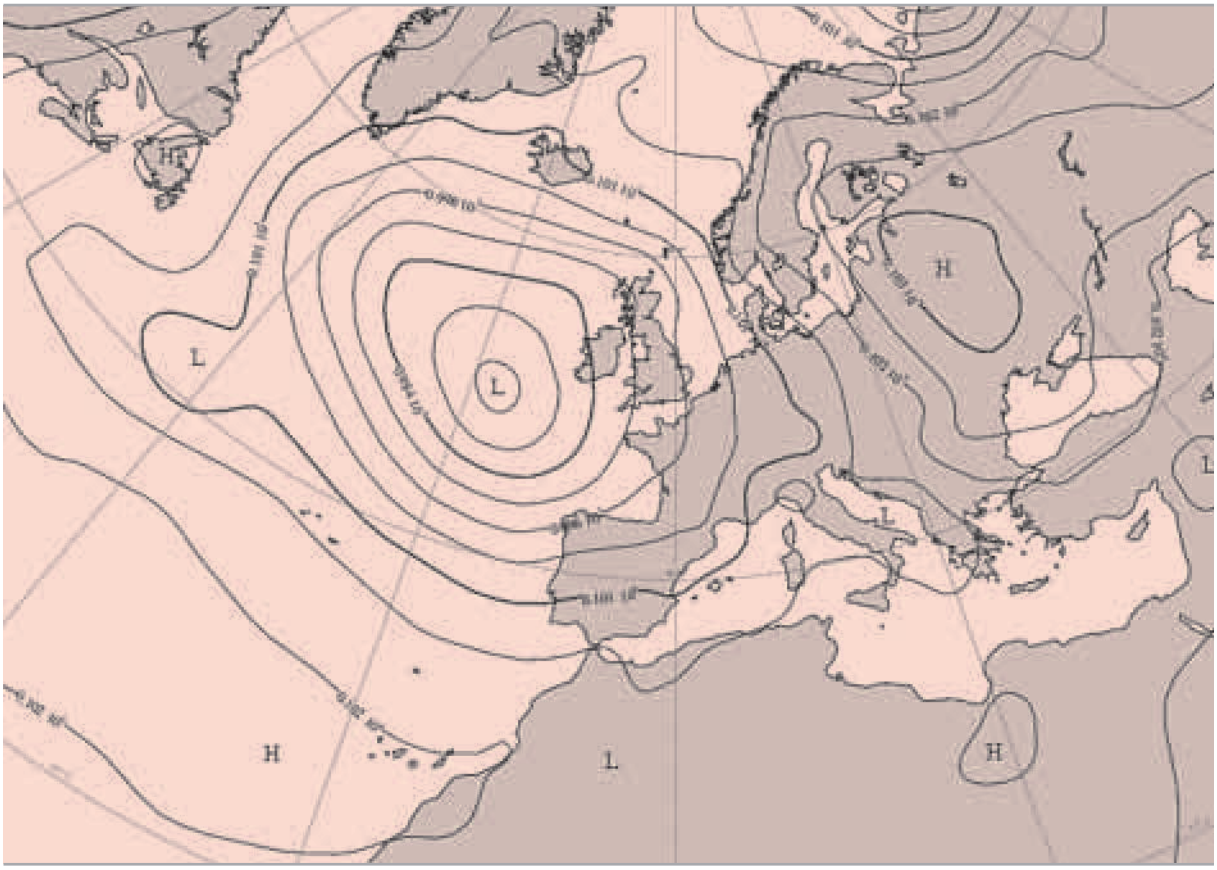
Bajas y altas presiones, masas de aire y frentes son las componentes principales del patrón sinóptico del tiempo meteorológico. Éste se puede mostrar por una secuencia de mapas y se puede predecir su evolución espacio-temporal resolviendo las ecuaciones primitivas.

Estas condiciones meteorológicas pueden modificarse a escala regional y local principalmente debido a los efectos de la topografía, valles y montañas, sobre los vientos y la insolación. En el primer caso, la modificación los campos de viento y presiones tienen un origen principalmente mecánico en el segundo, asociada a condiciones de buen tiempo el origen está en el gradiente local de temperatura.

3.2.4.3 Modelos paramétricos de circulación atmosférica

La carta sinóptica es la representación de un campo isobárico en superficie en un instante en una amplia área de la Tierra, figura 3.3.7. Esta información es representativa de un estado atmosférico. Desde hace varias décadas, es habitual disponer de cartas sinópticas cada tres horas por lo que, en ausencia de información instrumental u observada, a partir de ellas, por interpolación, se puede determinar la evolución temporal y espacial del (1) campo de presión media atmosférica en la superficie del mar, (2) del campo de viento geostrófico y de éste obtener (3) los campos de viento bárico y en la capa límite superficial y (4) a partir del viento medio en la capa límite superficial, determinar la tensión tangencial en la superficie del agua. Estos datos pueden utilizarse para determinar los regímenes conjuntos de los agentes atmosféricos. En presencia de borrascas se puede suponer que la atmósfera es neutra y el perfil de la velocidad media del viento (descriptor de estado) sigue una ley potencial o logarítmica, al menos en los primeros 100-200 metros de altura.

Figura 3.3.7. ***Carta sinóptica del Atlántico Norte, red de isobaras en la superficie de la Tierra***



Fuente: http://data.ecmwf.int/data

3.2.4.4 Modelos numéricos de circulación atmosférica

Por la escala espacial del dominio de integración y su relación con los modelos de generación y evolución del oleaje se puede distinguir tres familias de modelos numéricos; oceánicos, regionales y locales. A escala local también se puede evaluar la circulación atmosférica mediante experimentación física en túnel de viento.

3.2.4.4.1 HIRLAM

Hoy en día la información instrumental disponible permite la aplicación de técnicas numéricas por ejemplo, el modelo HIRLAM o su último desarrollo HIRHAM, para realizar predicciones a diversas escalas temporales en una determinada zona de la Tierra. Los datos de salida del modelo son la evolución temporal de la temperatura, humedad y viento, velocidad y dirección, en una malla 3D y presión atmosférica y temperatura superficial en una 2D.

El modelo es adecuado para realizar predicciones y retroanálisis de ciclos de solicitación y de operatividad ya que proporciona el input necesario para obtener los campos de oscilaciones del mar, oleaje y marea meteorológica cuya generación se debe principalmente a la acción atmosférica.

El modelo HIRLAM integra las ecuaciones del movimiento de conservación de masa y cantidad de movimiento para el aire y las constituyentes atmosféricas, agua esencialmente, y la ecuación de la termodinámica. El modelo debe alimentarse con unas condiciones iniciales obtenidas de observaciones recientes y, a partir de los resultados que proporciona, se pueden calcular los fenómenos relevantes de los agentes climáticos atmosféricos y marinos.

Comentario. AEMET utiliza de forma rutinaria el modelo HIRLAM para la predicción meteorológica y Puertos del Estado para el retroanálisis del oleaje.

3.2.4.5 Transformación regional del campo de velocidades y presiones

La presencia de la costa, montañas y valles puede provocar modificaciones significativas de los estados meteorológicos. En condiciones de altas presiones los gradientes locales de temperatura generan vientos térmicos, anabáticos y catabáticos. En condiciones de bajas presiones y con vientos fuertes, la topografía puede, asímismo, modificar los campos de vientos y presiones, dando lugar a fenómenos tales como, boras, resaltos, foehn y ondas de montaña. Boras, foehn y resalto hidráulico están relacionados con el cambio brusco de temperatura entre dos capas de aire, cálida por encima y fría por debajo, circulando por encima de un obstáculo (por ejemplo una montaña). Ondas de montaña se producen cuando en condiciones de temperatura potencial creciendo gradualmente en altura, el aire es forzado a circular por encima del accidente geográfico. La frecuencia de oscilación de los campos de presiones y de velocidad están relacionados con la escala horizontal del proceso que, para atmósfera estáticamente estable, su longitud de onda λ se obtiene a partir de la frecuencia de Brunt-Vaisala, N_{BV},

$$\lambda = 2\pi \frac{\overline{u_{10}}}{N_{BV}} \tag{3.13}$$

y la amplitud de la oscilación depende del número de Froude definido por,

$$F_r = \frac{\lambda}{2W_a} \tag{3.14}$$

donde W_a es la anchura de la montaña. La amplitud de la oscilación puede alcanzar la base de la montaña cuando $Fr \approx 1$. Si el número de Froude es mucho mayor que la unidad, el flujo a sotavento de la montaña puede producir el retroceso del flujo y se extiende formando una estela. Dependiendo de la magnitud del obstáculo, las transformaciones regionales del estado se pueden analizar mediante modelos numéricos regionales, locales o físicos en túnel de viento.

3.2.4.6 Circulación regional y local

El modelo PSU/NCAR de mesoescala (conocido por MM5 [4]) está concebido para simular y predecir la circulación atmosférica de mesoesacala y consta de varios módulos de pre y post proceso. La base inicial de trabajo son los datos de isobaras debidamente intensificadas para trabajar a escala regional y la variación vertical de la presión atmosférica. Al ser un modelo regional, para su integración es necesario proporcionar condiciones iniciales y condiciones de contorno además de condiciones laterales que abarquen todo el dominio del tiempo en el que se trabaja.

El modelo se adecua a cualquier zona de la Tierra e incluye tres tipos de proyección: Estereográfica polar, Lambert y Mercator. La resolución es variable en función de la elevación del terreno, el tipo y uso del suelo, temperatura superficial y caracterísiticas de la vegetación. El MM5 se puede acoplar con otros modelos globales y regionales en diferentes maneras y formas, como primera aproximación o como condición de contorno.

Desde el punto de vista de obras marítimas este modelo proporciona los campos de viento y presiones en la superficie del mar con resoluciones que pueden llegar a los 500 m, por lo que puede ser una herramienta muy útil para analizar condiciones meteorológicas de un ciclo de solicitación en el entorno portuario.

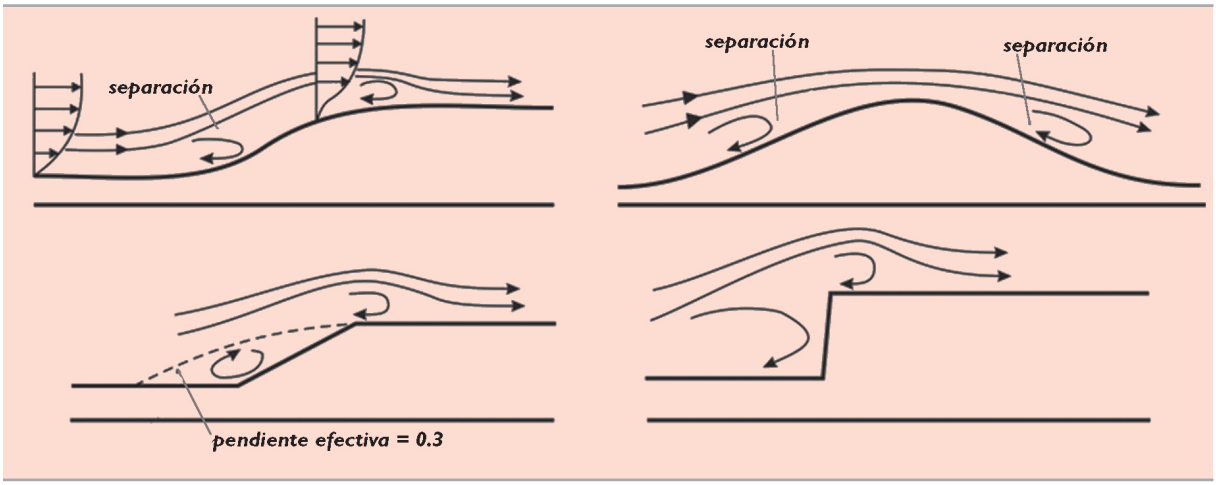
3.2.4.6.1 Modelos de circulación local

La presencia de las infraestructuras portuarias, los barcos abarloados, edificaciones, etc, puede producir localmente una transformación significativa del campo de velocidad y dirección medias así como fluctuaciones de presión atmosférica de pequeña escala asociada a las fluctuaciones turbulentas producidas por aquellos, figura 3.3.8. En estos caso, el acoplamiento entre la frecuencia de emisión de vórtices y la frecuencia propia de oscilación del conjunto o de algunos elementos de la infraestructura puede producir oscilaciones inaceptables desde el punto de vista de seguridad u operatividad. Estas oscilaciones pueden afectar también la durabilidad de la estructura. La estructura de vórtice a sotavento del obstáculo y la frecuencia de emisión de vórtices depende de las dimensiones del obstáculo y la velocidad del viento. Cuando la estructura es del tipo "calle de Von Karman", el número de Strouhal aproximadamente $S_t \approx 0{,}2$ proporciona una buena estima de la frecuencia f de emisión de vórtices,

$$S_t = \frac{fD}{V} \tag{3.15}$$

donde D es la dimensión del obstáculo que se opone al flujo.

Figura 3.3.8. Modificaciones del viento por la presencia de obstáculos



(4) http://www.mmm.ucar.edu/mm5

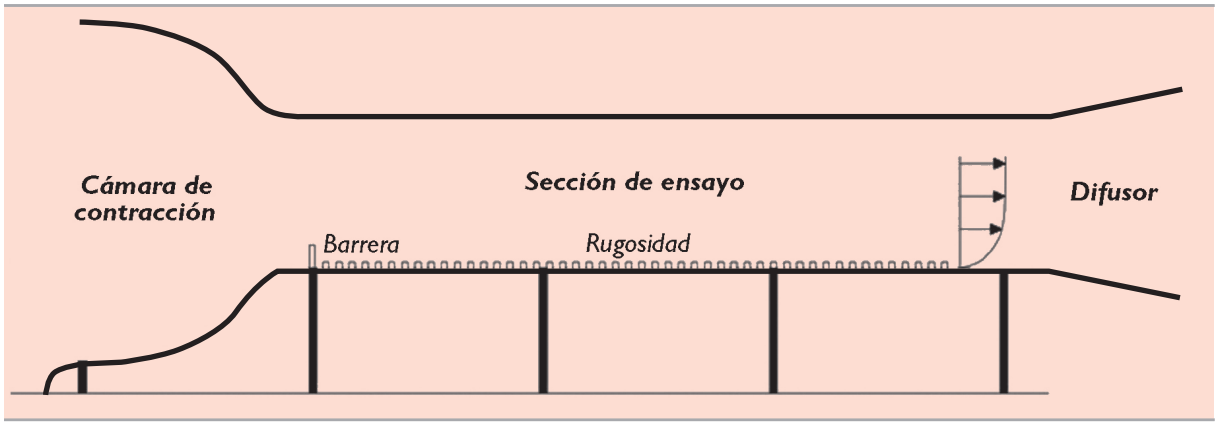
3.2.4.6.2 EXPERIMENTACIÓN EN TÚNEL DE VIENTO

En general, siempre que los problemas de estabilidad estructural y oscilaciones en la dinámica atmosférica sobre barcos e infraestructuras portuarias sean importantes, y su origen esté relacionado con las oscilaciones localmente inducidas por la mecánica turbulenta, se recomienda un análisis en túnel de viento de capa límite ya que es en ella donde se producen los principales gradientes verticales de velocidad de origen mecánico.

Seleccionada la escala geométrica del modelo (conservación del número de Froude), para realizar correctamente una modelización de la capa límite atmosférica es necesario reproducir, a escala, los perfiles de velocidad media, $\overline{u}(z)$ y de la turbulencia $\sigma_u^2(f)$ y la forma espectral $S_u(f)$. Siempre que las dimensiones de la zona a experimentar sean relativamente pequeñas y los procesos turbulentos se deban esencialmente a causas mecánicas y no térmicas, la similaridad del flujo se consigue manteniendo el número de Reynolds por encima de 10^5. En cualquier caso, si no se satisface el requisito de la similaridad turbulenta se deberá añadir rugosidad adicional. En el túnel de viento no es posible conservar el número de Rossby, no obstante para dimensiones pequeñas de la zona de estudio esto no es un factor limitante.

La generación del flujo de aire se consigue mediante una turbina y las dimensiones del túnel deben ser tales que permita readaptar este flujo a las condiciones del ensayo mediante los diferentes tramos, (1) acondicionamiento del flujo a turbulento isotrópico, (2) formación y generación de la turbulencia, forma espectral y perfil de velocidad requeridos en el ensayo, (3) la zona de ensayo y, finalmente, (4) salida. Los modelos de instalaciones y estructuras pueden ser no rígidos o deformables en los que se mide la transformación de los campos de presiones y velocidades a consecuencia de la interacción estructura-flujo, o aeroelásticos en los que en el modelo se reproduce la deformabilidad de la estructura y por tanto el acoplamiento no lineal flujo-estructura. En la figura 3.3.9 se presenta un esquema de un túnel de viento de circuito abierto.

Figura 3.3.9. Esquema de un túnel de viento de circuito abierto



3.2.5 Descripción de corta, intermedia y larga duración

En los apartados anteriores se presenta la descripción de corta duración o de estado de los dos agentes atmosféricos, principalmente viento y presión atmosférica. En esta sección se presenta la descripción conjunta en el estado, ciclo de solicitación atmosférico, año meteorológico y larga duración. A tal objeto se recomienda seguir el método de trabajo que se detalla en la descripción de los agentes climáticos marinos, sección 3.3.

3.2.5.1 Descripción en el estado atmosférico

El conjunto de manifestaciones de la dinámica atmosférica, viento y presión atmosférica, se describen en un estado atmosférico, en el cual aquellas son estadísticamentes estacionarias. En España es habitual que, durante el

paso de una borrasca o baja presión atmosférica, las condiciones de trabajo extremas ocurran simultáneamente en los agentes climáticos atmosféricos y en los marinos, por lo que se recomienda, siempre que sea posible describir conjuntamente ambos agentes y sus acciones.

3.2.5.2 Descripción de un ciclo de solicitación y de calma atmosféricas

Se recomienda que durante el paso de la borrasca por una determinada localización, cada uno de los estados meteorológicos en los que se divide la evolución meteorológica se describan por las variables de estado simultáneas y compatibles siguientes: velocidad y dirección media del viento a la altura $z = 10m$ y presión media en la superficie del mar, es decir

$$\left[\overline{u_{10}}, \overline{\theta_{10}}, \overline{p\left(z=0\right)}\right].$$

Además, es conveniente analizar el crecimiento y decrecimiento de la curva de estados, obtener los valores máximos del módulo de la velocidad y la presión media y la duración de estos máximos. Estos valores máximos no tienen por qué ser simultáneos.

Elegidos los valores umbrales de solicitación y de calma se definen (apartado 3.1.3.2) los ciclos de solicitación y calma y sus variables de estado más representativas, pico del ciclo, duración o persistencia, etc. Esta información puede ser relevante, entre otros, para la determinación del oleaje y de la marea meteorológica en la localización analizada.

3.2.5.3 Descripción conjunta de larga duración y regímenes

De cada uno de los ciclos de solicitación se puede seleccionar los valores de los picos del viento y de la presión, (en este caso senos mínimos) así como la duración de su excedencia, y construir una muestra de ellos a partir de la cual se puede ajustar un modelo de probabilidad o régimen conjunto de picos sobre umbral de los agentes meteorológicos. Análogamente, se puede trabajar con los valores máximos de los picos tomando uno por año meteorológico, lo que daría lugar al régimen extremal de los estados atmosféricos. Esta descripción se puede extender a intervalos de tiempo relacionados con las fases de proyecto, por ejemplo la vida útil, siguiendo los mismos métodos que para los estados de oleaje y nivel del mar.

Comentario. En la ROM 0.4-95 se desarrolla ampliamente la descripción estadística y frecuencial de los campos de viento. Ésta se apoya en los mismos fundamentos teóricos que la descripción de las oscilaciones del mar, en particular del oleaje, por lo que se recomienda describir los agentes climáticos atmosféricos siguiendo los mismos esquemas de trabajo que para los agentes climáticos marítimos.

3.3 AGENTES CLIMÁTICOS MARÍTIMOS

El objetivo de esta sección es clasificar los agentes del medio físico climáticos marítimos para su ordenación y descripción. Éste es el paso previo para caracterizar su interacción entre ellos y la obra y cuantificar las acciones sobre ella.

3.3.1 Clasificación y ordenación

Los agentes climáticos marinos producen oscilaciones de la superficie libre del mar en diferentes bandas de frecuencia. Su variable instantánea es el desplazamiento vertical de la superficie libre $\zeta(\vec{r};t)$, con respecto a un nivel de referencia fijo; a partir de ella se pueden definir las variables básicas del movimiento oscilatorio: amplitud (o altura) y periodo.

Los agentes climáticos marítimos se ordenan en función de su periodo representativo T,

1. ζ_{PC}: Periodo Corto $(0{,}5 < T(s) < 300)$,
2. ζ_{PI}: Periodo Intermedio $(5 \leq T(mín) < 180)$,
3. ζ_{PL}: Periodo Largo $(T(h) \geq 3)$

$\zeta(\vec{x};t)$ se puede obtener por la superposición lineal de tres componentes asociadas a las bandas de periodos corto PC, intermedio PI y largo PL

$$\zeta(\vec{x};t) = \zeta_{PC}(\vec{x};t) + \zeta_{PI}(\vec{x};t) + \zeta_{PL}(\vec{x};t) \tag{3.16}$$

(Ver figura 3.3.33, sobre Variables instantáneas de las oscilaciones del mar, en la página 326).

3.3.1.1 Oscilaciones de periodo corto

Las oscilaciones cortas se caracterizan por tener un periodo en el intervalo $[0{,}5 < T(s) < 300]$ y presentan una gran irregularidad, pudiéndose identificar, al menos, tres diferentes escalas temporales (periodo) y espaciales (longitud de onda): ondas capilares, oleaje y grupos de olas. Las ondas capilares tienen periodo en el intervalo $T(s) < 1$ y el peralte y la celeridad de la onda están limitadas, además de la gravedad, por la tensión superficial. En la ingeniería marítima no suele ser necesario considerar las ondas capilares, excepto en el laboratorio.

3.3.1.1.1 Oleaje, $\zeta_{oleaje}(\vec{x};t)$

El periodo del oleaje que es importante para la seguridad, el servicio y el uso y la explotación de las obras marítimas se encuentra en el intervalo de tiempo $[3 < T(s) < 30]$, y en él se puede admitir que la tensión superficial no es determinante de su cinemática y dinámica. En ingeniería marítima la altura de onda y por extensión la altura de ola, es la variable básica del ciclo ondulatorio y representa la máxima variación vertical de la superficie libre en un intervalo de tiempo, denominado periodo del ciclo, onda u ola. La descripción más elemental de un tren de ondas progresivo (u oleaje de crestas largas) está formada por tres parámetros de descripción: altura y periodo de ola y dirección de propagación.

3.3.1.1.2 Grupos de olas, $\zeta_{BLW}(\vec{x};t)$

El oleaje en un punto del mar se suele presentar con secuencias temporales de olas de altura mayor seguida de otras de altura menor; se dice que las olas vienen agrupadas. Este fenómeno es tanto más acusado cuanto mayor es la edad del oleaje y más alejado se encuentra éste de su fetch de generación. El número de olas N en cada una de las secuencias depende asímismo de la edad del oleaje y de la velocidad del viento generador, pero, en general se encuentra en el intervalo $[3 < N < 6]$ con lo que una secuencia completa de olas altas y bajas tiene un número de olas $[6 < N_t < 12]$ y su duración o periodo medio del grupo $\overline{T_g}$ se encuentra en el intervalo $[6\overline{T_z} < \overline{T_g} < 12\overline{T_z}]$ que se extiende en el rango $[30 < \overline{T_g}(s) < 300]$.

Vinculada a esta secuencia temporal de olas se produce una variación del nivel del mar η_{BLW} con un periodo medio de oscilación relacionado con la estructura temporal de las agrupaciones de olas, es decir con $\overline{T_g}$. Esta onda viaja con la celeridad de grupo C_g. La amplitud de esta onda vinculada depende de la profundidad relativa, pudiendo alcanzar en profundidades reducidas y zona de rompientes valores del orden del 10-20% de la amplitud de ola mayor del grupo. La onda larga vinculada está en oposición de fase a la envolvente del grupo, es decir, el máximo de ésta coincide con el seno de la vinculada. Cuando el grupo de olas se transforma y se modifica la altura de las olas individuales que lo componen, la amplitud de la onda vinculada también lo hace, generándose además modos libres de oscilación η_{FLW}; estos modos viajan con la celeridad $\sqrt{gh}$.

Comentario. Es necesario llamar la atención sobre la opción de adscribir los grupos de olas a la banda de oscilaciones cortas, es decir menores de los cinco minutos.

3.3.1.1.3 Descomposición de las oscilaciones de corto periodo

Las oscilaciones de periodo corto se pueden descomponer en las siguientes variables instantáneas

$$\zeta_{PC}(\vec{x};t) = \zeta_{oleaje}(\vec{x};t) + \zeta_{BLW}(\vec{x};t) + \zeta_{BHW}(\vec{x};t) + [\zeta_{área}(\vec{x};t)] \tag{3.17}$$

donde ζ_{BLW}, ζ_{BHW} representan las oscilaciones subarmónicas y superarmónicas debidas a la interacción de las componentes del oleaje y que le confieren la estructura de grupo y la asimetría y el peraltamiento, respectivamente. En general, ésta última se considera incluida en $\zeta_{oleaje}(\vec{x};t)$. El oleaje contribuye a la variación instantánea de la superficie del mar y es la acción principal de las obras marítimas y portuarias. Los grupos y los superarmónicos producen variaciones temporales de las amplitudes del oleaje. $\zeta_{área}(\vec{x};t)$ representa las oscilaciones de la dársena o cuerpo semicerrado cuando son forzadas por los grupos de olas; en otro caso se deben incluir en las oscilaciones intermedias y por ello se incluye entre corchetes.

3.3.1.2 Estado de oleaje

Las oscilaciones cortas se pueden descomponer en dos partes, una constante en el tiempo e igual a su valor medio en el estado y otra oscilatoria o desviador de la oscilación de acuerdo con la siguiente definición,

$$\overline{\eta_W}(\vec{x}) = \frac{1}{\Delta t_d}\int_{t_{d_i}}^{t_{d_{i+1}}} \zeta_{oleaje}(\vec{x},t)\,dt \tag{3.18}$$

$$\overline{\eta_{oleaje}}(\vec{x},t) = \zeta_{oleaje}(\vec{x},t) + \overline{\eta_w}(\vec{x}) \tag{3.19}$$

En profundidades no muy reducidas, y siempre que las olas no rompan, se podrá admitir que $\overline{\eta_W}(\vec{x}) \approx 0$. El tratamiento estadístico y espectral del oleaje debe hacerse sobre la serie temporal $\zeta_{oleaje}(\vec{x};t)$, de tal forma que su valor medio sea nulo; se denomina estado de oleaje.

Cuando el oleaje se presenta agrupado, el nivel medio varía también con el tiempo, $\overline{\eta_W}(\vec{x};t) \neq 0$, con periodo medio igual al del grupo de olas, es decir, variando lentamente en el estado. En este caso, el valor medio del nivel del mar debido al oleaje se puede descomponer en dos partes, una constante y otra variable en el tiempo,

$$\overline{\eta_W}(\vec{x};t) = \tilde{\eta}_{BLW}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{BLW}(\vec{x};t) \tag{3.20}$$

En consecuencia,

$$\tilde{\eta}_{PC}(\vec{x}) = \tilde{\eta}_{BLW}(\vec{x}) + [\tilde{\eta}_{BLW}(\vec{x})] \tag{3.21}$$

3.3.1.3 Oscilaciones de periodo intermedio

La banda de las oscilaciones de periodo intermedio ($5\ min \leq T < 3\ horas$) y, en su forma más general, contienen la información de los maremotos (de origen sísmico o deslizamientos) $\zeta_{ms}(\vec{x},t)$, los meteomaremotos y las pulsaciones barométricas $\zeta_{ma}(\vec{x},t)$, y, en su caso, las oscilaciones de los cuerpos de agua confinados $\zeta_{área}(\vec{x};t)$, como son las áreas portuarias y litorales, que suelen denominarse "seicas" (5).

(5) La palabra seica se utiliza en este contexto como una "castellanización" de la palabra inglesa seiche (oscilación de la dársena). En general, las oscilaciones con periodos intermedio y largo se denominan, habitualmente, ondas largas.

3.3.1.3.1 MAREMOTOS, $\zeta_{ms}(\vec{x},t)$

Los maremotos producen oscilaciones de la superficie libre del mar de periodo del orden de 5-10 minutos durante varias horas. La variable básica es la amplitud máxima de la cada una de las "olas" de la oscilación. El número de oscilaciones depende del origen y la magnitud del terremoto y de la dinámica de propagación relacionada con la batimetría de la plataforma. Por su origen sísmico, en general en España, los maremotos se presentan independientemente de los otros agentes climáticos por lo que no es estrictamente necesario incluirlos en una descripción conjunta de los agentes climáticos y sus acciones. Otros agentes generadores de maremotos son los deslizamientos superficiales de la ribera del mar y los deslizamientos profundos.

3.3.1.3.2 PULSACIONES BAROMÉTRICAS, $\zeta_{ms}(\vec{x},t)$

Los gradientes espaciales y temporales de la presión atmosférica producen variaciones temporales y espaciales del desplazamiento vertical de la superficie libre del mar con respecto a un nivel de referencia. Estas pulsaciones pueden tener origen diverso. Algunas están relacionadas con las pulsaciones "rápidas" de presión y de viento medios asociados a la dinámica de la borrasca cuyo periodo se encuentra en el rango de 10-30 minutos. Otras se producen por la interacción de la dinámica atmosférica con la topografía local; otras, finalmente, son de origen térmico. En el ámbito de estas Recomendaciones estas oscilaciones también se denominan meteomaremotos y suelen durar varias horas.

3.3.1.3.3 OSCILACIONES FORZADAS EN CUERPOS DE AGUA SEMICERRADOS Y DÁRSENAS PORTUARIAS, $\zeta_{área}(\vec{x};t)$

Un cuerpo de agua semicerrado con sus contornos laterales y profundidad alberga una masa de agua que tiene un periodo propio de oscilación que, para las dársenas portuarias con dimensiones del orden de centenares de metros y profundidades del orden de la decena de metros, se encuentra, en general, en el intervalo 0,5-30 minutos. Debido al amplio rango de dimensiones de las dársenas portuarias y los posibles tipos de acoplamiento (longitudinal, transversal) su rango de frecuencias de oscilación es muy amplio. Si la masa es forzada por oscilaciones cuyo periodo se encuentra en ese intervalo, se dice que el forzamiento es resonante y la amplitud de la oscilación puede crecer considerablemente ya que, además de la gravedad que es la principal fuerza restauradora, su amortiguamiento depende de las posibles pérdidas por fricción y turbulencia en el fondo, los contornos laterales y en la "bocana", y de la radiación de la oscilación por ella.

Las oscilaciones forzadas se pueden clasificar en cortas, intermedias y largas, dependiendo del periodo del agente forzador. No obstante, es necesario tener en cuenta que la respuesta oscilatoria del cuerpo de agua a un determinado forzamiento depende del mecanismo forzador; si éste es esencialmente lineal, el periodo se conserva, pero si el mecanismo es no lineal, es posible que la oscilación del cuerpo de agua tenga armónicos y subarmónicos del periodo forzador.

Cuando la causa de las oscilaciones de la dársena es la presentación de olas agrupadas, se recomienda incluir $\zeta_{área}(\vec{x};t)$ en la descomposición de las oscilaciones de corto periodo.

Comentario. Para acotar de forma aproximada el rango de frecuencias se pueden emplear expresiones analíticas que se obtienen para dársenas de geometría sencilla y profundidad constante,

$$T_n = \frac{2l}{n\sqrt{gh}} \quad n = 1,2,\ldots \tag{3.22}$$

donde l es una longitud representativa de las dimensiones del área de generación y h es la profundidad de agua en la zona del epicentro y n es el número de nodos. En sentido estricto las oscilaciones forzadas en dársenas no es un agente del medio físico, sin embargo ellas actúan como agentes generadores de algunos de los movimientos del barco.

3.3.1.3.4 Descomposición de las oscilaciones de periodo intermedio

La señal de periodo intermedio se puede descomponer en la suma de las tres oscilaciones,

$$\zeta_{PI}(\vec{x},t) = \zeta_{ms}(\vec{x},t) + \zeta_{ma}(\vec{x},t) + [\zeta_{área}(\vec{x};t)] \tag{3.23}$$

Las oscilaciones de periodo intermedio contribuyen, principalmente, en las variaciones de la profundidad de agua, es decir de la posición del nivel (medio) del mar y campo de velocidades, del orden de decenas de minutos. Todas ellas deben considerarse en la determinación del nivel del mar local, conjuntamente con la marea astronómica.

3.3.1.4 Estado de las oscilaciones intermedias

En el estado, la señal de periodo intermedio se puede descomponer en dos partes de forma que,

$$\zeta_{PI}(\vec{x},t) = \tilde{\eta}_{PI}(\vec{x}) + \eta_{ms}(\vec{x},t) + \eta_{ma}(\vec{x},t) + \eta_{área}(\vec{x};t) \tag{3.24}$$

$$\tilde{\eta}_{PI}(\vec{x}) \approx \tilde{\eta}_{ms}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{ma}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{área}(\vec{x}) \tag{3.25}$$

donde,

$$\tilde{\eta}_{ms}(\vec{x}) = \overline{\zeta_{ms}(\vec{x})} = \frac{1}{\Delta t_d}\int_{t_{d_i}}^{t_{di+1}} \zeta_{ms}(\vec{x},t)dt \tag{3.26}$$

$$\tilde{\eta}_{ma}(\vec{x}) = \overline{\zeta_{ma}(\vec{x})} = \frac{1}{\Delta t_d}\int_{t_{d_i}}^{t_{di+1}} \zeta_{ma}(\vec{x},t)dt \tag{3.27}$$

$$\tilde{\eta}_{área}(\vec{x}) = \overline{\zeta_{área}(\vec{x})} = \frac{1}{\Delta t_d}\int_{t_{d_i}}^{t_{di+1}} \zeta_{área}(\vec{x},t)dt \tag{3.28}$$

Cuando el periodo de la oscilación sea del orden de veinte minutos, es conveniente ampliar la duración del estado a hora y media e incluso dos horas, para poder determinar el valor medio de la señal.

3.3.1.5 Oscilaciones de periodo largo

Estas oscilaciones se encuentran en la banda de periodos $[3 < T(h) < 24]$ e incluyen, principalmente, las mareas meteorológica relacionada con el paso de las borrascas, la marea astronómica y otras ondas largas oceánicas que, en general, no contribuyen significativamente a las variaciones del nivel del mar que, en general, tienen periodos del orden de días y semanas. Las oscilaciones de periodo largo contribuyen, principalmente, a la variación horaria de la profundidad de agua, es decir a la posición del nivel (medio) del mar.

3.3.1.5.1 Marea meteorológica, $\zeta_{MM}(\vec{x},t)$

El desplazamiento vertical de la superficie libre del mar forzado por las variaciones de presión atmosférica y a la acción tangencial del viento sobre la superficie se denomina marea meteorológica y puede ser relevante durante el paso de las borrascas y ciclones. La variable básica es el desplazamiento vertical o amplitud con respecto a un nivel de referencia. Es una variable lenta ya que, en general, sus variaciones temporales significativas ocurren en un intervalo de tiempo del orden de 1 hora. La duración de la marea meteorológica en un punto de la costa depende de la duración del tránsito de la borrasca que la genera y que suele ser del orden de días (entre 1 y 7 días).

3.3.1.5.2 Marea astronómica, $\zeta_{MA}(\vec{x},t)$

El principal agente del medio físico astronómico, incluido entre los climáticos, es la marea astronómica. Esta marea es la oscilación del mar forzada por los astros y sus movimientos que se manifiesta por el desplazamien-

to temporal de la superficie libre con respecto a un nivel fijo de referencia. El periodo principal de la marea astronómica en las costas españolas es del orden de 12 horas.

La variable básica de la marea astronómica es el desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto a un nivel de referencia y se puede describir, y por tanto, predecir, por una serie temporal reconstruida a partir de la amplitud y fase de sus constantes armónicas (frecuenciales) en el emplazamiento. Debido a que se puede predecir su valor en un punto a lo largo del tiempo, esta variable es determinista. Además, es una variable básica lenta, puesto que, en general, las variaciones temporales significativas ocurren en un intervalo de tiempo del orden de 1 hora.

3.3.1.5.3 Descomposición de las ondas de periodo largo

Las oscilaciones de periodo largo $(T \geq 3\ horas)$ contienen la señal de la marea astronómica ζ_{MA}, generada por la dinámica astronómica, y la marea meteorológica ζ_{MM}, generada durante la formación y evolución de las borrascas atmosféricas y que en su tránsito afectan el emplazamiento,

$$\zeta_{PL}(\vec{x},t) = \zeta_{MA}(\vec{x},t) + \zeta_{MM}(\vec{x},t) \tag{3.29}$$

3.3.1.6 Estado de las oscilaciones largas

Describe las manifestaciones de la superficie libre del mar forzadas por la marea astronómica y meteorológica que, en el estado, se puede admitir que son constantes $\eta_{MA}(\vec{x})$, $\eta_{MM}(\vec{x})$ e igual a su valor medio en el intervalo de tiempo $\Delta t_d = t_{di+1} - t_{d_i}$,

$$\eta_{MA,i}(\vec{x}) = \frac{1}{\Delta t_d}\int_{t_{d_i}}^{t_{di+1}} \zeta_{MA}(\vec{x},t)\,dt \tag{3.30}$$

$$\eta_{MM,i}(\vec{x}) = \frac{1}{\Delta t_d}\int_{t_{d_i}}^{t_{di+1}} \zeta_{MM}(\vec{x},t)\,dt \tag{3.31}$$

Δt_d es la duración del estado (aproximadamente una hora).

Análogamente a las otras oscilaciones, las oscilaciones de largo periodo se pueden descomponer en el estado en dos partes, una constante e igual a su valor medio en el estado y otra oscilatoria o desviador de la oscilación,

$$\zeta_{PL}(\vec{x},t) = \tilde{\eta}_{PL}(\vec{x}) + \eta_{PL}(\vec{x},t) \tag{3.32}$$

donde,

$$\tilde{\eta}_{PL}(\vec{x}) = \eta_{MA}(\vec{x},t) + \eta_{MM}(\vec{x},t) \tag{3.33}$$

y, en general, por la definición adoptada debe cumplirse que,

$$\eta_{PL}(\vec{x},t) = 0 \tag{3.34}$$

3.3.1.7 Estado del nivel (medio) del mar

Incluye las manifestaciones lentas de la superficie libre del mar y define el nivel medio del mar en movimiento $N.M.M.$ Son manifestaciones lentas (con respecto al oleaje) todas aquellas cuya periodo de oscilación es varias veces mayor que el periodo del oleaje, es decir, grupos de olas, oscilaciones intermedias y mareas meteorológica y astronómica,

$$\tilde{\eta}_{NM,i}(\vec{x}) = \tilde{\eta}_{PC,i}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{PI,i}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{PL,i}(\vec{x}) \tag{3.35}$$

$$\tilde{\eta}_{NMm,i}(\vec{x}) = \tilde{\eta}_{BLW,i}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{ms,i}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{ma,i}(\vec{x}) + [\tilde{\eta}_{área,i}(\vec{x})] + \eta_{MA,i}(\vec{x}) + \eta_{MM,i}(\vec{x}) \tag{3.36}$$

donde i indica el estado de duración $\Delta t_d = t_{di+1} - t_{d_i}$ (aproximadamente una hora). Se puede admitir que el valor del nivel medio es constante en el estado.

Cuando la probabilidad de presentación de maremotos y meteomaremotos sea despreciable, entonces el nivel medio del mar en el estado, fuera del área portuaria es,

$$\tilde{\eta}_{NMm,i}(\vec{x}) = \tilde{\eta}_{BLW,i}(\vec{x}) + \eta_{MA,i}(\vec{x}) + \eta_{MM,i}(\vec{x}) \tag{3.37}$$

Fuera de la zona de rompientes se podrá admitir que,

$$\tilde{\eta}_{NMm,i}(\vec{x}) \approx \eta_{MA,i}(\vec{x}) + \eta_{MM,i}(\vec{x}) \tag{3.38}$$

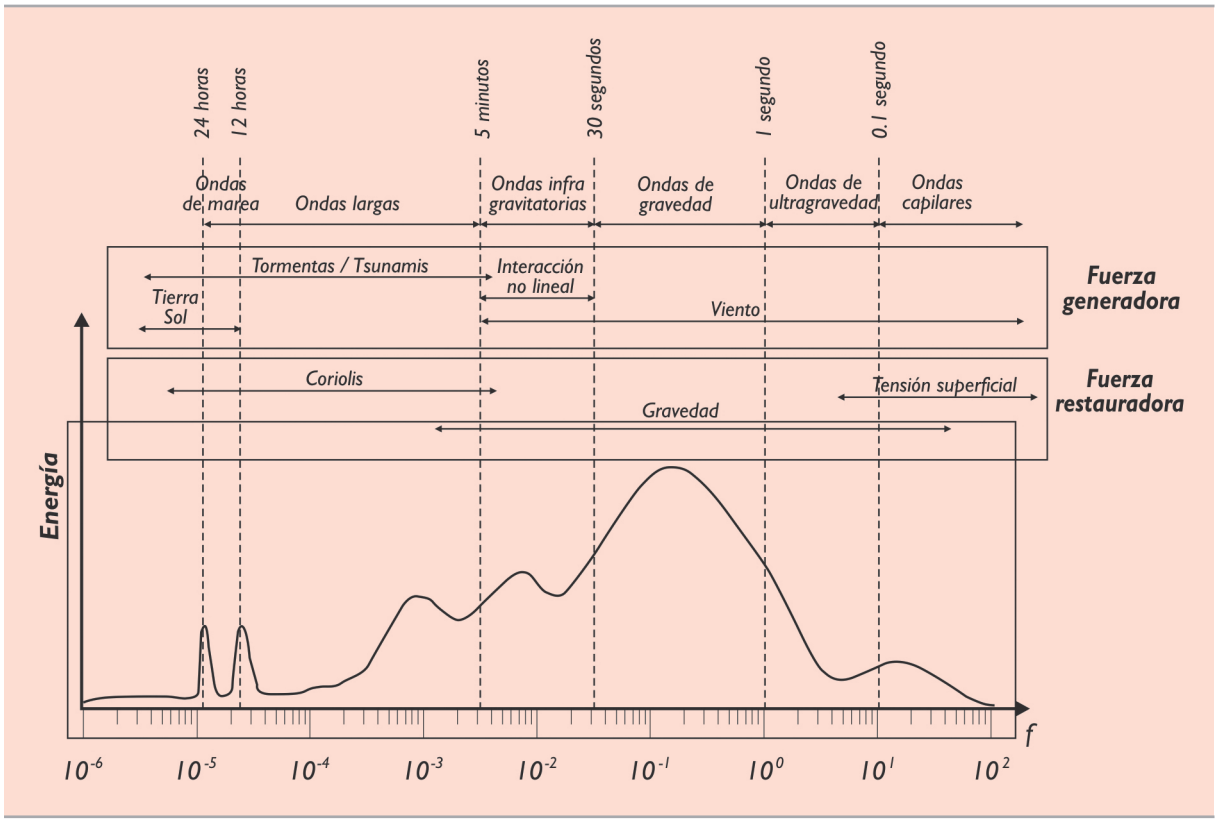
El nivel medio evoluciona con el tiempo a escala de estado, forzado por la marea astronómica y por la variabilidad atmosférica, viento y presión.

Comentario. El nivel del mar en reposo NMR *define un nivel del referencia en ausencia de cualquier oscilación o corriente. Tradicionalmente se utiliza el nivel de la* BMVE*, si bien puede ser cualquier otro nivel de agua que se pueda referir al cero topográfico local. En este sentido hay una ambigüedad en la definición del cero topográfico ya que se referencia con respecto al nivel medio del mar en Alicante que no es constante sino que evoluciona con el tiempo, si bien a escala de decenas de años su variación es prácticamente despreciable.*

3.3.1.8 Contenido energético en las oscilaciones del mar

En la figura 3.3.10 se presenta el contenido energético de las diferentes oscilaciones del mar en función de sus periodos representativos y de las fuerzas generadoras y restauradoras. El mayor contenido se encuentra en

Figura 3.3.10. Contenido energético de las oscilaciones del mar y distribución frecuencial



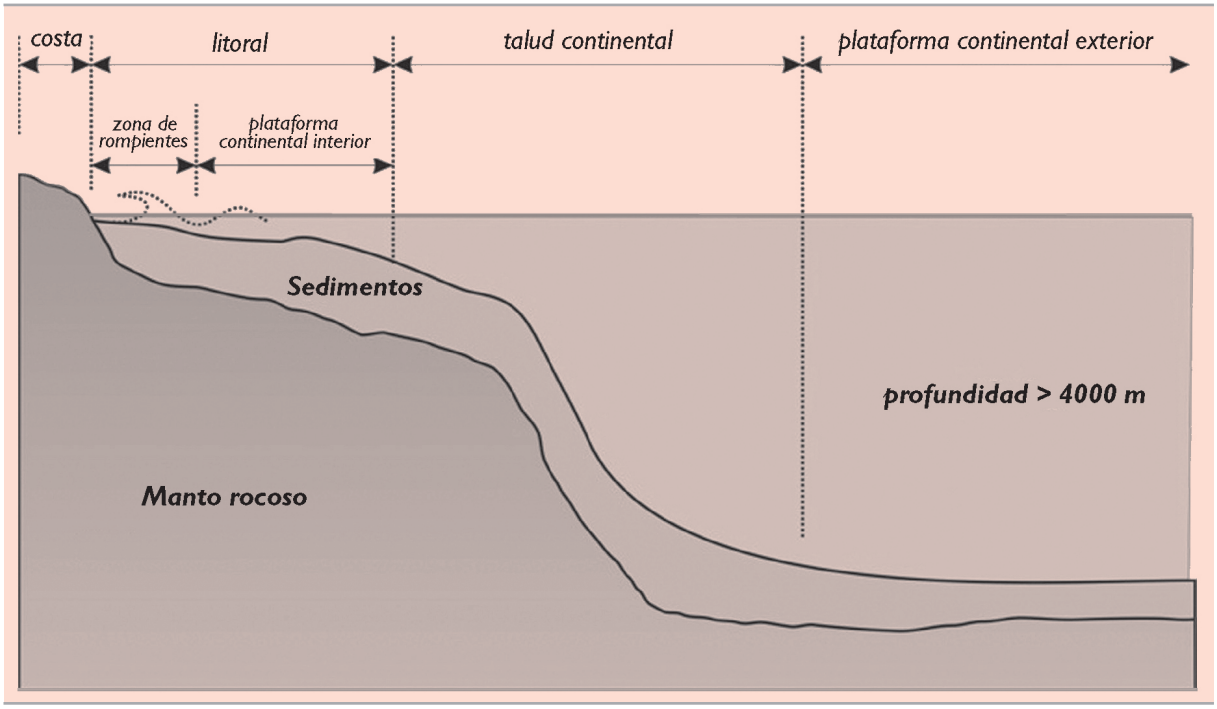
la banda del oleaje. Algunas veces la interacción entre las oscilaciones y los contornos y las obras pueden provocar situaciones de resonancia en las que las acumulaciones de energía pueden ser determinantes del comportamiento del área abrigada.

3.3.1.9 Bordes continentales y zonas litorales

Los océanos tienen una profundidad media de 4.000 m y una extensión que supera ampliamente los 5.000 Km. Los bordes continentales están formados por el talud continental, la plataforma continental exterior, el litoral, que incluye la plataforma continental interior y la zona de rompientes, y las aguas interiores. El talud continental constituye la transición entre los fondos abisales con profundidades del orden de 1.000-2.000 m y la plataforma continental exterior, con profundidades del orden de los 200-400 m. En general, la pendiente del talud continental es del orden de los 10°, por lo que su extensión horizontal, l_t es pequeña frente a la longitud de la onda de marea. La plataforma continental, por el contrario tiene una pendiente de aproximadamente 1°, un orden de magnitud inferior a la del talud continental y tiene una extensión en horizontal del orden de decenas de kilómetros.

El litoral incluye dos zonas, la plataforma continental interior y la zona de rompientes y es la zona en la que habitualmente se ubican las áreas portuarias y litorales y, en consecuencia, en la que se construyen las obras marítimas y portuarias, figura 3.3.11. La plataforma continental interior, en general, se extiende desde la profundidad de 50 metros hasta la línea de costa y es donde el asomeramiento y la refracción del oleaje es importante; además, es la zona en la cual los sedimentos son activos y participan en las formas litorales; su anchura es del orden de centenares de metros. La zona de rompientes se caracteriza por la rotura del oleaje y los procesos relacionados con ella; su anchura puede variar entre las decenas y los centenares de metro. Finalmente, las aguas interiores están formadas por las rías y estuarios y en las que el acceso de las ondas largas debe hacerse por un canal o apertura cuya anchura es mucho menor que la longitud de onda.

Figura 3.3.11. **Plataforma, borde y talud continental**



Durante su propagación desde mar abierto hacia la costa, las oscilaciones del mar se transforman para adaptarse las características geométricas de la zona por la que transitan, en particular la profundidad h. La "capacidad de sentir" el fondo depende de la profundidad relativa h/L, donde L es la longitud de onda. Se definen tres regio-

nes de propagación, profundidades indefinidas ($h/L > 1/2$) en las que la onda no siente el fondo, profundidades intermedias ($1/20 < h/L < 1/2$) en las que el movimiento oscilatorio alcanza el fondo y profundidades reducidas ($h/L < 1/20$) en las que toda la columna de agua está sometida, aproximadamente, al mismo campo de velocidad horizontal.

Las oscilaciones de periodo corto se propagan por las tres regiones, las oscilaciones intermedias lo hacen por profundidades intermedias y reducidas mientras que la propagación de las ondas de periodo largo se hace siempre en el régimen de profundidades reducidas.

3.4 DESCRIPCIÓN DEL TREN DE ONDAS

La descripción más elemental de un tren de ondas progresivo (u oleaje de crestas largas) se realiza en el ciclo de la onda y está formada por la altura y periodo de ola y la dirección de propagación. El tren de ondas es una repetición indefinida del ciclo de la onda. En el anejo se incluyen algunos de los fundamentos de la Teoría de Ondas.

3.4.1 Descripción matemática

La onda monocromática es una oscilación de la superficie libre del mar que se repite idénticamente a sí misma en el tiempo o en el espacio. La variable instantánea del tren de ondas es el desplazamiento vertical de la superficie libre del mar $\eta(t, \vec{x})$ a lo largo del tiempo, medida con respecto a un nivel de referencia.

3.4.1.1 Variables básicas

Las variables básicas del tren de ondas son el periodo T, la longitud L y la altura de ola H y la dirección de propagación θ. El perfil de la onda progresiva se propaga con la celeridad $C = L/T$ cuya dependencia con la profundidad h de propagación se determina por la ecuación de la dispersión. La onda estacionaria no se propaga pero sus variables básicas L,T también la satisfacen.

3.4.1.2 Ecuación de la dispersión

Cuando la onda se propaga por profundidades en las cuales el efecto del fondo no es despreciable, la relación funcional establece una dependencia entre los tres parámetros anteriores y la profundidad h, $f(L,T,h) = 0$, de tal forma que, conocidas dos de ellas el valor de la tercera está determinado.

Cuando la celeridad de la onda depende sólamente del periodo se dice que es una onda dispersiva en periodos o frecuencias. Cuando la altura de la onda A no es despreciable y deja de ser un factor de escala, la celeridad depende de la amplitud; se dice que es una onda dispersiva en amplitudes.

En las condiciones más generales la celeridad de la onda depende de la profundidad, la amplitud y el periodo,

$$f(A, h, L, T) = 0 \tag{3.39}$$

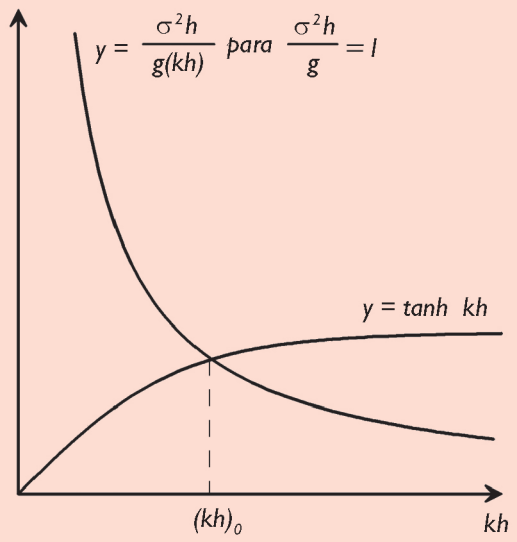
Se dice que la onda es dispersiva en frecuencias y en amplitudes. Esta ecuación se conoce con el nombre ecuación de la dispersión; conocidos los valores de tres parámetros, el valor del cuarto es la raíz de la ecuación de dispersión. En teoría lineal de ondas, las ondas son dispersivas en frecuencia pero no en amplitud y la ecuación de la dispersión en ausencia de corriente es,

$$f(h, L, T) = \sigma^2 - gk \tanh kh = 0 \tag{3.40}$$

$$k = \frac{2\pi}{L} \qquad \sigma = \frac{2\pi}{T} \qquad C = \frac{L}{T} \tag{3.41}$$

En cada caso, en función de los objetivos y necesidades, se determinará la longitud de onda del tren monocromático, de las componentes espectrales del oleaje o de sus descriptores de estado mediante la ecuación de dispersión apropiada. En general, en los dominios espaciales *I, II, III y IV*, será suficiente aplicar la ecuación lineal de la dispersión, figura 3.3.12. En el dominio *V*, en profundidades reducidas y en condiciones de rotura puede ser necesario tener que resolver la ecuación de dispersión teniendo en cuenta la influencia de la amplitud de la onda (Stokes III, Boussinesq y ondas largas no lineales).

Figura 3.3.12. Raíz real del número de onda de la ecuación lineal de la dispersión



3.4.1.2.1 Interacción ola-corriente

Se recomienda analizar la interacción entre la corriente, sea el que fuere su origen, y el oleaje. Esta interacción se refleja en la ecuación de la dispersión de ondas, variando la relación funcional entre el periodo y longitud de la onda y la profundidad. La ecuación de dispersión lineal es,

$$\sigma^2 (1 \mp \frac{U}{\sigma / k})^2 = gk \tanh (kh) \qquad (3.42)$$

donde, $U\ (m/s)$ es la velocidad de la corriente, $\sigma = 2\pi / \overline{T_z}(ciclos/s)$, $k = 2\pi / \overline{L_z}(1/m)$ son la frecuencia angular y el número de onda representativos del tren de ondas, respectivamente y h es la profundidad en metros. El signo negativo en la ecuación se corresponde con el sentido [(6)] de avance en la corriente U oponiéndose al avance de los frentes de ola y el positivo, cuando ola y corriente avanzan en el mismo sentido. Cuando la corriente se propaga oblicuamente al frente de ola, se tomará como U la componente de la velocidad en la dirección de propagación del frente del oleaje.

El cambio de la longitud de onda y, por tanto, de la celeridad de la onda por presencia de la corriente, puede producir, asomeramiento, refracción, reflexión y rotura del oleaje. A su vez la presencia del oleaje puede variar el módulo y el ángulo de propagación de la corriente. Estos efectos suelen ser importantes en la zona de rotura y en la desembocadura de los ríos y estuario. En estos casos será necesario trabajar con algunos de los modelos que se describen en el apartado 3.4.4.

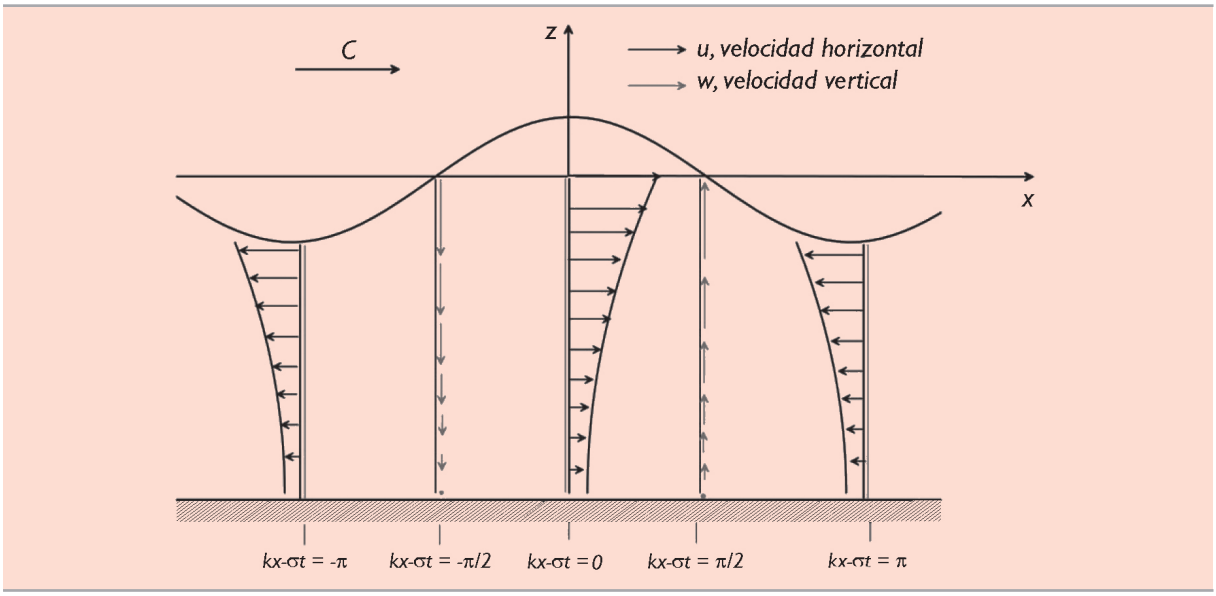
(6) El ángulo de propagación de la corriente con respecto al N, por ejemplo, indica hacia donde se propaga. Por el contrario el ángulo de propagación del viento y del oleaje indican el sentido del que vienen.

3.4.1.3 Tipos de movimiento oscilatorio

La representación matemática del movimiento oscilatorio deberá hacerse teniendo en cuenta alguno de los tres tipos de movimiento siguientes:

- Progresivas: el perfil progresa en un sólo sentido con celeridad C y sin modificar su forma, figura 3.3.13.
- Estacionarias: el perfil no progresa, sólo oscila, sin cambiar su forma, alrededor de unos puntos fijos (nodos) y, entre ellos, hay otros de oscilación máxima (antionodos).
- Parcialmente estacionaria: el perfil progresa lentamente, oscilando ligeramente alrededor de unos puntos casi fijos (quasi nodos) y, entre ellos hay otros de oscilación máxima, (cuasi antinodos).

Figura 3.3.13. Variación de la superficie libre y el campo de velocidades horizontal y vertical para diferentes valores de la fase en un tren progresivo



En cualquier caso se deberá tener en cuenta que, en teoría lineal, los movimientos estacionario y parcialmente estacionario se puede modelar por la superposición lineal de dos o más trenes de ondas progresivos, y que, independientemente del tipo de movimiento del que forman parte, la propiedades cinemáticas de las ondas satisfacen la ecuación de dispersión (lineal).

Comentario. Las ondas estacionarias y parcialmente estacionarias se pueden formar por el encuentro de dos ondas viajando en sentido contrario; en el primer caso tienen la misma altura, el mismo periodo y en fase, tal y como ocurre en el frente de un dique vertical; las ondas parcialmente estacionarias, se pueden formar por modificaciones de la altura, el periodo y la fase, tal y como ocurre en el frente de los diques en talud o de las playas reflejantes.

3.4.1.3.1 Variación de la altura de onda a lo largo de la cresta

Los trenes de onda pueden ser de cresta largas, en teoría infinitas, o de crestas cortas o finitas. Las ondas de crestas largas, por extensión se aplica al oleaje tipo swell, su altura de ola es constante a lo largo de ellas, o varía ligeramente. La denominación de trenes de crestas cortas, se aplica al encuentro de ondas provenientes de diferentes direcciones, y al oleaje tipo sea representativo de los estados generación, su altura varía, significativamente, a lo largo de la cresta en distancias menores que la longitud de onda.

Comentario. En estas circunstancias, la difracción o "cesión lateral de energía a lo largo de la cresta" no se puede ignorar.

3.4.1.4 Caracterización matemática de la onda

La descripción matemática de un tren de ondas de forma constante, en general, se deberá como producto de tres funciones los monomios adimensionales, la profundidad relativa h/L, y el peralte de la onda H/L o la amplitud relativa, H/h,

$$F = f_1\left(\frac{H}{L}\right) f_2\left(kh\right) f_3\left(k,\sigma\right) \tag{3.43}$$

donde F representa de forma genérica, perfil de la onda, la cinemática o la dinámica del movimiento oscilatorio. f_1 define la magnitud del movimiento oscilatorio que, en general, es función del peralte H/L o H/h; f_2, es la función de profundidad e indica cómo y cuánto se extiende el movimiento oscilatorio con la profundidad y depende de la profundidad relativa h/L, y f_3, denominada fase, define la forma del perfil de la onda y el tipo de movimiento que posee, (progresivo, estacionario o parciamente estacionario), así como la variación de la altura de onda a lo largo de la cresta.

Comentario. La función de fase se expresa en términos de la celeridad de la onda y del periodo. El perfil de una onda progresiva lineal tiene por función de fase la función coseno y el argumento o fase propiamente dicha, se puede expresar por,

$$\vec{k}\left(\vec{x} - ct\right) = \vec{k}\ \vec{x} - \sigma t$$

Esta onda de periodo $T = 2\pi/\sigma$, *y longitud de onda* $L = 2\pi/|k|$, *se propaga en el sentido del eje* x *con celeridad* $c = L/T = \sigma/k$. *Si la onda es estacionaria, la función fase está formada por el producto de dos términos, uno relacionado con el espacio* $\cos(|k|x)$, *y otro con el tiempo* $\sin(\sigma t)$. *Esta onda no se propaga y oscila alrededor del nivel medio del mar manteniendo puntos fijos o nodos y otros, antinodos, que tienen una amplitud de oscilación máxima.*
En teoría lineal, la función de profundidad es de la forma coseno hiperbólico, $f_2 \sim (|k|(h + z))$ *y la función de magnitud depende de la variable que se esté definiendo. P. ej. para la velocidad,* $f_1 \sim (g/\sigma)Ak$.

3.4.1.5 Regímenes de ondas y selección de la teoría de ondas

Las características de los movimientos oscilatorios en un fondo horizontal se pueden describir en función de los tres monomios adimensionales, la profundidad relativa h/L, y el peralte de la onda H/L, y la amplitud relativa, H/h, si bien la mayoría de las veces es suficiente con dos de ellos.

Se recomienda seleccionar la teoría de onda progresiva teniendo en cuenta los objetivos del cálculo y los valores de los monomios adimensionales, de acuerdo con los apartados siguientes, figura 3.3.14 y 3.3.15,

Comentario. El programa cnrt.for de dominio público, permita seleccionar la teoría de ondas más adecuada en función de los valores de los monomios adimensionales.

3.4.1.5.1 Regímenes en función de h/L

De forma general, se pueden distinguir el campo de aplicación de los dos regímenes de ondas siguientes en términos del parámetro profundidad relativa, tabla 3.3.3.

Tabla 3.3.3. Regímenes de ondas en función de la profundidad relativa

Régimen	h/L
Stokes	≥ (1/10) (7)
Boussinesq	< (1/20)

(7) Si bien el límite inferior para acotar la profundidad intermedia se establece en $(h/L) > (1/20)$ el régimen de Stokes que se obtiene como una solución matemática del problema de contorno, no debería de aplicarse en profundidades inferiores a $(h/L) < (1/10)$. Mediante el número de Ursell se acota con mayor precisión el rango de validez del régimen de Stokes.

Las ondas en el régimen de Stokes representan adecuadamente el movimiento oscilatorio en profundidades indefinidas *(h/L > 1/2)* e intermedias *(1/20 < h/L < 1/2)*. Las ondas largas, o régimen de onda larga o de Boussinesq, la longitud de onda es grande en comparación con la profundidad *(h/L < 1/20)*. Para cada uno de los regímenes y cada una de las profundidades relativas las ondas pueden tener un peralte pequeño y, por tanto, se pueden describir mediante una teoría lineal, o tener el peralte grande. En este caso, una correcta representación del comportamiento del tren de ondas exige el uso de teorías de orden superior al lineal, es decir, no lineales. El número de Ursell, que combina ambos parámetros, permite acotar de forma precisa el campo de validez de cada una de los dos regímenes.

Figura 3.3.14. Diagrama de aplicación de las teorías de onda progresiva

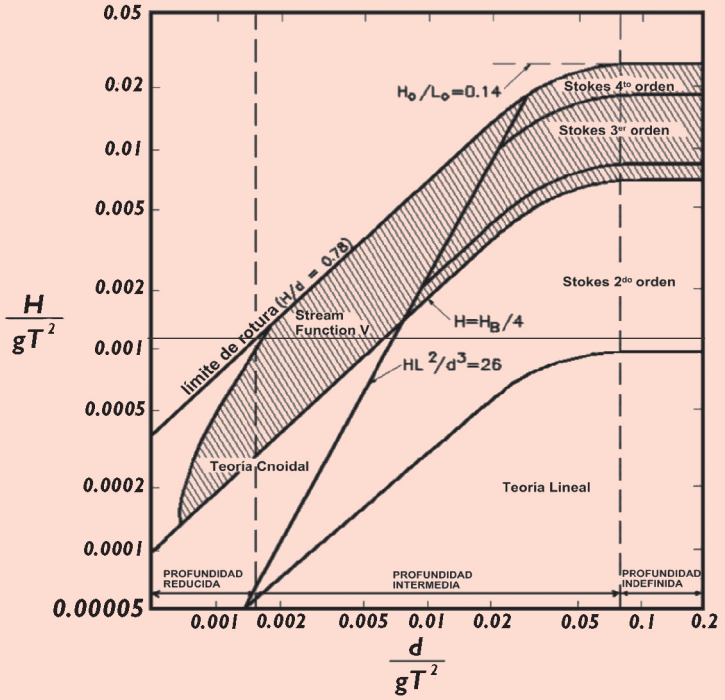
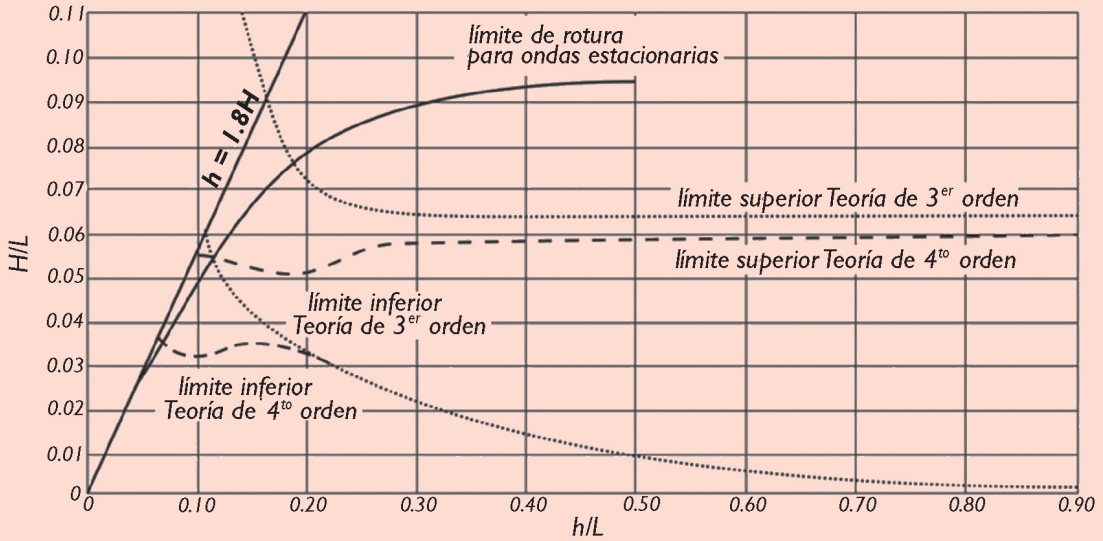


Figura 3.3.15. Rango de aplicación de las teorías de onda estacionaria



Régimen de Stokes. En el régimen de Stokes las ondas de orden superior se forman mediante un desarrollo en serie en el que cada término está formado por una magnitud, que es proporcional a una potencia n, del peralte de la onda, $(Ak)^n$ y un término de fase, que es un armónico del término lineal, $m(kx - \sigma t)$, $m \geq 1$. El número de términos que aparecen en el desarrollo define la onda de Stokes. Así, la onda lineal sólo tiene el modo fundamental $(m = 1)$ y se denomina Stokes I, mientras que una onda con el modo fundamental $(m = 1)$ y un armónico $(m = 2)$ se denomina de Stokes II. Estas dos ondas son dispersivas en frecuencia y tienen la misma ecuación de dispersión. La onda de Stokes III, es dispersiva en frecuencias y en amplitudes en consecuencia la ecuación de dispersión se modifica para incluir el peralte de la onda.

Comentario. El peraltamiento de una onda senoidal se puede describir añadiendo un término adicional a la expresión del perfil superficial, p.ej. una función seno de periodo mitad. En el régimen de Stokes, que incluye la onda senoidal en profundidades indefinidas, el desplazamiento vertical de la superficie libre se describe por un desarrollo en serie, donde cada término de la serie tiene fase con valor mitad de la fase del término anterior. Por tanto a medida que aumenta el peralte de la onda es necesario añadir en la descripción matemática mas términos, que se conocen como términos no lineales.
La teoría lineal de ondas se obtiene como primera solución del régimen de Stokes, y se conoce también con el nombre de onda de Stokes I, u onda de pequeña amplitud ya que matemáticamente solo es válida cuando el peralte de la onda es muy pequeño. Sin embargo, salvo algunos fenómenos y procesos concretos, la descripción de la cinemática y dinámica del movimiento de esta onda lineal es suficiente y adecuada en la ingeniería marítima. Las descripciones en el regimen de Stokes incluyendo términos no lineales para poder representar adecuadamente propiedades del movimiento oscilatorio asociadas a la forma peraltada de la misma, se denominan ondas de Stokes II, Stokes III, etc. No obstante, no se debe olvidar que, el rango de profundidades relativas en el que el régimen de Stokes es válida es independiente del orden de no linealidad considerado.

Ondas largas (régimen de Boussinesq). La selección de la teoría de ondas en el régimen de ondas largas $h/L < 1/20$, se realizará en función de la relación entre los ordenes de magnitud de los parámetros, h/L y H/h, ateniéndose a uno de los tres situaciones posibles recogidas en la tabla 3.3.4,

Tabla 3.3.4. Regímenes de ondas largas

	Teoría
$H/h << (h/L)^2$	Onda larga lineal
$H/h \sim (h/L)^2$	Onda de Boussinesq
$H/h >> (h/L)^2$	Onda larga no lineal

En el primer caso $[H/h \ll (h/L)^2]$, $U_r \ll 1$, la teoría que se obtiene es la correspondiente a ondas de muy pequeña amplitud y, por tanto, se denomina teoría lineal para ondas largas. Esta teoría se aplica de forma extensiva en el capítulo de ondas largas en el estudio de las mareas astronómica y meteorológica, los maremotos y otras ondas largas.

El segundo caso, $[H/h \sim (h/L)^2]$, $U_r \sim 0(1)$, da lugar a la teoría de Boussinesq. Las ondas solución de dicha teoría, se consideran "poco o débilmente" no lineales, puesto que la celeridad o velocidad de propagación de la onda depende "poco o débilmente" de la altura de la onda. Además, a partir de las ecuaciones de Boussinesq se deriva la ecuación KdV (Korteweg-de Vries) que tiene soluciones analíticas de ondas que se propagan conservando la forma; estas soluciones son la onda solitaria y la onda cnoidal. Su característica principal es que para conservar la forma deben mantener en equilibrio su carácter dispersivo en frecuencias y en amplitudes.

El tercer caso, $[H/h \gg (h/L)^2]$, $U_r \gg 1$, es el rango de la teoría no lineal de ondas largas que se conocen también, por ondas de Airy u ondas en aguas someras. Se aplican para describir localmente las ondas de marea meteorológica y astronómica y las olas rompiendo en oscilación sobre un talud de pendiente suave. Las ondas largas lineales definidas como primer caso se obtienen como una solución asintótica suponiendo que $H/h \rightarrow 0$.

Comentario. La teoría lineal de ondas largas no cambia la forma del perfil durante la propagación, mientras que la teoría no lineal proporciona un perfil superficial que se peralta, haciendo el frente mas vertical, mostrando su capacidad de analizar situaciones próximas a la rotura de la onda.
En general, la teoría de Boussinesq se aplica en profundidades reducidas aunque en los últimos años se han realizado notables avances en la extensión de esta teoría llevándola incluso hasta profundidades indefinidas. Por el contrario el dominio tradicional de la aplicación de la onda de Stokes se extiende por las profundidades intermedias e indefinidas. La zona de profundidades intermedias [$1/20 < h/L < 1/10$], es ambigua porque no se debe aplicar la teoría de Stokes y para aplicar una teoría de Boussinesq es necesario adecuar la celeridad de la onda para que sea representativa.
En los apartados siguientes se aborda la rotura de la onda en aguas profundas, intermedias y reducidas. Es obvio que en las dos primeras el modelo teórico a aplicar es la onda de Stokes, mientras que en el tercero el modelo es la onda solitaria que es una solución de las ecuaciones de Boussinesq. La rotura en la región de profundidades relativas [$1/20 < h/L < 1/10$], se puede definir por interpolación de los resultados obtenidos en las otras dos profundidades.

3.4.1.6 Dominio de la frecuencia

Las variables básicas del tren de ondas en el dominio de la frecuencia son la energía media por unidad de superficie horizontal $E(f, \vec{x})$ la frecuencia $f = 1/T$ (o la frecuencia angular $w = 2\pi/T$) y la velocidad de propagación de la energía $C_g(f)$ donde,

$$E(f,\vec{x}) = \frac{1}{8}\rho_w g H^2 \tag{3.44}$$

$$C_g = \frac{1}{2}C\left(1+\frac{2kh}{\sinh 2kh}\right) \tag{3.45}$$

$$k = \frac{2\pi}{L} \tag{3.46}$$

donde h es la profundidad de agua, g la aceleración de la gravedad y ρ_w la densidad del agua de mar.

Comentario. Los modelos de generación y transformación del oleaje intergrados en la fase, se formulan en términos de la energía media por unidad de superficie horizontal de la onda o de cada una de las componentes espectrales en cada uno de los puntos del dominio de propagación expresada por,

$$S(f,\vec{x}) = \frac{E(f,\vec{x})}{\rho_w g} \tag{3.47}$$

3.4.1.6.1 Flujo medio de energía oscilatoria

La distribución vertical del flujo medio de energía por unidad de anchura de cresta f_E que define la cantidad de energía que pasa por una sección, desde el fondo hasta el nivel medio del mar depende de la profundidad relativa de la onda. En teoría lineal de ondas, este flujo medio a la cota z en la dirección de propagación de la onda en un periodo o ciclo del movimiento oscilatorio se puede calcular mediante la siguiente expresión:

$$\overline{f_E(z)} = \frac{1}{T}\int_t^{t+T} p_d u dt = \frac{1}{T}\int_t^{t+T} \rho g \sigma \eta^2 \frac{\cosh^2 k(h+z)}{\cosh kh \sinh kh} dt \tag{3.48}$$

donde h, representa la profundidad de agua y z es la coordenada vertical medida con respecto al nivel del mar en reposo, p_d, u y η, son la presión dinámica, la velocidad de las partículas de agua y el desplazamiento vertical de la superficie libre debidos al movimiento oscilatorio, respectivamente. Esta ecuación representa el trabajo realizado por las fuerzas de presión en un lado de la sección.

El flujo de energía total que pasa por la sección desde el fondo hasta el nivel medio del mar [8] en reposo, $(z = 0)$.

$$\int_{-h}^{0} \overline{f_E(z)} dz = \left(\frac{1}{8}\rho g H^2\right) C_g = E C_g \tag{3.49}$$

E, es le energía media por unidad de superficie horizontal asociada al movimiento oscilatorio y como en todo sistema mecánico conservativo se distribuye a partes iguales en energía potencial y energía cinética. C_g es la velocidad de propagación de la energía y se relaciona con la celeridad o velocidad de propagación del perfil o velocidad de fase por la siguiente expresión,

$$C_g = \frac{C}{2}\left[1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)}\right] \tag{3.50}$$

cuyas aproximaciones asintóticas con respecto a la profundidad relativa son,

$$kh \geq \pi, \; C_g \approx \frac{C}{2} \tag{3.51}$$

$$kh \leq \frac{\pi}{10}, \; C_g \approx C \tag{3.52}$$

Comentario. Para calcular la distribución vertical del flujo de energía es necesario aplicar una teoría de ondas que proporcione información sobre la función de profundidad. En teoría lineal, esta función es el coseno hiperbólico y el argumento es la profundidad relativa, kh. En profundidades indefinidas el flujo por debajo de $h > L/2$, es despreciable, mientras que en profundidades reducidas el flujo de energía es prácticamente constante en toda la columna de agua. Los diques flotantes sólo controlan el flujo de energía que se encuentra por encima de su calado. Para controlar el flujo de energía de un oleaje que se encuentra en profundidades reducidas es necesario abrigar hasta el fondo.

El orden inferior al que se puede evaluar el flujo de energía es de orden $P_d u \sim O((Ak)^2)$ ya que, en teoría lineal, la presión dinámica es $P_d \sim O(Ak)$ y la velocidad horizontal debida al movimiento oscilatorio es también $u \sim O(Ak)$. La energía cinética transmitida por las partículas de agua es $u^2 u \sim O((Ak)^3)$.

Los modelos más simples de asomeramiento del tren de ondas se formulan conservando la energía en un volumen de control,

$$\frac{d}{dx}\left(E C_g\right) = 0 \tag{3.53}$$

3.4.2 Transformación del tren de ondas

Los cambios de profundidad, la presencia de corrientes, obstáculos y contornos transforma las características cinemáticas y dinámicas del tren de ondas. Los principales procesos de transformación del tren de ondas son, asomeramiento y refracción, difracción y radiación, reflexión y rotura.

El asomeramiento, refracción y rotura de onda se producen durante la propagación del tren de ondas desde mar abierto hasta profundidades intermedias y reducidas debido a la reducción de las velocidades de fase y de propagación de energía y el acortamiento de la longitud de onda que provoca el incremento de la altura de ola, en consecuencia un incremento del peralte, un incremento de la presión dinámica en el fondo, una convergencia de la velocidad de las partículas de agua en la superficie a la celeridad de la onda y un incremento de la aceleración vertical de las partículas hasta alcanzar valores del orden de $g/2$. Finalmente, la onda puede romper.

(8) Al orden de aproximación basta con integrar hasta el nivel medio del mar en reposo; esto es coherente con el cálculo del flujo de energía considerando sólamente el trabajo debido a las fuerzas de presión.

3.4.2.1 Asomeramiento

Cuando un tren de ondas se propaga hacia profundidades menores, además de disminuir su celeridad de onda y, en consecuencia, su longitud de onda, varía su amplitud a raíz de la disminución de la velocidad de propagación de la energía. Estas dos modificaciones se traducen en un cambio del valor del peralte H/L, fenómeno que se conoce como asomeramiento.

De la misma manera, cuando un tren de ondas se propaga hacia profundidades mayores, se produce una variación del peralte en sentido inverso al que se acaba de considerar, lo que se conoce como asomeramiento inverso.

La modificación de la amplitud y de la longitud del tren de ondas debida al asomeramiento puede abordarse de forma sencilla cuando se admite la Hipótesis de Rayleigh suponiendo que la onda se adapta de forma inmediata a la profundidad, de tal forma que en cada punto sus propiedades cinemáticas y dinámicas, tales como la celeridad y la longitud de onda, son las que tendría una onda propagándose por fondo horizontal a esa profundidad.

En general, el problema del asomeramiento se plantea admitiendo que el proceso es bidimensional, el período de la onda es constante y el flujo de energía en la dirección de propagación del tren de ondas se conserva por no producirse disipación por rotura o fricción con el fondo, ni aportación de energía por viento y se aplica en aquellas situaciones en las que la hipótesis de Rayleigh es aceptable.

3.4.2.2 Asomeramiento y refracción con cambios de pendiente gradual

Cuando un tren de ondas se propaga oblicuamente por una batimetría que cambia gradualmente, los puntos de la línea que define el frente de ondas se encuentran a diferentes profundidades. Puesto que la velocidad de propagación es mayor a mayor profundidad, aquéllos segmentos del frente donde es mayor el calado, viajan más deprisa que los situados en profundidades menores. Como resultado, los frentes tienden a situarse paralelos a las líneas batimétricas.

Admitiendo la validez de la hipótesis de Rayleigh, suponiendo que cada punto del frente viaja en cada instante en la dirección perpendicular al frente y lo hace a la celeridad que le corresponde por la profundidad a la que está, pueden trazarse las líneas tangentes a la dirección de propagación de la onda en cada punto, llamadas ortogonales, que, en ausencia de un campo de corrientes, coinciden con las líneas paralelas a la dirección de propagación de la energía, denominadas rayos. Esta hipótesis significa que cada rayo se comporta de forma independiente y además la onda se adecúa instantáneamente a la profundidad en la que está.

Los modelos de transformación de los trenes de onda lineales por asomeramiento y refracción deben satisfacer las ecuaciones de conservación de ondas, la irrotacionalidad del número de ondas y la de conservación de la energía, incluyendo, o no, la disipación de energía por fricción con el fondo y por rotura de la onda.

3.4.2.2.1 Limitaciones de la teoría del rayo

Si bien la teoría del rayo permite explicar de forma intuitiva el fenómeno de la refracción, su validez presenta dos limitaciones importantes que deben tenerse en cuenta a la hora de adoptar un método para calcular los procesos de asomeramiento y refracción del tren de ondas inducidos por los cambios de la profundidad o la presencia de una corriente.

En primer lugar, cada punto del frente no viaja de forma aislada con la celeridad que le corresponde por la profundidad a la que está, sino que está afectado por la batimetría local en un entorno del punto. En general, para que un cambio en la profundidad afecte a la propagación de la onda, debe tener una dimensión característica $D > 0{,}2L$, siendo L la longitud de onda. Basándose en esta propiedad, Iribarren (1938) propuso elaborar los llamados "Planos de Oleaje" calculando para cada punto, una celeridad correspondiente a la

profundidad promediada con las de las esquinas de un cuadrilátero de lado $L/4$ orientado en el sentido de propagación local de la onda.

Además, dependiendo de la configuración de la batimetría, la teoría del rayo puede predecir alturas de ola muy grandes llegando incluso a dar valores infinitos en aquéllos puntos en los que dos rayos convergen. Puesto que en estas condiciones no se verifica, en general, que la onda sea de pequeña amplitud, la teoría lineal deja de ser válida y la oscilación debe describirse con una teoría para ondas de amplitud finita que tenga en cuenta la no linealidad de la onda. Por otra parte, pueden darse gradientes de altura de ola acusados en la dirección perpendicular a la de propagación. Existen dos mecanismos naturales para compensar estos gradientes longitudinales de altura de ola. De una parte la rotura de la onda, y de la otra, la cesión lateral de energía en la dirección perpendicular a la de propagación, fenómeno llamado difracción que, cuando no es despreciable, invalida la hipótesis de la conservación de energía entre ortogonales.

Comentario. El método del paralelepípedo de avance fue propuesto por Iribarren a comienzos de los años treinta del siglo pasado y se inscribe entre los modelos del tipo rayo pero con una diferencia fundamental producto de la observación y de la calidad intelectual de su creador. Para Iribarren la propagación del tren de ondas no depende de la celeridad en cada punto sino del comportamiento "promediado" de un conjunto de puntos, en concreto los vértices y el centro del paralelepípedo de avance. Seleccionada la dimensión del lado del paralelepípedo, del orden de $L/4$, el método evitaba el problema de los caústicos o cruces de rayos y la respuesta instantánea del tren de ondas por cambios puntuales de la profundidad.

La energía E que aparece en la ecuación de conservación es la energía total (cinética y potencial) promediada en el periodo por unidad de superficie horizontal de una onda (veáse Anejo Teoría Lineal de las ondas de gravedad). Es, por tanto, una magnitud promediada en la fase y los métodos que resuelven la propagación del tren a través de ella se llaman métodos promediados en la fase. Los métodos que resuelven el comportamiento "instantáneo" de la superficie libre se denominan métodos resolvedores de la fase (sección 3.4.4).

3.4.2.3 Reflexión producida por un dique o un acantilado

Cuando la onda se aproxima a la costa, el cambio de profundidad o la presencia un obstáculo puede provocar la reflexión de parte de la energía. Un tren de ondas propagándose por un fondo horizontal e impermeable, que incide sobre una pared vertical impermeable infinitamente ancha, cuya cota de coronación sobre el nivel del mar, llamada francobordo, es lo suficientemente alta como para garantizar que no se produce rebase, la energía incidente se refleja totalmente en el paramento vertical y se genera un tren estacionario debido a la interferencia entre el tren incidente y el tren reflejado. En otro caso, la reflexión es parcial y la altura de la ola del tren reflejado es menor que la del tren incidente. Por otra parte, si la pared no es totalmente impermeable, hay transmisión del movimiento oscilatorio y por tanto la velocidad en la pared es distinta de cero,

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x}_{|x=0} = \frac{\partial \Phi_I}{\partial x}_{|x=0} + \frac{\partial \Phi_R}{\partial x}_{|x=0} \neq 0 \tag{3.54}$$

en este caso el coeficiente de reflexión es:

$$R = |R| e^{i\varphi} = \frac{A_R^{'}}{A_I^{'}} = \left| \frac{A_R}{A_I} \right| e^{i(\varphi_R - \varphi_I)} \tag{3.55}$$

donde $|R|$ representa su módulo ($|R| < 1$) y $\varphi_R - \varphi_I$ el desfase existente entre la onda incidente y la reflejada, y Φ es la función potencial de velocidad.

En teoría lineal el coeficiente de reflexión solo depende del periodo de la onda. Para ondas de periodos relativamente largos, cuyo peralte es lo suficientemente pequeño como para que no se produzca la rotura, una pared impermeable e inclinada refleja prácticamente toda la energía incidente.

3.4.2.4 Difracción

Cuando las variaciones de la altura de ola en la dirección de la cresta no son pequeñas y, en todos los casos mucho menores que las variaciones en la dirección de propagación será necesario considerar el proceso de la difracción. En un sistema de coordenadas locales (s, n) con s orientado en la dirección tangente a la cresta y n en la dirección de propagación, la hipótesis se concreta en,

$$\frac{\partial H}{\partial s} \ll \frac{\partial H}{\partial n} \tag{3.56}$$

El cálculo de la difracción requiere ecuaciones que consideren la cesión de energía a lo largo de la cresta. Al igual que la refracción y la reflexión, en teoría lineal, la difracción sólo depende del periodo y de la forma y dimensiones del obstáculo. El coeficiente de difracción se define como el cociente entre las alturas de ola difractada e incidente.

3.4.2.4.1 Difracción producida por un dique semi-infinito

Cuando un tren de ondas alcanza un dique semi-infinito, la agitación que se encuentra tras el obstáculo se produce por la difracción de la energía del tren incidente. El extremo del dique semiinfinito o morro se comporta como un foco emisor de ondas que se propagan en todas las direcciones. Si el dique es reflejante, la energía reflejada también se difracta alrededor del morro contribuyendo a la agitación a sotamar del dique. El espacio alrededor del morro se puede distinguir tres zonas, la zona de alimentación, la zona de agitación y la zona sin agitación.

Comentario. La difracción se puede analizar haciendo uso del principio de Huygens para el estudio de la propagación de la luz por una ranura. Una parte del frente de ondas que incide sobre el obstáculo queda 'descubierta' mientras que en las regiones adyacentes debe verificar la condición de contorno, lo que crea a sotamar del obstáculo un gradiente de altura de ola a lo largo de la cresta que se compensa con la cesión lateral de energía en la dirección perpendicular a la de propagación.

3.4.2.4.2 Radiación desde morros y obstáculos de forma arbitraria

El morro del dique, los cambios de alineación, la bocana, o cualquier apertura en un dique o en la línea de costa, emite energía que se propaga radialmente desde el foco emisor. El conjunto de todas las radiaciones interaccionan entre ellas provocando variaciones longitudinales de la altura de ola, que en algunos casos pueden aumentar (o reducir) considerablemente la altura de ola del tren incidente en comparación con la situación sin la apertura.

3.4.2.4.3 Difracción producida durante la refracción

Durante el proceso de refracción puede producirse concentración y divergencia de energía en zonas específicas. Cuando el gradiente de altura de ola entre regiones contiguas es muy acusado, parte de la energía contenida entre líneas ortogonales se transfiere lateralmente a través de las mismas. Este fenómeno, cuyo origen es un gradiente de altura de ola en la dirección perpendicular a la cresta es, asímismo, un proceso de difracción. Esta situación se puede producir por un cambio brusco en el fondo, el canal de navegación o un obstáculo sumergido. También se produce el proceso de la difracción cuando la disipación de energía, debida p.e. a la rotura no uniforme a lo largo del frente de ondas, provoca diferencias espaciales de altura de ola.

3.4.2.5 Modelos numéricos de transformación del tren de ondas

En general, los procesos de transformación del oleaje empiezan a ser importantes cuando éste penetra en la plataforma continental. Debido a los cambios rápidos de profundidad y de los contornos que suelen ocurrir

en los dominios *III-V* (para la plataforma continental interior y las áreas portuarias y litoral incluyendo su zona de rompientes, apartado 3.5.1.3), la aplicación de los modelos de generación y transformación en profundidades intermedias y reducidas requiere aumentar la malla espacial de resolución excesivamente, incrementándose notablemente los tiempos de computación y los medios necesarios.

Por otra parte, las dimensiones de este dominio suelen ser pequeñas frente al área de generación pudiéndose, en una amplia mayoría de los casos prácticos, despreciar el incremento de energía en ese dominio debido a la acción del viento y la resonancia cuádruple entre componentes. En estas circunstancias, especialmente en condiciones extremas, es suficiente estudiar la propagación y transformación del oleaje en los dominios *III-V* mediante la aplicación de alguno de los modelos específicos que se describen a continuación.

La selección del modelo de transformación del tren de ondas se hará de acuerdo con lo recomendado en la sección 3.4.5.

3.4.2.6 Clasificación de los modelos

Los modelos de transformación de ondas se pueden ordenar en dos grandes grupos:

1. Modelos formulados desde la teoría de ondas.
2. Modelos resolvedores de las ecuaciones de Navier-Stokes y de Reynolds

3.4.2.6.1 Modelos formulados en la teoría de ondas

Son los más utilizados y, en general, su grado de aproximación suele ser suficiente en la práctica de la ingeniería marítima. A su vez estos modelos se pueden ordenar en modelos,

1. Promediados en la fase (independientes del tiempo)
2. Resolvedores de la fase (no estacionarios)

3.4.2.6.2 Descripciones promediada y resolvedora de la fase

Si el flujo medio de energía se expresa solamente en función de la altura de onda y de la velocidad de propagación de la energía y no aparece de forma explícita la fase, ya que se ha efectuado la integración de la energía total en un periodo de la onda, en consecuencia es independiente del tiempo. Se dice que la descripción del movimiento es de fase promediada, y caracteriza la manifestación "global o integrada" del movimiento oscilatorio. Los modelos que analizan la transformación de ondas mediante la ecuación de la conservación de esta energía media se engloban en el grupo de modelos promediados en la fase. Para conocer cómo es el perfil de la onda o la cinemática y dinámica debida al movimiento oscilatorio es necesario adoptar una onda teórica que tenga los parámetros de altura de onda y velocidad de propagación de energía que satisfagan la ecuación del flujo medio de energía.

Los modelos que analizan el comportamiento "instantáneo" de la superficie libre, resolviendo las ecuaciones de la conservación de la masa y de la cantidad de movimiento expresadas en términos de las variables instantáneas, desplazamiento vertical de la superficie libre η, y velocidad horizontal u, se denominan métodos resolvedores de la fase, puesto que analizan el comportamiento y la evolución del movimiento oscilatorio a lo largo del tiempo.

3.4.2.7 Dominios públicos de modelos de transformación de ondas

Al día de la fecha de cierre de la edición de este capítulo hay varios dominios de los que se puede descargar gratuitamente los modelos Refrac, Ref-Dif, MSP y Funwave. Con carácter general, se recomienda trabajar con los modelos del SMC (smc@unican.es).

Comentario. El estudio de la refracción y asomeramiento al propagarse por un fondo inclinado de pendiente suave, se puede realizar mediante la ecuación de conservación de la energía en un volumen de control definido entre dos líneas perpendiculares a la cresta de onda, llamadas ortogonales o rayos. El flujo de energía en los contornos del volumen de control se especifica con parámetros representativos de la oscilación, altura H, celeridad de grupo, C_g y longitud de onda L; es decir mediante una representación integrada o promediada del movimiento oscilatorio. Para calcular la evolución temporal del campo de velocidades horizontales en la cercanía del fondo en el punto, es necesario describir el movimiento teniendo en cuenta la fase; por ejemplo mediante la onda senoidal, figura 3.3.14. En el método de los planos de oleaje propuesto por Iribarren, 1938, la teoría de ondas utilizada es la trocoidal y el volumen de control es el paralelepípedo de avance.
Por otra parte, la solución de la propagación de la onda a lo largo de un talud, teniendo en cuenta lo que acontece en cada instante de tiempo se conoce con el nombre de descripción resolvedora de la fase. En general, la descripción resolvedora de la fase debe hacerse por métodos numéricos.

3.4.3 Modelos promediados en la fase en régimen de Stokes

Los modelos promediados en la fase se pueden formular en los dos regímenes de ondas (irrotacionales) Stokes o Boussinesq, si bien la mayoría de ellos están formulados en el régimen de Stokes y, en particular, en la teoría lineal o Stokes I, en la que se basa el desarrollo de la ecuación de pendiente suave (MSPE). Resuelven, simultáneamente, la ecuación de conservación de la energía ondulatoria, la ecuación de la irrotacionalidad del número de onda y una ecuación de dispersión (en general la ecuación lineal).

Se debe tener en cuenta que la presencia de una corriente altera la condición de irrotacionalidad del movimiento oscilatorio, la ecuación de la dispersión y la ecuación de conservación de la energía.

Los procesos que pueden se consideran en los modelos promediados formulados en el régimen de Stokes son, tabla 3.3.5

Tabla 3.3.5. Procesos físicos en los modelos de transformación de ondas promediados en la fase

Proceso	MSPE	Parabólica	Hiperbólica	Snel-Refrac
Refracción fondo	Si	Si	Si	Si
Refracción corrientes	No/Si	Si	Si	No/Si
Reflexión	Si	No	Si	No
Difracción	Si	< 40°	No	No
Rotura por fondo	No	Si	Si	Si
Fricción por fondo	No/Si	Si	Si	Si

Se pueden aplicar para estudiar la transformación de,

1. Tren regular de ondas representado por las variables básicas, H_0, T, θ_0 (donde el subíndice 0 indica el punto inicial o de referencia), cuya versión más simplificada es la teoría del rayo (ley de Snel e hipótesis de conservación del flujo de energía entre ortogonales, que es válida en ausencia de corrientes).
2. Tren irregular de olas representado por los descriptores de estado, $H_{rms,0}$, $\overline{T_z}$, $\overline{\theta_0}$,
3. y, en su versión lineal, la función de densidad espectral representada por cada una de las componentes espectrales y formulada en el dominio de la frecuencia $S(f, \theta)$ o su equivalente en el dominio del número de onda $S(\vec{k}, \theta)$.

Comentario. El modelo numérico Refrac de dominio público resuelve el problema del asomeramiento y refracción para batimetrías regulares a partir de las ecuaciones de conservación de la energía incluyendo, o no, términos de disipación por fondo.

3.4.3.1 Modelos numéricos formulados con la ecuación de la pendiente suave (MSPE)

Cuando la profundidad varía suavemente, $a \ll kh$ y cuando las ondas son lineales o casi lineales, las ecuaciones de gobierno y las condiciones de contorno de las ondas, se pueden desarrollar en serie de Stokes obteniéndose la ecuación de "pendiente suave" o MSPE. Para que el comportamiento de esta ecuación en aguas someras no diverja mucho es necesario que se satisfaga la condición, $H/h \ll (kh)^2$.

Esta formulación, también admite su resolución en forma no estacionaria, apartado 3.4.4.1.

En su forma estacionaria se asume el caracter armónico del oleaje y, en su forma más general, la ecuación a resolver tiene caracter elíptico y dependiendo de las condiciones de reflexión y disipación que se impongan al movimiento oscilatorio en los contornos, la ecuación MSPE admite tres aproximaciones [(9)],

1. Elíptica (genéricamente MSPE): reflexión y disipación en función del tipo de contorno
2. Hiperbólica: reflexión y disipación según las líneas características y tipo de contorno
3. Parabólica (Ref-dif): sólo disipación en el contorno y difracción para pequeños ángulos de incidencia

La solución obtenida de la ecuación de pendiente suave o MSPE se pueden aplicar tanto a un tren regular de ondas como a los descriptores de estado y a las componentes de la función de densidad espectral.

3.4.3.1.1 Modelo elíptico

La ecuación lineal MSPE (de pendiente suave) estacionaria que incluye las contribuciones de primer orden en la variación del fondo, describe el asomeramiento, la refracción y la radiación: reflexión (tanto por los contornos como por las variaciones de la batimetría) y difracción, conservando la energía, en ausencia de corrientes. Pueden incluir términos que modelen tanto la pérdida de energía del oleaje por rotura y fricción mediante modelos empíricos como la interacción no lineal del oleaje con una corriente estacionaria (constante en el tiempo).

Cuando la batimetría es muy irregular y la pendiente no es "suave" se recomienda incluir términos de segundo orden en la variación del fondo obteniendo lo que se denomina genéricamente como ecuación de pendiente suave modificada.

La ecuación en su forma completa es elíptica por lo que para su resolución es necesario especificar condiciones de contorno en todo el dominio, la curva que lo encierra y la solución simultánea en todos sus puntos interiores, obteniéndose la evolución temporal de la superficie libre en cualquier punto en el interior dominio (véase Anejo Modelos numéricos basados en el régimen de Stokes I).

En general los modelos elípticos se aplican en áreas reducidas del orden de 2-4 kms es decir de 10-20 longitudes de onda. En su versión elíptica sin términos de pérdida de energía ni interacción con corrientes pueden resolverse en tiempos de cálculo del orden de minutos. En los últimos años se están incorporando a estos modelos la rotura de la ola, la acción del viento y la fricción por fondo. En este caso los términos no lineales deben resolverse de forma iterativa con el consiguiente aumento en el tiempo de resolución numérica sino se desea formular la fricción mediante términos lineales equivalentes.

Comentario. En general la ecuación de la MSPE se resuelve mediante elementos finitos en un dominio cerrado una vez especificadas las condiciones la reflexión y disipación en los contornos que definen y cierran el dominio. El modelo permite incluir efectos de disipación por fricción y rotura mediante distintos modelos empíricos.

(9) La denominación hiperbólico, elíptico y parabólico se ajusta a la clasificación de las ecuaciones diferenciales de segundo orden expresadas en forma canónica.

3.4.3.1.2 Aproximación parabólica

Si la variación de la altura de ola a lo largo de los rayos es despreciable con respecto a la variación a lo largo de las crestas, lo que ocurre, entre otras situaciones, cuando la reflexión en los contornos es despreciable, entonces es suficiente con tener en cuenta la difracción lateral (o cesión lateral de energía) y la resolución de las ecuaciones se puede realizar progresando desde aguas profundas a aguas reducidas, sin imponer ninguna condición de contorno en la zona de tierra. Cuando, además, se desprecia la difracción, la ecuación se reduce a las clásicas de asomeramiento y refracción sin disipación de energía por fondo. Si además la batimetría no es muy irregular el modelo parabólico se simplifica notablemente obteniéndose la solución, denominada habitualmente, de Snel.

Las limitaciones principales de los modelos parabólicos surgen cuando deben trabajar con obstáculos que provocan reflexión y difracción del tren incidente. En consecuencia, no se recomienda utilizar modelos parabólicos cuando el tren de ondas se vaya a encontrar obstáculos reflejantes o que generen zonas de sombra de energía o cuando la reflexión en los contornos del dominio de integración sea significativa. En consecuencia, los modelos parabólicos no se deben utilizar en presencia de los diques de abrigo ya que contribuyen significativamente a la radiación y reflexión de la energía del oleaje. En esos casos deberá aplicarse el modelo elíptico de la MSPE.

Comentario. El programa Ref-Dif de dominio público incluye los efectos de disipación por fondo, efecto de las corrientes variando lentamente, no linealidad en la ecuación de la dispersión y correcciones en el efecto de la cesión lateral para que sus resultados se puedan considerar válidos para giro de los frentes de onda hasta 60º. No suele ser habitual incluir en estos modelos los términos fuente de acción del viento, rotura por ola e interacción cuádruple por lo que su campo de aplicación debe ser en zonas próximas al litoral, en las que esos proceso son despreciables. Hay dos versiones, una para trenes monocromáticos y otra que resuelve la propagación de las componentes espectrales proporcionando el espectro en cualquier punto del mar.
El Sistema de Modelado Costero (SMC, smc@unican.es) aplica un modelo de propagación parabólico acoplado a otro, integrado en vertical que permite calcular las ecuaciones de la corriente y oscilaciones de la superficie libre en la zona de rompientes.

3.4.3.1.3 Aproximación hiperbólica

La aproximación hiperbólica de las ecuaciones elípticas de la MSPE difiere del sistema de ecuaciones hiperbólico para pendiente suave y movimiento no estacionario. En sentido estricto la aproximación hiperbólica sólo se puede aplicar cuando se trabaja con un tren de ondas, es decir cuando se trabaja con la solución periódica, por ejemplo un tren sinusoidal.

Para la resolución de la forma hiperbólica de la ecuación dependiente suave se introduce como nueva incógnita un pseudo-flujo y se reescribe como un sistema de dos ecuaciones de primer orden. El problema así planteado conserva las derivadas temporales y espaciales y se resuelve con un esquema en diferencias finitas que requiere una discretización espacial y temporal relativamente grande en términos de pasos en el tiempo por periodo, y nodos por longitud de onda. Otras aproximaciones reinterpretan la dependencia temporal como un pseudo tiempo que se usa para realizar las iteraciones hasta llegar a una solución estacionaria. La forma hiperbólica permite tener en cuenta la reflexión total o parcial en el contorno del dominio de resolución, así como la disipación de energía por rotura y fricción con el fondo (mediante la introducción de una función fuente).

Comentario. La aproximación hiperbólica cambia la ecuación elíptica de la MSPE a una ecuación transitoria y se resuelve para obtener resultados en estado estacionario. En comparación con el modelo elíptico, esta aproximación ofrece la ventaja de reducir el tiempo de cómputo, particularmente en dominios 2D, y permite incorporar fronteras de reflexión arbitraria así como mecanismos de difracción y refracción.

3.4.3.2 Coeficientes de transformación y propagación

Siempre que se apliquen modelos lineales promediados en la fase, el periodo se conserva y la altura de ola es sólamente un factor de escala; además, algunos procesos pueden producir un desfase entre los trenes incidente y transformados. El resultado de la aplicación del modelo son los coeficientes de transformación del tren de ondas en un punto del mar, es decir, el módulo de los coeficientes de asomeramiento K_S y refracción K_R, reflexión K_r y difracción K_d, que una vez multiplicados por la altura de ola en mar abierto H_0 proporciona la altura de ola local (en el punto) $H(x, y)$ y su fase $\varphi_{S,R,r,d}$ correspondiente.

Los cuatro coeficientes se definen en términos del flujo de energía, es decir, afectando al cuadrado de la amplitud o altura de ola. En general, se recomienda expresarlo como magnitud compleja con módulo y fase φ, es decir

$$K_m(f, \theta, x, y) = |K_m(f, \theta, x, y)| \exp[i\varphi(f, \theta)]; \qquad m = S,R,r,d \tag{3.57}$$

donde,

$$\left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right| = \frac{H_m(x,y)}{H_0} \tag{3.58}$$

y $m = S,R,r,d$ expresa de forma genérica los procesos de asomeramiento $m = S$, refracción $m = R$, reflexión $m = r$ y difracción $m = d$. La frecuencia $f = 1/T$ es la inversa del periodo.

3.4.3.2.1 Asomeramiento y refracción

En general, se puede admitir que los procesos de asomeramiento y refracción no producen desfase y el desplazamiento vertical de la superficie libre se expresa por, $\varphi = 0$,

$$\eta_m\left(x,y,t\right) = \frac{\left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right| H_0}{2} \cos\left(kx\cos\theta + ky\sin\theta - 2\pi ft + \varphi\right) \tag{3.59}$$

3.4.3.2.2 Reflexión, difracción y radiación

En los procesos de reflexión, difracción y radiación la oscilación en el punto está formado por la superposición lineal de los trenes incidente o difractado y reflejado, y se puede expresar por,

$$\eta\left(x,y,t\right) = \eta_I + \eta_m = \frac{H_0}{2}\left[1 + K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right] \tag{3.60}$$

La diferencia con respecto al asomeramiento y refracción es importante, especialmente cuando se calcula la transformación del espectro por componentes, ya que la energía del tren irregular es proporcional a η^2

$$\eta^2 = \left(\eta_I^2 + \eta_m^2 + 2\eta_I\eta_m\right) = \left(\frac{H_0}{2}\right)^2 \left[1 + \left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right|^2 + 2\left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right| \cos\left(\vec{k}\vec{x} - \sigma t + \varphi\left(f,\theta\right)\right)\right] \tag{3.61}$$

El término $\eta_I\eta_m$ modula la altura (total) del tren oscilatorio en el punto, y permite evaluar la correlación entre los trenes incidente y transformado. Suficientemente alejado del foco de transformación (reflexión y difracción) se puede despreciar su contribución y la altura de ola local deja de estar modulada.

Comentario. Este resultado es relevante, entre otros, para el cálculo de la estabilidad de las obras marítimas y del sistema circulatorio en playas y pone de manifiesto que trabajar con el módulo del coeficiente de transformación sólo es recomendable en los procesos de asomeramiento y refracción sin reflexión. Los modelos numéricos elípticos, por ejemplo MSPE y parabólicos Ref-Dif, resuelven la propa-

gación del oleaje en el campo complejo por lo que la solución contiene la amplitud y la fase del tren de ondas en cada punto.

3.4.4 Modelos numéricos resolvedores de la fase y modelos avanzados

Estos modelos son los más convenientes para profundidades muy someras y la zona de rompientes, y son necesarios para cuantificar las oscilaciones del nivel medio generadas por las variaciones espaciales y temporales del oleaje y los grupos de olas que pueden forzar las oscilaciones, resonantes o no, en las dársenas portuarias y la zona de rompientes.

Se formulan adoptando las aproximaciones inherentes a la derivación del régimen de Stokes o de Boussinesq y resuelven las ecuaciones de conservación formuladas en la variable instantánea del desplazamiento vertical de la superficie libre y del campo de velocidades (horizontal) en el dominio del tiempo, $\eta(\vec{x},t)$ y $u(\vec{x},t)$ ó $u(\vec{x},t)$ y $p(\vec{x},t)$. Su principal ventaja es que se pueden iniciar con una señal irregular o un tren regular de ondas.

Su aplicación se realiza en una malla anidada a la del modelo de transformación por la plataforma continental interior o desde mar abierto, en general, considerando una función de la celeridad de la onda que se ajuste de forma óptima a la profundidad relativa.

Entre otros, se recomiendan los modelos numéricos basados en la ecuación de pendiente suave que depende del tiempo (régimen de Stokes) y en las ecuaciones de Boussinesq, tabla 3.3.6

Tabla 3.3.6. Procesos físicos en los modelos de transformación de ondas resolvedoras de la fase

Proceso	MSP-t	Boussinesq
Refracción fondo	Si	Si
Refracción corrientes	No/Si	Si
Reflexión	Si	Si
Difracción	Si	No/Si
Rotura por fondo	No/Si	Si
Fricción por fondo	No/Si	Si

3.4.4.1 La ecuación de pendiente suave no estacionaria MSPE-t

Esta ecuación es adecuada para el modelado de procesos no estacionarios lineales relacionados con la propagación de grupos de olas y oleaje irregular en un amplio rango de profundidades relativas (régimen de Stokes), la propagación de ondas de pequeña amplitud generadas por estructuras y cuerpos móviles (ej. barcos atracados o en movimiento), oscilaciones en dársenas, canales de acceso, etc.

A diferencia de la ecuación de pendiente suave estacionaria MSPE que asume el caracter armónico de la componente temporal del oleaje, la ecuación MSPE no estacionaria permite modelar la evolución temporal, no armónica, de la superficie libre, sin abandonar la aproximación lineal en régimen de Stokes, pudiendo incorporar, además, los efectos de la rotura de la onda, la acción del viento y la fricción por fondo.

En su forma dependiente del tiempo, la ecuación de pendiente suave es de tipo hiperbólico por lo que las condiciones de contorno en todos los límites del dominio deben ser del tipo abierto y total o parcialmente reflejantes, y la condición inicial de la superficie libre o del potencial de velocidades en todos los puntos del dominio, apartado 3.4.5.1.

Las condiciones de contorno abierto pueden modelarse mediante una versión extendida de la aproximación parabólica de las condiciones de radiación (que permite tener en cuenta el carácter no-armónico del

oleaje incidente y radiado), o mediante la técnica conocida como "mantos con comportamiento esponjoso". Los modelos MSPE-t se deben aplicar en áreas reducidas del orden de 2-4 km es decir de 10-20 longitudes de onda.

Cuando los procesos no lineales son importantes no es conveniente aplicar modelos MSPE-t; en estos caso se recomienda trabajar con modelos basados en las ecuaciones de Boussinesq.

3.4.4.2 Los modelos basados en las ecuaciones de Boussinesq

Estos modelos son los más convenientes para el estudio de la transformación del oleaje y los grupos de olas en profundidades muy someras y la zona de rompientes. Los modelos numéricos basados en estas ecuaciones son resolvedores de la fase y mediante su resolución se obtiene la superficie libre y el campo de velocidades horizontal a lo largo del tiempo, en cualquier punto del espacio, considerando los procesos de radiación: difracción y reflexión, asomeramiento y refracción e interacción onda-corriente considerando el carácter no lineal de algunos de ellos. Se formulan adoptando las aproximaciones inherentes a la derivación del régimen de Stokes o de Boussinesq y resuelven las ecuaciones de conservación formuladas en la variable instantánea del desplazamiento vertical de la superficie libre y del campo de velocidades (horizontal) en el dominio del tiempo.

Su aplicación se realiza en una malla anidada a la del modelo de transformación por la plataforma continental interior o desde mar abierto, en general, considerando una función de la celeridad de la onda que se ajuste de forma óptima a la profundidad relativa. No obstante, estos modelos se deben aplicar en áreas reducidas, incorporando, o no, la rotura en aguas profundas, la acción del viento y la fricción por fondo. Algunos modelos incorporan el término de rotura por fondo mediante la modelización del roller o volumen de agua que simula el comportamiento, propagación y evolución del bore. Al igual que la MSPE-t los modelos Boussinesq son de tipo hiperbólico por lo que las condiciones de contorno deben ser del tipo, abierto y total o parcialmente reflejantes y la condición inicial puede ser un registro de la superficie libre o un portencial de velocidades.

Desde el punto de vista de dimensión del área de estudio, los modelos de Boussinesq se pueden aplicar a extensiones del orden de 2-3 kms, es decir 10-20 longitudes de onda. Si la extensión es mayor suele ser conveniente recurrir a modelos promediados en la fase.

Dependiendo de la velocidad horizontal representativa, la expresión de la celeridad y el método numérico empleado para su resolución, se obtienen los diferentes modelos formulados en el dominio de Boussinesq.

Comentario. Entre los modelos tipo Boussinesq de dominio público se encuentra el Funwave de la Universidad de Delaware, USA que es un modelo que resuelve de forma eficiente las ecuaciones tanto para incidencia normal como para incidencia oblicua, y el modelo COULWAVE de la Universidad de Cornell, USA.

3.4.4.3 Modelos de Boussinesq en el dominio de la frecuencia

Sustituyendo el desplazamiento vertical de la superficie libre y la velocidad horizontal $\eta(\vec{x},t)$, $u(\vec{x},t)$ por su desarrollo en series de Fourier (para ondas propagándose en una sola dirección pero posiblemente en ambos sentidos), en las ecuaciones de Boussinesq, se pueden obtener las ecuaciones de evolución para una de las dos variables en función de sus amplitudes complejas, (componentes espectrales), obteniéndose de esta forma un modelo de Boussinesq en el dominio de la frecuencia que se puede aplicar para analizar la evolución de las componentes espectrales, incluso en la zona de rompientes.

3.4.4.4 Modelos numéricos a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes "exactos"

Si ninguno de los monomios y la pendiente son pequeños para determinar la transformación de la onda se necesitan modelos que resuelven las ecuaciones en su forma "exacta", sin aproximaciones y simultáneamente la estructura vertical y las variaciones horizontales del tren de ondas.

En los últimos años merced al avance del conocimiento, al incremento del potencial de cálculo y a la implementación de esquemas numéricos en volúmenes finitos, entre otros, se están consiguiendo notables progresos en la integración directa de las ecuaciones de Navier-Stokes sin necesidad de presuponer un tipo de movimiento del fluido, por ejemplo si es armónico. Con ellos se está modelando la rotura de la ola y el subsiguiente ascenso del agua por el talud, el impacto de olas rompiendo contra una pared vertical y el rebase por un dique de forma arbitaria, entre otros fenómenos relacionados con el movimiento oscilatorio.

3.4.4.4.1 Modelos N-S y RANS

La resolución numérica de las ecuaciones de Navier-Stokes, 2DV (problema en dos dimensiones) y RANS (ecuaciones de Navier-Stokes promediadas en la escala de la turbulencia) mediante la técnica de los volúmenes finitos, a diferencia de los modelos numéricos basados en las ecuaciones de Boussinesq o las ecuaciones no lineales de aguas someras, no necesitan imponer ninguna teoría de onda inicial, y la cuantificación de la rotura del movimiento oscilatorio se obtiene a partir de un modelo de turbulencia. En la actualidad, la principal limitación de estos modelos es su formulación 2DV, el tiempo computacional y que no son de dominio público.

3.4.5 Selección de un modelo de transformación de ondas

La selección de un modelo de transformación del oleaje para los dominios *III-V*, y siempre que los procesos de generación del oleaje no sean relevantes, se debe ajustar a los siguientes criterios y recomendaciones, tablas 3.3.7 y 3.3.8

1. Cuando las variaciones del fondo son suaves (y la velocidad de la corriente es pequeña), y la difracción y la reflexión (por contornos u obras) son despreciables, es suficiente utilizar modelos que consideren la refracción y el asomeramiento, es decir, modelos promediados en la fase formulados desde la teoría del rayo. Estas condiciones se suelen dar en la plataforma continental exterior y en la plataforma continental interior frente a playas disipativas.
2. Los modelos promediados en la fase se formulan en términos de la función potencial armónica y cuantifican la función de densidad de energía que es una cantidad promediada. Por su eficiencia computacional y buenos resultados, estos métodos son muy recomendables en el estudio de las oscilaciones en la plataforma continental interior y las áreas portuarias, donde la profundidad no es muy reducida y, en particular, cuando la rotura de la ola no es determinante de la transformación del oleaje. La aproximación parabólica de la MSPE (modelo Ref-Dif) se puede aplicar en los dominios donde los procesos de radiación-difracción son despreciables y que el giro de los frentes en una longitud de onda no supere 40°.
3. No obstante, cuando las variaciones de fondo y de los contornos pueden provocar difracción del oleaje, se debe aplicar un modelo que tenga en cuenta este proceso. Si en una longitud de onda, los frentes de onda giran más de 40°, la reflexión desde las obras y el contorno o la radiación desde la bocanas y los cambios de alineación de las obras son significativos, se deberán aplicar modelos de tipo MSPE-elíptico o, en el caso de profundidades muy reducidas, modelos de Boussinesq.
4. Teniendo en cuenta las restricciones anteriores, (y siempre que la interacción entre componentes por efecto del fondo y de los contornos y la generación por la acción del viento no sean relevantes), se pueden obtener las transformaciones de cada una de las componentes de la función espectral aplicando los modelos promediados en la fase, formulados en teoría lineal.
5. Cuando los proceso de generación del oleaje en el dominio de trabajo sean relevantes, se debe aplicar un modelo tipo SWAN, apartado 3.6.3.1, de evolución espacio-temporal del espectro que incluye los procesos de asomeramiento, refracción y difracción y considera los términos fuente de interacción por triadas, fricción por fondo y rotura por fondo. Se deberán tener en cuenta las limitaciones de este modelo al cuantificar la difracción.
6. Cuando los procesos de difracción, reflexión y viento son importantes se recomienda aplicar un modelo tipo SWAN. Se deberán tener en cuenta las limitaciones de este modelo al cuantificar la difracción.

Tabla 3.3.7. Procesos físicos de los modelos numéricos del oleaje

Modelos promediados en la fase (teoría lineal)				
Procesos de transformación	Rayo/Refrac*	Stokes I-MSPE		
		Elíptica	Hiperbólica	Parabólica
Refracción/asomeramiento	Si	Si	Si	Si
Difracción	No	Si	(Si)	Si $\theta < 40°$
Reflexión/radiación	(No)**	Si	(Si)	No
Fricción en el fondo	No	No	Si/No	Si
Rotura por fondo***	Si/No	Si/No	Si	Si

(*) La teoría del rayo se puede aplicar a trenes de onda no lineales en particular para estudiar los procesos de asomeramiento y refracción.
(**) Es posible aplicar la teoría del rayo a los procesos de refracción "inversa o hacia el mar" y tener en cuenta la reflexión desde un reflector fijo.
(***) La mayoría de los modelos tienen implementado la rotura en el régimen de saturación (disipativo) o mediante el roller; en ambos casos se está suponiendo de forma implícita que la reflexión es nula en ese contorno y, por coherencia, así se debe especificar cuando se aplique un modelo elíptico.

Tabla 3.3.8. Procesos físicos de los modelos numéricos no estacionarios de transformación de ondas

Modelos resolvedores de la fase		
Procesos de transformación	Stokes (lineal) MSPE-t	Boussinesq (no lineal) varias aprox.
Refracción/asomeramiento	Si	Si
Difracción	Si	Si
Reflexión	Si	Si
Fricción en el fondo	No	Si/No
Rotura por fondo*	No/Si	Si
Evolución superficie libre	Si	Si

(*) En estos modelos la rotura del tren de ondas suele venir implementada por el roller.

3.4.5.1 Variables instantáneas, básicas y de estado de los modelos numéricos

Las variables que resuelven los diferentes modelos se recogen en la tabla siguiente. En general, una vez resuelto el problema, las características cinemáticas y dinámicas por presencia del tren deben obtenerse adoptando una teoría de ondas de acuerdo con lo recomendado en el apartado 3.4.1.5, tabla 3.3.9

Tabla 3.3.9. Variables de cálculo en los modelos de transformación de ondas

Variables de aplicación				
	$\eta(\vec{x},t), u(\vec{x},t)$	H, T, θ	$H_{rms,0}, \overline{T_z}, \overline{\theta}$	$S(f, \theta), S(\vec{k})$
Rayo	No	Si	Si	Si
Stokes (MSPE)	No	Si	Si	Si
MSP-t	(Si)	Si	Si	(Si/Fourier)
Boussinesq	Si	(No)	(No)	(Si/Fourier)
N-S y otros	Si	(Si)*	(Si)*	No

(*) Formalmente es posible aplicar estos modelos a un tren de ondas especificando las variables básicas del tren y proponiendo un perfil de ondas (lineal o no lineal) $\eta(t, \vec{x})$ inicial.

3.4.5.2 Condiciones de contorno en los problemas de contorno

Los movimientos oscilatorios en el seno de un fluido dependen de las condiciones que impongan los movimientos de los contornos del dominio en el que se encuentra y de las fuerzas que actuen en él.

3.4.5.2.1 Condición de contorno cinemática

Con carácter general se exige que el fluido siga el movimiento del contorno, ya sea éste fijo o libre. Este tipo de condiciones que se refieren a la cinemática del movimiento, se denominan condiciones de contorno cinemáticas y expresan la compatibilidad que debe existir entre los movimientos del contorno y del fluido en contacto con el mismo. Cualquier superficie libre o fija puede ser representada a partir de una expresión matemática de la forma $F(x,y,z,t) = 0$. La condición de contorno establece que las partículas en contacto con esta superficie deben seguir su movimiento, lo que matemáticamente se expresa como:

$$\frac{DF}{Dt} = 0 \Leftrightarrow -\frac{\partial F}{\partial t} = u \cdot \nabla F \text{ en } F(x,y,z,t) = 0 \tag{3.62}$$

Esta condición se puede escribir también en función del vector normal a la superficie, $\vec{n} = \nabla F / |\nabla F|$:

$$-\frac{\partial F}{\partial t} = \vec{u} \cdot \vec{n} |\nabla F| \text{ en } F(x,y,z,t) = 0 \tag{3.63}$$

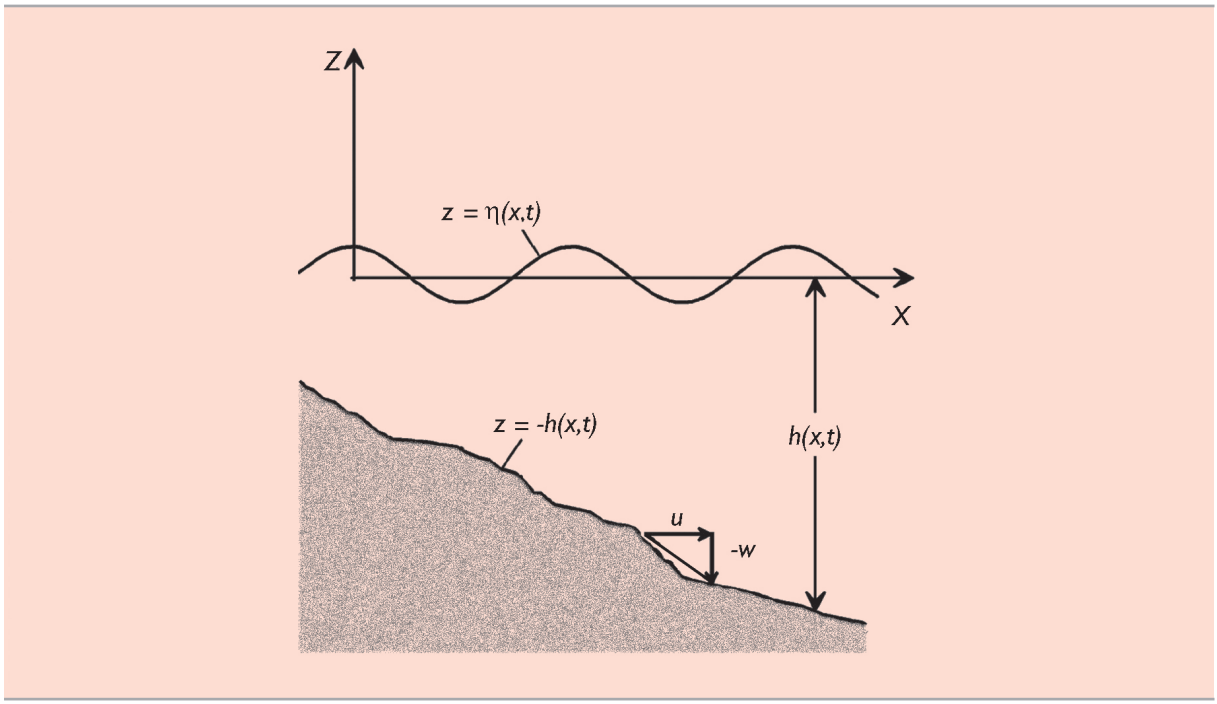
Si el contorno es estacionario (no varía con el tiempo), la condición de contorno se reduce a:

$$\vec{u} \cdot \vec{n} = 0 \text{ en } F(x,y,z,t) = 0 \tag{3.64}$$

es decir la componente de la velocidad perpendicular al contorno tiene que ser nula.

En el caso de la superficie del fondo, la condición de contorno cinemática depende de si el modelo considera, o no la capa límite. En general la capa límite oscilatoria es muy pequeña (del orden de milímetros) por lo que no suele ser necesario su consideración. En estas circunstancias, y si el fondo es impermeable, la condición de contorno en el fondo es del tipo deslizamiento: la partícula de agua desliza paralela al fondo y la componente de la velocidad perpendicular al contorno debe ser nula, figura 3.3.16. Cuando sea necesario considerar la capa límite, la condición de contorno cinemática es que la velocidad de la partícula de agua se mueve con el fondo; si éste es fijo, la velocidad del fluido en contacto con el contorno debe ser nula.

Figura 3.3.16. Condición de contorno cinemática sobre un fondo impermeable y en pendiente



3.4.5.2.2 Condición de contorno dinámica

La condición de contorno dinámica especifica la distribución de presiones (y, en su caso fuerzas tangenciales) en un contorno dado. En general, establece una relación entre las fuerzas actuantes, las características cinemáticas del fluido y la distribución de presiones y tensiones tangenciales en el controno. No existe una expresión general para esta condición ya que depende de las características del problema que se esté analizando.

3.4.5.3 Tipos de condiciones de contorno en modelos analíticos y numéricos de transformación de ondas

Con carácter general, las condiciones de contorno en estos modelos se pueden ordenar en tres tipos: Dirichlet (prescribiendo el valor del potencial o de la superficie libre en el contorno); Neuman (prescribiendo el flujo a traves del contorno); o mixta en la que se establece una relación entre los flujos incidente y saliente en el contorno y el potencial de velocidades local. En general las condiciones de contorno de tipo abierto (contornos artificiales), parcialmente reflejantes, o de mar abierto (contorno exterior) suelen definirse (excepto en el caso de problemas unidimensionales) como condiciones de contorno de tipo mixto obtenidas a partir de la aproximación parabólica de la condición de radiación exacta.

Los modelos parabólicos sólo deben especificar las características del tren en la entrada del dominio. Los modelos elípticos requieren que se especifiquen las condiciones en todo el perímetro del dominio. Éste debe ser cerrado. Cuando el oleaje alcanza un dique, la playa o la línea de costa una parte de su energía se disipa por rotura y transmisión, otra se refleja y otra se transmite al otro lado del dominio. Esta partición de la energía incidente debe satisfacer la ecuación de conservación de la energía. En consecuencia, en ausencia de transmisión, especificar la parte de energía disipada en un contorno debiera ser análogo a especificar la energía reflejada desde ese contorno.

No obstante se debe tener en cuenta que, la energía reflejada en un modelo MSPE depende del ángulo de incidencia, por lo que siempre hay una cierta ambigüedad en el establecimiento de las condiciones de contorno en los modelos elípticos. Por ello, se recomienda obtener resultados con pequeñas modificaciones de las condiciones de contorno, analizar la variabilidad de los resultados y acotar las posibles desviaciones por este efecto.

Por otra parte es necesario llamar la atención sobre la posible aparición de reflexiones espúreas debido a la aproximación parabólica de la condición de radiación. Para controlar estos efectos indeseados, se recomienda la aplicación de aproximaciones de, al menos, segundo orden y selección de coeficientes óptimos de acuerdo con la aproximación minimax (10).

3.4.6 Regímenes hidráulicos en la rotura de ondas y modelos de cálculo

En profundidades indefinidas la rotura del perfil de la onda se produce, principalmente, por la inestabilidad del peralte con, o sin la ayuda del viento y la interacción entre olas (y corriente) durante el proceso de generación y desarrollo. El peralte máximo de una onda de gravedad (régimen de Stokes) en profundidades indefinidas está limitado,

$$\left(\frac{H}{L_0}\right)_{lím} \lesssim \frac{1}{7} \tag{3.65}$$

En profundidades intermedias y reducidas la rotura del oleaje se produce por una o varias de las siguientes causas,

(10) La aproximación minimax es una minimización del máximo error de un determinado número de términos.

1. la reducción de la profundidad durante la propagación (trenes progresivos) con, o sin la ayuda del viento, y
2. la interacción entre, (a) oleajes con diferentes sentido de propagación (trenes estacionarios y parcialmente estacionarios), (b) oleaje con otras ondas largas, y (c) oleaje y corrientes.

En el primer caso la rotura ocurre por el peraltamiento gradual del tren progresivo. En el segundo caso la rotura se debe,

- Caso (a): al peraltamiento local (en los antinodos) del tren estacionario o (en los pseudoantinodos) del tren parcialmente estacionario,
- Caso (b): a los cambios temporales de la profundidad de agua por las oscilaciones de las ondas largas y
- Caso (c): al peraltamiento de la ola por el encuentro con la corriente en sentido contrario al de propagación.

3.4.6.1 Criterio de rotura

Para obtener la altura, la profundidad y la forma de rotura del tren de ondas es necesario adoptar un criterio de rotura. Es habitual considerar que la rotura se produce (denominada conjetura de Stokes) bien cuando la velocidad de la partícula en la cresta excede a la celeridad de la onda, bien cuando la aceleración bajo la cresta excede a la aceleración de la gravedad.

3.4.6.2 Rotura del tren de ondas por reducción de la profundidad

Las características de la ola al romper dependen de la pendiente del talud, del peralte de la onda y la profundidad relativa o de una combinación de ellos,

$$f\left(\frac{H}{L},\frac{h}{L},tg\beta\right)=0 \tag{3.66}$$

$$f\left(I_r,\frac{h}{L}\right)=0 \tag{3.67}$$

$$I_r=\frac{tg\beta}{\sqrt{\frac{H}{L}}} \tag{3.68}$$

Cuando la pendiente del fondo es muy pequeña, la ola evoluciona gradualmente hasta romper en decrestamiento, continuando de esa manera hasta su total extinción.

Cuando la pendiente del fondo no es pequeña, la ola, además, de romper, se refleja y sus características cinemáticas y la forma de rotura dependen de la interacción de los trenes incidente y reflejado (coeficiente de reflexión y fase).

Comentario. La pendiente del fondo influye en la forma y en el proceso de rotura.
La pendiente, en general, es función de la naturaleza del fondo, correspondiendo las pendientes más suaves a suelos de fango, las pendientes intermedias a suelos de arena (fina y gruesa) y las máximas pendientes a arenas muy gruesas y gravas y diques de protección.
En estos dos últimos casos, suele haber un cambio de pendiente entre las zonas de asomeramiento y de rotura del tren de ondas.

3.4.6.2.1 Forma de rotura de la onda

En general, cuando la rotura de la ola se produce por un cambio gradual o brusco del fondo, la forma con la que rompe la ola se puede determinar de acuerdo con la siguiente tabla 3.3.10,

Tabla 3.3.10. Tipo de rotura de ola en función del número de Iribarren

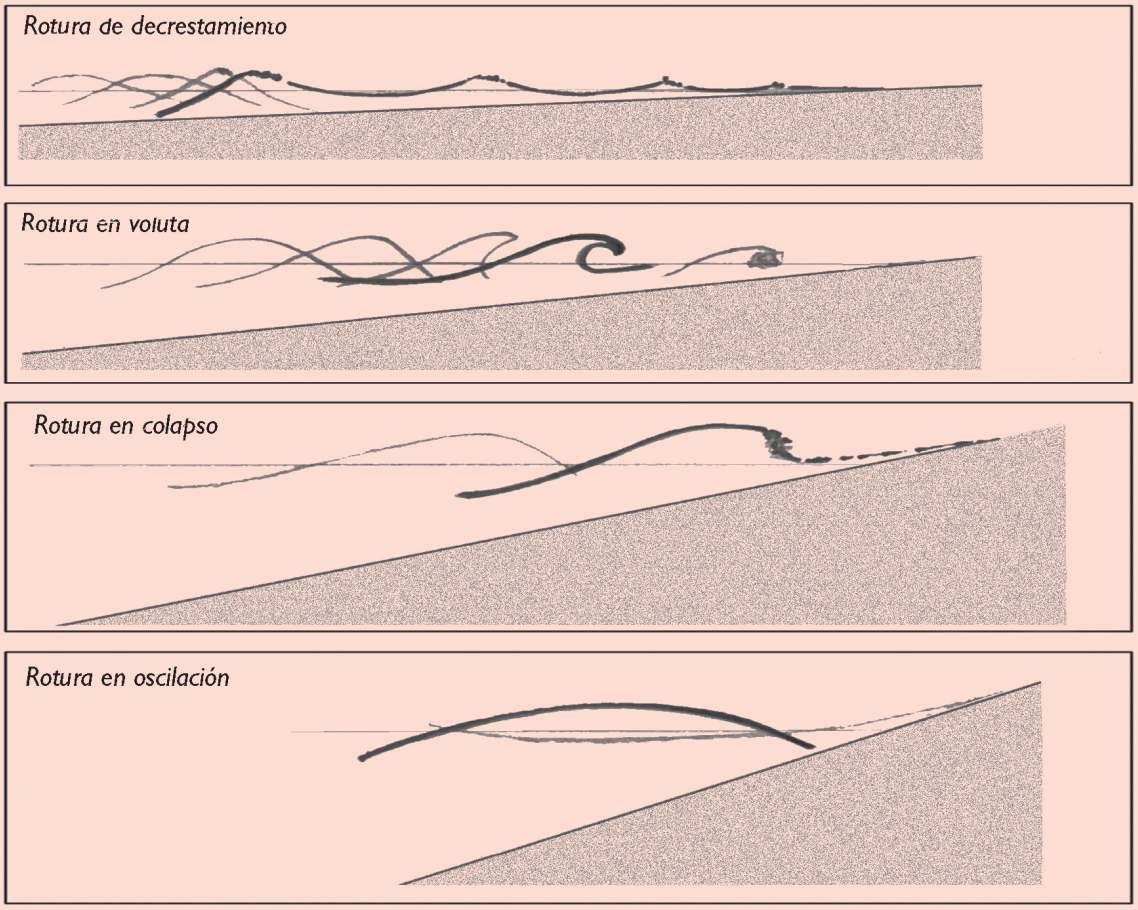
Ir	Tipo de rotura
< 5	Decrestamiento
0,5 < $I_{r,I}$ < 2,3	Volteo
> 2,3	Colapso/Ocilación

I_r se define por el cociente de la pendiente del talud y el peralte relativo,

$$I_r = \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_b}{L_{z0}}}} \approx 1{,}25 T_z \frac{\tan\beta}{\sqrt{H_b}}$$

donde, L_{z0} es la longitud de ola en profundidades indefinidas (11), y tanβ es una pendiente del fondo representativa de la zona en la que rompe la ola y H_b la altura de ola incidente en el punto de rotura. La rotura en decrestamiento es habitual en playas disipativas, mientras que la rotura en voluta violenta, colapso y oscilación es la habitual en playas reflejantes y en diques en talud. figura 3.3.17.

Figura 3.3.17. Formas de rotura de un tren de ondas sobre un talud impermeable



(11) La definición del número de Iribarren también se puede aplicar con las variables de estado: altura de ola significante y periodo medio de paso por cero.

3.4.6.3 Regímenes hidráulicos de rotura de ondas

Para trenes de onda en la banda del oleaje y dependiendo de la pendiente del fondo, se pueden identificar cuatro regímenes de rotura, y, para cada uno de ellos, se recomienda una relación funcional entre los monomios adimensionales. Se admite que la ola rompe cuando el peralte o la altura relativa excede el valor del funcional, tabla 3.3.11

Tabla 3.3.11. Regímenes hidráulicos en la rotura de ondas

$tg\beta = m$	Aproximación	Criterio de rotura	Régiman de rotura
$m \leq 1/120$	$tg\beta \Rightarrow 0$	$(H/L)_b > f(h/L)$	Miche
	$(tg\beta, h/L) \Rightarrow 0$	$(H/h)_b \geq cte$	Índice de rotura
$1/120 < m \leq 1/40$	$I_r \lesssim 0{,}5$	$(H/h)_b = f(I_r)$	Disipativo
$1/40 < m \leq 1/7$	$0{,}5 \lesssim I_r \lesssim 3{,}0$	$(H/L)_b > f(I_r, h/L)$	Rotura-reflexión I, II
$1/7 < m \leq 1/1{,}5$	$1{,}5 \lesssim I_r \lesssim 7{,}0$	$(H/L)_b > f(I_r, h/L)$	Talud de protección

3.4.6.3.1 Regímenes de Miche, del índice de rotura y disipativos

Se puede admitir que la evolución de las onda antes de y en la zona de rompientes es gradual y que no hay interacción entre las diferentes ondas del tren. Si la pendiente del fondo no cambia, una vez que la onda ha roto, se puede admitir que se satisface la condición de que la altura de onda relativa es constante en toda la zona de rompientes, lo que equivale a una tasa de disipación constante por unidad de superficie horizontal uniforme en la zona de rompientes. Se dice que la zona de rompientes está saturada, apartado 3.4.6.4.

Se han propuestas soluciones numéricas simples que incorporan la parametrización de una masa de agua (roller) que se traslada con la ola y representa el frente de ola rompiendo (bore). Estas soluciones son útiles para modelar el sistema circulatorio inducido por los procesos relacionados con la rotura del oleaje en decrestamiento y voluta de pequeñas dimensiones, pero no se han utilizado (aunque no haya limitación para ello) para evaluar el campo de presiones sobre un plano vertical o inclinado y obtener las fuerzas horizontales y verticales sobre él.

Régimen de Miche: $m \leq 1/120$ $(I_r < 0{,}1)$:

$$\left(\frac{H}{L}\right)_b \lesssim \alpha_{Mb} \tanh(kh) \qquad \alpha_{Mb} \approx 0{,}14 \tag{3.69}$$

Régimen del índice de rotura: $m \leq 1/120$ $(I_r < 0{,}5)$:

$$\gamma_b = \left(\frac{H}{h}\right)_b \approx 0{,}8 \tag{3.70}$$

Régimen disipativo: $1/120 < m \lesssim 1/40$ $(0{,}1 < I_r < 2{,}3)$:

$$\gamma_b = \left(\frac{H}{h}\right)_b \approx b_1 I_r^{b_2} + b_3 \qquad b_1 \approx 1, b_2 \approx 0{,}17, b_3 \approx 0{,}08 \tag{3.71}$$

3.4.6.3.2 Regímenes de rotura - reflexión

La rotura se produce con la contribución de la reflexión y la fase determina el punto de rotura, tal y como ocurre en los cambios bruscos de pendiente del fondo y frente a diques en talud. Si se conoce el punto en el que se produce la rotura, y, además, la pendiente del fondo no cambia, la evolución de la onda rota se puede

representar por el modelo de estabilización o equilibrio del bore, en el que se supone que, la onda una vez rota, se estabiliza manteniendo un flujo medio de energía por unidad de superficie horizontal constante en la zona de rotura.

La transformación de la onda por rotura en voluta no violenta puede analizarse mediante el modelo del "roller"; para volutas intensas el problema puede resolverse numéricamente integrando las ecuaciones completas de Navier Stokes o las de Reynolds promediadas, mediante técnicas numéricas avanzadas, por ejemplo volúmenes finitos.

Cuando la forma de rotura es en colapso u oscilación, la evolución de la ola por el talud se manifiesta por un ascenso seguido de un descenso de la lámina de agua, cuyo máximo (run-up) y mínimo (run-down) adimensionalizados con la altura de ola depende del tipo de rotura, de las características del talud, principalmente pendiente, rugosidad y permeabilidad. Este caso también puede analizarse mediante la integración numérica de las ecuaciones completas de Navier Stokes o las de Reynolds promediadas.

En el caso de que el talud sea impermeable y se pueda asumir que la reflexión es casi perfecta (rotura en oscilación), la resolución de las ecuaciones de onda largas (12) no lineales (ecuaciones de Airy) en el talud proporciona información sobre la cinemática y la dinámica del flujo de agua sobre el talud. La solución numérica de estas ecuaciones proporciona de forma bastante precisa el frente de onda o bore considerando las condiciones de choque e incorporando términos de dispación de energía localizada.

Régimen rotura-reflexión I: $1/40 \lesssim m \leq 1/15$ **(roturas en voluta, colapso y oscilación):**

$$\left(\frac{H}{L_0}\right)_b \approx 0{,}0277 \tanh\left[\frac{\beta_{lím}}{2\pi}\left(\frac{h}{gT^2}\right)^{\gamma_{lím}}\right]$$
$$\beta_{lím} = 17{,}7 \qquad \left(m < \frac{1}{15}\right) \tag{3.72}$$
$$\gamma_{lím} = 0{,}90 \qquad \left(m < \frac{1}{10}\right)$$

Régimen rotura-reflexión II: $1/15 < m < 1/7$ **(roturas en voluta, colapso y oscilación):**

$$\left(\frac{H}{L_0}\right)_b \approx 0{,}0277 \tanh\left[\frac{\beta_{lím}}{2\pi}\left(\frac{h}{L_0}\right)^{\gamma_{lím}}\right]$$
$$\beta_{lím} = 152m + 6{,}6 \qquad \left(m \geq \frac{1}{15}\right) \tag{3.73}$$
$$\gamma_{lím} = 1{,}92m + 0{,}72 \qquad \left(m \geq \frac{1}{10}\right)$$

Régimen de talud de protección: $1/7 < m \leq 1/1{,}5$ **(roturas en colapso y oscilación):**

$$\left(\frac{H_I}{L}\right)_{lím} = \left(0{,}11 + 0{,}33\frac{1-|R|}{1+|R|}\right)\tanh kh \tag{3.74}$$

Esta última ecuación es una aproximación analítica con algún soporte experimental pero que no incluye la fase de la reflexión, por lo que no proporciona información del punto donde ocurre la rotura.

Comentario. Cuando las olas rompen en colapso, el periodo del flujo de ascenso y descenso del agua sobre el talud es aproximadamente igual al periodo del oleaje provocando una condición "resonante" que Iribarren identificó como crítica para la estabilidad de las piezas del manto principal.

(12) Veáse, por ejemplo el capítulo 11 Nonlinear long waves in shallow water, C.C. Mei World Scientific 1989.

3.4.6.4 Evolución del tren de ondas en la zona de rompientes

Cuando el fondo es plano de pendiente pequeña y la rotura de la onda es decrestamiento, se puede admitir que la zona de rompientes saturada, es decir que la altura relativa es constante,

$$\gamma(x) = \frac{H(x)}{h(x)} = \text{constante} \tag{3.75}$$

y el nivel medio del mar pasa de ser negativo en el punto de rotura, a crecer hacia la costa y ser positivo en la línea de costa, contribuyendo de forma significativa en la cota de inundación.

3.4.6.4.1 Evolución de la energía del tren de ondas en la zona de rompientes irregulares

En estas condiciones, se recomienda representar la onda rota por la superposición de la parte oscilatoria sobre la que "cabalga" un volumen de agua (roller) que extrae energía de la onda rotando sobre ella. La propagación del tren por la zona de rompientes se puede obtener resolviendo el sistema de ecuaciones formado por la conservación de masa, cantidad de movimiento (incluyendo la contribución del roller) y la ecuación del nivel medio.

En ocasiones la batimetría presenta un cambio gradual del fondo y una posterior suavización de la pendiente. En estos casos cuando la ola rompe en decrestamiento o voluta poco violenta, la ola rota evoluciona primero rápidamente y después se estabiliza alcanzando una altura de "equilibrio". En este caso es posible suponer que la variación del flujo de energía (disipación) en la zona de rompientes depende de la diferencia de los flujos incidente y de estabilización,

$$\begin{gathered} \frac{dF_I(x)}{dx} \approx -\frac{\kappa}{h(x)}\left[F_I(x) - F_e\right] \\ 0{,}15 \lesssim \kappa \lesssim 0{,}20 \end{gathered} \tag{3.76}$$

donde κ es una constante evaluada empíricamente.

Comentario. Esta aproximación se puede aplicar para obtener la reducción de energía de cada una de las componentes del espectro frecuencial por rotura del oleaje, repartiendo uniformemente la disipación entre todas las componentes frecuenciales. Así mismo se puede aplicar para obtener la función de probabilidad de la altura de ola en un punto de la zona de rompientes.
Con las condiciones requeridas, este problema se puede resolver aplicando los modelos incluidos en el SMC (Sistema de modelado costero) de dominio público, www.smc.unican.es.

3.4.6.5 Variacion del nivel del mar por rotura de trenes de onda

Definiendo el nivel medio del mar debido a oleaje por,

$$\overline{\eta_w}(x) = \frac{1}{T_z}\int_t^{t+T} \overline{\eta_w}(x,t)dt \tag{3.77}$$

Cuando la pendiente del fondo es pequeña y aproximadamente constante, el descenso del nivel del mar antes del punto de rotura se puede calcular por,

$$\overline{\eta_{w,sd}} = \frac{1}{8}\frac{kH^2}{\sinh(2kh)}, \qquad x \geq x_b \tag{3.78}$$

y en el punto de rotura por,

$$\overline{(\eta_{w,sd})_b} = (\gamma_I)^2_{lím}\frac{h_b}{16}, \qquad x = x_b \tag{3.79}$$

donde h_b es la profundidad en el punto de rotura y x_b la distancia del punto de rotura a la línea de costa donde se ubica el origen de coordenadas.

A sotomar del punto de rotura, el el nivel del mar asciende hasta alcanzar la línea de costa $(x = 0)$. Para fondo plano, pendiente pequeña y zona de rompientes saturada este ascenso se puede calcular por,

$$\overline{\eta_{w,su}(x)} = \left(\overline{\eta_{w,sd}}\right)_b + \frac{3\dfrac{(\gamma_I)^2_{lím}}{8}}{1+3\dfrac{(\gamma_I)^2_{lím}}{8}}\left[h_b - h(x)\right], \qquad x \le x_b \tag{3.76}$$

Es habitual extender estas formulaciones al caso de rotura en voluta, aunque su capacidad de predicción se reduce a medida que la voluta afecta a una mayor parte de la columna de agua.

Comentario. La raya horizontal sobre la variable, indica que, localmente, $\eta_{su}(x)$ se produce por el paso del tren de olas. Esta magnitud varía "lentamente" en el estado siguiendo la evolución de las alturas de ola. Esta evolución se puede analizar estadísticamente, muestreando el registro de nivel medio cada Δt, y de esa muestra inferir su modelo de probabilidad. En la zona de rompientes el nivel medio del mar asciende. Sin embargo, cuando la rotura de las olas está forzada por arrecifes o diques sumergidos, a sotomar de ellos, las olas dejan de romper y el nivel del mar desciende. Esta diferencia de nivel genera una circulación de agua por encima del arrecife, que se evacua lateralmente a lo largo de la costa.
La ecuación que gobierna el movimiento del nivel medio es la de conservación de la cantidad de movimiento horizontal promediado en un periodo y la fuerza por unidad de superficie que la provoca es el gradiente horizontal de la tensión de radiación.

3.4.6.5.1 Modelos de transformación del nivel del mar

Cuando el oleaje se propaga por profundidades intermedias y reducidas se transforma, variando las cantidades promediadas en un periodo o en una longitud de onda, la energía total E y el tensor de radiación S_{ij}. Las variaciones espaciales de estas magnitudes se pueden calcular a partir de los resultados obtenidos de los modelos de propagación del oleaje. Al ser las magnitudes promediadas de segundo orden, en general si no hay rotura de ola es suficiente analizar la transformación del oleaje mediante modelos lineales, por ejemplo, MSPE o Ref-dif si la reflexión es despreciable.

Por su parte, aquellas variaciones provocan la variación del nivel del mar. Esta proceso puede estudiarse aplicando las ecuaciones integradas en la profundidad y promediadas en un periodo de la conservación de la masa y de la cantidad de movimiento. En general, la solución debe obtenerse numéricamente.

Comentario. Por ejemplo, aplicando el código numérico de dominio público COPLA (SMC, Universidad de Cantabria).

3.4.6.6 Rotura de ondas en mares cruzados

Cuando el tren de ondas está formado por trenes incidente y reflejado el proceso de rotura se aleja mucho del descrito anteriormente. Cuando ambos trenes viajan en la misma dirección pero con sentidos opuestos y se encuentran las dos crestas, se produce un movimiento vertical de la masa de agua ascendiendo hasta una altura del orden de la suma de las alturas de ola individuales, con el resultado de una pequeña reducción de la altura de ola de cada uno de los trenes y un desfase en su propagación. El papel que desempeña cada una de las olas es actuar como una pared vertical para la otra.

Si el fondo es de pendiente muy pequeña se recomienda aplicar el criterio de rotura del peralte de trenes estacionario (véase Anejo: Transformación del tren en la zona de rompientes), estimando el coeficiente de reflexión representativo de uno de los trenes, bien porque se conoce su origen, por ejemplo un dique, bien porque se estima directamente. Cuando el encuentro es oblicuo, la amplitud del movimiento vertical decrece con el ángulo entre crestas. El criterio de rotura se puede relajar con el coseno del ángulo entre crestas.

3.4.6.7 Rotura de ondas en presencia de corriente

El efecto de la corriente depende de su sentido de avance con respecto al sentido de propagación del tren de ondas. Si la corriente y la ola viajan en el mismo sentido la acción de la corriente produce una reducción del peralte y, por tanto, un retraso de la rotura. Por el contrario, cuando ola y corriente viajan en sentido opuestos, en general, se intensifica el peraltamiento de la onda y en consecuencia se adelanta la rotura.

Cuando el fondo es de pendiente muy pequeña, se puede aplicar el criterio del peralte límite, siempre que éste se calcule mediante la longitud de la onda obtenida de la ecuación de dispersión teniendo en cuenta la corriente y la altura de onda en presencia de la corriente, que, en general, será mayor que sin corriente.

La altura de ola en presencia de la corriente se puede aproximar aplicando la ecuación de la conservación de la energía (sin disipación),

$$(EC_g)_0 = (EC_g)_c \tag{3.81}$$

donde el subínidec 0 indica el flujo de energía del tren de ondas antes de encontrarse con la corriente, y el subíndice c define el flujo de energía en el campo de la corriente. $C_{g,c}$ es la velocidad de propagación de la energía,

$$C_{g,c} = \frac{1}{2} C_c \left[1 + \frac{2k_c h}{\sinh 2k_c h} \right] \tag{3.82}$$

donde C_c y k_c son la celeridad del tren y el número de onda en presencia de la corriente, calculadas de la ecuación de la dispersión con corriente apartado 3.4.1.2.1.

El flujo de energía es un cantidad vectorial por lo que, en la ecuación de la dispersión, debe aparecer la velocidad de la corriente proyectada sobre la dirección de propagación del tren de ondas.

3.4.6.8 Selección del modelo de rotura de ondas

Cuando las condiciones de operatividad del área portuaria y litoral o la tasa neta de transporte de sedimentos dependen del proceso de rotura del oleaje, es necesario determinar los cararacterísticas, (modelo de probabilidad y función de densidad espectral o mediante los descriptores de estado), en la zona de rompientes. En estos casos se recomienda adoptar el régimen de rotura de ondas de acuerdo con la tabla 3.3.12,

Tabla 3.3.12. Selección del modelo de rotura de onda

Régimen de rotura	Evolución post-rotura	Contorno
Miche	Tres de ondas	Fondo horizontal
Índice de rotura	Saturación, $\gamma(x) = cte$	Disipativo
Disipativo	Flujo energía estabiliz.	Disipativo/Interm.
Rotura-reflexión I, II	Ascenso/descenso talud	Interm./Reflejante
Talud de protección	Ascenso/descenso talud	Dique en talud

Régimen de rotura	Tipo de rotura	Reflexión	Contorno
Miche	Ocasional	0	Fondo horizontal
Índice de rotura	Decresta.	~ 0	Disipativo
Disipativo	Decres./Voluta.	$K_R < 0{,}15$	Disipativo/Interm.
Rotura-reflexión I, II	Voluta./Oscilac.	$K_R > 0{,}25$	Interm./Reflejante
Talud de protección	Voluta./Oscilac.	$K_R > 0{,}35$	Dique en talud

Si bien la rotura de la onda es un proceso no lineal, en la mayoría de las aplicaciones en áreas portuarias será suficiente utilizar un modelo de propagación promediado en la fase basado en teoría lineal. El resultado, por tanto, no está exento de incertidumbre por lo que se recomienda adoptar un cierto margen de seguridad, especialmente cuando la profundidad relativa es muy pequeña. En estos casos y en áreas litorales en las que la dinámica circulatoria se fuerza por la rotura de la ola, puede ser conveniente aplicar un modelo no lineal de transformación del tren de ondas.

3.5 DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE A CORTO PLAZO

La descripción más elemental del tren irregular se realiza en el intervalo de tiempo denominado estado de oleaje (de corta duración), y está formado por los descriptores (de estado): altura y periodo de ola y dirección de propagación representativos de su variabilidad estadística, por ejemplo, altura de ola significante, periodo medio de paso por cero y dirección media. Cuando la altura de ola varía con el tiempo de forma periódica se dice que el tren de ondas forma grupo. En esta sección se recomiendan los métodos y las herramientas para describir y caracterizar el oleaje en un estado. Algunos de los fundamentos de la descripción del oleaje, la definición de las variables instantáneas, básicas y de los descriptores de estado se encuentran en el Anejo a este capítulo, sección Teoría del oleaje.

3.5.1 Introducción

En un estado de oleaje, los valores de las alturas de ola y periodo, (H_z,T_z) son variables aleatorias con distribución conjunta de probabilidad cuyos parámetros dependen de los descriptores de estado que, a su vez, dependen de la "edad" (13) del oleaje y de la profundidad relativa, y por tanto, del nivel del mar.

3.5.1.1 Importancia de la profundidad relativa y del régimen oscilatorio

Las funciones de densidad de probabilidad y de energía del oleaje dependen significativamente de la profundidad relativa y del régimen oscilatorio. En general, el modelo gaussiano es adecuado para la descripción del oleaje en mar abierto. A medida que las olas se peraltan por asomeramiento, y los gradientes espaciales por refracción, reflexión, difracción y rotura no son despreciables, el modelo gaussiano pierde validez, si bien sigue siendo una buena herramienta de trabajo, en muchos casos, suficiente para el proyecto de las obras marítimas y en otras la única disponible.

No obstante, con el objeto de acotar el margen de aproximación y determinar la conveniencia, o no, de ampliar la teoría de aguas profundas a otras profundidades, es conveniente identificar cuatro regiones de generación y transformación del oleaje, en función de la extensión del movimiento oscilatorio hacia el fondo y la eventualidad de la rotura de la ola,

- **Mar abierto o profundidad indefinida**, $h/L > 1/2$, el movimiento oscilatorio no alcanza el fondo y, si se produce, la rotura es de "ola corta (14)" asociada al proceso de generación afectando a las olas con los periodos más pequeños.
- **Plataforma continental exterior, profundidad intermedia**, $1/10 < h/L < 1/2$, el movimiento oscilatorio alcanza el fondo con velocidad bastante menor que en la superficie, en la que es posible encontrar rotura de "ola corta" asociada al proceso de generación y a los periodos más cortos.
- **Plataforma continental interior, profundidad inter./reducida**, $1/20 < h/L < 1/10$, el movimiento oscilatorio alcanza el fondo con velocidad menor que en la superficie y se puede encontrar rotura de

(13) La "edad" del oleaje se define por el cociente entre su celeridad y la velocidad del viento generador (C/U_{10}) que depende entre otros, de la duración del tiempo de generación y del fetch. Durante la fase de generación se dice que el oleaje está parcialmente desarrollado y $(C/U_{10}) < 1$, mientras que al final de dicha fase se denomina oleaje totalmente desarrollado y $(C/U_{10}) \gtrsim 1$.
(14) Se describe como rotura de ola corta al proceso por el que las olas de periodo más corto del estado de oleaje rompen por la acción del viento o por su peraltamiento al ser alcanzadas por olas de periodo mayor. Se detectan por la espuma blanca que salpica la superficie del mar.

"ola corta" relacionadas con los periodos cortos y ocasionalmente, por efecto del fondo de las olas con peralte crítico asociadas a los periodos más largos y gran altura.

- **Zona de rompientes**, en general, $h/L < 1/20$, el movimiento oscilatorio alcanza el fondo con velocidad aproximadamente igual a la de la superficie y la mayoría de las olas rompen por efecto del fondo asociadas a peralte crítico o altura de ola relativa crítica.

3.5.1.2 Procesos de generación y transformación y dominios espaciales

Cuando no se dispone de información suficiente en el emplazamiento, es necesario tomar los datos disponibles de los agentes climáticos atmosféricos y marítimos en mar abierto y adecuarlos al punto de trabajo.

En profundidades intermedias y reducidas, las características estadísticas y espectrales del estado de oleaje dependen de, (1) la profundidad de agua y su estratificación, (2) la forma, naturaleza y variación relativa kh del fondo, (3) de la velocidad y dirección de la corriente y del viento y (4) los obstáculos y forma de los contornos que se encuentra el oleaje en su propagación.

Las funciones de densidad de probabilidad y de densidad espectral cambian con respecto a las de mar abierta. En algunos casos se conoce su estructura funcional y, por tanto, es posible aplicar expresiones específicas, de forma análoga, al caso de profundidades indefinidas. En esta sección se recomiendan algunas de ellas que se podrán utilizar en estudios previos.

La selección y aplicación de los modelos de generación y transformación del oleaje debe realizarse en función de la relevancia de los procesos que, entre otros son, tabla 3.3.13

Tabla 3.3.13. ***Procesos físicos de los modelos numéricos de transformación del oleaje***

Proceso	Océano	Plataforma	Área/Litoral	Puertos
Acción viento	Sí	Sí	No/Sí	No
Interacción cuádruples	Sí	Sí	No/Sí	No
Interacción por triadas	No	No	Sí/No	No/Sí
Refracción corrientes	No	Sí/No	Sí/No	No
Refracción por fondo	No	Sí	Sí	Sí/No
Fricción por fondo	No	Sí	Sí	No/Sí
Difracción por obstáculos	No	No	No/Sí	Sí
Rotura por peralte	Sí	Sí	No/Sí	No
Rotura por fondo	No	No/Sí	Sí	No

3.5.1.3 Modelos y dominios

De acuerdo con la tabla anterior se definen cinco dominios espaciales de trabajo: *(I)* océano y mar abierto, *(II)* plataforma continental exterior, *(III)* plataforma continental interior y áreas litoral incluyendo zona de rompientes, *(IV)* áreas portuarias y *(V)* mares confinados de profundidad reducida. La importancia de los procesos de generación y transformación relevantes en cada uno de ellos se determina por el cociente entre la longitud característica necesaria para que se produzca un cambio significativo en el campo del oleaje y las dimensiones del dominio.

3.5.2 Descripción del estado en mar abierto (profundidades indefinidas)

Una muestra representativa de las oscilaciones del oleaje en un punto del mar puede ser analizada en el dominio del tiempo o en el de la frecuencia, denominándose descripción estadística o frecuencial del oleaje, res-

pectivamente, y se fundamenta en la teoría matemático-estadística del oleaje (veáse Anejo). Esta descripciones se enmarcan en la denominada descripción de corta duración o en el estado de oleaje. En él, se puede admitir que la variabilidad de los descriptores de estado, estadísticos o frecuenciales, no es significativa desde el punto de vista de la ingeniería y las variables instantánea η y básicas (H_z, T_z, θ), siguen modelos de probabilidad cuyos parámetros estadísticos son descriptores del estado y la forma del espectro frecuencial y direccional se conserva.

En general, los modelos descriptivos del estado de oleaje en mar abierto también se pueden aplicar en la plataforma continental exterior, donde la profundidad relativa satisfaga la relación $h/L_p > 1/2$.

3.5.2.1 Función de probabilidad de η

Se admite que el desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto a un nivel de referencia fijo es un proceso gaussiano. Elegido el nivel de referencia adecuadamente, para que $\overline{\eta} = 0$, η sigue un modelo de probabilidad de Gauss de medio nula y desviación típica σ_η, es decir, $N(0, \sigma_\eta)$. σ_η^2 es la varianza del proceso y, asímismo, cuantifica su contenido energético,

$$p(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_\eta^2} \exp\left[-\frac{\eta^2}{2\sigma_\eta^2}\right] \qquad \sigma_\eta^2 = \eta_{rms}^2 \tag{3.83}$$

donde η_{rms} es el desplazamiento medio cuadrático.

Comentario. Este modelo matemático-estadístico deja de ser adecuado cuando el oleaje comienza a ser asimétrico con respecto al nivel medio tal y como ocurre en profundidades reducidas y en la zona de rompientes; en esta situación el proceso es no gaussiano. No obstante, en la mayoría de las aplicaciones prácticas el modelo gaussiano es una aproximación suficiente.

3.5.2.2 Funciones de probabilidad de la altura de ola individual

La altura de ola de paso por cero se define como la suma aritmética de la amplitud de cresta y de la amplitud de seno. En profundidades indefinidas y cuando el oleaje es tipo swell (espectro de banda estrecha, teóricamente nula), la correlación entre las amplitudes de cresta y seno consecutivas es perfecta, la función de densidad de la altura de ola es la función de Rayleigh:

$$p\left(\frac{H}{H_{rms}}\right) = \frac{2H}{H_{rms}^2} \exp\left[-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2\right], \ (H \geq 0) \tag{3.84}$$

y su función de distribución es,

$$\Pr\left(\frac{H}{H_{rms}}\right) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2\right], \ (H \geq 0) \tag{3.85}$$

Esta función puede expresarse también utilizando la altura de ola media o la altura de ola significante como parámetros de distribución. La probabilidad q de que la altura de ola exceda un determinado valor H_q es,

$$q = 1 - F\left(\frac{H_q}{H_{rms}}\right) = \exp\left[-\left(\frac{H_q}{H_{rms}}\right)^2\right], \ (H_q \geq 0) \tag{3.86}$$

Cuando la correlación entre crestas y senos consecutivos es nula, entonces bajo ciertas hipótesis la función de distribución de las alturas de ola se puede aproximar por,

$$\Pr\left(\frac{H}{\sqrt{m_0}}\right) = 1 - \left[\exp\left(-\frac{H^2}{2m_0}\right) + \frac{\sqrt{\pi}}{2}\frac{H}{\sqrt{m_0}} \exp\left(-\frac{H^2}{4m_0}\right) erf\left(\frac{H}{2\sqrt{m_0}}\right)\right] \tag{3.87}$$

$$erf\left(X\right)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^X \exp\left(-u^2\right)du \tag{3.88}$$

Comentario. En la práctica, la correlación entre los valores de las crestas y senos estará en el intervalo [0,1] por lo que su distribución conjunta puede ser del tipo bivariado de Rayleigh. Este modelo es el que se utiliza para derivar la función de distribución conjunta de las alturas de ola consecutivas aplicada en el análisis de los grupos de ola, apartado 3.8

3.5.2.2.1 Relación entre descriptores de alturas de ola

En el supuesto que las alturas de ola siguen una función de distribución de Rayleigh las relaciones entre descriptores de alturas de ola basadas en la distribución de Rayleigh se dan en la tabla 3.3.14,

Tabla 3.3.14. Relaciones entre estadísticos de la distribución de Rayleigh

Altura	H/H_{rms}	$H/\sqrt{m_0}$	H/H_S
H_{rms}	1,0	$2\sqrt{2}$	0,706
Moda, $\hat{H}$	$1/\sqrt{2}$	2	0,499
Mediana, $\tilde{H}$	$(\ln 2)^{1/2}$	$(8 \ln 2)^{1/2}$	0,588
Media, $\bar{H}$	$\sqrt{\pi}/2$	$\sqrt{2\pi}$	0,626
Significante, H_S	1,416	4,005	1,00
$H_{1/10}$	1,80	5,091	1,271
$H_{1/100}$	2,359	6,672	1,666

m_0 es el momento espectral de orden cero.

3.5.2.3 Función de probabilidad del estadístico de orden r

Si se dispone de una muestra de N valores y estos se ordenan en forma creciente, el elemento $r-ésimo$ de esta nueva secuencia se denomina estadístico de orden r. La función de probabilidad del número de elementos, o estadísticos de orden r, que, en una sucesión creciente de picos de tormenta de tamaño N, son menores o iguales que un valor dado, es de tipo binomial,

$$\Pr\left(H_{r,N}\right)=\sum_{k=r}^{N}\binom{H}{r}F^k\left(H\right)\left[1-F\left(H\right)\right]^{N-k} \tag{3.89}$$

donde $F(H)$ es la función de distribución de la altura de ola (en general la función de Rayleigh), veáse apartado 4.10.6.3.

Comentario. La función de distribución $Pr(H_{r,1000})$ de los estadísticos de orden de una muestra de 1000 olas es:

$$\sum_{k=r}^{1000}\binom{1000}{r}\left[1-\exp\left(-\frac{H^2}{H_{rms}^2}\right)\right]^k \exp\left[\left(-H^2/H_{rms}^2\right)\left(1000-k\right)/2\right] \tag{3.90}$$

Si en un determinado tramo de obra se produce un modo de parada operativa cuando $H/H_{rms} \geq 4{,}8$, la probabilidad de que no se produzca una parada en una serie de 1000 olas es,

$$p=\Pr_{1000,1000}\left(4{,}8\right)=0{,}99$$

Si el tramo de obra solo resiste 5 olas de altura mayor que $H/H_{rms} \geq 3{,}5$, su probabilidad de supervivencia frente a las 1000 olas es,

$$p = \Pr_{996,1000}(3{,}5) = 0{,}92$$

3.5.2.3.1 FUNCIÓN DE PROBABILIDAD DE LA ALTURA DE OLA MÁXIMA, $H_{máx,N}$

En un estado de oleaje compuesto por H olas de altura de ola media cuadrática H_{rms}, la función de distribución de la altura de ola máxima, $H_{máx,N}$ o altura mayor de las N olas (estadístico de orden $r = 1$) es,

$$\Pr\left(\frac{H_{máx,N}}{H_{rms}}\right) = \left[\Pr\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)\right]^N \tag{3.91}$$

donde $\Pr(H/H_{rms})$, es la función de distribución de Rayleigh.

La moda o valor más probable de la máxima altura de ola depende del número de olas y de la altura de ola media cuadrática:

$$\frac{\bar{H}_{máx,N}}{H_{rms}} \simeq \sqrt{\ln N} \tag{3.92}$$

La altura de ola media de la máxima altura de ola de entre N olas es,

$$\frac{\bar{H}_{máx,N}}{H_{rms}} \simeq \sqrt{\ln N} + \frac{\gamma_E}{2}\frac{1}{\sqrt{\ln N}} \tag{3.93}$$

donde $\gamma_E = 0{,}5772$. Las olas mayores suelen presentarse con un periodo cercano al periodo significante, es decir el valor medio del tercio de periodos más altos.

Si la probabilidad de excedencia $p_{Hmáx}$ de una altura de ola H_0 (por ejemplo la de diseño) se define por,

$$Pr[H_{máx} > H_0] = p_{Hmáx} \tag{3.94}$$

se cumple la siguiente relación entra la altura de ola H_0 el número de olas y la probabilidad de excedencia,

$$H_0 \simeq H_{rms}\sqrt{\ln\frac{N}{\ln\frac{1}{1-p_{H_{máx}}}}} \tag{3.95}$$

Comentario. Al considerar la función de Rayleigh como función de distribución de la altura de ola se está admitiendo que ésta es igual a dos veces la amplitud y que cada una de las olas son sucesos estadísticamente independientes. En los casos en los que esto no sea aceptable, es necesario definir la distribución de alturas de ola como una distribución conjunta de dos amplitudes separadas por un intervalo de tiempo determinado. Para este caso en particular, estas dos amplitudes consideradas estadísticamente independientes deberían estar separadas por el semiperíodo medio del proceso.
La distribución de Rayleigh sobreestima, habitualmente, las probabilidades de presentación de las alturas mayores y menores del registro. Las razones de esta desviación se atribuyen a no cumplir las hipótesis iniciales. Éstas se refieren a la anchura espectral, la independencia estadística entre olas sucesivas y la nolinealidad y asimetría del oleaje. En general, la función de distribución de Rayleigh no se ajusta muy bien a los histogramas obtenidos experimentalmente para valores de $\varepsilon > 0{,}5$. Sin embargo, los descriptores estadísticos obtenidos de la aplicación de la distribución de Rayleigh pueden ser usados con notable fiabilidad.

3.5.2.4 Altura de ola de trenes múltiples: reflejado, difractado o irradiado

Cuando se pueda admitir que el oleaje arribado a un punto está formado por la superposición lineal de trenes de diferente origen, la superficie libre conjunta se puede expresar por,

$$\eta_* = \eta_I + \eta_{II} \tag{3.96}$$

Si η_I y η_{II} son variables aleatorias gaussianas de media cero, el desplazamiento vertical de la superficie libre conjunta η_* tambien es una variable aleatoria gaussiana de media cero.

3.5.2.4.1 Función de densidad de la altura de ola total

Si, además, ambas oscilaciones tienen espectro de banda estrecha, se puede admitir que la altura de ola del tren resultante, se distribuye según una función de Rayleigh de parámetro, $H_{rms,*}$. El valor de parámetro es local, es decir, depende de la ubicación y su valor se puede calcular por,

$$H_{rms,*}^2 = H_{rms,I}^2 + H_{rms,II}^2 + 2H_{rms,I}H_{rms,II}\cos\varphi \tag{3.97}$$

donde $H_{rms,I}$ y $H_{rms,II}$ son la altura de ola media cuadrática de cada uno de los oleajes y φ es el desfase entre los trenes irregulares.

El área bajo el espectro del oleaje total, apartado 3.5.2.12, es la varianza del proceso, que está relacionada con $H_{rms,*}^2$,

$$\sigma_{\eta_*}^2 \approx 8H_{rms,*}^2 \tag{3.98}$$

Comentario. Teniendo en cuenta que todos los diques reflejan y todos los cambio de alineación y bocanas irradian una parte significativa de la energía incidente, la función de distribución de la altura de ola total en las inmediaciones del dique se puede obtener por esta aproximación, apartado 3.5.3.2.

3.5.2.5 Función de probabilidad del periodo de ola individual

En mar abierto la distribución del cuadrado del período T_z^2, definido por el método de cruce ascendente, sigue aproximadamente una función de Rayleigh,

$$p\left(\left[\frac{T_z}{\overline{T}_z}\right]^2\right) = 2{,}7\frac{T_z^3}{\overline{T}_z^4}\exp\left[-0{,}675\left(\frac{T_z}{\overline{T}_z}\right)^4\right] \tag{3.99}$$

siendo $\overline{T}_z$ el período medio de la muestra. Esta distribución de períodos sólo tiene un soporte empírico.

3.5.2.6 Función de probabilidad conjunta de altura y periodo de ola

Para describir en forma completa un estado de mar, es preciso considerar conjuntamente las alturas de ola, los períodos y las direcciones de propagación. Sin embargo, la altura y el periodo de las olas individuales no son variables estadísticamente independientes; la dependencia crece para un oleaje en fase de generación o joven y decrece a medida que aumenta su edad. En un oleaje totalmente desarrollado (O.T.D.) la altura de ola y periodo pueden considerarse estadísticamente independientes.

3.5.2.6.1 Altura y periodo de ola independientes

En estos casos se puede admitir que las alturas de ola H y T_z^2 siguen distribuciones de Rayleigh y su función de densidad conjunta de la altura y el periodo de la ola es,

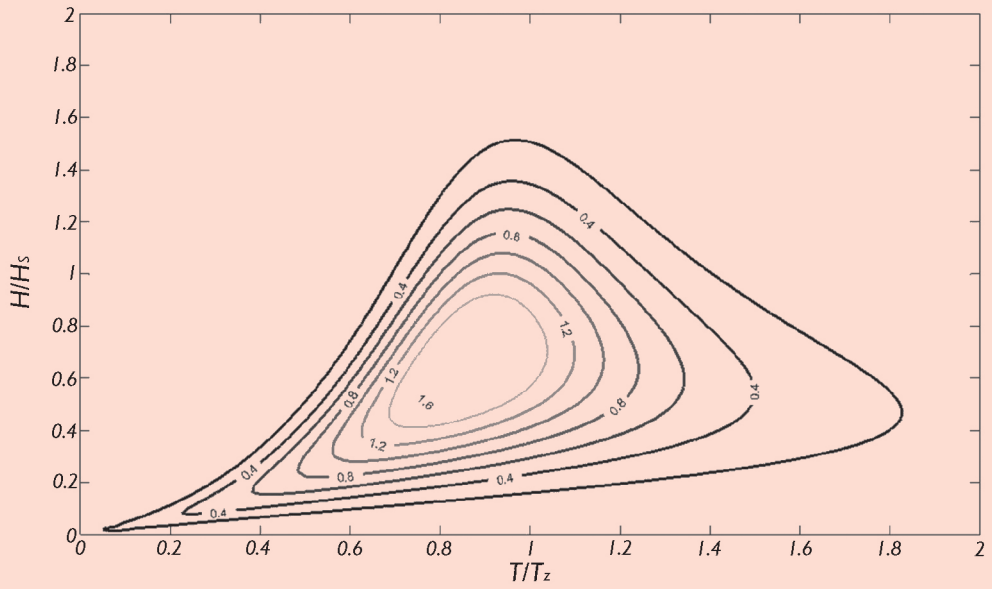
$$p\left(\frac{H}{H_{rms}},\frac{T_z}{\overline{T_z}}\right)=p_1\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)\cdot p_2\left(\frac{T_z}{\overline{T_z}}\right) \tag{3.100}$$

siendo, p_1 es la función de Rayleigh de alturas de ola y p_2 la función de Rayleigh de periodos (apartado 3.5.2.2 y 3.5.2.5, respectivamente). Ambas funciones de densidad se refieren a olas definidas por el método de cruce ascendente por cero.

3.5.2.6.2 ALTURA Y PERIODO DE OLA DEPENDIENTES

Cuando la altura y el periodo no son independientes (y el proceso es de banda estrecha), una función de densidad conjunta de las dos variables aleatorias es, figura 3.3.18,

Figura 3.3.18. Distribución conjunta de altura y periodo de ola en mar abierto



$$p\left(\xi,\frac{T_z}{T_{0,1}}\right)=\frac{2L(\nu)}{\nu\sqrt{2\pi}}\left(\frac{\xi}{\frac{T_z}{T_{0,1}}}\right)^2\exp\left\{-\xi^2\left[1+\frac{1}{\nu^2}\left(1-\frac{T_{0,1}}{T_z}\right)^2\right]\right\} \tag{3.101}$$

$$L(\nu)=\frac{1}{2\left[1+\frac{1}{\sqrt{1+\nu^2}}\right]}\approx\frac{1}{2}\left(1+\frac{\nu^2}{4}\right) \tag{3.102}$$

$$\nu=\left(\frac{m_0m_2}{m_1^2}-1\right)^{1/2}$$
$$0<\xi<\infty,\quad 0<\frac{T_z}{T_{0,1}}<\infty \tag{3.103}$$

$$T_{0,1}=2\pi\frac{m_0}{m_1} \tag{3.104}$$

donde ν es la anchura espectral, $T_{0,1}$ el periodo medio espectral $(0,1)$ y ξ es la amplitud adimensional,

$$\xi = \frac{p_{ev}}{\sqrt{m_0}} \approx \frac{H_z}{2\sqrt{m_0}} \tag{3.105}$$

donde p_{ev} es la amplitud [15] medida con respecto al nivel de referencia.

La moda de la función de densidad se encuentra en el par de valores siguientes,

$$H_z \approx \frac{2\sqrt{2m_0}}{\sqrt{1+\nu^2}} \qquad \overline{T_z} = \frac{T_{0,1}}{1+\nu^2} \tag{3.106}$$

para los que toma el valor,

$$p_{máx}\left(H_z, T_z\right) = \sqrt{\frac{2}{\pi}}\frac{1}{e}\left(1+\frac{\nu^2}{4}\right)\left(\frac{1+\nu^2}{\nu}\right) \tag{3.107}$$

Definida la función de densidad conjunta por $p(H_z,T_z)$ la función de densidad marginal de la altura de ola es [16],

$$p\left(H_z\right) = \int_0^\infty p\left(H_z, T_z\right) dT_z \approx \xi \exp\left[-\frac{\xi^2}{2}\right] \tag{3.108}$$

y la del periodo de ola,

$$p\left(T_z\right) = \int_0^\infty p\left(H_z, T_z\right) dH_z = \frac{L(\nu)}{2\nu}\left(\frac{T_{0,1}}{T_z}\right)^2 \frac{1}{\left[1+\frac{1}{\nu^2}\left(1-\frac{T_{0,1}}{T_z}\right)^2\right]^{\frac{3}{2}}} \tag{3.109}$$

El valor medio de esta distribución es infinito por lo que se recomienda trabajar con $T_{0,1} \approx \overline{T_z}$, lo que implica que

$$\overline{T_z} = T_{0,2} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}}$$

3.5.2.7 Función de probabilidad del peralte de la ola

El peralte es una medida de la no linealidad de la onda e interviene en el número de Iribarren para definir el tipo de rotura en un talud. La función de densidad del peralte se puede obtener, directamente, a partir de la función de densidad conjunta de (H_r,T_z) aplicando el método de la función derivada (véase sección de Variable aleatoria y probabilidad en el Anejo).

3.5.2.7.1 Peralte de la ola significante

Se define el peralte significante por,

$$s_s = \frac{H_{m_0}}{L_{z,0}} \tag{3.110}$$

(15) En puridad, p_{ev} es la envolvente del proceso. Para procesos de banda estrecha la envolvente es aproximadamente igual a la amplitud de la ola, es decir la mitad de la altura.

(16) La función marginal de la altura de ola debe incluir el término multiplicador $[1 + (\nu^2/4)\Phi(\xi/\nu)]$, cuyo valor para $\nu = 0$ es idénticamente igual a la unidad y en el intervalo $0 < \nu^2 < 0{,}36$ es próximo a uno, pudiéndose admitir que la función de distribución de las alturas de ola es de Rayleigh.

Éste varía con la edad del oleaje, es decir, con el fetch F y el tiempo de generación t_g. Utilizando el espectro Jonswap, el peralte significante en profundidades indefinidas para fetch y duración limitadas es respectivamente,

$$s_s = 0{,}1081\left(\frac{\overline{U_{10}}}{F}\right)^{1/10} \tag{3.111}$$

$$s_s = 0{,}1717\left(\frac{\overline{U_{10}}}{t_g}\right)^{1/7} \tag{3.112}$$

donde F se expresa en m, $\overline{U_{10}}$ en m/s y t_g en horas.

3.5.2.7.2 Peralte límite en mar abierto

Las olas de un tren irregular rompen para valores algo menores que los obtenidos para un tren regular de ondas en profundidades indefinidas; a los efectos prácticos se recomienda adoptar la siguiente desigualdad (H_z en metros y T_z en segundos) para las olas individuales del tren irregular,

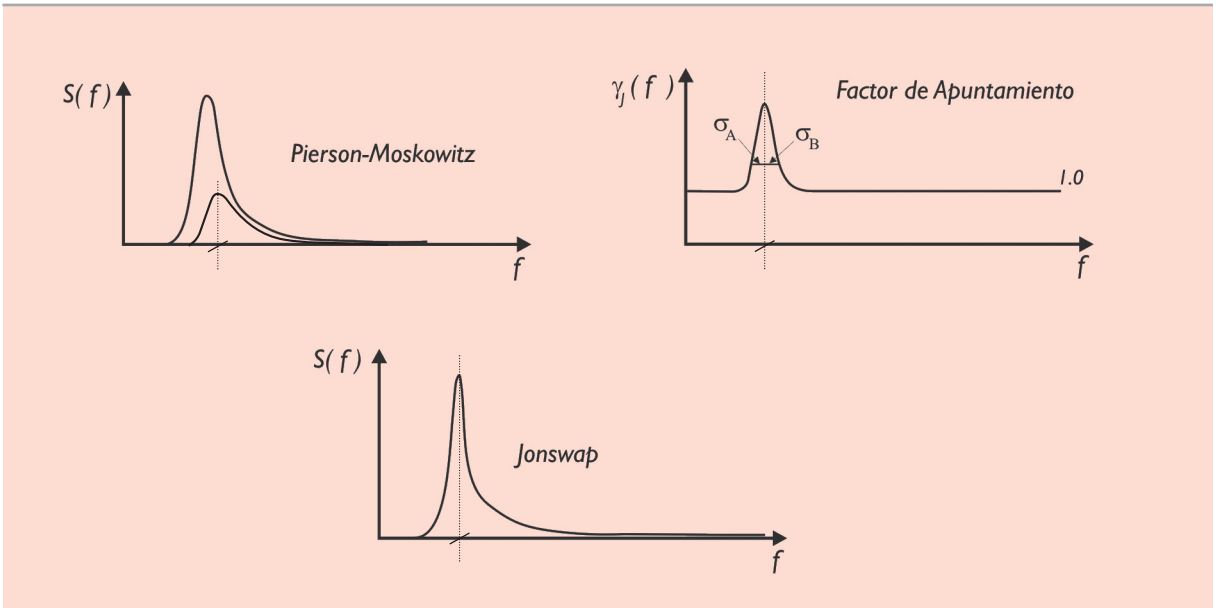
$$\left(H_z\right)_{lím} \lesssim 0{,}20T_z^2 \tag{3.113}$$

Es conveniente imponer esta condición de peralte máximo cuando se aplique la función de densidad $p(H_z,T_z)$.

3.5.2.8 Espectros teórico-experimentales en mar abierto

Siempre que sea posible, la forma espectral se determinará a partir de medidas específicas en el emplazamiento. En ausencia de datos y dependiendo de la "edad" del oleaje ς, y de la profundidad relativa, se recomienda utilizar algunos de los siguientes espectros frecuenciales [17], $S_w(f)$ entre ellos, figura 3.3.19,

Figura 3.3.19. Funciones de densidad espectral y función de apuntamiento



(17) Estos espectros se pueden expresar en función de parámetros espectrales o de los descriptores de estado.

- Pierson-Moskowitz (P-M), para oleaje totalmente desarrollado y profundidades indefinidas,
- Jonswap (J), para oleaje en fase de desarrollo y profundidades indefinidas,
- TMA para oleaje en fase de desarrollo y profundidades intermedias e indefinidas. También se puede aplicar al oleaje generado en profundidades intermedias y reducidas.

Comentario. El espectro PM se obtuvo como un "promedio" de espectros de estados de oleaje en condiciones de máximo desarrollo. Por el contrario el espectro Jonswap se ha derivado en diversas condiciones de generación y desarrollo, incluyendo las de equilibrio dinámico en los estados de oleaje totalmente desarrollados, es decir manteniendo la información de la sobresaturación energética de las componentes y en consecuencia de los procesos de transferencia energética. La edad del oleaje se puede definir en función de los monomios adimensionales fetch $\tilde{F}$, y tiempo, $\tilde{t}$,

$$X = X\left(\tilde{F} = \frac{gF}{\left(\overline{u_{10}}\right)^2},\ \tilde{t} = \frac{gt}{\left(\overline{u_{10}}\right)}\right) \tag{3.114}$$

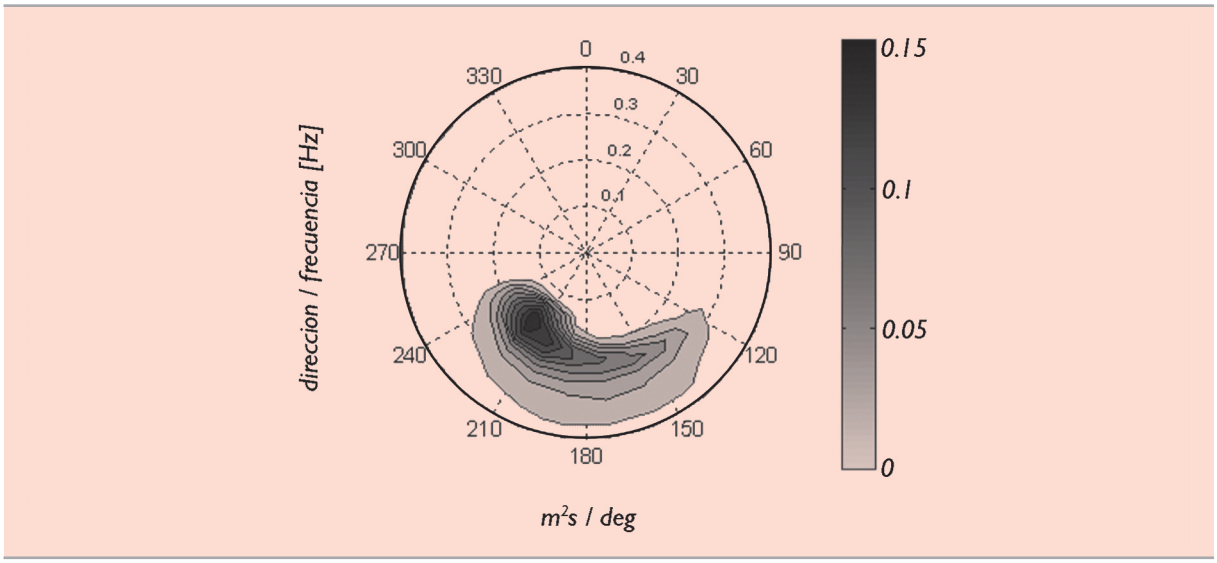
donde F es el fetch o longitud del campo de generación en la dirección predominante del viento generador y es el tiempo en el que viento está actuando sobre el fetch. En general las unidades de estas magnitudes se expresan en el SI (m y s).

3.5.2.9 Expresión general de la función de densidad espectral

En las últimas décadas se han propuesto diversas funciones de densidad espectral obtenidas a partir del análisis dimensional, diversas teorías sobre la generación del oleaje y de numerosas campañas de medida en el mar con diversos niveles de desarrollo del oleaje. Todas ellas tienen una estructura común y pueden formularse como el producto de, al menos, cuatro funciones.

La primera de ellas es la función de densidad espectral escalar definida anteriormente por $S(f)$. Contiene tal y como se ha dicho dos tramos de frecuencias, un tramo (superior) de frecuencias, $f > f_p$, proporcional a f^{-5} y otro tramo (inferior) de frecuencias, $f < f_p$, en general, proporcional a f^{-4}. Otra función describe la distribución direccional de la energía por medio del espectro direccional, $D_w(\theta, f)$. La tercera función $\gamma(f)$, se conoce con el nombre de función de apuntamiento o de sobresaturación y cuantifica el incremento de energía que una determinada componente es capaz de transportar cuando está en fase de desarrollo. De esta forma, Figura 3.3.20, se puede distinguir la dependencia de la frecuencia y de la dirección. La función espectral puede expresarse en forma general como:

Figura 3.3.20. Distribución frecuencial y direccional de la función de densidad espectral



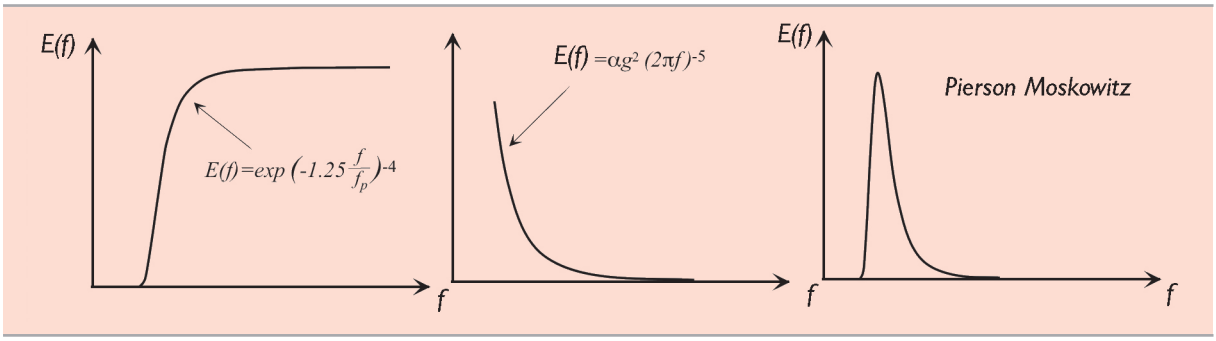
$$S(f, \theta) = S(f)\, D_w(\theta, f)\, \gamma(f) \tag{3.115}$$

Comentario. Esta estructura funcional permite incorporar al espectro de energía otros efectos relacionados con la generación, transformación y extinción del oleaje, que sean significativos en el emplazamiento siempre que se describan en el marco de la teoría lineal del oleaje.

3.5.2.9.1 FUNCIÓN DE DENSIDAD ESPECTRAL FRECUENCIAL TIPO PM

Esta densidad espectral representa estados de mar con oleaje tipo mar de viento totalmente desarrollado (O.T.D.) en aguas profundas, Figura 3.3.21,

Figura 3.3.21. Descomposición de la función de densidad espectral PM en mar abierto



$$S_{PM}(f) = \alpha g^2 (2\pi f)^{-5} \exp\left\{-0{,}74\left[\frac{2\pi f U_*}{g}\right]^{-4}\right\} \tag{3.116}$$

siendo U_* la velocidad del viento medida a una altura de 19.5 metros sobre la superficie libre del mar. La frecuencia modal puede obtenerse como:

$$f_p = \frac{0{,}87}{2\pi}\left(\frac{g}{U_*}\right) \tag{3.117}$$

por lo que este espectro depende solamente de un parámetro, que es la velocidad del viento. Si se asume que el espectro representa un proceso de banda estrecha, se pueden obtener las siguientes relaciones simplificadas:

$$H_{m_0} = 4\sqrt{m_0} = 0{,}21\left(\frac{U_*^2}{g}\right) \tag{3.118}$$

$$f_p = \frac{0{,}2}{\pi}\sqrt{\frac{g}{H_{m_0}}} \tag{3.119}$$

$$S_{PM}(f) = \frac{\alpha g^2}{(2\pi f)^4} f^{-5} \exp\left\{-1{,}25\left[\frac{f}{f_p}\right]^{-4}\right\} \tag{3.120}$$

con $\alpha = 0{,}0081$, $g = 9{,}81\ m/s^2$ y f es la frecuencia de la oscilación en $1/s$; las unidades espectrales de $S_{PM}(f)$ son m^2s (en SI).

Comentario. En atmósferas neutras, aproximadamente, $u_{19,5} = 1{,}1u_{10}$.

3.5.2.9.2 Función de densidad espectral frecuencial tipo Jonswap

No obstante lo anterior, a los efectos prácticos es habitual admitir la validez del espectro frecuencial J para oleajes en zona de generación (sea), tanto totalmente como parcialmente desarrollados, así como para oleajes que han abandonado el área de generación (mar de fondo o swell). Este espectro se define mediante la siguiente formulación,

$$S_J(f) = \alpha g^2 \frac{f^{-5}}{(2\pi)^4} \exp\left\{-\frac{5}{4}\left[\frac{f}{f_p}\right]^{-4}\right\}\gamma_J^a \tag{3.121}$$

donde γ_J es la función de apuntamiento y puede alcanzar valores en el intervalo $[1,7]$. Su valor medio es $\overline{\gamma_J} = 3{,}3$ y su varianza $\sigma_{\gamma J} = 0{,}62$. El exponente $a(f/f_p)$ se define por,

$$a = \exp\left\{\frac{-\left(\frac{f}{f_p}-1\right)^2}{2\sigma_J^2}\right\} \tag{3.122}$$

$$\sigma_J = \overline{\sigma_a} = 0{,}07;\ (f < f_p) \qquad \sigma_J = \overline{\sigma_b} = 0{,}09;\ (f > f_p)$$

donde $\overline{\sigma_a}$ $\overline{\sigma_b}$ son valores medios obtenidos de un gran número de datos.

Los parámetros α y la frecuencia de pico f_p dependen de la edad del oleaje por lo que se recomienda expresarlas en función del fetch adimensional tal y como sigue, (se incluyen asímismo unas relaciones funcionales de los parámetros de apuntamiento del espectro con la frecuencia de pico)

$$\tilde{F} = \frac{gF}{\overline{u_{10}}^2} \tag{3.123}$$

$$\tilde{f}_p = \frac{f_p \overline{u_{10}}}{g} = 2{,}18\tilde{F}^{-0{,}27} \tag{3.124}$$

$$\alpha = 0{,}0317\tilde{f}_p^{0{,}67} \tag{3.125}$$

$$\gamma_J = 5{,}870\tilde{f}_p^{0{,}86} \tag{3.126}$$

$$\sigma_a = 0{,}0547\tilde{f}_p^{0{,}32} \tag{3.127}$$

$$\sigma_b = 0{,}0783\tilde{f}_p^{0{,}16} \tag{3.128}$$

Comentario. Las unidades del fetch adimensional deben expresarse en el sistema internacional, por ejemplo F en metros, $\overline{u_{10}}$ en m/s y g en m/s^2. No es correcto confrontar los espectros J y PM, ya que cada uno de ellos se obtuvo en diferentes condiciones de desarrollo del oleaje y con diferentes criterios. El espectro PM se obtuvo como un valor medio de los espectros medidos en condiciones de oleaje totalmente desarrollado. El espectro J se obtuvo como una forma representativa de los principales procesos de generación de oleaje en condiciones de oleaje parcialmente desarrollado.

En profundidades indefinidas la forma espectral para frecuencias altas, $f > f_p$ se ajusta a la función f^{-5} que se obtiene por simple argumento dimensional y admitiendo que la máxima energía por componente (unidades m^2s) está limitada por el proceso de rotura, y que depende, esencialmente, de la gravedad, entonces

$$S(f) \sim g^m f^n; \quad m = 2; \quad n = -5 \tag{3.129}$$

3.5.2.9.3 Parametrización espectral Jonswap con descriptores estadísticos

Este espectro también puede formularse en función de los descriptores estadísticos del oleaje (H_s, T_s) donde T_s es el periodo significante (media del tercio de periodos mayores) y cuya relación con el periodo de

pico T_p del espectro se da más abajo, lo que permite definir el espectro frecuencial correspondiente a cualquier estado de oleaje que haya sido caracterizado por sus descriptores estadísticos, por ejemplo asociado a condiciones de trabajo extremas, o para especificar el estado de oleaje extremal para ensayos en modelo físico. En estos términos, el espectro J es,

$$S_J(f) = \beta_J \frac{H_s^2}{T_p}\left(\frac{f}{f_p}\right)^{-5} \exp\left[-1{,}25\left(\frac{f}{f_p}\right)^{-4}\right]\gamma_J^a \tag{3.130}$$

donde,

$$\beta_J \frac{0{,}0624\left(1{,}094 - 0{,}01915\ln\gamma_J\right)}{0{,}23 + 0{,}0336\gamma_J - \dfrac{0{,}185}{1{,}9+\gamma_J}} \tag{3.131}$$

$$T_p = \frac{T_s}{1 - \dfrac{0{,}132}{\left(\gamma_J + 0{,}2\right)^{-0{,}559}}} \tag{3.132}$$

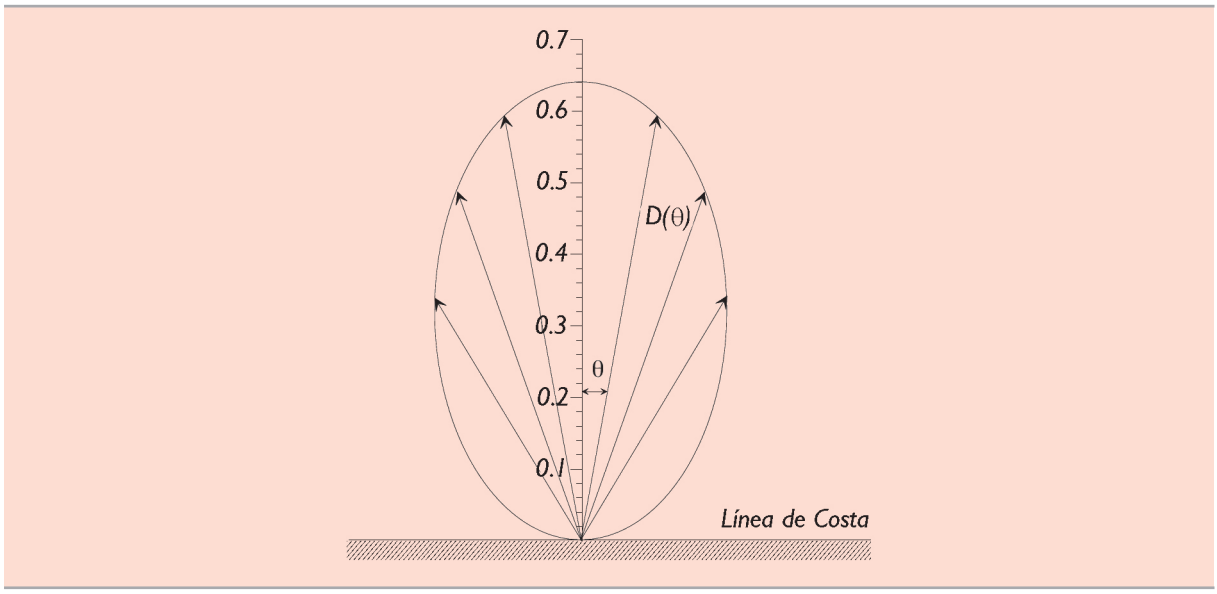
$$H_s \approx 4\sqrt{m_0} \approx 4\sqrt{\int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S_J(f)\,df} \tag{3.133}$$

donde, las expresiones de los parámetros adimensionales γ_J, a están en el apartado anterior. Con $S_J(f)$ en unidades de (m^2S), la altura de ola significante H_s, se obtiene en metros y el periodo de pico en segundos.

3.5.2.10 Función de densidad espectral direccional

Siempre que sea posible, el espectro direccional se determinará a partir de medidas específicas. En ausencia de información instrumental, la función $D_w(\theta, f)$ que describe la dispersión direccional del espectro puede expresarse de forma genérica por medio de la siguiente función, Figura 3.3.22,

Figura 3.3.22. Distribución angular de la energía del oleaje



$$D_w(\theta, f) = D_w(\theta, s) = G_0 \cos^{2s}(\tau) \tag{3.134}$$

donde, τ es el semiángulo con respecto a la dirección principal de propagación de la frecuencia de pico, θ_0

$$\tau = \left(\frac{\theta - \theta_0}{2}\right), -\pi \le \theta \le \pi \tag{3.135}$$

s una función empírica que depende de la frecuencia,

$$s = s_{máx}\left(\frac{f}{f_p}\right)^5 \qquad f < f_p \tag{3.136}$$

$$s = s_{máx}\left(\frac{f}{f_p}\right)^{-2,5} \qquad f \ge f_p \tag{3.137}$$

s_{max} depende de la edad del oleaje, y en profundidades reducidas del peralte de la ola. A los efectos prácticos se pueden adoptar los siguientes valores:

s_{max} = 10, *oleaje en zona de generación (sea)*
s_{max} = 25, *oleaje tipo mar de fondo (swell) peraltado*
s_{max} = 75, *oleaje poco peraltado*

La función G_0 tiene la siguiente expresión es,

$$G_0\left(\theta_{mín}, \theta_{máx}\right) = \frac{1}{\int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \left[\cos\left(\frac{\theta}{2}\right)\right]^{2s} d\theta} \tag{3.138}$$

$$G_0\left(-\pi, \pi\right) = \frac{2^{2s-1}}{\pi} \frac{\Gamma^2\left(s+1\right)}{\Gamma\left(2s+1\right)} \tag{3.139}$$

donde Γ es la función Gamma, y $\theta_{mín}$, $\theta_{máx}$ son los ángulos que acotan los sectores, a un lado y al otro de la dirección principal de propagación del oleaje en los que el contenido energético es significativo.

Comentario. El valor de s_{max} depende de la edad del oleaje por lo que su valor se puede estimar en función de un "parámetro de edad del oleaje", que incluye la frecuencia de pico del espectro f_p (1/s) y la velocidad del viento generador $\overline{u_{10}}$ (m/s), de acuerdo con la ecuación siguiente, ($g = 9.81 m/s^2$),

$$s_{máx} = \frac{11,5}{\left(\frac{2\pi f_p \overline{u_{10}}}{g}\right)^2} \tag{3.140}$$

3.5.2.11 Relaciones entre los descriptores estadísticos y espectrales en mar abierto

Por ello, con amplia generalidad, en mar abierto, se podrá suponer que los descriptores espectrales (H_{m_0}, T_m, θ_0), y estadísticos (H_s, $\overline{T_z}$, $\overline{\theta_w}$) son aproximadamente iguales,

$$H_s \approx H_{m_0}$$
$$\overline{T_z} \approx T_m = T_{0,2}$$
$$\overline{\theta_w} = \theta_0$$

Comentario. Se debe tener en cuenta que estas relaciones entre descriptores dependen de la profundidad relativa y de la forma espectral por lo que en España, siempre que sea posible, las relaciones funcionales entre los descriptores de estado se apoyará en medidas locales o datos medidos en la Red de Puertos del Estado (www.puertos.es).

3.5.2.12 Espectro de dos o más estados de oleaje

En algunas costas españolas es frecuente la presentación simultánea de dos estados de oleaje: mar de fondo (o swell) y mar de viento (o sea). En estos casos el espectro frecuencial se puede representar por la superposición de los dos espectros frecuenciales,

$$S_w^*(f,\theta) = S_{w,sea}(f,\theta) + S_{w,swell}(f,\theta) \tag{3.141}$$

En ausencia de información instrumental ambos espectros pueden ser descritos por funciones P-M ó J.

3.5.2.12.1 Espectros bimodales

Además del caso de espectro Sea y Swell, hay otras situaciones en las que el espectro puede tener más de un pico, por ejemplo en los casos en los que el oleaje provenga de más de dos direcciones o se genere en zonas con efectos de configuración de fetch. En ausencia de información instrumental, se pueden estimar el espectro de la oscilación total, bien siguiendo el mismo esquema que en el apartado anterior, es decir superponiendo linealmente la energía en cada frecuencia y dirección de cada una de las fuentes generadoras, bien adoptando el espectro bimodal paramétrico de Ochi-Hubble. De acuerdo con la aproximación del apartado 3.5.2.4, el área bajo el espectro del oleaje total, se relaciona con su altura de ola total media cuadrática,

$$m_{0,*} = \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S_T^*(f)df \tag{3.142}$$

$$H_{rms,*} \approx \sqrt{8m_{0,*}} \tag{3.143}$$

$$H_{s,*} \approx \sqrt{2}H_{rms,*} \tag{3.144}$$

Comentario. Ochi y Hubble revisaron y ampliaron la fuente de datos espectrales que sirvieron para formular el espectro de Pierson-Moskowitz e incluyeron los oleajes bimodales y parcialmente desarrollados. A partir de esa base de datos formularon un espectro bimodal (con energía en bandas de baja y alta frecuencia) de seis parámetros, si bien todos ellos dependen, finalmente, de un único parámetro: la altura de ola significante.

3.5.2.13 Extensión a otras variables cinemáticas y dinámicas

La descripción del movimiento del fluido puede incluir otras variables instantáneas tales como la velocidad y aceleración, presiones y tensiones tangenciales cuya variabilidad temporal contiene la misma información que las oscilaciones que la causan. En particular, si su origen se debe a la presencia del oleaje su descripción se puede realizar siguiendo el mismo esquema que para el oleaje, es decir, definiendo primeramente las variables instantánea y básica rápida, el periodo del ciclo básico y después su valor como variable lenta o descriptor de estado. Este desarrollo se puede realizar a partir de datos medidos.

No obstante, ya que en Ingeniería Marítima suele ser suficiente trabajar con la teoría lineal del oleaje, las funciones de probabilidad y los espectros frecuenciales de cualquiera de las variables cinemáticas o dinámicas se pueden obtener directamente de los resultados obtenidos para la variable instantánea desplazamiento de la superficie libre y las variables básicas asociadas. En el dominio del tiempo bastará aplicar los métodos estadísticos para obtener las funciones de probabilidad derivadas, mientras que, en el dominio de la frecuencia, será suficiente evaluar las funciones de transferencia frecuencial que multiplicadas por el espectro del oleaje proporciona el espectro frecuencial de la variable aleatoria derivada, tal y como se desarrolla en los dos subapartados siguientes.

Comentario. Análogamente, se puede aplicar este esquema de trabajo a otros agentes, por ejemplo, los movimientos del barco, siempre que éste no se encuentre en aguas muy confinadas y restringidas y a cualquier otra variable que mantenga una relación lineal con el desplazamiento vertical de la superficie libre.

3.5.2.13.1 FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD

La función de densidad de cualquiera de las variables cinemáticas (velocidad y aceleración) o dinámica (presión) del fluido en presencia de un estado de oelaje de altura de ola media cuadrática H_{rms} y periodo medio $\overline{T}_z$, se obtienen aplicando el procedimiento que se recomienda a continuación para la velocidad horizontal bajo la cresta de la onda.

La amplitud de cresta a_c y de la velocidad máxima bajo ella u_c se relaciona en teoría lineal por,

$$u_c(z) = a\frac{gk}{\sigma}\frac{\cosh k(h+z)}{\cosh kh} \tag{3.145}$$

sus funciones de densidad deben satisfacer,

$$p(a)da = p(u_c)du_c \tag{3.146}$$

es decir,

$$p(u_c) = du_c\frac{1}{(du_c/da_c)} = p(a)J^{-1} \tag{3.147}$$

$$J = \frac{du_c}{da} = \frac{gk}{\sigma}\frac{\cosh k(h+z)}{\cosh kh} \tag{3.148}$$

donde $J(u_c, a)$ es el jacobiano de la transformación y $p(a)$, bajo la hipótesis de espectro de banda estrecha, es la función de densidad de Rayleigh de descriptor la amplitud media cuadrática $a_{rms} = H_{rms}/2$,

$$p(a) = \frac{2a}{a_{rms}^2}\exp\left(-\left(\frac{a}{a_{rms}}\right)^2\right) \tag{3.149}$$

La velocidad bajo la cresta o bajo el seno (es decir la amplitud de la velocidad) a la profundidad z seguirá la función de Rayleigh de descriptor estadístico la velocidad media cuadrática u_{rms},

$$p(u_c(z)) = \frac{\sigma}{gk}\frac{\cosh kh}{\cosh k(h+z)}\frac{2a}{a_{rms}^2}\exp\left(-\left(\frac{a}{a_{rms}}\right)^2\right) = \frac{2u_c(z)}{u_{rms}^2}\exp\left(-\left(\frac{u_c(z)}{u_{rms}}\right)^2\right) \tag{3.150}$$

3.5.2.13.2 FUNCIONES DE TRANSFERENCIA ESPECTRAL

La función de transferencia para cada una de las variables, velocidad, presión etc, se puede obtener aplicando teoría lineal. La velocidad horizontal a la profundidad z de la superficie libre debida a un tren irregular de olas se obtiene por la superposición lineal de todas las velocidades orbitales debidas a cada una de las componentes espectrales. Para el caso de oleaje unidireccional,

$$u(z) = \sum_{n=1}^{\infty}\frac{a_n g k_n}{\sigma_n}\frac{\cosh k_n(h+z)}{\cosh k_n h}\cos(\sigma_n t - \varepsilon_n) \tag{3.151}$$

donde $(a_n, \sigma_n, k_n, \varepsilon_n)$ son la amplitud, frecuencia angular, número de onda y fase aleatoria de cada una de las n componentes espectrales. La velocidad orbital u es una variable gaussiana y su función espectral $S_u(f, z)$ se relaciona con el espectro de desplazamientos $S_\eta(f)$ por la función de transferencia,

$$\begin{gathered} S_u(f,z) = \left|H_{\eta u}(f)\right|^2 S_\eta(f) \\ H_{\eta u}(f,x,y) = \frac{a(f)gk}{\sigma}\frac{\cosh k(h+z)}{\cosh kh} \\ \sigma = 2\pi f; \quad \sigma^2 = gk\tanh kh \end{gathered} \tag{3.152}$$

a(f) es la amplitud de la componente espectral de frecuencia *f*. Con carácter general, para espectros frecuenciales y direccionales, la función de transferencia tendrá carácter vectorial y el espectro de energía será,

$$S_u(f,\theta) = \left|H_{\eta u}(f)\right|^2 S_\eta(f,\theta) \tag{3.153}$$

Los descriptores espectrales se obtienen aplicando su definición (Anejo: Fundamentos de la descripción del oleaje)

$$m_{0,u} = \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \left|H_{\eta u}(f)\right|^2 S_\eta(f,\theta)\, df d\theta \tag{3.154}$$

y la velocidad media cuadrática

$$u_{rms} = \sqrt{m_{0,u}} \tag{3.155}$$

3.5.2.13.3 Extensión a otros agentes y problemas no lineales

Para los casos en los que las variables no se relacionen linealmente (por ejemplo la fuerza de arrastre de un pilote y la velocidad horizontal del oleaje), también es posible obtener la función de densidad de la fuerza a partir de la función de densidad del cuadrado de la velocidad horizontal, pero no es posible calcular la función de densidad espectral de la fuerza de arrastre aplicando al función de transferencia al espectro del desplazamiento vertical de la superficie.

3.5.3 Descripción en profundidades intermedias y reducidas

En profundidades intermedias y reducidas las funciones de densidad de probabilidad y de densidad espectral cambian con respecto a las de mar abierta. En algunos casos se conoce su estructura funcional y, por tanto, es posible aplicar expresiones específicas, de forma análoga, al caso de profundidades indefinidas; en esta sección se recomiendan algunas de ellas. No obstante, en general, es conveniente disponer de información en el emplazamiento (sección información instrumental).

Cuando no haya información instrumental en el emplazamiento, se calcularán las transformaciones de las funciones de densidad de probabilidad y espectral a partir de sus descripciones en mar abierta y plataforma continental, aplicando los métodos de transformación recomendados en la sección 3.6.

Cuando las oscilaciones del nivel del mar asociadas al periodo largo puedan producir cambios significativos en la profundidad de agua que afecten a los procesos de transformación del oleaje, será necesario describir y caracterizar de forma conjunta los estados de oleaje y de nivel del mar, tal y como se detalla en la citada sección 3.5.6.

3.5.3.1 Función de densidad de probabilidad de la altura de ola

La propagación del oleaje en profundidades intermedias y reducidas provoca el peraltamiento de la ola y la asimetría del perfil apuntándose las crestas y aplanándose los senos. Esta serie temporal se aleja del modelo gaussiano aplicado en mar abierto. A partir de datos experimentales, se puede establecer un límite "teórico" de la validez del modelo gaussiano del oleaje en función de la altura de ola significante [18] relativa en el punto,

$$\frac{H_s}{h} \gtrsim 0{,}25$$

(18) Este criterio es análogo al criterio límite del sesgo del perfil, $\lambda_3 \approx 0{,}20$, utilizado para analizar un registro temporal aplicando la función de densidad de probabilidad de Gram-Charlier.

En profundidades intermedias y reducidas la función de distribución se aleja del modelo de Rayleigh. A falta de información instrumental en el emplazamiento y siempre que no haya rotura de ola, se podrá aplicar la siguiente expresión,

$$p\left(\frac{H}{\overline{H}}\right)=\frac{\beta_H}{\overline{H}}\left(\frac{H}{\overline{H}}\right)^{\frac{1+\delta_H}{1-\delta_H}}\exp\left[-\alpha_H\left(\frac{H}{\overline{H}}\right)^{\frac{2}{1-\delta_H}}\right] \tag{3.156}$$

donde $\overline{H}$ es la altura de ola media y α_H y β_H son dos parámetros que dependen de la relación entre la altura de ola media y la profundidad de agua δ_H,

$$\delta_H=\frac{\overline{H}}{h}, \qquad 0\le\delta_H\le 0{,}5 \tag{3.157}$$

$$\alpha_H=\frac{\pi}{4\left(1+\frac{\delta_H}{\sqrt{2\pi}}\right)} \tag{3.158}$$

$$\beta_H=\frac{2\alpha_H}{1-\delta_H} \tag{3.159}$$

Cuando $\delta_H=0$, la función anterior coincide con Rayleigh.

No obstante, siempre que no se produzca la rotura generalizada de las olas o la profundidad sea muy reducida, no es estrictamente necesario aplicar modelos no gaussianos en el proyecto de obras marítimas; pudiéndose aplicar las funciones de densidad y espectral recomendados para mar abierto, incorporando los correspondientes límites por rotura de las olas mayores.

Cuando el oleaje en un punto está formado por la superposición lineal de trenes de diferente origen, por ejemplo, incidente y reflejado,

$$\eta_*=\eta_I+\eta_r \tag{3.160}$$

Si η_I y η_r son variables aleatorias gaussianas de media cero, el desplazamiento vertical de la superficie libre tambien es una variable aleatoria gaussiana de media cero.

Si, además, ambas oscilaciones tienen espectro de banda estrecha, se puede admitir que la altura de ola del tren resultante, se distribuye según una función de Rayleigh de parámetro, $H_{rms,*}$. El valor de parámetro es local, es decir, depende de la ubicación.

La altura de ola media cuadrática del oleaje total se puede obtener por,

$$H_{rms,*}^2\left(\vec{x}\right)=H_{rms,I}^2\left(1+K_r^2+2K_r\cos\left[2\vec{k}\vec{x}+\varphi\right]\right) \tag{3.161}$$

donde $H_{rms,I}$ es la altura de ola media cuadrática del oleaje incidente y K_r, φ son el módulo y la fase del coeficiente de reflexión (medio cuadrático), respectivamente [19].

El área bajo el espectro del oleaje total es la varianza del proceso, que está relacionada con $H_{rms,*}^2$,

$$\sigma_{\eta_*}^2\approx 8H_{rms,*}^2$$

(19) Si el espectro se resuelve mediante la transformada de Fourier en el campo complejo, el módulo y la fase del cociente de las componentes de los espectros incidente y reflejado son, respectivamente, el módulo y la fase del coeficiente de reflexión de dicha componente. Veáse la sección dedicada a los Grupos de Olas.

3.5.3.2 Funciones de densidad espectral

En aguas poco profundas es conveniente aplicar una modificación del espectro Jonswap, mediante una función $\Psi(k, h)$, adecúa la función espectral a la profundidad h y k es el número de onda,

$$\Psi(k,h) = \tanh^2(kh)\left[1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh}\right] \tag{3.162}$$

donde k y f se relacionan a través de la ecuación de la dispersión lineal,

$$(2\pi f)^2 = gk \tanh kh \tag{3.163}$$

Con carácter general la función espectral en profundidades intermedias y reducidas se puede expresar de la siguiente forma,

$$S(f,h,\theta) = \Psi(f,h) \cdot S_J(f) \cdot D(\theta,f) \cdot \gamma_J(f) \tag{3.164}$$

donde $S_J(f)$ y $\gamma_J(f)$ son las funciones de Jonswap, apartado 3.5.3.9.2, y $D(\theta,f)$ es el espectro direccional. El efecto de la profundidad es una reducción de la energía en cada una de las componentes espectrales en relación con la correspondiente al espectro en mar abierto.

3.5.3.2.1 Espectro unidireccional TMA

Un espectro frecuencial y unidireccional representativo del estado de oleaje en profundidades intermedias y reducidas si no hay rotura de ola por efecto del fondo es el denominado TMA [20], obtenido a partir del espectro Jonswap, figura 3.3.23,

$$S_{TMA}(f,h) = S_J(f) * \Psi(f_h,h) \tag{3.165}$$

donde f_h es un parámetro adimensional de profundidad y frecuencia,

$$f_h = f\sqrt{\frac{h}{g}} \tag{3.166}$$

La función de profundidad $\Psi(f_h, h)$ toma las siguientes formas

$$\begin{aligned} \Psi(f_h,h) &= 2\pi^2 f_h^2, & f_h &\le \frac{1}{2\pi} \\ \Psi(f_h,h) &= 1 - \frac{1}{2}(1 - 2\pi f_h)^2, & f_h &> \frac{1}{2\pi} \end{aligned} \tag{3.167}$$

Los momentos espectrales y, en consecuencia, los descriptores espectrales se determinan de la misma manera que para los espectros en mar abierto.

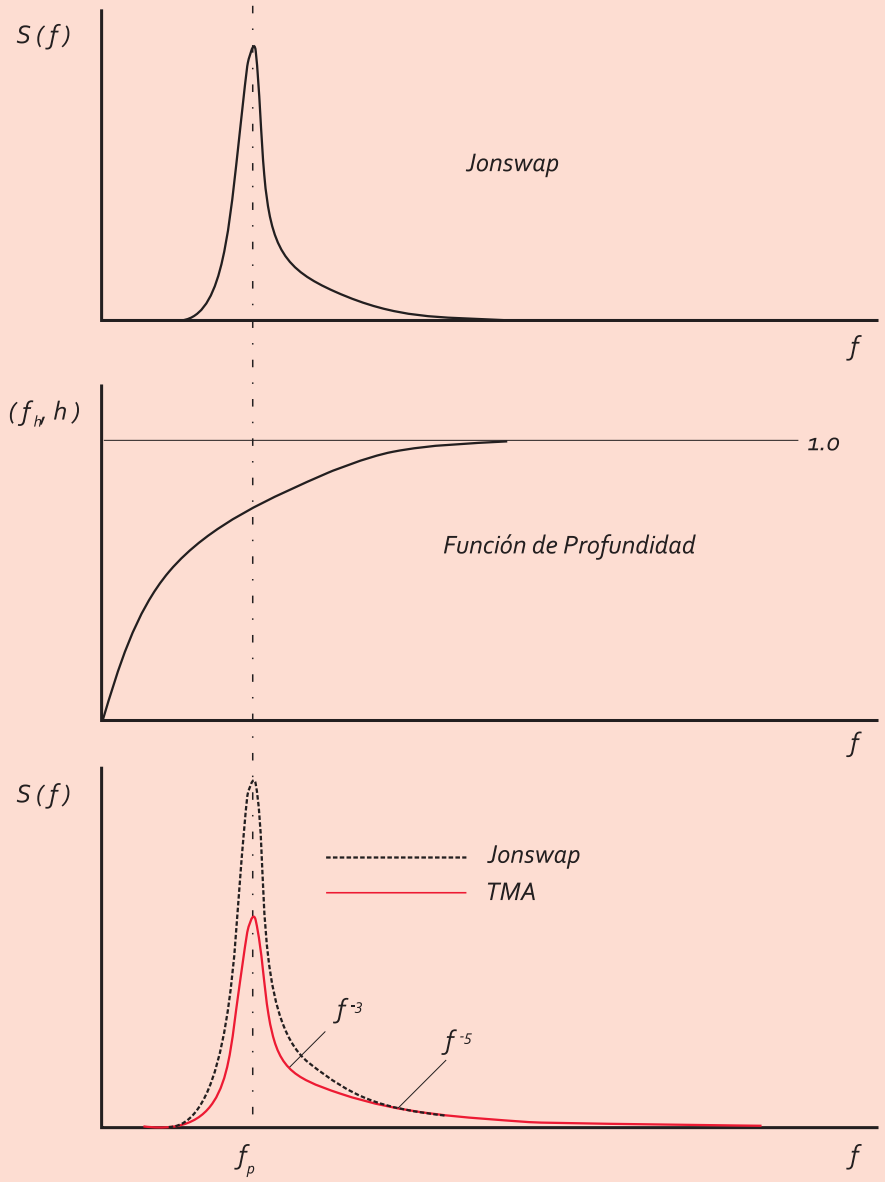
3.5.3.2.2 Espectro Jonswap generalizado

La forma del espectro Jonswap se puede aplicar a cualquier profundidad de agua, adoptando las siguientes expresiones de sus coeficientes de forma espectral α_J y γ_J,

$$\alpha_{Jh} = 0{,}0078\left(\frac{2\pi\overline{u_{10}^2}}{gL_p}\right)^{0{,}49} \tag{3.168}$$

(20) Las letras indican el lugar donde fueron tomados los datos que sirvieron para la elaboración de este especto, Texel, Marsen y Arsloe.

Figura 3.3.23. **Función de densidad espectral en profundidades intermedias y reducidas**



$$\gamma_{Jh} = 2{,}47\left(\frac{2\pi\overline{u_{10}^2}}{gL_p}\right)^{0{,}39} \tag{3.169}$$

donde L_p es la longitud de onda asociada a la frecuencia de pico f_p, (L_{p0} en profundidades indefinidas, L_{ph} en la profundidad h).

Conocido el espectro Jonswap en mar abierto con coeficientes de forma $(\alpha_{J0}, \gamma_{J0})$, el espectro frecuencial correspondiente en profundidades intermedias, por ejemplo h, tiene los siguientes coeficientes de la forma espectral,

$$\alpha_{Jh} = \alpha_{J0}\left(\frac{L_{p0}}{L_{ph}}\right)^{0{,}49} \tag{3.170}$$

$$\gamma_{Jh} = \gamma_{J0} \left(\frac{L_{p0}}{L_{ph}} \right)^{0,39} \tag{3.171}$$

3.5.3.2.3 Espectro de oleaje múltiple

En los que el oleaje provenga de más de dos direcciones (veáse apartado 3.5.2.10) o se genere en zonas con efectos de configuración de fetch, se puede estimar el espectro de la oscilación total superponiendo linealmente la energía en cada frecuencia y dirección de cada una de las fuentes generadoras.

Cuando uno de los trenes irregulares provenga de la reflexión del dique, (o de la radiación (difracción) desde el morro o de los cambios de alineación), el espectro reflejado en un punto se puede obtener,

$$S_T^*\left(f,\theta,\vec{x}\right) = \left|K_r\left(f,\theta,\vec{x}\right)\right|^2 S_I\left(f,\theta,\vec{x}\right) \tag{3.172}$$

$$\left|K_r\left(f,\theta,\vec{x}\right)\right|^2 = 1 + \left|R\left(f,\theta,\vec{x}\right)\right|^2 + 2\left|R\left(f,\theta,\vec{x}\right)\right|\cos\left[2\vec{k}\left(f\right)\vec{x} + \varphi\left(f,\theta\right)\right] \tag{3.173}$$

donde $R(f, \theta, \vec{x})$ y $\varphi(f, \theta, \vec{x})$ son el módulo y la fase del coeficiente de reflexión de cada una de las componentes espectrales. Estos espectros suelen tener varios picos.

Cuando el fondo es casi horizontal y el dique es muy largo con respecto a la longitud de onda, se puede admitir que el coeficiente de reflexión es constante en el frente del dique y el área bajo el espectro se puede calcular por,

$$m_{0,*}\left(\vec{x}\right) = \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} S_T^*\left(f,\theta,\vec{x}\right) df d\theta \tag{3.174}$$

$$m_{0,*} = m_{0,I} + m_{0,r} + 2m_{0r}\left(\vec{x}\right) \tag{3.175}$$

$$m_{0,I} = \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} S_I\left(f,\theta,\vec{x}\right) df d\theta \tag{3.176}$$

$$m_{0,r} = \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \left|R\left(f,\theta\right)\right|^2 S_I\left(f,\theta,\vec{x}\right) df d\theta \tag{3.177}$$

$$m_{0,r}\left(\vec{x}\right) = \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \left|R\left(f,\theta\right)\right| \cos\left[2\vec{k}\left(f\right)\vec{x} + \varphi\left(f,\theta\right)\right] S_I\left(f,\theta,\vec{x}\right) df d\theta \tag{3.178}$$

que se relaciona con su altura de ola total media cuadrática por,

$$\begin{aligned} H_{rms,*}\left(\vec{x}\right) &\simeq \sqrt{8m_{0,*}\left(\vec{x}\right)} = \sqrt{m_{0,I} + m_{0,r} + 2m_{0r}\left(\vec{x}\right)} \\ H_{s,*} &\approx \sqrt{2} H_{rms,*} \end{aligned} \tag{3.179}$$

Comentario. Cuando el oleaje se refleja en un dique finito y el fondo no es horizontal, es necesario aplicar un modelo numérico elíptico, por ejemplo MSPE, para calcular el coeficiente de reflexión de cada una de las componentes espectrales, veáse apartado 3.4.3.1.

3.5.4 Descripción en la zona de rompientes

En profundidades reducidas, en general debido a los procesos de asomeramiento, refracción por fondo y, en su caso, la reflexión por los contornos y el fondo, las olas individuales se peraltan hasta que finalmente rompen. En general, los modelos de mar abierto no son de aplicación en estas circunstancias, particularmente si hay muchas olas rompiendo, tal y como suele ser el caso en la zona de rompientes. La rotura por fondo de las altu-

ras de ola individuales se manifiesta por una variación de la altura de ola significante H_s y una modificación de la forma espectral; además, la profundidad de agua es distinta a la de las condiciones sin olas, tal y como se describe en los apartados siguientes.

En el proyecto, construcción y explotación de un área portuaria es necesario determinar alguno de los siguientes aspectos,

(1) Si un punto del mar con una profundidad h y un estado de oleaje $(H_{rms},\overline{T_z},\theta)$, se encuentra, o no, en la zona de rompientes;
(2) La altura de ola mayor que pasa sin romper en un punto de la zona de rompientes;
(3) Seleccionado un estado meteorológico en mar abierto, determinar la profundidad a la comienzan a romper las olas;
(4) Las funciones de densidad de probabilidad y espectral del oleaje.

Cuando no haya información instrumental en el emplazamiento, se calcularán las funciones de densidad de probabilidad y espectral en la zona de rompientes a partir de sus descripciones en mar abierta y plataforma continental, aplicando los métodos de transformación recomendados en la sección 3.6.

3.5.4.1 Función de densidad de probabilidad de la altura de ola

Cuando la variable instantánea η deja de ser un proceso gaussiano y las crestas y senos, en número y amplitud dejan de ser simétricos y la correlación entre cresta y senos consecutivos se altera; entonces, las amplitudes dejan de ajustarse a un modelo de Rayleigh y se van aproximando a un modelo de Weibull biparamétrico.

Para espectros de banda estrecha y la energía concentrada alrededor de la frecuencia media del oleaje $\overline{f}$, una función de densidad densidad de probabilidad de la altura de ola limitada en la zona de rompientes es,

$$p\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)=\frac{H}{H_{rms}}*I\left(\frac{H}{H_{rms}},\alpha_T\right)$$
$$0\le\frac{H}{H_{rms}}\le\sqrt{\alpha_T} \tag{3.180}$$

$$p\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)=\frac{H}{H_{rms}}*I\left(\frac{H}{H_{rms}},\alpha_T\right)\left[1-\frac{4}{\pi\cos\frac{\sqrt{\alpha_T}}{\frac{H}{H_{rms}}}}\right]$$
$$\sqrt{\alpha_T}\le\frac{H}{H_{rms}}\le\sqrt{2\alpha_T} \tag{3.181}$$

$$I\left(\frac{H}{H_{rms}},\alpha_T\right)=\int_0^\infty xJ_0^{\alpha_T}\left(\frac{x}{\sqrt{\alpha_T}}\right)J_0\left(\frac{xH}{H_{rms}}\right)dx \tag{3.182}$$

$$\alpha_T=\frac{\pi}{7\sqrt{2}}\frac{\tanh(\overline{k}h)}{\overline{k}\sqrt{2m_0}} \tag{3.183}$$

donde, x es una variable muda de integración, J_0 es la función de Bessel de orden cero, $\overline{k}$ es el número de onda asociado a la frecuencia media del oleaje y que se relacionan a través de la ecuación de dispersión para la profundidad h,

$$\left(2\pi\overline{f}\right)^2=g\overline{k}\tanh(\overline{k}h) \tag{3.184}$$

Cuando $\alpha_H\to\infty$ la función de densidad se aproxima a la función de Rayleigh.

3.5.4.1.1 Truncamiento de la función de Rayleigh

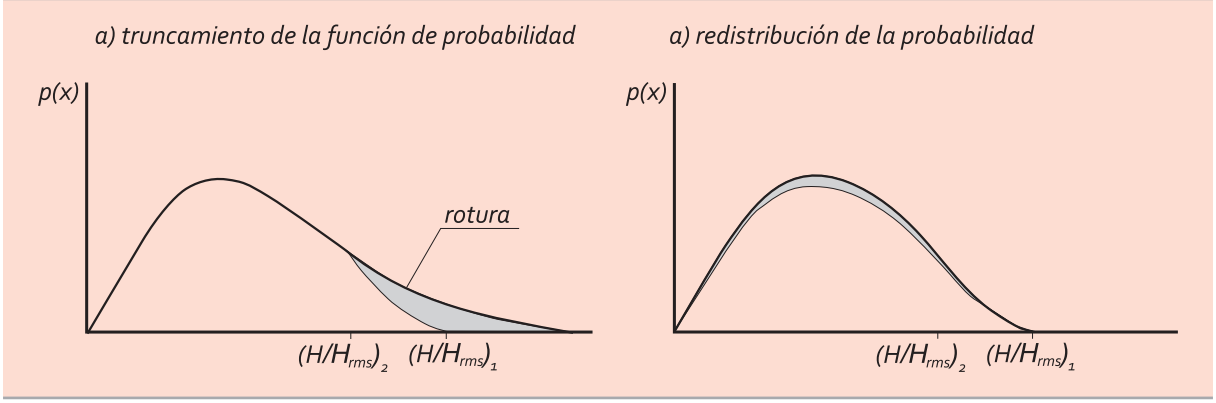
Para oleaje tipo swell se puede calcular la distribución de alturas de ola en la zona de rompientes de forma simple truncando la función de probabilidad de Rayleigh en la altura de ola H_b que satisface el criterio de rotura,

$$p^*\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)=\frac{2H}{H_{rms}^2}\exp\left(-\frac{H}{H_{rms}}\right)^2 \qquad \left(0\le H\le H_b\right) \tag{3.185}$$

redistribuyendo el exceso de la probabilidad (por ejemplo uniformemente) entre las alturas de ola que no rompen de tal forma que se cumpla, figura 3.3.24.

$$\int_0^{\frac{H_b}{H_{rms}}} p^*\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)d\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)=1 \tag{3.186}$$

Figura 3.3.24. Truncamiento de la función de densidad de probabilidad en la zona de rompientes y reparto de la probabilidad



3.5.4.2 Criterios de rotura de las olas individuales de un tren irregular

Como criterio general se puede considerar que, todas las olas que, localmente, satisfagan alguno de los criterios de rotura de onda, apartado 3.4.6, están rompiendo o han roto. No obstante, a los efectos prácticos se recomienda "rebajar" ligeramente los valores de los coeficientes propuestos para el tren regular, según se detalla en el cuadro siguiente

$$\textit{fondo horizontal}: \left(\frac{H_z}{L}\right)_{\text{lím},irregular} \lesssim c_1 \tanh\frac{2\pi h}{L}$$

$$0{,}12\le c_1\le 0{,}14; \qquad c_{1,regular}\approx 0{,}14$$

$$\textit{fondo pendiente}: \left(\frac{H_{z,I}}{L_0}\right)_{\text{lím}} \lesssim a_1\left\{1-\exp\left[-a_2 k_{z0} h\left(1+a_3\left(\tan\beta\right)^{\frac{4}{3}}\right)\right]\right\}$$

$$0{,}12\le a_1\le 0{,}18; \qquad a_{1,regular}\approx 0{,}17$$

$$a_{2,regular}\approx 0{,}75; \qquad a_{3,regular}\approx 15$$

$$\textit{todas las pendientes}: \left(\frac{H_z}{h}\right)_{\text{lím},irregular} = \gamma_{\text{lím},irregular} \lesssim b_1 I_{r,I}^{b_2}+b_3$$

$$0{,}90\le b_1\le 1{,}10; \qquad b_{1,regular}\approx 1{,}0$$

$$b_{2,regular}\approx 0{,}17; \qquad b_{3,regular}\approx 0{,}08$$

Dependiendo de la forma de rotura, las olas rotas evolucionarán o simplemente se extinguirán y a partir de ese punto no podrá haber olas que superen el peralte o la altura relativa límite; su ocurrencia, en sentido estadístico, no será posible y por tanto la función de densidad de probabilidad deberá estar truncado. Este proceso se manifestará asímismo en la forma del espectro frecuencial y en los valores de los descriptores de estado como por ejemplo H_{rms} ó H_s estan acotados.

3.5.4.3 Evolución de la altura de ola relativa

En cualquier punto de la zona de rompientes se podrá obtener una muestra de los valores de la altura de ola relativa individuales,

$$0 \leq \frac{H_z(x)}{h(x)} \leq \gamma_{\text{lím},irregular}$$

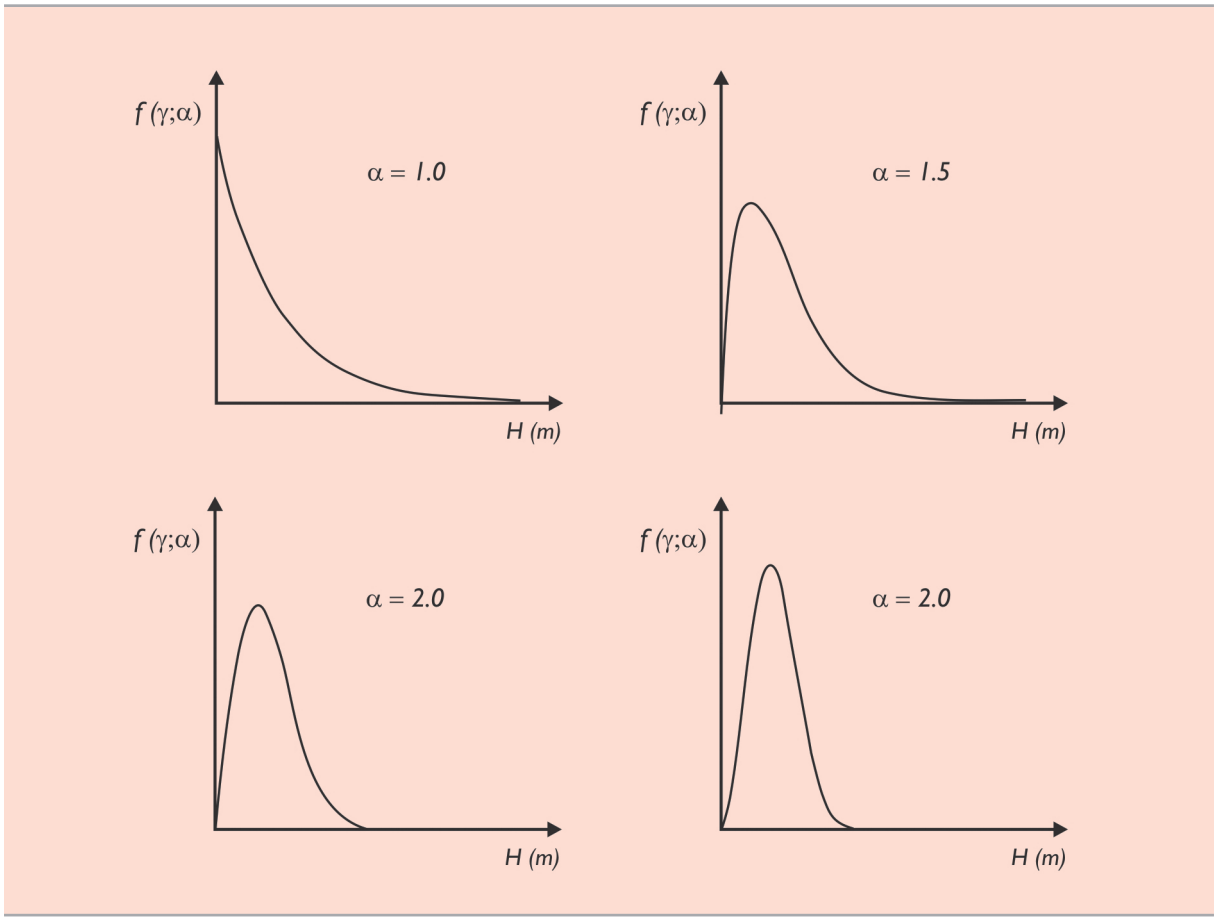
3.5.4.3.1 Función de densidad de probabilidad de la altura de ola relativa.

La función de densidad de probabilidad de la variable aleatoria altura relativa $\gamma = H/h$ es, figura 3.3.25,

$$p(\gamma;\alpha(x)) = \frac{\ln 2}{\left(\gamma_{rms}\ln\sqrt{2}\right)^{\alpha}}\alpha_w\gamma^{\alpha_w-1}\exp\left[-\left(\frac{\gamma}{\gamma_{rms}\ln\sqrt{2}}\right)^{\alpha_w}\right] \qquad (3.187)$$

$$\alpha_w > 0$$

Figura 3.3.25. Evolución de la función de densidad de la altura de ola relativa en la zona de rompientes



El modelo de probabilidad depende de dos parámetros estadísticos, γ_{rms} y α_w. Con $\alpha_w = 2$ esta función es la de Rayleigh. El valor del parámetro $\alpha_w(x)$ depende, principalmente, de la profundidad relativa h/L. Cuando las olas comienzan a romper esta función se debe truncar para el dominio $\gamma \geq \gamma_{lím}$ y homogeneizar a la unidad el área bajo la función. La altura de ola se obtiene directamente como $H(x) = \gamma h(x)$.

3.5.4.4 Descriptores de estado en la zona de rompientes

Al igual que pare el tren de ondas, se pueden definir para un tren irregular los criterios de rotura en función del peralte relativo medio cuadrático límite $(H/L)_{rms,\text{lím}}$ o la altura relativa de ola media cuadrática límite $\gamma_{rms,\text{lím}}$. Si el valor del descriptor supera el valor límite,

$$\left(\frac{H(x)}{L(x)}\right)_{rms} \geq \left(\frac{H_{rms}}{\overline{L}_z}\right)_{\text{lím}} \tag{3.188}$$

$$\gamma_{rms}(x) \geq \gamma_{rms,\text{lím}} \tag{3.189}$$

se puede concluir que algunas de las olas del estado de oleaje están rompiendo o estén ya rotas. A partir de ese punto, los descriptores de estado γ_{rms}, $[H(x)/L(x)]_{rms}$ evolucionan en la zona de rompientes, decreciendo, aunque, en general, no monotónicamente al acercarse a la línea de costa. El descriptor de estado, altura de ola relativa media cuadrática γ_{rms}, no será el valor mayor del intervalo, sino que verificará,

$$0 \leq \gamma_{rms}(x) \leq \gamma_{\text{lím},irregular} \tag{3.190}$$

3.5.4.4.1 Índice de rotura medio cuadrático

Para pendientes de fondo y profundidades relativas pequeñas, $[\tan\beta < 1/40,\ h/L < 1/20]$ y si la reflexión en los contornos es despreciable, se podrá admitir que las olas mayores del estado de mar están rompiendo cuando el valor del índice de rotura medio cuadrático cumple

$$\gamma_{rms,\text{lím}} = \frac{H_{rms}}{h_k} > 0{,}30 \tag{3.191}$$

Cuando este cociente supere el valor $\gamma_{rms,\text{lím}} \geq 0{,}40$ un amplio número de olas rompen [21]. Cuando este índice permanece constante a lo largo del perfil se dice que la zona de rompientes está saturada. En estos casos se admite que,

$$\gamma_{rms}(x) \approx 0{,}35 \qquad \forall x \in \text{(zona de rompientes)}$$

Si bien en la zona de rompientes la relación entre las alturas de ola significante y media cuadrática no es la obtenida del modelo de Rayleigh, para una primera estimación se puede calcular este límite en función de la altura de ola significante aplicando la relación derivada de aquel modelo, es decir, $H_s/H_{rms} \sim \sqrt{2}$.

La profundidad h_k debe estar en el intervalo de profundidades $[h_{mín,k} \leq h_k \leq h_{máx,k}]$ teniendo en cuenta todas las contribuciones al nivel del mar simultánes y compatibles con el estado de oleaje.

3.5.4.4.2 Peralte límite medio cuadrático

Se recomienda acotar superiormente el valor del peralte de la ola media cuadrática para fondo horizontal o pendiente despreciable,

(21) $\gamma_{rms,lím}$ se denomina índice de rotura y la letra s, indica que se aplica a la altura de ola media cuadrática.

$$\left(\frac{H_{rms}}{\overline{L}_z}\right)_{lím} \lesssim 0{,}08 \tanh \frac{2\pi h_k}{\overline{L}_z} \tag{3.192}$$

donde, $\overline{L}_z$ es la longitud de onda media correspondiente al periodo medio del oleaje y calculada a través de la ecuación de dispersión,

$$\left(\frac{2\pi}{\overline{T}_z}\right)^2 = g\overline{k}_z \tanh \overline{k}_z h_k \tag{3.193}$$

$$\overline{k}_z = \frac{2\pi}{\overline{L}_z} \tag{3.194}$$

y h_k es la profundidad asociada al estado de oleaje, es decir simultánea y compatible con éste. Cuando la pendiente del fondo no es despreciable, pero es pequeña, se podrá aplicar la siguiente ecuación, (se admite que la reflexión es despreciable)

$$\left(\frac{H_{rms}}{\overline{L}_{0,z}}\right)_{lím} \lesssim 0{,}10\left\{1-\exp\left[-a_2\overline{k}_{z0}h_k\left(1+a_3(\tan\beta)^{\frac{4}{3}}\right)\right]\right\} \tag{3.195}$$

3.5.4.4.3 MÁXIMA ALTURA DE OLA LIMITADA POR ROTURA Y PROBABILIDAD DE PRESENTACIÓN

Cuando se cumplen las condiciones de inicio de la rotura,

$$\gamma_{b,s} = \frac{H_s}{h} \approx 0{,}42 \tag{3.196}$$

se podrá estimar la máxima altura de ola, (suponiendo que el oleaje irregular es una secuencia de olas independientes), aplicando los criterios de rotura de un tren regular de ondas *(H,T)* apartado 3.4.6, teniendo en cuenta la pendiente del fondo, de acuerdo con lo siguiente. Seleccionada la profundidad h_c y el estado de oleaje $H_{s,c}$, la altura de ola más probable $\tilde{H}_{\text{máx},N}$ es una variable aleatoria que depende de N el número de olas del estado, es decir depende de la duración del estado $t_{d,c}$; aplicando la desigualdad correspondiente al régimen de rotura $f(H_b, h_c, m) \leq 0$, se obtiene la altura de ola de rotura H_b; seguidamente se compararán la altura de ola máxima probable (teniendo en cuenta su probabilidad de presentación en el estado) con la altura máxima de rotura.

$$\tilde{H}_{máx,N} \lesseqgtr H_b \tag{3.197}$$

La probabilidad total de que la ola máxima en el punto sea mayor o igual que la de rotura, teniendo en cuenta la ocurrencia simultánea de la profundidad, el estado de oleaje, la duración y la ola máxima es,

$$p_{b,\text{máx}} = \Pr\left[\tilde{H}_{\text{máx},N} \geq H_b \middle| (h \geq h_c) \cap (H_s \geq H_{s,c}) \cap (t_d \leq t_{d,c})\right] \tag{3.198}$$

En condiciones de inicio de rotura, salvo que la profundidad sea muy somera, se podrá admitir que la función de densidad de probabilidad de las alturas de ola es de Rayleigh, truncada en el valor H_b/H_{rms}. La probabilidad de excedencia,

$$p_{H_b} = \Pr\left[H \geq H_b\right] \tag{3.199}$$

se distribuirá uniformemente en la función de densidad de Rayleigh en el dominio

$$0 \leq \frac{H}{H_{rms}} < \frac{H_b}{H_{rms}} \tag{3.200}$$

al objeto de garantizar que el área total bajo la función de densidad es igual a la unidad.

3.5.4.5 Fracción de olas rompiendo, Q_b

Si Q_b es la fracción de olas que están rompiendo y $H_{mnb}(h(x,y))$, es la altura de ola máxima que no rompe en ese punto de profundidad $h(x,y)$, y admitiendo que las olas que no rompen $H < H_{mnb}$ siguen una función de distribución de Rayleigh truncada, la fracción de olas rompiendo se puede calcular resolviendo al ecuación,

$$\frac{1-Q_b(x,y)}{Q_b(x,y)} = -\left(\frac{H_{rms}(x,y)}{H_{mnb}(h(x,y))}\right)^2 \tag{3.201}$$

$$H_{rms}(x,y) = 2\sqrt{2}\left[\int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}}\int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S_\zeta(f,\theta)\,df\,d\theta\right]^{\frac{1}{2}} \tag{3.202}$$

La altura de ola límite de rotura H_{mnb} se puede obtener aplicando cualquiera de los criterios de rotura de la sección para ondas individuales, aunque suele ser habitual hacerlo con la altura relativa definiendo un valor del índice de rotura. Para ello, se debe calcular la profundidad en el punto de rotura $h(x,y)$ incluyendo todas las contribuciones simultáneas y compatibles con el estado de oleaje, veáse apartado 3.4.6. El valor límite de los descriptores de estado proporciona una cierta información del número de olas que están rompiendo. Cuando se satisface estrictamente el criterio del índice de rotura, (adecuado a H_s),

$$f(H_b,h_c,m) \le 0 \qquad m \le \frac{1}{20}; \quad \gamma_{b,s} = \frac{H_s}{h} \approx 0{,}42 \tag{3.203}$$

las olas mayores, unas pocas, del tren irregular están rompiendo. En general, esta relación crece al avanzar en la zona de rompientes; y cuando ésta crece el número de olas rompiendo o rotas también crece. Si se cumple que,

$$m \le \frac{1}{20}; \quad \gamma_{b,s} = \frac{H_s}{h} \approx 0{,}55$$

se puede aceptar, que las olas, cuya altura excede la altura de ola significante, están rompiendo o han roto y que, aproximadamente, al menos un tercio de las olas (las mayores) están rompiendo o han roto. m debe ser representativa de la pendiente del fondo en la zona donde la ola experimenta el máximo peraltamiento y su rotura, aproximadamente entre dos y cuatro longitudes de onda hacia el mar del punto de rotura.

Comentario. Una estimación grosera del número de olas rompiendo en una playa saturada se puede obtener suponiendo que las olas siguen la distribución de Rayleigh (al inicio de la rotura) y que todas las olas mayores que la límite están rompiendo, o han roto,

$$N_{or} \approx \frac{D}{\overline{T_z}}\,p \tag{3.204}$$

$$P = \Pr\left[H > H_b \,|\, H_{rms}\right] \tag{3.205}$$

donde D es la duración del estado y $\overline{T_z}$ el periodo medio en el estado y p es la probabilidad de que las olas exceden la de rotura. En zonas de rompientes saturadas el índice de rotura se mantiene constante, y en cualquier punto de la misma, al menos un tercio de las olas que pasan (las mayores), están rompiendo o llegan rotas. Si la pendiente de la zona de rompientes es mayor que la requerida para permanecer saturada, el número de olas rompiendo crece hacia la costa, y en las proximidades de la línea de costa todas las olas estarán rompiendo o han roto.

3.5.4.6 Regímenes hidráulicos en la rotura del oleaje

La transformación del oleaje por efecto del fondo se puede analizar por medio de los descriptores de estado $(H_{rms}, \overline{T_z}, \overline{\theta})$ aplicando unos criterios de rotura análogos a los de los trenes de onda, tal y como se presenta en la tabla 3.3.15. Debe tenerse en cuenta que los coeficientes de las distintas fórmulas se han obtenido con fondos planos (pendiente constante).

Tabla 3.3.15. Criterios y regímenes de rotura del oleaje

$tg\beta = m$	Aproximación	Criterio de rotura	Régiman de rotura
$m \leq 1/120$	$tg\beta \Rightarrow 0$	$H_{rms}/\bar{L}_z < f(h/\bar{L}_z)$	Miche
	$(tg\beta, h/L) \Rightarrow 0$	$H_{rms}/h < cte$	Índice de rotura
$1/120 < m \leq 1/40$	$I_r \lesssim 1{,}5$	$H_{rms}/h = f(I_r)$	Disipativo
$1/40 < m \leq 1/7$	$1{,}5 \lesssim I_r \lesssim 6{,}0$	$H_{rms}/\bar{L}_z > f(I_r, h/\bar{L}_z)$	Rotura-reflexión I, II
$1/7 < m \leq 1/1{,}5$	$1{,}5 \lesssim I_r \lesssim 10{,}0$	–	Talud de protección

- **Régimen de Miche:** $m \leq 1/120$ **(rotura en decrestamiento)**

$$\frac{H_{rms}}{\bar{L}_z} \lesssim \alpha_{M,rms} \tanh(kh) \qquad \alpha_{M,rms} \approx 0{,}06 \tag{3.206}$$

- **Régimen del índice de rotura:** $m \leq 1/120$ **(rotura en decrestamiento)**

$$\gamma_{b,rms} = \frac{H_{rms}}{h} \approx 0{,}30 \tag{3.207}$$

- **Régimen disipativo:** $1/120 < m \lesssim 1/40$ **(roturas en decrestamiento y voluta)**

$$\gamma_{b,rms} = \left(\frac{H_{rms}}{h}\right)_b \approx b_1 I_{r,rms}^{b_2} + b_3 \qquad b_1 \approx 1, b_2 \approx 0{,}17, b_3 \approx 0{,}08 \qquad I_{r,rms} = \frac{tg\beta}{\sqrt{\frac{H_{rms}}{\bar{L}_z}}} \tag{3.208}$$

- **Régimen rotura-reflexión I:** $1/40 \lesssim m \leq 1/15$ **(roturas en voluta y colapso)**

$$\left(\frac{H_{rms}}{\bar{L}_{z,0}}\right)_b \approx 0{,}0277 \tanh\left[\frac{\beta_{\text{lím}}}{2\pi}\left(\frac{h}{g\bar{T}_z^2}\right)^{\gamma_{\text{lím}}}\right] \qquad \beta_{\text{lím}} = 17{,}7 \quad \left(m < \frac{1}{15}\right) \qquad \gamma_{\text{lím}} = 0{,}90 \quad \left(m < \frac{1}{10}\right) \tag{3.209}$$

- **Régimen rotura-reflexión II:** $1/15 < m < 1/7$

$$\left(\frac{H_{rms}}{\bar{L}_{z,0}}\right)_b \approx 0{,}0277 \tanh\left[\frac{\beta_{\text{lím}}}{2\pi}\left(\frac{h}{\bar{L}_{0,z}}\right)^{\gamma_{\text{lím}}}\right] \qquad \beta_{\text{lím}} = 152\ m + 6{,}6 \quad \left(m < \frac{1}{15}\right) \qquad \gamma_{\text{lím}} = 1{,}92\ m + 0{,}72 \quad \left(m < \frac{1}{10}\right) \tag{3.210}$$

- **Régimen de talud de protección:** $1/7 < m \leq 1/1{,}5$ **(roturas en colapso y oscilación)**

$$\left(\frac{H_{rms}}{\bar{L}_z}\right)_b \approx x\frac{1 - K_{R,rms}}{1 + K_{R,rms}} + y \tanh(kh) \tag{3.211}$$

3.5.4.6.1 PROFUNDIDAD DE INICIO DE ROTURA.

Seleccionado un estado de oleaje en mar abierto $(H_s, \overline{T}_z, \overline{\theta})$ la profundidad a la que las olas mayores inician la rotura se puede obtener aplicando la inecuación del régimen hidráulico de rotura representativo de las condiciones de trabajo, a cada uno de los valores de la malla del modelo numérico de transformación del oleaje.

Acotada la zona de inicio de la rotura, se recomienda aplicar los criterios de olas individuales, apartado 3.4.6, a las olas mayores del tren irregular, teniendo en cuenta su probabilidad de presentación. Si no hay información al respecto, se podrá considerar que estas olas tienen el periodo medio del estado $\overline{T}_z$.

3.5.4.7 Espectro frecuencial del oleaje en la zona de rompientes

No existe una forma espectral representativa de cualquier zona de rompientes, pues depende de los procesos que han intervenido en la transformación y rotura del oleaje. En condiciones de asomeramiento la evolución del espectro es análoga a la de los trenes de onda aumentando la energía en las frecuencias bajas a costa de la energía en las frecuencias altas, siguiendo el mismo patrón evolutivo que en profundidades indefinidas con la incorporación de la interacción por triadas en la transferencia de energía. No obstante hay una diferencia importante, en profundidades indefinidas la cola superior del espectro permanece proporcional a f^{-5} durante todo el proceso; en profundidades reducidas la cola superior cambia su forma a f^{-3}. Cuando la obra se encuentre en zona de rompientes se recomienda obtener la estructura y forma espectral del oleaje a partir de medidas in situ y utilizar estos resultados para calibrar alguno de los métodos numéricos que se recomiendan en la sección correspondiente.

Comentario. En virtud de la hipótesis de Kitaigorodskii la forma del espectro de energía es universal si se expresa en términos del número de onda. Así la cola superior f^{-5} en profundidades indefinidas es proporcional a k^{-3}. Entonces, ésta sería también la forma del espectro en profundidades intermedias, reducidas y zona de rompientes. Aplicando la ecuación de la dispersión, se puede obtener una expresión de la forma espectral en el dominio de la frecuencia en estas condiciones,

$$S(f,h) = S(f,h=\infty)\phi(f,h) \tag{3.212}$$

$$\phi(f,h) = \left(\frac{k_0}{k_h}\right)^3 \frac{\left(\frac{dk}{df}\right)h}{\left(\frac{dk}{df}\right)_\infty} = \frac{1}{2n}\tanh^2 kh = \left(\frac{C}{C_0}\frac{C_{g0}}{C_g}\right)^3 \tag{3.213}$$

$$n = \frac{1}{2}\left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh}\right) \tag{3.214}$$

3.5.4.8 Evolución del nivel medio del mar en la zona de rompientes

El nivel medio del mar evoluciona a lo largo de la zona de rompientes por lo que afecta la evolución de H_{rms}. En consecuencia es conveniente resolver numéricamente las ecuaciones de propagación de la ola y el nivel del mar de forma simultáneamente. A estos efectos la ecuación del nivel medio (asociado a la altura de ola media cuadrática y por tanto identifcado por $\overline{\eta_{Hrms}}$) es

$$\frac{d\overline{\eta_{H_{rms}}}}{dx} = -\frac{1}{\left(\overline{\eta_{H_{rms}}} + h\right)}\frac{d}{dx}\left[\frac{1}{8}H_{rms}^2\left(\frac{1}{2} + \frac{\frac{4\pi h}{L}}{\sinh\left(\frac{4\pi h}{L}\right)}\right)\right] \tag{3.215}$$

que se debe resolver con la condición de contorno $\overline{\eta_{Hrms}} = 0$ en mar abierto. $\overline{\eta_{Hrms}}$ así calculado es un estadístico o descriptor de estado (nivel del mar medio cuadrático) asociado a la altura de ola media cuadrática.

3.6 GENERACIÓN Y TRANSFORMACIÓN DEL ESTADO DE OLEAJE

Cuando los datos disponibles en el emplazamiento son insuficientes, se recomienda aplicar modelos de generación de oleaje a partir de los campos de viento sobre el océano, tanto para predecir como para analizar los estados de oleaje ocurridos en el pasado, retroanálisis, o análisis sistemático del oleaje producido por condiciones atmosféricas presentadas en el pasado, apartado 3.1.5. Esta sección se ordena de la siguiente forma; en primer lugar se presentan los métodos de generación del oleaje, seguidamente se analizan los métodos y modelos de su transformación por la plataforma continental, exterior e interior, áreas portuarias y litorales, dominios III, IV y V.

3.6.1 Dominios espaciales y selección de modelos

La selección y aplicación de los modelos de generación y transformación del oleaje debe realizarse en función de la relevancia de sus procesos. A este objeto se definen cinco dominios espaciales de trabajo, apartado 3.1.2.3: *(I)* océano y mar abierto, *(II)* plataforma continental exterior, *(III)* plataforma continental interior y áreas litoral incluyendo zona de rompientes, *(IV)* áreas portuarias y *(V)* mares confinados de profundidad reducida. En la tabla siguiente se resumen los procesos de generación y transformación relevantes en cada uno de ellos, tabla 3.3.16,

Tabla 3.3.16. Procesos físicos de los modelos numéricos de generación y transformación del oleaje

Proceso	I	II	III	IV	V
Acción viento	Sí	Sí	No/Sí	No	Sí
Interacción cuádruples	Sí	Sí	No/Sí	No	No
Interacción por triadas	No	No	Sí/No	No/Sí	Sí
Refracción corrientes	No	No/Sí	Sí/No	No/Sí	Sí
Refracción por fondo	No	Sí	Sí	Sí	Sí
Fricción por fondo	No	No	Sí	Sí	Sí
Difracción por obstáculos	No	No/Sí	Sí	Sí	Sí
Rotura por peralte	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí
Rotura por fondo	No	No	Sí	No/Sí	Sí

3.6.1.1 Procesos lentos y rápidos

Forzado por alguno de los procesos anteriores el cambio de las propiedades del campo de oleaje puede ser lento o rápido. En el primer caso se dice que las olas varían lentamente, es decir sus magnitudes características, p.ej. la altura de ola, dirección de propagación, etc., varían poco en una fracción de la longitud de onda. En el segundo los cambios de las características cinemáticas y dinámica de la onda son muy importantes, tal y como ocurre en las proximidades de la rotura de la onda y en playas intermedias. Este comportamiento permite trabajar con dos tipos de modelos: unos que resuelven la generación y trasnformación a la escala de la longitud de onda y otros que son capaces de trabajar con incrementos espaciales muy peque;os comparados con la longitud de onda.

En los primeros, se puede suponer que en ella la altura de ola es una magnitud cuasi-estacionaria, se puede admitir que los campos de oleaje varían lentamente y los procesos se pueden evaluar aplicando ecuaciones cinemáticas de propagación en función del número de onda, la celeridad de grupo y una ecuación de balance de energía. Estos modelos se conocen con el nombre de modelos promediados en la fase.

Los modelos de generación de oleaje en mar abierto y de transformación del tren irregular duranate su propagación por fondos de batimetría lentamente variables utilizan la descirpción promediada en la fase. Entre los primeros se encuentran los modelos WAM, WAVEWATCH y SWAN; entre los modelos de transformación se encuentran los planos de oleaje de Irribarren, los modelos de rayo basados en la ley de Snel y en la ecuación de pendiente suave.

Por el contrario, en el segundo caso se habla de campos de oleaje rápidamente variables y las propiedades locales relacionadas con el promedio en la fase (p.ej. flujo de energía) varían significativamente en una fracción de la longitud de onda, tal y como ocurre en la zona de rompientes. Para poder evaluar ese comportamiento adecuadamente es necesario aplicar modelos que resuelven los procesos en la fase, sin promediar, describiendo el movimiento instantáneo oscilatorio, bien en el domino temporal, bien en el dominio frecuencial. Estos modelos se conocen con el nombre de modelos resolvedores en la fase y entre ellos se encuentran los modelos de transformación del oleaje dependientes del tiempo, Boussinesq y MSEP-t y los modelos numéricos avanzados que resuelven las ecuaciones de Navier-Stokes.

3.6.1.2 Selección de modelos

En estas Recomendaciones se proponen los siguientes modelos para su aplicación en los dominios de trabajo, tablas 3.3.17, 3.3.18 y 3.3.19,

- Modelos de generación (promediado en la fase)

Tabla 3.3.17. Modelos de generación del oleaje en mar abierto

Dominio	WAM	WAVEWATCH
I	×	×
II	×	×

- Modelos de generación, transformación y rotura (promediado en la fase)

Tabla 3.3.18. Modelos de generación transformación y rotura del oleaje

Dominio	SWAN
II	(×)
III	×
IV	×
V	×

- Modelos de transformación y rotura

Tabla 3.3.19. Modelos de transformación y rotura del oleaje

Dominio	MSPE-t/Bousssinesq (1)	MSPE,Ref-dif/H2D (2)	N-S y RANS (3)
III	×	×	×
IV	×	No	×
V	×	×	×

Comentario. (1) Modelos resolvedores de la fase. (2) Modelos promediados en de la fase. (3) Modelos formulados a partir de las ecuaciones generales del movimiento del fluido (resolvedores de la fase).
Ningún modelo se extiende de forma válida por todos los dominios de trabajo; en este sentido, SWAN es el modelo de más amplia aplicación. En general, en las aplicaciones prácticas, será necesario solapar modelos entre dominios para trasladar la información de mar abierto hasta el emplazamiento.

3.6.2 Modelos de generación del oleaje en mar abierto

Se utilizarán modelos paramétricos, gráficos o numéricos, dependiendo de la importancia de la obra, de la información disponible y de las condiciones de generación, identificadas por la geometría de la superficie de generación, de la uniformidad de la velocidad y dirección del viento y de su evolución temporal.

3.6.2.1 Modelos paramétricos de generación: campo homogéneo

Cuando el campo de vientos es homogéneo se pueden aplicar modelos paramétricos de los descriptores de estado o de las funciones de densidad espectral.

3.6.2.1.1. Descriptores de estado

Proporcionan los valores de los descriptores de estado y su evolución en el tiempo y en el espacio, aplicando relaciones funcionales entre la altura de ola significante adimensional $\tilde{H}_s$ y el periodo de pico adimensional $\tilde{T}_p$, con el fetch adimensional $\tilde{F}$, el tiempo adimensional $\tilde{t}$ y, en su caso, la profundidad adimensional $\tilde{h}$, donde,

$$\tilde{H}_{m_0} = \frac{gH_{m_0}}{\overline{u}_{10}^2}; \quad \tilde{F} = \frac{gF}{\overline{u}_{10}^2}; \quad \tilde{T}_p = \frac{gT_p}{\overline{u}_{10}}; \quad \tilde{t} = \frac{gt}{\overline{u}_{10}}; \quad \tilde{h} = \frac{gh}{\overline{u}_{10}^2};$$
$$\tilde{H}_{m_0} = f_1\left(\tilde{F},\tilde{t}\right); \quad \tilde{T}_p = f_2\left(\tilde{F},\tilde{t}\right)$$

Su utilización es rápida y sencilla y proporcionan una primera información de los estados meteorológicos durante el paso de las borrascas en función de la longitud del fecth y de la velocidad de viento uniforme. Las funciones se han obtenido a partir de la información visual e instrumental recogida en la mayoría de los mares y océanos en los últimos sesenta años. Su aplicación se debe constreñir al cumplimiento de las condiciones ideales de generación, es decir que no haya obstáculos geográficos en el fetch y que el viento sea homogéneo sobre él tal y como ocurre con situaciones sinópticas bien definidas, por ejemplo borrascas tropicales y extratropicales.

En estas circunstancias las siguientes relaciones permiten obtener la evolución de la altura de ola significante espectral y el periodo de pico a lo largo del fetch, teniendo en cuenta la profundidad de generación,

$$\tilde{H}_{m_0}(h) = \tilde{H}_{m_0}(\infty)\left[\tanh\left(\alpha_3\tilde{h}^{\beta_3}\right)\tanh\left(\frac{\alpha_1\tilde{F}^{\beta_1}}{\tanh\left(\alpha_3\tilde{h}^{\beta_3}\right)}\right)\right]^{\lambda_1} \tag{3.216}$$

$$\tilde{T}_p(h) = \tilde{T}_p(\infty)\left[\tanh\left(\alpha_4\tilde{h}^{\beta_4}\right)\tanh\left(\frac{\alpha_2\tilde{F}^{\beta_2}}{\tanh\left(\alpha_4\tilde{h}^{\beta_4}\right)}\right)\right]^{\lambda_2} \tag{3.217}$$

En la tabla 3.3.20 se presentan los valores de las constantes,

Tabla 3.3.20. Parámetros de los modelos paramétricos de evolución del oleaje, OPD

α_1	α_2	α_3	α_4
4,14 * 10^{-4}	2,77 * 10^{-7}	0,343	0,100

β_1	β_2	β_3	β_4	λ_1	λ_2
0,79	1,45	1,14	2,01	0,572	0,187

Cuando el oleaje está totalmente desarrollado se pueden aplicar las siguientes relaciones, tabla 3.3.21

Tabla 3.3.21. Parámetros para los modelos de OTD

A_1	A_2	B_1	B_2
2,88 * 10^{-3}	0,459	0,45	0,27

$$\tilde{H}_{m_0}(\infty) = A_1 \tilde{F}^{B_1} \tag{3.218}$$

$$\tilde{T}_p(\infty) = A_2 \tilde{F}^{B_2} \tag{3.219}$$

donde $[\tilde{H}_{m_0}(\infty), \tilde{T}_p(\infty)]$ son los valores máximos del descriptor del estado por tanto representan lo que se denomina oleaje totalmente desarrollado, OTD y $[\tilde{H}_{m_0}(h), \tilde{T}_p(h)]$ son los valores durante la generación a lo largo del fetch. Estas relaciones tienen en cuenta la profundidad de agua durante la generación del oleaje y por tanto se pueden aplicar en todas las profundidades relativas, pero no tienen en cuenta los fenómenos de propagación del oleaje, por lo que su aplicación se reduce al oceáno o a mares abiertos o confinados y la plataforma continental.

3.6.2.1.2 Funciones de densidad espectral

Todos los coeficientes y parámetros de las funciones espectrales, en particular el espectro Jonswap, se definen en términos del fetch o tiempo de generación adimensional, en el supuesto de que la velocidad del viento de generación es uniforme en magnitud y dirección. Aplicando estas expresiones, apartado 3.5.2.9 y siguientes, se puede obtener la evolución temporal en el frente del fetch o la evolución espacial en el fetch del espectro y de ella calcular, $\tilde{H}_{m_0}$ y $\tilde{T}_p$.

3.6.2.1.3 Efectos de la configuración del área de generación y viento no uniforme

Independientemente de la longitud del fetch o del tiempo de generación, si la anchura del área de generación está limitada por los contornos, el contenido energético del oleaje generado será menor que si el área fuera ilimitada. Las funciones paramétricas no consideran este efecto, por lo que se deberá incorporar criterios de limitación del crecimiento. Cuando el viento es no uniforme bien porque cambia su intensidad, bien porque lo hace su dirección, bien porque ambas varían, no se recomienda aplicar los métodos paramétricos. En estas circunstancias y en ausencia de herramientas numéricas, se puede recurrir a los métodos gráficos; no obstante lo recomendable es aplicar directamente métodos numéricos.

3.6.2.1.4 Métodos gráficos

Utilizan las relaciones funcionales anteriores y cuantifican el crecimiento energético de una "celda" de energía oscilatoria a lo largo del fetch y del tiempo, alimentada por la energía de cada una de las componentes espectrales definidas por su amplitud, frecuencia y dirección.

Comentario. Durante muchos años los métodos, los métodos gráficos integrado y direccional, fueron la única herramienta disponible para obtener los regímenes de oleaje y temporales en el litoral a partir de los datos visuales, e instrumentales y sinópticos del viento. Hoy en día están prácticamente en desuso, aunque su aplicación proporciona un sentido físico del proceso de generación que no es fácil de obtener con los métodos numéricos.

3.6.2.2 Modelos numéricos de generación

El resultado de la aplicación de estos modelos es la evolución temporal de los estados de oleaje por medio de la función de densidad espectral en cualquier punto de la malla de cálculo. A partir de cada una de las funciones espectrales se puede obtener la evolución temporal de los descriptores de estado (en el dominio de la frecuencia) y, aplicando las relaciones adecuadas, la evolución temporal de los descriptores estadísticos y las correspondientes funciones de probabilidad de las variables de estado, en concreto $p(H_z, T_z)$.

3.6.2.2.1 En mar abierto: WAM

En ausencia de corrientes, la evolución espectral del oleaje depende, principalmente, de la acción del viento, la interacción no lineal cuadrúple resonante y la rotura por peralte en profundidades indefinidas. Cuando el campo

de vientos varía tanto en intensidad como en dirección, tal y como ocurre con borrascas extratropicales, la evolución espacial y temporal del oleaje debe hacerse cuantificando la evolución de cada una de las componentes espectrales. WAM es uno de los modelos existentes (*www.puertos.es/es/oceanografia_y_meteorologia/descargas*) que utilizando el campo de vientos del HIRLAM calcula la evolución de la función de densidad espectral sin presunciones previas de la forma de la función.

3.6.2.2.2 Mares y plataforma continental: WAVEWATCH

Es un modelo tipo WAM con un algoritmo computacional más eficiente para reducir la difusión numérica e incluyendo los términos la variación local (términos no estacionarios) de la profundidad y la corriente, es decir $\Omega \neq 0$, y los términos fuente de la fricción por fondo y, en su caso, la rotura de la ola por fondo. En el Mediterráneo se aplica la versión que tiene en cuenta la atenuación y refracción causadas por el fondo marino en los puntos de malla con una resolución de octavo de grado.

Estos modelos se pueden extender directamente hasta la costa; no obstante debido a los cambios rápidos de profundidad que suelen ocurrir en el área litoral es necesario aumentar la resolución espacial por lo que, en general, no es habitual utilizar estos modelos en el área litoral, si no que se realiza mediante modelos separados p.ej. a partir de profundidades del orden de 40-50 m tal y como se describe en los apartados 3.4.3 y 3.4.4 dedicado a los modelos de propagación en el área litoral.

3.6.3 Modelos de generación, transformación y rotura

Cuando el oleaje se propaga por la plataforma continental y los procesos de generación y transformación son del mismo orden de importancia, se recomienda trabajar con modelos que resuelvan, en cada una de las celdas de la malla, la ecuación de conservación de la energía para cada una de las componentes espectrales (frecuencia y dirección). En este caso es conveniente formular las ecuaciones en un sistema de coordenadas euleriano e incluir los procesos de asomeramiento, refracción y difracción y los términos de transferencia de energía de interacción por triadas, fricción por fondo y rotura por fondo.

El análisis de la transformación del oleaje en áreas litorales mediante los modelos tipo WAM o WAVEWATCH no es recomendable ya que el tamaño de malla necesario, al reducirse considerablemente la profundidad, representa una limitación importante; además la posibilidad de incorporar fricción por fondo y la rotura de la ola debida a la reducción de profundidad es limitada. Por otra parte, estos modelos aplican la teoría lineal del oleaje y no tienen en cuenta ni la difracción, ni la reflexión. Por ello, no es conveniente aplicar estos modelos en áreas cercanas a la costa, zona de rompientes, o en presencia de obras de abrigo, acantilados, etc. y se recomienda aplicar el SWAN o, cuando los procesos de generación no sean importantes, directamente, modelos de transformación.

3.6.3.1 Modelo dominios II-V: SWAN

El SWAN es un modelo numérico que permite cuantificar la propagación del oleaje en aguas intermedias y someras, conservando los términos fuente de mar abierto y añadiendo los de disipación por fricción y por rotura de la ola por el fondo.

El resultado de la aplicación del SWAN es la evolución temporal de los estados de oleaje por medio de la función de densidad espectral en cualquier punto de la malla de cálculo. A partir de cada una de las funciones espectrales locales, se puede obtener la evolución temporal de los descriptores de estado (en el dominio de la frecuencia) y, aplicando las relaciones adecuadas, la evolución temporal de los descriptores estadísticos y las correspondientes funciones de probabilidad de las variables de estado, en concreto $p(H_z, T_z)$.

Este modelo es una extensión del WAM, incluyendo los fenómenos que ocurren en profundidades reducidas, y la ecuación de transporte se puede formular en términos de σ la frecuencia intrínseca o relativa y la dirección de propagación θ, dirección normal a la cresta de cada una de las componentes espectrales.

En general, no incorpora de forma completa el efecto de la difracción, por lo que no se debe utilizar este modelo en aquellas situaciones en las que se espere que la difracción sea importante. En realidad, SWAN incorpora una evaluación del parámetro la difracción en términos de la energía de cada componente, ignorando la fase de la onda, es decir, desacoplando los dos procesos que cambian la dirección, la refracción y la difracción. Cuando así es, el modelo SWAN proporciona un resultado aceptable.

En áreas litorales es importante modelar adecuadamente el término fuente (sumidero) de disipación de energía por rotura de la ola por efecto del fondo. Si bien SWAN incorpora estos efectos, cuando la disipación de energía de la ola en los gradientes del tensor de radiación, motor de la circulación en la zona de rompientes, es importantes, se recomienda recurrir a modelos específicos de transformación del oleaje, acoplados, o no, con modelos de circulación en al zona de rompientes.

Comentario. SWAN es uno de los modelos existentes de dominio público (www.swan.tudelft.nl) que, utilizando el campo de vientos del HIRLAM o de otras fuentes, permite analizar la simultáneamente la generación y transformación del oleaje. Este modelo también se puede aplicar en profundidades reducidas ya que, conservando los términos fuente de mar abierto, añade los de disipación por fricción y por rotura de la ola por el fondo.

3.6.4 Modelos de transformación en profundidades intermedias y reducidas

La aplicación de los modelos de transformación del oleaje necesita especificar un nivel del mar. Si el análisis se realiza por estados y, en cada uno de ellos, se determina el nivel del mar (por oscilaciones intermedias y largas), se obtiene la transformación del estado meteorológico (descripción simultánea del oleaje y nivel). Aplicando los modelos secuencialmente en el tiempo (a cada estado de oleaje y nivel del mar asociado) se pueden obtener la curva de los estados meteorológicos en cualquier punto del dominio a partir de las cuales, se identifican los ciclos de solicitación y calmas y se pueden calcular los regímenes de los estados meterológicos en el emplazamiento. En general, estos modelos se derivan de los modelos de transformación de trenes de onda, apartado 3.4.3, y siguiendo su origen se pueden ordenar de la misma forma que para trenes ondas: modelos integrados en la fase, modelos resolvedores de la fase y modelos avanzados.

3.6.4.1 Modelos lineales integrados en la fase

Con las limitaciones descritas en la sección 3.4.3 y 3.4.5, se pueden a aplicar a,

- Variables básicas: olas individuales del tren irregular, representadas por las variables básicas, $H_{z,0}$, T_z, θ_0 (donde el subíndice 0 indica el punto inicial o de referencia), cuya versión más simplificada es la teoría del rayo (ley de Snel e hipótesis de conservación del flujo de energía entre ortogonales, que es válida en ausencia de corrientes).
- Tren irregular de olas representado por los descriptores de estado, $(H_{rms,0}, \overline{T_z}, \overline{\theta_0})$.
- Componentes espectrales definidas por su amplitud, frecuencia y dirección, $a_n(f, \theta_{n,m})$, formuladas en el dominio de la frecuencia $S(f, \theta)$ o su equivalente en el dominio del número de onda $S(\vec{k}, \theta)$.

3.6.4.2 Resultados de los modelos lineales y sus aplicaciones

Con las limitaciones expresadas, los modelos lineales, por su simplicidad de cálculo y eficiencia, se pueden aplicar al estudio de la propagación de las olas individuales del tren irregular, los descriptores de estado y las componentes espectrales.

3.6.4.2.1 Transformación de olas individuales

Siempre que la interacción entre componentes y la rotura de las olas individuales no sean los procesos determinantes, se puede aplicar los modelos lineales de transformación a cada uno de las ternas de valores $(H_{z,0}, T_{z,0}, \tilde{\theta}_0)$

del tren irregular, obteniéndose el par de valores transformado $(H_z, T_{z,0}, \tilde{\theta})$ (el periodo se conserva) en cualquier punto del mar, donde $\tilde{\theta}_0$ es una dirección representativa del tren irregular en profundidades indefinidas y $\tilde{\theta}$ es la dirección de propagación en el punto. El resultado es un coeficiente de transformación, como si fuera un tren de ondas, que depende sólo del periodo y de la dirección inicial,

$$K_{Tr,z}\left(\vec{x},T_z,\tilde{\theta}_0\right)=\frac{H_{z,t}\left(\vec{x},T_z,\tilde{\theta}\right)}{H_{z,0}}=\Phi\left(\vec{x},k_z h,\tilde{\theta}\right) \tag{3.220}$$

3.6.4.2.2 Descriptores de estado

Cuando se aplican a los descriptores de estado $(H_{rms}, T_{ep}, \bar{\theta})$, tal y como si fuera un tren regular de ondas, se obtienen los coeficientes de transformación de los descriptores que son una aproximación, no muy precisa, de la transformación del tren irregular,

$$K^*_{Tr,rms}\left(\vec{x},T_p\right)=\frac{H_{rms,t}\left(\vec{x},T_p\right)}{H_{rms,0}}=\Phi\left(\vec{x},k_p h,\bar{\theta}\right) \tag{3.221}$$

siendo k_p el número de onda asociado al periodo de pico o de máxima propagación de energía.

Con el valor de este coeficiente en un punto del mar, se puede obtener la altura de ola media cuadrática local que, con ciertas salvedades, se puede utilizar como descriptor estadístico de la función de Rayleigh. En este caso se deberá tener presente que, $K_{Tr,rms}$, sólamente, cuantifica la transformación de la componente espectral de mayor contenido energético (periodo de pico). Esta aproximación sólo debe aplicarse a oleajes tipo swell (proceso de banda estrecha) y cuando la plataforma continental sea de batimetría recta y paralela con cambios suaves.

3.6.4.2.3 Función de densidad de probabilidad

La aplicación del método anterior permite obtener la función de densidad de probabilidad de las alturas de ola en cualquier punto siempre que se satisfagan las condiciones requeridas y que el oleaje sea del tipo swell, de tal forma que todas las olas tengan el mismo periodo y viajen con la misma dirección. Con estos supuestos, la función de densidad de Rayleigh $p_0(H_0/H_{rms,h})$ en profundidades indefinidas se transforma en la función de densidad $p_h(H/H_{rms,h})$ de tal forma que,

$$p_h\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)_h d\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)_h=p_0\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)_0\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)_0 \tag{3.222}$$

$$p_h\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)_h=p_0\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)_0\left|\frac{\partial\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)_0}{\partial\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)_h}\right| \tag{3.223}$$

donde el término a la derecha es el jacobiano de la transformación.

Cuando el oleaje es de tipo sea y el periodo no es constante, la transformación de cada ola individual depende de su periodo y dirección, de tal forma que varias olas de diferente dirección y periodo pueden llegar al punto con la misma dirección. Si bien el método es tedioso, la función de densidad en cada una de las direcciones se puede calcular de tal forma que satisfaga la siguiente igualdad,

$$\sum p_0\left(H_0,T_0,\theta_0\right)\Delta H_0\Delta T_0\Delta\theta=\sum p_h\left(H_h,T_z,\theta_h\right)\Delta H_h\Delta T_z\Delta\theta \tag{3.224}$$

donde el sumatorio indica la contribución de todos los pares de valores que en profundidades indefinidas tienen la dirección θ_0 y que arriban al punto con la dirección θ_h. Suponiendo que la altura de ola, el periodo y la dirección son independientes, la condición anterior es,

$$p_0(H)\,p_0(\theta) = p_h(H)\,p_h(\theta)\frac{\partial H_0}{\partial H_p}\frac{\partial \theta_0}{\partial \theta} \tag{3.225}$$

3.6.4.2.4 Transformación de los componentes espectrales

Excepto cuando los fenómenos no lineales y la interacción entre componentes sean importantes, la propagación del espectro se puede hacer aplicando a cada una de las componentes frecuenciales y direccionales del espectro $f(\theta)$, modelos lineales de transformación, MSPE elíptica o su aproximación parabólica, según los casos.

Cuando la batimetría es recta y paralela y su variación es lenta, la forma de la función de densidad espectral se puede obtener directamente tal y como se detalla en el Anejo apartado Fundamentos de la descripción del oleaje.

En general se recomienda aplicar un método numérico. Todos ellos se formulan asumiendo que la energía asociada a una banda (estrecha) de frecuencia permanece en esa banda durante la transformación y que los procesos que intervienen se pueden obtener mediante la superposición lineal de cada uno de ellos. Para cada banda de frecuencia la cantidad de energía que contiene, que se cuantifica por el cuadrado del desplazamiento de la superficie libre es un invariante durante la transformación. En consecuencia, las leyes y métodos de cuantificar la transformación de trenes monocromáticos se pueden aplicar directamente a cada uno de las componentes espectrales teniendo en cuenta que su energía viaja por su correspondiente rayo con su velocidad de grupo.

A partir de los resultados espectrales se pueden obtener los descriptores frecuenciales y estadísticos de estado en cualquier punto del dominio, y las correspondientes funciones de probabilidad de las variables básicas, $p(H_z, T_z)$, condicionadas $p(H_z \mid \overline{T_z})$ y marginales $p(H_z)$ y las funciones de densidad de los estadísticos de orden, como por ejemplo $H_{\text{máx},N}$.

Coeficientes efectivos del tren irregular. La amplitud de la componente en un punto del emplazamiento se relaciona con la amplitud de en mar abierto por,

$$S_{Tr}\left(f,\theta^*,\vec{x}\right) = K_{Tr}^2\left(\vec{x},f,\theta\right)S_0\left(f,\theta\right) \tag{3.226}$$

donde $K_{Tr}^2(\vec{x}, f, \theta)$ es el coeficiente de transformación de la componente. Cuando se aplican a cada una de las componentes espectrales con su frecuencia y dirección, se puede obtener el coeficiente efectivo del tren irregular,

$$K_{Tr,ef}^2\left(\vec{x}\right) = \frac{\int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}}\int_{\theta_{\inf}}^{\theta_{s\sup}} S_{Tr}\left(f,\theta,\vec{x}\right)df d\theta}{\int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}}\int_{\theta_{\inf}}^{\theta_{s\sup}} S_0\left(f,\theta\right)df d\theta} \tag{3.227}$$

Los tres coeficientes de transformación, individual de cada componente, del descriptor de estado y el efectivo

$$K_{Tr,ef} \neq K_{Tr,rms}^* \neq K_{Tr}\left(\vec{x},f,\theta\right) \tag{3.228}$$

Los coeficientes del descriptor de estado y el efectivo representan el comportamiento global del tren irregular (una especie de promedio) que difiere del de cada una de las olas individuales del tren.

3.6.4.2.5 Funciones de transferencia espectral

La descripción espectral del oleaje transformado se puede obtener directamente a partir del espectro incidente y de la función de transferencia aplicada a cada una de las componentes espectrales.

Desplazamiento vertical de la superficie libre, η**.** Multiplicando la función de de transferencia por el espectro de desplazamiento de la superficie libre en mar abierto,

$$S_\eta(f,\theta,x,y,h) = \left|H_{\eta\eta}(f,\theta,x,y)\right|^2 S_0(f,\theta) \tag{3.229}$$

se obtiene la forma espectral en el punto $P(x,y,h)$ y, a partir de ella, se pueden calcular los descriptores espectrales en el punto y los modelos de probabilidad. La ecuación anterior se aplica en el estado, en condiciones estacionarias, por lo que no interviene el tiempo.

La función de transferencia es específica de cada uno de los procesos de transformación, por ejemplo asomeramiento, refracción, reflexión y difracción. El subíndice η indica que el espectro y la función de transferencia se refiere a la variable desplazamiento de la superficie libre que se supone que es una variable gaussiana.

Velocidad horizontal, u**.** De forma análoga, se puede obtener el espectro del campo de velocidades en el fondo, de presiones en el pié de una pared vertical, etc. En estos casos, la función de transferencia se construye aplicando teoría lineal. Para el caso de la velocidad horizontal a la profundidad z de la superficie libre, ésta se obtiene por la superposición lineal de todas las velocidades orbitales debidas a cada una de las componentes espectrales. Para el caso de oleaje unidireccional,

$$u(x,y,z) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{a_n(x,y)\,gk_n}{\sigma_n} \frac{\cosh k_n(h+z)}{\cosh k_n h} \cos(\sigma_n t - \varepsilon_n) \tag{3.230}$$

que es una variable gaussiana y cuya función espectral es $S_u(f,x,y,z)$ que se relaciona con el espectro de desplazamientos por la función de transferencia,

$$S_u(f,x,y,z) = \left|H_{\eta u}(f,x,y)\right|^2 S_\eta(f,x,y) \tag{3.231}$$

$$\left|H_{\eta u}(f,x,y)\right| = \frac{a(f,x,y)\,gk}{\sigma} \frac{\cosh k(h+z)}{\cosh kh} \qquad \sigma = 2\pi f;\quad \sigma^2 = gk\tanh kh \tag{3.232}$$

En el marco de la teoría lineal la aceleración $a(\vec{x}, z)$ y la presión $p(\vec{x}, z)$ también son procesos gaussianos. Una vez conocido el espectro de energía del desplazamiento vertical de la superficie libre $S\eta(\vec{x})$, se puede calcular

$$S_a(\vec{x},f) = \left|H_{\eta a}(\vec{x},f)\right|^2 S_\eta(\vec{x},f) \tag{3.233}$$

$$S_p(\vec{x},f) = \left|H_{\eta p}(\vec{x},f)\right|^2 S_\eta(\vec{x},f) \tag{3.234}$$

donde $S_a(\vec{x}, f)$, $S_p(\vec{x}, f)$ son los espectros de energía de los campos de velocidades, aceleraciones y presiones debidos al oleaje en el emplazamiento y $H_{\eta a}(\vec{x}, f)$, $H_{\eta p}(\vec{x}, f)$, son sus funciones de transferencia que dependen de la frecuencia y son locales, es decir del punto.

Función de transferencia espectral del desplazamiento vertical, ζ**.** La función de transferencia se puede aplicar al cálculo del espectro de energía transformado por refracción, asomeramiento, reflexión y difracción de cada componente se puede expresar (ver Anejo apartado: Transformación del tren de ondas en profundidades intermedias y reducidas)

$$S_\zeta(f,\theta,x,y) = \left|H_{\eta\zeta}(f,\theta,x,y)\right|^2 S_\eta(f,\theta) \tag{3.235}$$

donde, $S\eta(f, \theta)$ es el espectro direccional en aguas profundas, $S\zeta(f, \theta, x, y, z)$ se conoce con el nombre de espectro total del oleaje en el punto $P(x, y)$, ζ representa genéricamente la variable desplazamiento verti-

cal de la superficie libre debida al oleaje transformado y $H_{\eta\zeta}(f, \theta, x, y)$ la función de transferencia en el punto,

$$\left|H_{\eta\zeta}\left(f,\theta,x,y\right)\right|^2 = 1 + \left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right|^2 + 2\left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right|\cos\left(kx\alpha_x + ky\alpha_y + \varphi\left(f,\theta\right)\right) \tag{3.236}$$

Para los procesos de refracción sobre pendiente suave y asomeramiento $\zeta = \eta$ y la expresión anterior se simplifica,

$$\left|H_m\left(f,\theta,x,y\right)\right|^2 = \left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right|^2; \quad m = S,R \tag{3.237}$$

Para reflexión y difracción la función de transferencia debe incorporar el término oscilatorio, $(cos(kx\alpha_x + ky\alpha_y + \varphi(f, \theta))$, debido a la propagación desde la fuente de la difracción y reflexión, más el desfase inducido por el propio proceso.

El momento de orden cero del oleaje transformado ζ es,

$$m_{0,\zeta}\left(x,y\right) = \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S_\zeta\left(f,\theta,x,y\right) df d\theta = m_{0,\eta} + m_{0,m} + 2m_{0,m}\left(X\right) \tag{3.238}$$

donde,

$$m_{0,m}\left(X\right) = \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S_\zeta \left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right| \cos\left(X\right) S_\eta\left(f,\theta,x,y\right) df d\theta \tag{3.239}$$

$$X = kx\alpha_x + ky\alpha_y + \varphi\left(f,\theta\right) \tag{3.240}$$

$$m_{0,\eta} = \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S_\eta\left(f,\theta,x,y\right) df d\theta \tag{3.241}$$

$$m_{0,\zeta} = \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \left|K_m\left(f,\theta,x,y\right)\right|^2 S_\zeta\left(f,\theta,x,y\right) df d\theta \tag{3.242}$$

Para los casos de reflexión y difracción $m_{0,m}(X) \neq 0$, mientras que para refracción sobre pendiente suave y asomeramiento $m_{0,m}(X) = m_{0,\eta}(X) = 0$.

Comentario. Cuando el espectro se propaga por un medio que provoca reflexión y difracción, tal y como ocurre cuando hay un dique de abrigo, la interacción entre los trenes incidente, reflejado y difractado cobra especial importancia porque produce la no uniformidad de las alturas de ola en el entorno del dique y en el área abrigada.

3.6.4.2.6 VALIDEZ DE LA APROXIMACIÓN LINEAL Y CAMPO DE APLICACIÓN

La validez de los resultados obtenidos mediante la aplicación a olas individuales y componentes espectrales de los modelos de transformación de trenes de ondas, no es mejor que la de los propios modelos de transformación y, en particular, de la aproximación lineal de ondas en la que se fundamentan. No obstante, la teoría sobre la que se fundamenta la descripción del oleaje es lineal y utiliza el concepto de energía media por unidad de superficie horizontal de cada componente. Ésta es una cantidad promediada en la fase, por lo que raramente se justifica la aplicación de métodos resolvedores de la fase para describir el oleaje en un punto del mar.

Por otra parte, se debe tener el cuenta que los descriptores de estado son magnitudes que expresan el comportamiento global (un promedio representativo) en las olas individuales del tren irregular; consecuentemente su transformación por los procesos de refracción, asomeramiento, reflexión o difracción debe de dar resultados que, en general, son menores que los obtenidos para las olas individuales, en particular las olas mayores, del tren irregular.

3.6.4.3 Modelos resolvedores de la fase de un tren irregular de ondas

De acuerdo con lo expresado en la secciones 3.4.3 y 3.4.4, cuando el peralte de la ola influye en la celeridad de propagación de la ola es conveniente aplicar un modelo de transformación formulado en teoría no lineal, bien en el régimen de Stokes, bien en el régimen de Boussinesq. Estos modelos son los más convenientes para profundidades muy someras y la zona de rompientes y son necesarios para cuantificar las oscilaciones del nivel medio generadas por las variaciones espaciales y temporales del oleaje y los grupos de olas que pueden forzar las oscilaciones, resonantes o no, en las dársenas portuarias y la zona de rompientes.

Se formulan adoptando las aproximaciones inherentes a la derivación del régimen de Stokes o de Boussinesq y resuelven las ecuaciones de conservación formuladas en la variable instantánea del desplazamiento vertical de la superficie libre η y del campo de velocidades (horizontal) u.

Cuando se dispone de un registro temporal del oleaje en un punto, la aplicación de los modelos resolvedores de la fase, proporciona la transformación de ese registro en cualquier punto del dominio. Admitiendo que se satisfacen las condiciones de estacionariedad y homogeneidad del proceso, el resultado obtenido es el registro del oleaje transformado en el punto que, analizado estadística y frecuencialmente, proporciona los correspondientes descriptores de estado y las funciones de densidad de probabilidad y de densidad espectral, respectivamente.

3.6.4.4 Modelos resolvedores de las ecuaciones generales

En los últimos años merced al avance del conocimiento y al incremento del potencial de cálculo conseguido con la implementación de esquemas numéricos en volúmenes finitos, entre otros, se están consiguiendo notables progresos en la integración directa de las ecuaciones de Navier-Stokes y de Reynolds (RANS) sin necesidad de presuponer un tipo de movimiento del fluido. Se aplican a variables instantáneas, superficie libre η y velocidad horizontal u, y al igual que los métodos resolvedores de la fase, cuando se dispone de un regsitro temporal del oleaje en un punto, proporcionan la transformación de ese registro en cualquier punto del dominio.

3.6.4.5 Selección de los modelos de transformación del oleaje (sin rotura)

La selección de un modelo de transformación del oleaje (excepto rotura de ola) para los dominios *III-V* se debe ajustar a los criterios y recomendaciones presentados en la sección 3.4.5.

3.6.5 Modelos para la zona de rompientes

Desde el punto de vista de proyecto y gestión de las áreas portuarias y litorales es necesario conocer para cada estado de oleaje, cuando las olas empiezan a romper, cuántas rompen, con qué altura y cómo evolucionan en la zona de rompientes. Esta información se concreta en las funciones de densidad de probabilidad y espectral del oleaje que, por su carácter evolutivo espacial, son funciones de punto, es decir locales. Además, cuando las olas rompen en decrestamiento o en voluta, fuerzan la variación del nivel del mar en la zona de rompientes, y su influencia en la profundidad de la columna de agua no es despreciable. En estas circunstancias, se debe calcular la evolución de las olas en la zona de rompientes simultáneamente con la evolución del nivel del mar.

3.6.5.1 Bases para los modelos para la zona de rompientes

Cuando las condiciones de operatividad del área portuaria (ondas largas en la dársena), la cota de inundación de la línea de costa o la tasa neta de transporte de sedimentos dependen del proceso de rotura del oleaje, es necesario determinar los cararacterísticas (funciones de densidad de probabilidad y de densidad espectral) del oleaje en la zona de rompientes y el número de olas rompiendo. Por la dinámica del proceso de rotura estas funciones son de punto o locales. Cuando no se disponga de medidas instrumentales las funciones de densidad será necesario aplicar métodos numéricos de transformación del oleaje que incorporen criterios para determinar cuando rompen cada una de las olas individuales del tren la ola y su evolución en la zona de rompientes.

Se recomienda aplicar modelos de transformación del oleaje que incorporen un criterio de rotura y un modelo de disipación-evolución de las olas rompiendo y, además resuelvan el sistema de ecuaciones que gobiernan los movimientos del nivel del mar asociados a la variación del tensor de radiación del oleaje. Los modelos derivados de la aplicación de la ecuación de pendiente suave, MSPE y sus aproximaciones, proporcionan la información para resolver seguidamente, pero no simultáneamente, la evolución del nivel del mar y el sistema circulatorio generado, por ejemplo, Ref-Dif y Copla en el SMC. Alejado de la orilla, en la zona donde las olas rompen, estan aproximación puede ser suficiente; pero en las proximidades de la línea de la costa, donde la cota de inundación está gobernada principalmente por la variación del nivel del mar, se recomienda aplicar modelos de transformación dependientes del tiempo (resolvedores de la fase) o numéricos avanzados. Asímismo, en presencia de grupos de olas, el tensor de radiación varía con el tiempo por lo que, en estas condiciones, el problema debe resolverse aplicando los modelos resolvedores de la fase, MSPE-t y Boussinesq.

3.6.5.2 Modelos de evolución de la ola rota y disipación de energía

El criterio más simple es admitir que la zona de rompientes está saturada ya que la profundidad limita, íntegramente, la altura de ola local. Estas condiciones son adecuadas en pendientes suaves y regulares (disipativas) con roturas de ola en decrestamiento y voluta incipiente. Cuando la hipótesis no es razonable, por ejemplo cuando hay un cambio brusco de la profundidad, o los fondos son muy irregulares, es conveniente aplicar la hipótesis de flujo estable de energía de la ola rota (veáse Anejo apartado: transformación del tren en la zona de rompientes). No obstante, la mayoría de los modelos numéricos que incluyen la rotura del oleaje suponen que la ola al romper evoluciona formando un cuerpo de agua que rota (un rodillo o "roller") y avanza sobre la cresta de la onda con su celeridad y extrayendo energía de la misma. El modelo de roller es adecuado para roturas en decrestamiento y voluta, y permite compatibilizar la formulación de las cantidades medias de la onda, flujos medios de masa, cantidad de movimiento y energía con la disipación de energía por unidad de superficie horizontal. Al ser un modelo promediado en la fase, se acopla bien a estos modelos de transformación del oleaje. No obstante, el "roller" también se puede modelizar a partir de las variables instantáneas y, consecuentemente, ser implementado en modelos resolvedores de la fase.

3.6.5.2.1 Disipación por fricción con el lecho

La disipación media por unidad de superficie de fondo debido a oleaje irregular se puede evaluar considerando la velocidad media cuadrática en el fondo,

$$\overline{D^*_{fondo}} = \rho_w C_D u^3_{rms,fondo} \tag{3.243}$$

donde C_D es un coeficiente de arrstre y $u_{rms,fondo}$ se puede obtener a través del espectro de energía del oleaje,

$$u^2_{rms,fondo}(x,y) = \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \left|H_m(f,\theta,x,y)\right|^2 S_\eta(f,\theta)\,df d\theta \tag{3.244}$$

donde la función de transferencia es,

$$\left|H_m(f,\theta,x,y)\right| = \frac{2\pi f}{\sinh kh} \tag{3.245}$$

La disipación media por unidad de superficie para cada compenente espectral se obtiene distribuyendo uniformente $\overline{D^*_{fondo}}$ entre todas las componentes espectrales,

$$\overline{D^*_{fondo}} = \rho_w C_D \left\{ \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \left|H_m(f,\theta,x,y)\right|^2 S_\eta(f,\theta)\,df d\theta \right\} u_{rms,fondo} \tag{3.246}$$

$$S^*_{f\ fondo}(f,\theta,x,y) = -\frac{C_D}{g}\left[\frac{2\pi f}{\sinh kh}\right]^2 S(f,\theta,x,y)\,u_{rms,fondo}(x,y) \tag{3.247}$$

$$\overline{D^*_{fondo}(x,y)} = \rho_w g \left\{ \int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S^*_{f\ fondo}(f,\theta,x,y)\,df d\theta \right\} u_{rms,fondo}(x,y) \tag{3.248}$$

El coeficiente C_D depende del número de Reynolds y de la rugosidad relativa del lecho, no obstante se puede adoptar como valor aproximado $0{,}015$.

Comentario. Este método de cálculo de la disipación por fondo presenta bastantes inconsistencias pero la relativa poca importancia en el término fuente, salvo casos muy particulares, no hace necesario incrementar su complejidad.

3.6.5.2.2 Disipación durante la rotura de ola por fondo

Entre otras, se pueden adoptar dos soluciones, una en el dominio del tiempo evaluando la disipación a través de las olas individuales del tren; la otra, permaneciendo en el dominio de la frecuencia y distribuir la energía disipada entre las componentes espectrales calculada, tras evaluar aquella por medio de un descriptor de estado.

Disipación en el dominio del tiempo. Es habitual calcular la disipación por rotura por fondo suponiendo que no hay reflexión y que la zona de rompientes se encuentra saturada. Para ello se calcula la disipación producida por las olas rotas y se reparte uniformemente entre las componentes espectrales.

$$S^*_{rotura}(f,\theta,x,y) = \frac{\overline{D^*_{rotura}(x,y)}}{m_o(x,y)} S(f,\theta,x,y) \tag{3.249}$$

donde, la disipación por rotura se obtiene por,

$$\overline{D^*_{rotura}(x,y)} = -\frac{1}{4}\alpha_{rotura} Q_b(x,y) \frac{1}{\overline{T_{z,rotura}}} H^2_{máx} \tag{3.250}$$

donde $\overline{T_{z,rotura}}$ es el periodo medio de las olas que están rompiendo, Q_b es la fracción de olas que están rompiendo y $H_{máx}$, es la altura de ola máxima que no rompe en ese punto de profundidad $h(x,y)$. Admitiendo que las olas que no rompen $H < H_{máx}$ siguen una función de distribución de Rayleigh truncada, la fracción de olas rompiendo se puede calcular resolviendo al ecuación,

$$\frac{1-Q_b(x,y)}{Q_b(x,y)} = -\left(\frac{H_{rms}(x,y)}{H_{máx}(h(x,y))}\right)^2 \tag{3.251}$$

$$H_{rms}(x,y) = 2\sqrt{2}\left[\int_{\theta_{mín}}^{\theta_{máx}} \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S_\zeta(f,\theta)\, df d\theta\right]^{\frac{1}{2}} \tag{3.252}$$

La altura de ola de rotura $H_{máx}$ se puede obtener aplicando cualquiera de los criterios de rotura de la sección 3.5.4.6, aunque suele ser habitual hacerlo con la altura relativa definiendo un valor del índice de rotura. Para ello, se debe calcular la profundidad en el punto de rotura $h(x,y)$ incluyendo todas las contribuciones simultáneas y compatibles con el estado de oleaje.

Disipación en el dominio de la frecuencia. Suponiendo que la disipación de cada componente es proporcional a su amplitud compleja, $A_{i,j}$ donde los subíndices i, j indican componente de frecuencia f_i y dirección θ_j,

$$\overline{d_{rotura,ij}} \approx \alpha_{ij} A_{ij} \tag{3.253}$$

la ecuación de conservación de la energía (estacionaria y unidireccional, $A_{i,j} = A_i$) se escribe,

$$C_{gi}\frac{\partial A_i}{\partial x} + \frac{1}{2}A_i \frac{\partial C_{gi}}{\partial x} = -\alpha_i A_i \tag{3.254}$$

y agrupando términos,

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[C_{gi}|A_i|^2\right] = -2\alpha_i |A_i|^2 \tag{3.255}$$

Integrada esta ecuación en el dominio de las frecuencias (y, en su caso, en el dominio direccional), se obtiene la ecuación,

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(EC_g\right) = -\overline{D^*_{rotura}(x)} = -\frac{1}{2}\alpha_D H^2_{rms}(x) \tag{3.256}$$

Para realizar estos cálculos se necesita determinar el coeficiente de disipación por componente espectral y el coeficiente α_D que afecta a la disipación total en el estado. En general, se puede admitir que el coeficiente α_i es el mismo para todas las componentes y la disipación total se puede calcular, entre otras por, la formulación en el dominio del tiempo del apartado anterior, una formulación específica de la disipación en el estado (proporcional a H^7_{rms}), o una ecuación en la que la disipación sea proporcional al déficit del flujo de energía para alcanzar la estabilización,

$$\overline{D^*_{rotura}(x)} \sim \left[E(x)C_g(x) - \left(EC_g\right)_s\right] \tag{3.257}$$

donde el flujo de energía de estabilización $(EC_g)_s$ se supone proporcional al cuadrado de la profundidad $h^2(x)$.

Este modelo se puede aplicar a cada una de las componentes espectrales, admitiendo que la forma espectral debe estar acotada en profundidades reducidas, tal y como determina la hipótesis de Kitaigorodskii. En este supuesto, la cola superior del espectro $(f \geq f_p)$ es proporcional a f^{-3} en vez de f^{-5} como es en profundidades indefinidas, y admitiendo que cada una de las componentes espectrales se comporta como una ola individual del tren de irregular, la reducción de energía por unidad de superficie horizontal en el proceso de rotura se puede calcular por,

$$\Delta S\left(f_n\right) = \frac{\Delta E\left(f_n\right)}{\rho_w g} \approx \frac{1}{2}\left[a^2_{n,b} - a^2_{n,e}\right] \tag{3.258}$$

La amplitud de estabilización de cada una de las componentes $a^2_{n,e}$ es la que se corresponde con la forma espectral en profundidades reducidas, es decir, proporcional a f_n^{-3}.

En cualquier caso se debe tener en cuenta que estos métodos producen un espectro con un corte en la frecuencia inferior. Para aproximar este espectro a la realidad se puede completar su cola inferior mediante la estructura funcional del espectro *TMA* o *FRF* ya que ambos han sido obtenidos a partir de la hipótesis de Kitaigorodskii y permitiendo una transición de la forma f^{-5} a la forma f^{-3} en función de la profundidad relativa kh.

3.6.5.3 Métodos numéricos de transformación que incluyen la rotura

De acuerdo con los apartados correspondientes, para describir el oleaje en la zona de rompientes, se recomienda aplicar modelos numéricos integrados en la fase, resolvedores de la fase o numéricos avanzados de acuerdo con los siguientes criterios.

3.6.5.3.1 Modelos integrados en la fase

Se pueden aplicar en aguas intermedias y moderadamente reducidas, en zonas alejadas de los contornos, en playas de pendiente suave de arenas finas o medias, o en desembocaduras y estuarios con fondos de fango la interacción entre olas sucesivas y la reflexión en los contornos son despreciables. También se pueden aplicar para el análisis de la evolución de las olas en la zona de rompientes especialmente para oleajes tipo swell y en profundidades en las que la refracción ha "uniformizado" la dirección de propagación de los frentes. Estos métodos son razonablemente fiables para determinar las zonas en las que, cabe esperar rotura de olas durante los mayores ciclos de solicitación, tal y como se pueden dar en áreas portuarias y los canales de navegación.

Pueden aplicarse a la transformación de olas individuales, descriptores de estado y componentes espectrales. Con carácter general, su forma de analizar la rotura por fondo y la evolución de la ola rota es la siguiente, Tabla 3.3.22

Tabla 3.3.22. Procesos de transformación del oleaje en la zona de rompientes en los modelos promediados en la fase

Modelos promediados en la fase (teoría lineal)				
Procesos de transfomación	Rayo* y Refrac*	Elíptica**	Stokes I-MSP Hiperbolica***	Parabólica***
Rotura por fondo	Si	Si/No	Si	Si
Evolución de ola rota	Si/No	Si/No	Si	Si

(*) La teoría del rayo aplicada a la ola individual o al descriptor de estado puede incorporar un criterio de rotura para fondo horizontal o pendiente suave; la evolución de la ola rota se puede incorporar admitiendo, por ejemplo, el régimen de saturación de la zona de rompientes.
(**) El modelo MSPE elíptico puede modelar rotura por fondo siempre que este proceso ocurra sin reflexión; en otro caso es necesario imponer la proporción de energía reflejada que ocurre durante el proceso de rotura y desacoplar los procesos de reflexión y disipación. La misma restricción se debe imponer si la evolución de la ola rota está conlleva procesos de reflexión; en otro caso será suficiente admitir una condición de zona de rompientes saturada.
(***) Las dos aproximaciones, hiperbólicas y parabólicas, de la MSPE incorporan criterios de rotura de fondo horizontal y pendiente suave y modela la evolución de la ola rota en régimen de saturación o con el artificio del "roller".
Todos los modelos se pueden aplicar a las componentes espectrales, incorporando criterios para repartir la energía disipada entre las componentes espectrales en el procreso de rotura de la ola y durante su evolución como ola rota.

3.6.5.3.2 Modelos resolvedores de la fase

Los modelos de Boussinesq o MSPE-t y de aguas someras resuelven las ecuaciones del movimiento de la superficie libre $\eta(\vec{x},t)$, determinando todos los procesos de transformación del oleaje incluida la rotura. Ésta se cuantifica, en general, mediante la modelización del "roller" o volumen de agua que simula el comportamiento, propagación y evolución del bore.

Esta aproximación es válida para los regímenes de rotura en los que predomine la disipación gradual, es decir, Miche, índice de rotura y régimen disipativo. Sustituyendo las variables $\eta(\vec{x},t)$, $u(\vec{x},t)$, por su desarrollo de Fourier se obtienen modelos de transformación de las componentes espectrales, Tabla 3.3.23.

Tabla 3.3.23. Procesos de transformación del oleaje en la zona de rompientes en los modelos resolcedores en la fase

Modelos resolvedores de la fase		
Procesos de transfomación	Stokes (lineal) MSP-t*	Boussinesq (no lineal) varias aproximaciones
Rotura por fondo	Si/No	Si
Evolución de ola rota	Si/No	Si

(*) Las mismas limitaciones que los modelos MSPE elípticos estacionarios.
(**) Suponen roturas de ola en régimen disipativo.

3.6.5.3.3 Modelos numéricos avanzados

La resolución numérica de las ecuaciones $2DV$ (problema en dos dimensiones) $RANS$ (ecuaciones de Navier Stokes promediadas en la escala de la turbulencia) mediante la técnica de los volúmenes finitos, a diferencia de los modelos numéricos basados en las ecuaciones de Boussinesq o las ecuaciones no lineales de aguas someras, no necesitan imponer ninguna teoría de onda inicial y la cuantificación de la rotura del movimiento oscilatorio se obtiene a partir de un modelo de turbulencia. Se aplican a las variables $\eta(\vec{x},t)$, $u(\vec{x},t)$ y, en principio, pueden incorporar cualquier criterio de rotura aplicado a la cinemática o dinámica de las partículas de agua, considerando, en su caso, la presencia de reflexión.

Comentario. En la actualidad, los modelos avanzados están limitados por su formulación bidimensional o 2DV, el tiempo computacional y la licencia de uso.

3.6.5.4 Métodos numéricos para el cálculo del nivel medio

En el régimen de Stokes el nivel medio del mar se puede calcular en cada punto de la malla resolviendo las ecuaciones de la conservación de la masa y de la cantidad de movimiento integradas en vertical con términos de fricción por fondo y en la superficie y forzadas por los gradientes del tensor de radiación. Éstos se pueden calcular a partir de los resultados de los descriptores de estado obtenidos con los métodos integrados en la fase (rayo, refrac y MSPE). La solución debe hacerse por métodos numéricos tal y como se propone en el Sistema de Modelado Costero (*www.smc.unican.es*).

Los métodos resolvedores de la fase y, en especial los del régimen de Boussinesq calculan directamente el desplazamiento vertical de la superficie libre, y de ella se puede obtener, directamente, la variación del nivel medio.

3.6.5.5 Calibración de los modelos

Para obras marítimas cuyo carácter sea $[IRE > 6, ISA > 5]$, y para todas aquellas en las que las mayores altura de ola esperables en su vida útil no están limitadas por la rotura por fondo, se recomienda recoger información instrumental en el emplazamiento y utilizar estos datos para la calibración de los modelos aplicados, especialmente los modelos de probabilidad.

3.6.6 Transformación del oleaje en zonas con batimetría regular

En la plataforma continental interior, rasas mareales y playas con batimetría regular y cuando los regímenes de rotura sean o índice de rotura, o disipativo o rotura-reflexión, se podrá suponer que la evolución de las olas antes de romper, durante la rotura y una vez rotas, es gradual y que no hay interacción entre ellas. En estas condiciones se puede calcular las funciones de densidad de probabilidad y de densidad espectral del oleaje en la zona de rompientes, suponiendo que son funciones del punto, independientemente de sus características antes de la zona de rompientes, es decir que localmente deben satisfacer los criterios de estabilidad límite hidrodinámica.

3.6.6.1 Transformación de la función de probabilidad $p(H,T_z)$

En estas circunstancias, se puede determinar aplicando un modelo de transformación de la energía del oleaje (promediado en la fase) a cada uno de los pares de valores (H,T_z) de la función de distribución conjunta $p(H,T_z,\overline{\theta};h)$ condicionada a la dirección $\overline{\theta}$ y al nivel del mar h, hasta el punto en el que se satisfaga el criterio de rotura. A partir de ese punto será necesario adoptar un modelo de evolución de la ola rota (régimen saturación, roller o estabilidad del flujo de energía de la ola rota) y una ecuación de la variación local del nivel medio debido a la rotura del oleaje que en zonas muy interiores de la zona de rompientes puede ser del mismo orden que la profundidad de agua en reposo. Suponiendo que las olas rotas se comportan como un bore, se puede calcular en cada punto de la zona de rompientes las olas que *(1)* rompen en ese punto, *(2)* han roto anteriormente y que se propagan por ese punto como olas rotas (bores) y *(3)* no han roto. La evolución del bore se puede determinar a partir de uno de los dos criterios siguientes,

1. la zona de rompientes está saturada, bien a través del índice de rotura de cada ola individual, bien del descriptor local, altura de ola media cuadrática.
2. la diferencia entre los flujos de energía local de la ola rota y un valor de estabilización.

Con estos datos se puede obtener localmente la función de densidad de las alturas de ola y periodo.

3.6.6.2 Distribución de Rayleigh

El método anterior se puede simplificar suponiendo que las olas, antes de entrar en la zona de rompientes, siguen una distribución de Rayleigh. A partir del punto de inicio de la rotura, la función de Rayleigh deja

de ser representativa de la distribución de las alturas de ola y la función de densidad está truncada. Dado que el área bajo la función de densidad debe ser igual a la unidad, se puede acumular el exceso de densidad de probabilidad en la altura de rotura o se puede distribuir uniformemente en las restantes alturas de ola (ver apartado 3.5.4.1.1). Ambos métodos suelen ser suficientemente aproximados para su aplicación en la zona de rompientes.

3.6.6.3 Evolución de la altura relativa de la ola

La función de densidad del monomio H/h que, fuera de la zona de rompientes, es de Rayleigh, en su interior, evoluciona a una distribución de Weibull, apartado 3.5.4.1. En zonas de rompientes moderadamente uniformes, la variación de la profundidad relativa y γ_{rms} se puede calcular aplicando métodos integrados en la fase, en particular la teoría del rayo o adoptando expresiones simplificadas basadas en la teoría de ondas largas.

3.6.6.4 Transformación de la función de densidad espectral

Se puede obtener la evolución de la función de densidad espectral aplicando un modelo promediado en la fase (teoría del rayo, MSPE parabólico o hiperbólico seleccionado teniendo en cuenta su adecuación a las condiciones del emplazamiento) a cada una de las componentes espectrales. En cada paso de avance, se debe calcular la energía total bajo el espectro y sus descriptores de estado. Asumiendo que las alturas de ola siguen una distribución de Rayleigh,

1. Comprobar si los descriptores de estado satisfacen, o no, el criterio de rotura y si las alturas de ola individuales están rompiendo. En caso afirmativo se calculará el valor del descriptor de estado que le corresponde a la nueva forma espectral, y en el dominio de las alturas de ola, se aplicará un criterio de rotura a las olas individuales, se truncará la función de distribución y se recalculará su parámetro.
2. Recalcular el espectro con los nuevos valores de los descriptores de estado y determinar el déficit de energía por disipación en la rotura para ambos métodos y retener el pésimo.
3. Adoptar un criterio de reparto entre componentes del déficit de energía debido a la rotura y obtenido de forma global en el paso anterior. En general, la distribución uniforme del déficit entre componentes suele adecuarse bien a los datos experimentales.
4. Comprobar que en cualquiera de las formas en las que se calcule el espectro éste, expresado en función del número de onda, conserva su forma.

3.7 DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE A MEDIO Y LARGO PLAZO

La vida útil puede entenderse como un experimento cuyo resultado final es si el tramo de obra *(1)* ha fallado, o no, con alguno o algunos de los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos y de servicio y *(2)* ha parado o no con alguno o algunos de los modos de parada adscritos a los estados límite operativos. Este resultado depende de la secuencia específica de estados meteorológicos que se van a presentar a lo largo de la vida útil.

Si se pudiese repetir el experimento, el resultado de cada uno de ellos sería diferente dado el carácter aleatorio de la presentación de los agentes y de sus manifestaciones. Sin embargo, la presentación, magnitud y duración de los agentes climáticos está sujeta a sus respectivos modelos de probabilidad, y en consecuencia el resultado del experimento puede ser anticipado desde el punto de vista probabilista. Para ello es necesario conocer aquellos modelos de probabilidad de los agentes climáticos así como los de la respuesta de la obra. Esta descripción estadística se denomina, con amplia generalidad, descripción en la larga duración.

En los apartados anteriores se han presentado los métodos necesarios para la descripción del oleaje (altura, dirección y periodo de las olas individuales) en el estado. En esta sección se proporciona criterios y métodos para la descripción en el plazo intermedio y el largo plazo de los agentes climáticos, principalmente, las oscilaciones del mar y entre ellas el oleaje, ordenados temporalmente en ciclos de solicitación y uso y explotación como

secuencia aleatoria de estados, en años meteorológicos como secuencia aleatoria de ciclos de solicitación y uso y explotación y, finalmente, en la vida útil como secuencia determinista de años meteorológicos. En latitudes medias es habitual considerar los años meteorológicos como pruebas estadísticamente independientes.

3.7.1 Descripción estadística de los estados de oleaje: regímenes anuales

El estado meteorológico es la manifestación conjunta de los agentes atmosféricos y marinos e incluye, al menos, la velocidad y presión atmosférica, el oleaje y nivel asociado a grupos de olas η_{NM}, y nivel del mar debido a ondas largas, maremotos y meteomaremotos ζ_{mm}, marea meteorológica η_{MM} y marea astronómica η_{NA}, definidos por los siguientes descriptores de estado,

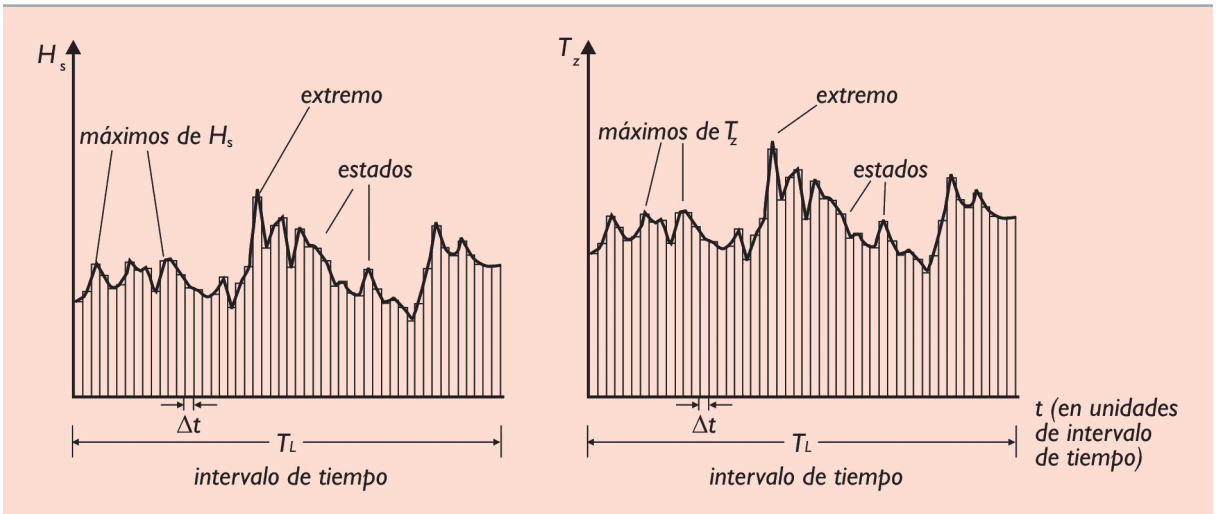
- estado de oleaje: H_s, $\overline{T_z}$, $\overline{\theta_w}$
- estado de viento: $\overline{u_{10}}$, $\overline{\theta_u}$, $\nabla\overline{p_a}$
- estado de nivel del mar: η_{NM}, η_{MA}, η_{MM}, ζ_{mm}

La duración cada uno de los estados depende de la variabilidad temporal del proceso en el punto considerado aunque, en general, se puede admitir que una duración representativas de los agentes climáticos marítimos se encuentra en el intervalo de tiempo entre 30 y 45 minutos, y de los climáticos atmosféricos entre 5 y 15 minutos. Por ello, si bien se habla de curva, en realidad la información es una secuencia temporal discreta de histogramas de duración determinada.

3.7.1.1 Curva de estados

La curva de estado es una representación de la evolución temporal de alguno de los descriptores del estado meteorológico en un punto del mar, figura 3.3.26. La función [22] $H_s(t) > 0$ (altura de ola significante o de cualquier otro descriptor del agente climático) es aleatoria y no estacionaria debido a su variabilidad estacional e hiperanual. Además suelen tener asimetría con respecto a la media anual. Seleccionando en ella un valor umbral $H_{s,cr}$ se pueden identificar los ciclos de solicitación y de uso y explotación. Los primeros son estados relevantes en el comportamiento del tramo frente a la seguridad y el servicio, es decir las condiciones de trabajo extremas; los segundos en el comportamiento durante el uso y explotación encuadradas en las condiciones de trabajo normales operativas. Entre

Figura 3.3.26. ***Curvas de estados de oleaje***



(22) En lo que sigue se trabajará con H_s y se hará referencia al oleaje; no obstante cualquier otro agente puede ser descrito de forma análoga.

ambas condiciones pueden presentarse otras de carácter excepcional no previstas, bien por excedencia insólita de valores de los agentes bien por accidentes o por causas previstas motivadas por una actividad excepcional.

Comentario. Las condiciones de trabajo excepcionales se pueden tratar de la misma forma que las condiciones de trabajo extremas, pero para su consideración en el proyecto es necesario especificar, a priori, la probabilidad conjunta de fallo en las condiciones excepcionales. A tal efecto se puede aplicar el mismo procedimiento recomendado para las condiciones de trabajo extremas: determinar los modos de fallo principales, cálculo de los índices de repercusión económica y social y ambiental debido al modo de fallo pésimo en esas condiciones de trabajo, determinar el carácter de la obra y, a partir de él especificar la probabilidad conjunta de fallo.

3.7.1.1.1 Paradas técnicas y fallos instrumentales y relleno de datos

Es habitual que las series temporales obtenidas con instrumentos de medida tengan intervalos de tiempo en los que, por labores de conservación o fallos técnicos, presenten lagunas de información. En estos casos, se procurará aplicar técnicas de relleno de datos para completar la serie temporal, entre ellas, técnicas estadísticas, correlación con otras variables de estado, o relaciones físicas, debidamente contrastadas, entre variables.

3.7.1.2 Frecuencia relativa de los estados de oleaje en Υ

Si se calcula el tiempo en el que la curva de estados de oleaje se encuentra por encima de un valor determinado $H_s > H_{s,i}$ y se divide por Υ duración total del intervalo de tiempo de análisis, se obtiene la frecuencia relativa en Υ,

$$F\left(H_s > H_{s,i};\Upsilon\right) = \frac{\sum \tau_{s,i}}{\Upsilon} \tag{3.259}$$

donde $\tau_{s,i}$ es la duración de la excedencia i del valor $H_s > H_{s,i}$.

Si el cálculo se realiza con datos de varios años meteorológicos, por ejemplo $\Upsilon = M$, el régimen de excedencias es "representativo" de las excedencias en intervalos de tiempo de duración M años.

3.7.1.2.1 Frecuencia relativa de los estados de oleaje en el año meteorológico

Por otra parte, si se considera que los años meteorológicos son sucesos independientes, entonces la muestra de M años contiene M realizaciones del suceso $H_s > 0$ una por cada año meteorológico. Por tanto, el cálculo anterior puede aplicarse considerando el año meteorológico como intervalo de tiempo es decir,

$$F\left(H_s > H_{s,i};año\right) = \frac{\sum_i \tau_{s,i}}{M\ años} \tag{3.260}$$

es representativa de las excedencias en un año "medio".

De forma análoga se puede definir la excedencia en otros intervalos de tiempo tales como las estaciones, invierno-verano, monzones, etc.

3.7.1.3 Régimen de los estados de oleaje (Régimen de oleaje)

No existe una base científica para seleccionar uno u otro modelo de probabilidad para ajustar los datos de excedencias; se han aplicado modelos tales como log-normal, log-normal modificada, Weibull bi- y triparamétrica, exponencial modificada, etc. En general, el modelo log-normal se ajusta bien a los valores centrados de la

muestra mientras que la función Weibull triparamétrica reproduce mejor el comportamiento de los valores de la cola superior. Por su comportamiento similar a la lognormal en la cola centrada y a Weibull en la cola superior, en ausencia de mejor información, se recomienda la siguiente función gamma generalizada como modelo de probabilidad para el conjunto de datos de H_s,

$$f_{H_s}\left(H_s;\Upsilon\right)=\frac{c}{\Gamma(m)}\lambda^{cm}H_s^{cm-1}\exp\left[-\left(\lambda H_s\right)^c\right] \qquad 0<H_s<\infty \tag{3.261}$$

donde $\Gamma(m)$ es la función gamma, m, λ y c son los tres parámetros de la función que se pueden estimar igualando los momentos $j = 2,3,$ y 4 muestrales y teóricos obteniendo un sistema de tres ecuaciones con tres incógnitas. Los momentos teóricos se expresan como,

$$E\left[H_s^j\right]=\frac{1}{\lambda^j}\frac{\Gamma\left(m+\frac{j}{c}\right)}{\Gamma(m)} \tag{3.262}$$

Cuando el intervalo de tiempo en el que se estima el modelo de probabilidad es el año meteorológico, en España recibe el nombre de Régimen de Oleaje, (en el año medio).

3.7.1.4 Régimen de duración de la excedencia

La duración de la excedencia es el tiempo que en un intervalo de tiempo, año meteorológico o vida útil, el descriptor de estado se mantiene por encima del valor seleccionado. En general, esta variable aleatoria sigue un modelo de Weibull biparamétrico cuyos parámetros son funciones del nivel de excedencia, es decir de H_s.

Comentario. En la ROM 0.4 se recomienda la distribución de Weibull biparamétrica como modelo de probabilidad del régimen de duración de las excedencias de la velocidad media del viento $\overline{u_{10}}$.

3.7.1.5 Régimen de los estados de oleaje en la vida útil

La definición de régimen o función de distribución se puede aplicar a cualquier serie temporal medida en un cierto intervalo de tiempo, por ejemplo el año meteorológico o la vida útil. Para el análisis de la funcionalidad del tramo (frente a los estados límite de servicio) se necesita evaluar la probabilidad conjunta de fallo en la vida útil. El análisis llamado de comportamiento del tramo que incluye los modos de fallo de durabilidad, deformación acumulada y fatiga, entre otros, debe contener todos los estados por encima de un valor umbral cuya presentación sea significativa en la funcionalidad de la obra.

En general, la información necesaria para este análisis no suele estar disponible ya que los datos medidos suelen corresponder periodos de tiempo inferiores a la vida útil V. Sea por ejemplo K años y $K < V$. Una posible solución es admitir la independencia estadística de los años meteorológicos, entonces los datos forman un conjunto muestral con K realizaciones, una por cada año meteorológico, y de él obtener el régimen anual de los estados de oleaje $F_{H_s}(x)$.

En este supuesto, el régimen de excedencias $\Phi_{H_s}(x)$ por encima de un valor umbral en la vida útil V es

$$\Phi_{H_s}\left(x;V\right)=\left\{F_{H_s}\left(x;año\right)\right\}^V \tag{3.263}$$

Para obtener la función $F_{H_s}(x)$ es conveniente tener información recogida durante varios años. Se recomienda que el número mínimo de años sea igual o superior a $V/3$. Es evidente que cuanto más representativa sea $F_{H_s}(x)$ y mejor se satisfaga la independencia estadística de los años meteorológicos, tanto más representativa será $\Phi_{H_s}(x;V)$ de la probabilidad de presentación de estados límite en la vida útil.

Comentario. El régimen de excedencias sin umbral y tomando el año como intervalo de tiempo coincide con el régimen de oleaje, o régimen medio anual. El régimen de excedencias en la vida útil, con o sin excedencia

del umbral, es análogo a lo que en terminología anglosajona se define por long-term wave height distribution o long-term statistics.
Para las fases de construcción y reparación es conveniente trabajar con regímenes estacionales. Sin embargo, en latitudes medias no es recomendable trabajar con intervalos menores que tres meses dada la variabilidad temporal del inicio y final de las estaciones en un sentido meteorológico. En otro caso se puede aplicar alguno de los métodos recomendados en el apartado siguiente.
Por último, no debe confundirse el régimen de excedencias sobre umbral en el intervalo de tiempo V años con el régimen extremal en V años. Aquel utiliza en el ajuste todos los estados por encima del umbral; éste, sólo los picos o el máximo anual.

3.7.1.6 Ajuste de modelos de probabilidad marginales

Para ajustar un modelo de probabilidad a una serie de datos de una sola variable aleatoria, por ejemplo, la altura de ola significante, se pueden aplicar varios métodos. Todos ellos parten de la premisa de que se conoce la función de distribución y lo que se estiman son los parámetros de la distribución. Los diferentes métodos se distinguen por los parámetros que estiman. Entre ellos los más habituales son el método gráfico (mediante papel probabilístico), el método de los momentos (igualando los momentos muestrales y los teóricos de la distribución) y el método de máxima verosimilitud (maximizando el logaritmo de la función de verosimilitud aplicada a los valores muestrales). Se puede aplicar cualquiera de estos métodos, pero son recomendables aquellos que garanticen la ausencia de sesgo, la consistencia y la eficiencia [(23)].

Comentario. Si en un emplazamiento se dispone de una curva de estados de oleaje en un intervalo de tiempo largo, se puede seleccionar valores crecientes del umbral $H_{s,i}$ y dibujar los datos en papel probabilístico de la correspondiente función de probabilidad. Para el caso de la función de Weibull biparamétrica se tiene, (H_s en metros),

$$X = 100 \quad \ln\left(2{,}5 H_{s,i}\right)$$
$$Y = 100 \quad \ln\left\{\ln\left(\frac{1}{\Pr\left[H_s > H_{s,i}\right]}\right)\right\} \tag{3.264}$$

Si los datos se ajustan a la función de probabilidad de Weibull, entonces deben quedar en una línea recta cuando se represenyan en un sistema de ejes cartesianos con el intervalo de variación de las variables reducidas,

$$Y = c + dX$$
$$\left[100 < X < 350; 50 < Y < 250\right] \tag{3.265}$$

Determinados los coeficientes c, d de la recta los parámetros de Weibull son,

$$a = d$$
$$b = \frac{1}{2{,}5}\exp\left[-\frac{c}{100d}\right](en\ metros) \tag{3.266}$$

3.7.1.7 Limitaciones debidas a la no estacionariedad del proceso aleatorio

Los métodos recomendados en los apartados anteriores consideran que el proceso aleatorio $H_s(t)$ es estacionario. En consecuencia cuando se apliquen estos métodos se debe prestar atención al intervalo de muestreo, a la

(23) Véase Notas sobre Métodos Estadísticos Aplicados a la Ingeniería Marítima y de Costas.

estacionariedad por intervalos de tiempo (año) y a la independencia estadística de los sucesivos estados de oleaje. Para obtener la función de probabilidad de H_s se recomienda un muestreo de la curva de estados de oleaje a intervalos de tiempo de 1 hora, y aumentar la cadencia de medida, incluso a registro continuo, cuando la altura de ola significante supere un cierto umbral.

Se ha comprobado que algunos momentos estadísticos de algunas series de datos muestran una variabilidad mensual (estacional). Admitiendo que la presentación de los estados de oleaje tiene una periodicidad estadística anual (pulso del planeta), se puede cuantificar la variabilidad estacional restando a cada serie anual de datos su H_s media anual y calcular el valor medio y la desviación estandar del residuo a lo largo del tiempo. El análisis de Fourier de estas series temporales proporciona la información necesaria para evaluar la variabilidad estacional, si es que existe.

Un procedimiento análogo se puede aplicar para cuantificar la variabilidad hiperanual, si bien para ello se necesitan series temporales de datos que al menos contengan tres hiperciclos, cuya periodicidad en latitudes medias se presume en el intervalo de 11 a 15 años. En estos casos es conveniente analizar las variabilidades estacional e hiperanual simultáneamente desarrollando en serie de Fourier el conjunto de los datos y trabajando con los residuos correspondientes.

3.7.1.8 Régimen conjunto $(H_s, \overline{T_z})$

La información conjunta $(H_s, \overline{T_z})$ se suele recoger en una tabla denominada de contingencia o de peligrosidad o se representa en un diagrama de dispersión de altura de ola significante y periodo medio, figura 3.3.27. Esta información sirve de base para obtener los modelos de probabilidad conjunta $[H_s, \overline{T_z}]$, siguiendo el mismo método descrito en el apartado anterior tanto para obtener el régimen anual de excedencias como el correspondiente a la vida útil. A tal efecto, se recomienda tener en cuenta las consideraciones realizadas en los apartados anteriores con respecto al intervalo de tiempo y a la no estacionariedad del proceso.

El ajuste de modelos de probabilidad bivariados suele tener cierta complejidad por lo que, en general, es recomendable aplicar uno de los tres métodos siguientes:

- Método 1: A partir de las funciones marginal y condicionada

  1. Obtener la función de densidad marginal $f(H_s)$, (p.ej. la función gamma generalizada)
  2. Obtener la función de densidad condicionada, $f(\overline{T_z} \mid H_s)$ a partir de los datos disponibles para cada uno de los valores de H_s especificados, (p.ej. log-normal)
  3. Calcular la función de densidad bivariada, $f(\overline{T_z}, H_s)$

$$f\left(\overline{T_z}, H_s\right) = f\left(\overline{T_z} \middle| H_s\right) * f\left(H_s\right) \tag{3.267}$$

Combinando la función gamma generalizada para la marginal de H_s y una log-normal para la condicional del periodo medio, la función de densidad conjunta se puede escribir,

$$f\left(\overline{T_z}, H_s\right) = \frac{c}{\Gamma(m)} \lambda^{cm} H_s^{cm-1} \exp\left[-\left(\lambda H_s\right)^c\right] * \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma\left(H_s\right)\overline{T_z}} \exp\left\{-\frac{\left[\ln \overline{T_z} - \mu\left(H_s\right)\right]^2}{2\left[\sigma\left(H_s\right)^2\right]}\right\} \tag{3.268}$$

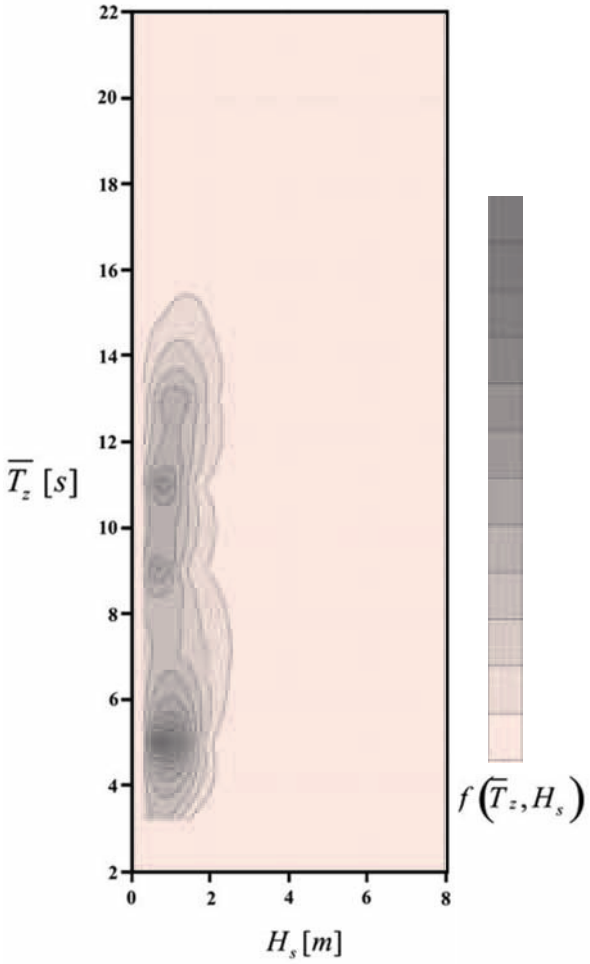
donde los parámetros σ y μ son funciones de H_s de la forma siguiente,

$$\mu\left(H_s\right) = a_1 + a_2 H_s^{a_3} \tag{3.269}$$

$$\sigma\left(H_s\right) = b_1 + b_2 \exp\left[b_3 H_s\right] \tag{3.270}$$

y que se estiman a partir de los datos en el ajuste de la función de densidad condicional.

Figura 3.3.27. Régimen medio de altura de las olas significante y periodo medio de paso por cero, Cádiz, h ≈ 50m



- Método 2: A partir de las funciones marginales

Si se han obtenido las funciones de densidad marginales $f(\overline{T_z}), f(H_s)$ la función de densidad conjunta se puede obtener mediante la siguiente expresión

$$f\left(\overline{T_z}, H_s\right) = \Psi * f\left(\overline{T_z}\right) * f\left(H_s\right) * \Phi \tag{3.271}$$

donde Ψ es el coeficiente de contingencia o peligrosidad dado por,

$$\Psi = \frac{P_1 P_4}{P_2 P_3} \tag{3.272}$$

son probabilidades acumuladas en cuatro cuadrantes en los que se puede dividir el diagrama $(\overline{T_z}, H_s)$, por el punto (arbitrario) $(H_{si}, \overline{T_{zi}})$,

$$P_1 = \Pr\left[H_s < H_{si}, \overline{T_z} < \overline{T_{z,i}}\right] = F\left(H_s, \overline{T_z}\right) \tag{3.273}$$

$$P_2 = \Pr\left[H_s < H_{si}, \overline{T_z} > \overline{T_{z,i}}\right] = F\left(H_s\right) - F\left(H_s, \overline{T_z}\right) \tag{3.274}$$

$$P_3 = \Pr\left[H_s > H_{si}, \overline{T_z} < \overline{T_{z,i}}\right] = F\left(\overline{T_z}\right) - F\left(H_s, \overline{T_z}\right) \tag{3.275}$$

$$P_4 = \Pr\left[H_s > H_{si}, \overline{T_z} > \overline{T_{z,i}}\right] = 1 - F\left(H_s\right) - F\left(\overline{T_z}\right) - F\left(H_s, \overline{T_z}\right) \tag{3.276}$$

y la función Φ se calcula mediante,

$$\Phi = \frac{(\Psi - 1)\Lambda + 1}{\left\{S^2 - 4\Psi(\Psi - 1)F\left(H_s\right)F\left(\overline{T_z}\right)\right\}^{\frac{3}{2}}} \tag{3.277}$$

donde,

$$\Lambda = \left[2 - \left(P_2 + P_4\right) - \left(P_3 + P_4\right)\right] - 2\left[\left(P_2 + P_1\right)\left(P_3 + P_1\right)\right] = F\left(H_s\right) + F\left(\overline{T_z}\right) - 2F\left(H_s\right)F\left(\overline{T_z}\right) \tag{3.278}$$

$$S = 1 + (\Psi - 1)\left[2 - \left(P_2 + P_4\right) - \left(P_3 + P_4\right)\right] = 1 + (\Psi - 1)\left[F\left(H_s\right) + F\left(\overline{T_z}\right)\right] \tag{3.279}$$

Entre el coeficiente de contingencia Ψ y el coeficiente de correlación muestral ρ existe la siguiente relación funcional,

$$\rho = \frac{\Psi + 1}{\Psi - 1} - \frac{2\Psi}{(\Psi - 1)^2}\ln\Psi \tag{3.280}$$

que se puede utilizar para verificar la bondad del ajuste.

- Método 3: Aplicando las funciones cópulas

Las cópulas son funciones multivariantes con variables marginales uniformes; es decir, funciones cuyos argumentos no son las variables iniciales si no sus correspondientes funciones de distribución, empíricas o teóricas. Las funciones uniparamétricas mas utilizadas para las variables climáticas son la Cópula de Gumbel y la de Plackett. El cálculo de los parámetros de las funciones cópula se puede realizar por máxima verosimilitud, bien de forma generalizada dejando libre todos los parámetros (los de las marginales y el de la cópula), o bien, como suele ser lo habitual, ajustando previamente las marginales y, una vez efectuado el ajuste, admitir su representatividad y estimar exclusivamente el parámetro de dependencia.

Cópula de Gumbel

$$C_\delta(u,v) = \exp\left\{-\left(\tilde{u}^\delta + \tilde{u}^\delta\right)^{\frac{1}{\delta}}\right\} \tag{3.281}$$

$$u = F(x); v = F(y) \tag{3.282}$$

$$u = -\log u; \tilde{v} = -\log v \tag{3.283}$$

donde δ es el parámetro de dependencia que varía entre $\delta \to 1$, en el caso de independencia, y $\delta \to \infty$ cuando ambas variables tienden a crecer simultáneamente (dependencia en el cuadrante positivo). La función de densidad conjunta es,

$$c_\delta(u,v) = \frac{C_\delta(u,v)}{uv}\frac{(\tilde{u}\tilde{v})^{\delta-1}}{\left(\tilde{u}^\delta + \tilde{v}^\delta\right)^{2-\frac{1}{\delta}}}\left[\left(\tilde{u}^\delta + \tilde{v}^\delta\right)^{\frac{1}{\delta}} + \delta - 1\right] \tag{3.284}$$

Cópula de Plackett

$$C_\delta(u,v) = \frac{1}{2\eta}\left\{1 + \eta(u+v) - \left[\left(1 + \eta(u+v)\right)^2 - 4\delta\eta uv\right]^{\frac{1}{2}}\right\} \tag{3.285}$$

Donde u, v son las funciones de distribución de las variables representativas, $\eta = \delta - 1$, y δ el parámetro de dependencia, $\delta \to 1$, en el caso de independencia, $\delta \to \infty$ cuando ambas variables tienden a crecer simultáneamente y $\delta \to 0$ cuando ambas variables tienden a disminuir conjuntamente.

La densidad de esta cópula es,

$$C_\delta(u,v) = \frac{\delta\left[1+\eta\left(u+v-2uv\right)\right]}{\left[\left(1+\eta\left(u+v\right)\right)^2 - 4\delta\eta uv\right]^{\frac{3}{2}}} \tag{3.286}$$

3.7.1.9 Régimen de los estados de oleaje condicionado a la dirección de propagación

En la mayoría de los proyectos, tanto de áreas portuarias como litorales, es necesario aplicar los regímenes de H_s condicionados a la dirección de propagación. Si hay información suficiente se recomienda proceder (como en el caso de $(H_s, \overline{T_z})$), a partir de las funciones marginal y condicional:

1. Obtener la función de densidad marginal $f(H_s)$, (p.ej. la función gamma generalizada)
2. Obtener la función de densidad condicionada, $f(\overline{\theta} \mid H_s)$ a partir de los datos disponibles para cada uno de los valores de H_s especificados,
3. Calcular la función de densidad bivariada, $f(\overline{\theta}, H_s)$

$$f\left(\overline{\theta}, H_s\right) = f\left(\overline{\theta} \middle| H_s\right) * f\left(H_s\right) \tag{3.287}$$

Obviamente, cuando ambos descritores son independientes se cumple que,

$$f\left(\overline{\theta}, H_s\right) = f\left(\overline{\theta}\right) * f\left(H_s\right) \tag{3.288}$$

Una manera más simple de proceder es dividir la serie de datos en sectores de ángulo $11{,}25^o$ o $22{,}50^o$ (según la información disponible) y calcular la probabilidad de H_s para cada uno de ellos,

$$F\left(H_s; \overline{\theta_i} < \overline{\theta} < \overline{\theta_{i+1}}\right) = \Pr\left[H_s > H_{s,i}; \overline{\theta_i} < \overline{\theta} < \overline{\theta_{i+1}}\right] \tag{3.289}$$

Por definición, la probabilidad de excedencia en cada sector es menor que la probabilidad de excedencia escalar. En mar abierto esta función suele ajustarse bien a la diferencia de dos funciones de Weibull del mismo exponente,

$$F\left(H_s; \overline{\theta_i} < \overline{\theta} < \overline{\theta_{i+1}}\right) = \exp\left[-\left(\frac{H_s}{b_1}\right)^a\right] - \exp\left[-\left(\frac{H_s}{b_2}\right)^a\right] \tag{3.290}$$

$$b_1 > b_2$$

3.7.1.10 Régimen de los estados de oleaje condicionado al nivel

Se recomienda trabajar con el régimen de oleaje condicionado al nivel del mar ζ_{NM} cuando se satisfagan una o más condiciones siguientes:

- la rotura del oleaje por fondo es un proceso relevante en la magnitud de la altura de ola en el emplazamiento,
- la amplitud de la marea astronómica influye de forma significativa en la rotura del oleaje, y
- la relación entre las amplitudes de la marea meteorológica η_{NM} y otros procesos que influyen en el nivel del mar, maremotos y meteomaremotos ζ_{mm} y de la marea astronómica η_{MA} es de $O(1)$. Este aspecto es particularmente relevante en la ocurrencia de los ciclos de solicitación.

Si hay información suficiente se recomienda proceder (como en el caso de $(H_s, \overline{T_z})$, a partir de las funciones marginal y condicionada:

1. Obtener la función de densidad marginal $f(H_s)$, (p.ej. la función gamma generalizada)

2. Obtener la función de densidad condicionada, $f(\zeta_{NM} \mid H_s)$ a partir de los datos disponibles para cada uno de los valores de H_s especificados,
3. Calcular la función de densidad bivariada, $f(\zeta_{NM}, H_s)$

$$f(\zeta_{NM}, H_s) = f(\zeta_{NM} \mid H_s) * f(H_s) \tag{3.291}$$

Obviamente, cuando ambos descritores son independientes se cumple que,

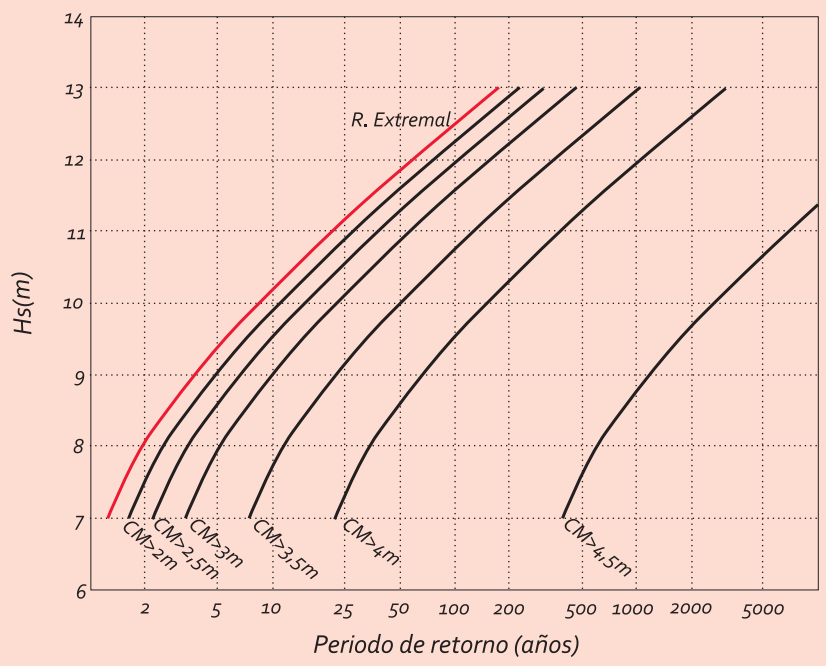
$$f(\zeta_{NM}, H_s) = f(\zeta_{NM}) * f(H_s) \tag{3.292}$$

De forma análoga a la variable dirección, se puede dividir la serie de datos en intervalos de nivel, (según la información disponible y el intervalo de variabilidad) y calcular la probabilidad de excedencia sobre el umbral para cada uno de ellos. La función de distribución de la excedencia de H_s condicionada a un intervalo de nivel es, $[\zeta_{NM,i} < \zeta_{NM} < \zeta_{NM,i+1}]$

$$f(H_s; \zeta_{NM,i} < \zeta_{NM} < \zeta_{NM,i+1}) = \Pr[H_s > H_{s,i}; \zeta_{NM,i} < \zeta_{NM} < \zeta_{NM,i+1}] \tag{3.293}$$

donde ζ_{NM} es la altura de la columna de agua desde el fondo en el instante de la medida y contabiliza todos las posibles contribuciones al mismo, figura 3.3.28.

Figura 3.3.28. Régimen extremal de los estados de oleaje condicionados al nivel del mar



3.7.2 Descripción estadística de los ciclos de operatividad y de calma

Un ciclo de operatividad es una secuencia continua de estados meteorológicos en los que todos los descriptores de estado se encuentran por debajo de sus respectivos valores umbrales. El ciclo meteorológico también se puede denominar calma desde el punto de vista operativo aunque no implica que los descriptores de estado se anulan. El ciclo de operatividad se define por la no excedencia del valor umbral; para el caso del descriptor de alturas de ola $Y_{op} = H_{s,u}$

$$\Pr[H_s(t) < H_{s,u}] = 1 - \Pr[H_s(t) \geq H_{s,u}] = 1 - F(H_{s,u}) \tag{3.294}$$

En latitudes medias el ciclo de operatividad no es un suceso raro, más al contrario es el suceso habitual. Desde el punto de visto de los agentes climáticos atmosféricos y marítimos una forma de definir las condiciones de trabajo operativas normales es cuando los descriptores del estado meteorológico no exceden ninguno de los valores umbrales. En estas circunstancias, el área portuaria se encuentra operativa aunque pueda no estar en uso.

3.7.2.1 Persistencia, regímenes

La persistencia del ciclo de operatividad es el tiempo que transcurre sin solución de continuidad, entre un paso descendente y el siguiente ascendente por el valor umbral del descriptor de estado. Al igual que la no excedencia, la persistencia es una variable aleatoria. En las áreas portuarias, debido a las singularidades de las condiciones de abrigo, no tiene por qué ajustarse a una función de distribución determinada. En mar abierto y en diversos lugares, a partir de datos visuales persistencia se ha ajustado bien a una distribución biparamétrica de Weibull.

En general, no tiene por qué haber una relación funcional entre los parámetros de los modelos de probabilidad de las persistencias de los ciclos de solicitación y de operatividad ni del número de ellos ya que los valores umbrales son diferentes.

3.7.2.1.1 Persistencia media del ciclo de operatividad

La persistencia media $\overline{\tau_{op}}$ del valor umbral en Υ_{op} es,

$$\overline{\tau_{op,cr}} = \frac{\sum_i \tau_{op,u,i}}{\overline{n_{op,\Upsilon_{op}}}} \tag{3.295}$$

donde, $\overline{n_{op,\Upsilon}}$ es el número medio de no excedencias del umbral Υ_{op} es decir el número medio de ciclos de solicitación en el intervalo de tiempo, por ejemplo el año meteorológico.

3.7.2.2 Regímenes de los valores mínimos

Algunas veces puede ser necesario determinar unas condiciones de operatividad muy estrictas de tal foma que el valor umbral sea muy pequeño, dejando de pertenecer a la clase de valores centrados y entra en la clase de valores de la cola inferior. En este caso los regímenes de persistencia de los valores mínimos debe seguir un tratamiento análogo al descrito para los valores máximos. En otros casos se puede necesitar acotar las persistencias mínimas o máximas de los ciclos de operatividad. Esta situación vuelve a ser un problema de máximos y mínimos por lo que se recomienda seguir las técnicas de ajuste recomendadas en el Anejo. A tal efecto se definirá la variable aleatoria, persistencia mínima o persistencia máxima en el intervalo de tiempo (en general el año meteorológico) y se ajustará un modelo de probabilidad a la muestra de estos valores.

La probabilidad de que en el intervalo de tiempo no se exceda la persistencia máxima o se exceda la persistencia mínima se obtiene por la probabilidad condicionada, es decir que se produzca una persitencia inferior a la mínima condicionada a que ocurra el ciclo de operatividad

$$\Pr\left[x < x_{mín} \middle| \Upsilon \le \Upsilon_{op}; año\right] = \frac{\Pr\left[\left(x < x_{mín}\right) y \left(\Upsilon \le \Upsilon_{op}\right)\right]}{\Pr\left[\Upsilon \le \Upsilon_{op}; año\right]} \tag{3.296}$$

3.7.3 Descripción estadística de los ciclos de solicitación

El ciclo de solicitación está formado por una secuencia aleatoria de estados meteorológicos en cada uno de los cuales la probabilidad de que se produzca un modo de fallo frente a la seguridad o el servicio en la vida útil

es significativa. En consecuencia la descripión estadística de los ciclos de solicitación es la llave para el calculo de la seguridad o el servicio de la obra en condiciones de trabajo extremas.

Para el caso de los estados de oleaje los principales descriptores del ciclo son su duración o persistencia, el valor máximo del estado o pico máximo y el número de ciclos de solicitación en la vida útil. Los tres descriptores son variables aleatorias con sus respectivas funciones de probabilidad tal y como se detalla a continuación. La duración o persistencia del estado de un proceso aleatorio está relacionado con su capacidad de cambio en el tiempo. En general, los procesos oscilatorios marinos necesitan un tiempo mínimo de actuación de las fuerzas generadoras o amortiguadoras para cambiar. Esta circunstancia conlleva la necesidad de disponer de un tamaño de muestra mínimo para poder realizar una estadística fiable. Por eso, la duración del estado se puede determinar o fijar. Sin embargo, no ocurre lo mismo con la duración del ciclo de solicitación $\tau_{s,cr}$ que es aleatoria y depende, entre otros, del valor umbral y cuantifica el tiempo que la curva de estados se encuentra por encima de dicho valor entre dos pasos ascendentes consecutivos. Cuando el umbral es suficientemente alto el pico máximo del ciclo pertenece a la familia de los sucesos raros y complementa la información de la muestra formada por los picos máximos anuales (uno por año). Su utilización permite aproximarse a la función del extremo anual considerando toda la información disponible.

La curva [24] $H_s(t) > H_{s,cr}$ (altura de ola significante o de cualquier otro descriptor de agente climático) proporciona la información necesaria para calcular: (1) la frecuencia relativa de los estados de oleaje sobre un valor umbral y ajustar a partir de ella una función de probabilidad representativa de su variabilidad en el intervalo de tiempo analizado, (2) el número de ciclos de solicitación y su duración, (3) una muestra de picos máximos y (4) una muestra de máximos anuales.

Comentario. En cada uno de los estados del ciclo, los pares de valores de altura y periodo de ola tienen una función de distribución conjunta cuyos parámetros dependen de los descriptores del estado y de la edad del oleaje. De ella, se pueden obtener las correspondientes distribuciones condicionadas y marginales de las alturas y periodos de ola, así como las distribuciones de la altura de ola máxima y de otros estadísticos de orden. Asímismo, en cada uno de los estados del ciclo, se puede describir el oleaje mediante la función de densidad espectral y sus correspondientes momentos y descriptores de estado. Además, entre los descriptores estadísticos y frecuenciales de ambas existen las relaciones funcionales y estadísticas y que pueden aplicarse para obtener una descripción de los estados de oleaje a partir de la otra y para verificar la calidad de los datos.

3.7.3.1 Frecuencia relativa de las excedencias del valor umbral

Si se dispone de una muestra de valores de las persistencias $\tau_{s,cr,i}$ de los $i = 1, \ldots, I$ ciclos de solicitación que se han presentado en un intervalo de tiempo Υ, por ejemplo el año meteorológico o la vida útil, de ella se pueden obtener los modelos de probabilidad del suceso: excedencia del umbral y de la variable aleatoria: duración de dicha excedencia.

Si sobre la curva de estados de oleaje medida en varios años meteorológicos, se toman diferentes valores de $H_s > H_{s,cr}$ y se calcula el tiempo acumulado en el que la curva se encuentra por encima del valor de H_s y se divide por la duración $\Upsilon_{H_{s,cr}}$ de la excedencia del umbral $H_{s,cr}$ se obtiene la frecuencia de la excedencia sobre umbral en el intervalo de tiempo analizado, es decir

$$\Pr\left(H_s > H_{s,i} \middle| H_{s,i} > H_{s,cr}; \Upsilon\right) = \frac{\sum_i \tau_{s,i|cr}}{\Upsilon_{H_{s,cr}}} \tag{3.297}$$

donde $\tau_{s,i|cr}$ es la duración de la excedencia del valor $H_s > H_{s,i}$ condicionado a que el valor umbral exceda el valor crítico $H_{s,i} > H_{s,cr}$.

Por definición de función condicionada se debe satisfacer que,

(24) En lo que sigue se trabajará con Hs y se hará referencia al oleaje; no obstante cualquier otro agente puede ser descrito de forma análoga.

$$\Pr\left(H_s > H_{s,i};\Upsilon\right) = \overset{*}{\Pr}\left(H_s > H_{s,i}\left|H_{s,i} > H_{s,cr}\right.\right) * \Pr\left(H_{s,i} > H_{s,cr}\right) \tag{3.298}$$

Si los datos pueden considerarse como pertenecientes a M realizaciones estadísticamente independientes, una por cada uno de los años meteorológicos, el modelo de probabilidad ajustado es el régimen anual de oleaje sobre umbral,

$$\overset{*}{\Pr}\left(H_s > H_{s,i}\left|H_{s,i} > H_{s,cr};año\right.\right) = \frac{\sum_i \tau_{s,i|cr}}{M\ \ años_{H_{s,cr}}} \tag{3.299}$$

3.7.3.2 Modelo de probabilidad de excedencias sobre umbral: GPD

La probabilidad condicional de la variable aleatoria H_s conociendo que, $H_{s,i} > H_{s,cr}$ es,

$$\Pr\left[\left(H_s < H_{s,i}\left|H_{s,i} > H_{s,cr}\right.\right);\Upsilon\right] = \frac{F\left(H_{s,i}\right) - F\left(H_{s,cr}\right)}{1 - F\left(H_{s,cr}\right)} \qquad H_{s,i} > H_{s,cr} \tag{3.300}$$

donde F es la función de distribución de H_s.

Para valores de $H_{s,cr}$ suficientemente altos esta probabilidad se aproxima adecuadamente a la función de distribución generalizada de Pareto, $GPD(\sigma_P, \xi_P)$,

$$F^*\left(H_s > H_{s,i}\left|H_{s,i} > H_{s,cr};\Upsilon\right.\right) = \left[\frac{1 - \xi_P\left(H_{s,i} - H_{s,cr}\right)}{\sigma_P}\right]^{\frac{1}{\xi_P}} \qquad H_{s,i} > H_{s,cr} \tag{3.301}$$

donde σ_P es el parámetro de escala $(\sigma_P > 0)$ y ξ_P es el de forma. Si $\xi_P = 0$ se obtienen la función de distribución exponencial. Este modelo de probabilidad también se puede aplicar cuando se toma el año meteorológico como intervalo de tiempo.

Comentario. En algunas aplicaciones suele ocurrir que en mar abierto $F(H_s)$ se ajusta a una función de Weibull biparamétrica, es decir

$$F^*\left(H_s\right) = \exp\left[-\left(\frac{H_s}{b}\right)^a\right] \tag{3.302}$$

donde a y b son dos parámetros que dependen del emplazamiento; b es directamente proporcional al valor del umbral, H_s y es, por tanto, un parámetro de escala, mientras que a proporciona la tasa de crecimiento de H_s al decrecer la probabilidad de excedencia y es un parámetro de forma.

3.7.3.3 Régimen de excedencia sobre umbral condicionado a la dirección de propagación

En la mayoría de los proyectos tanto de áreas portuarias como litorales será necesario aplicar los regímenes de excedencia de H_s condicionados a la dirección de propagación. Si hay información suficiente se recomienda proceder de acuerdo con el apartado 3.7.2.9.

3.7.3.4 Regímenes de persistencia

La persistencia del ciclo de solicitación es el tiempo que el valor del descriptor de estado se encuentra sin solución de continuidad por encima del valor umbral. Al igual que la excedencia la persistencia es una variable aleatoria. Es habitual que en mar abierto esta variable sigue un modelo de Weibull biparamétrico cuyos parámetros dependen del valor umbral $H_{s,cr}$.

3.7.3.4.1 Persistencia media y número medio de ciclos de solicitación

La persistencia media $\overline{\tau_{s,cr}}$ del valor umbral en Υ es,

$$\overline{\tau_{s,cr}} = \frac{\sum_i \tau_{s,cr,i}}{\overline{n_{cr,\Upsilon}}} \tag{3.303}$$

donde, $\overline{n_{cr,\Upsilon}}$ es el número medio de excedencias sobre el umbral en Υ, es decir el número medio de ciclos de solicitación en ese intervalo de tiempo.

3.7.3.5 Modelo de probabilidad del número de ciclos de solicitación en Υ

Si el suceso $H_s > H_{s,cr}$ excedencia sobre el valor umbral es un suceso raro en el intervalo de tiempo (por ejemplo que el cociente entre el número de sucesos y el número de días en Υ sea del orden de $O(10^{-1})$ o menor), entonces el número de ciclos de solicitación $n = n_{cr,\Upsilon}$ en Υ es una variable aleatoria que, con amplia generalidad, se ajusta a un modelo de probabilidad de Poisson, cuya función de densidad es,

$$f(n) = \frac{v^n e^{-n}}{n!} \tag{3.304}$$

donde $v = \overline{n_{cr,\Upsilon}}$ y $n = 0,1,2, \ldots$ son el número posible de ciclos de solicitación (excedencias sobre umbral) que pueden presentarse en el intervalo de tiempo Υ.

3.7.3.5.1 Número de ciclos de solicitación en el año meteorológico y en la vida útil

El número de observaciones (es decir de ciclos de solicitación) en el año n_a o en la vida útil n_V son variables aleatorias discretas (al igual que el número de olas en un estado de oleaje o el periodo de paso por cero de las olas individuales) cuyos descriptores estadísticos y modelo de probabilidad se pueden estimar a partir de los datos medidos o por retroanálisis. En general, la distribución acumulada del número de sucesos raros (definidos, o no, sobre un umbral) en un intervalo de tiempo se ajustan a un modelo de Poisson, figura 3.3.29,

$$P_a(n_a) = \frac{v_a^n e^{-v_a}}{n!}, \quad n = n_a = 0,1,2,3\ldots \text{ en el año meteorológico} \tag{3.305}$$

donde el parámetro de la distribución es $v_a = \overline{n_a}$ número medio de ciclos de solicitación (número medio de picos máximos) en el año meteorológico. Análogamente, se puede definir la función de distribución del número de observaciones en la vida útil,

$$P_V(n_V) = \frac{v_V^n e^{-v_V}}{n!}, \quad n = 0,1,2,3\ldots \text{ en la vida útil} \tag{3.306}$$

donde $v_V = \overline{n_V}$ número medio de ciclos de solicitación (número medio de picos máximos) en la vida útil. En general, no se dispone de la información correspondiente a la vida útil. Sin embargo, en el supuesto de que los años son pruebas estadísticamente independientes, el número medio de ciclos de solicitación en la vida útil se puede estimar por,

$$\overline{n_V} = \overline{n_a} * V \tag{3.307}$$

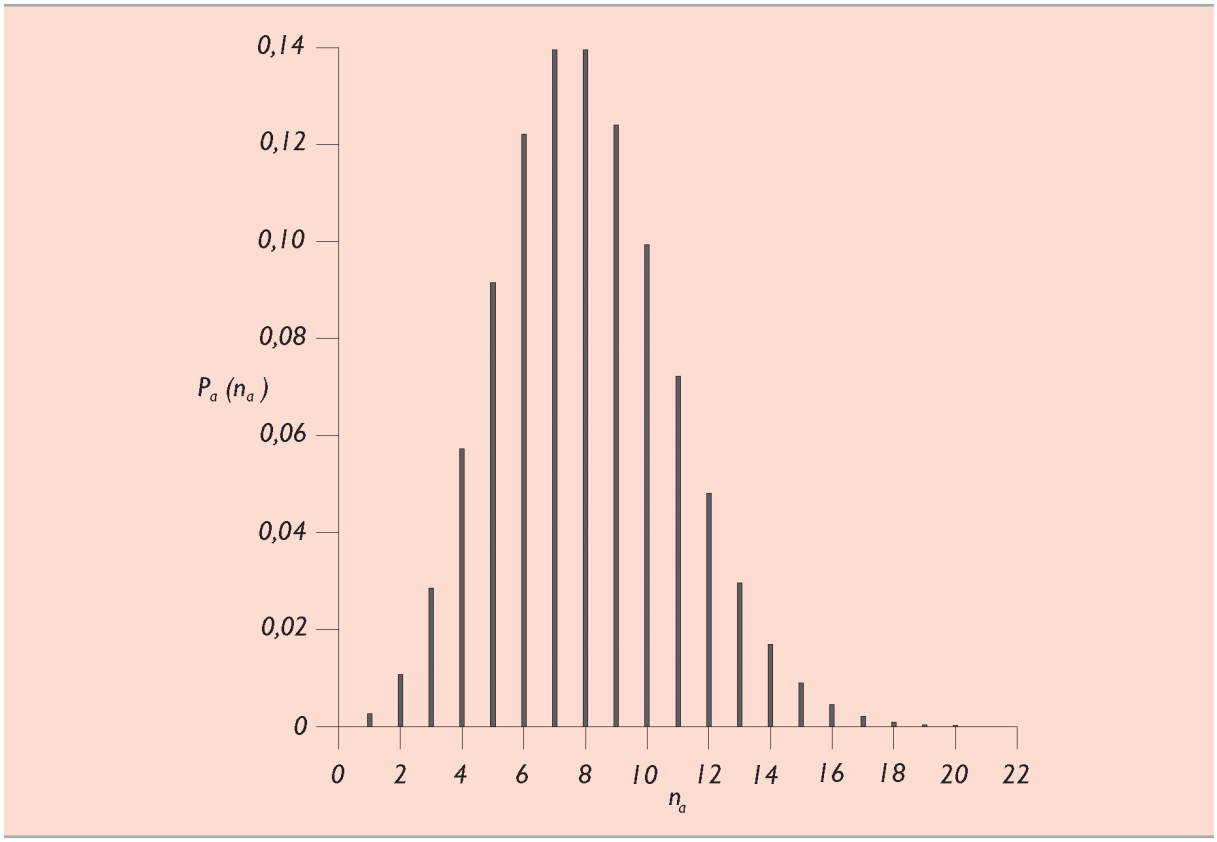
por lo que, estimada la distribución en el año meteorológico se puede derivar la correspondiente en la vida útil.

Comentario. Cuando los datos extremos son escasos, se recomienda calcular el régimen extremal a partir de la muestar de los picos máximos de los ciclos de solicitación. Para ello se necesita conocer el valor medio del número de ciclos en el año. Si se dispone de una muestra de valores de V años y en ella se han obser-

vado n_V picos, bajo las hipótesis de la independencia estadística de cada uno de los años meteorológicos el número medio de ciclos en el año $\overline{n_a}$, es decir el parámetro de Poisson $v = \overline{n_a}$ se puede estimar por,

$$v = \overline{n_a} = \frac{n_V}{V} \tag{3.308}$$

Figura 3.3.29. Función de densidad de Poisson del número de ciclos de solicitación en el año meteorológico



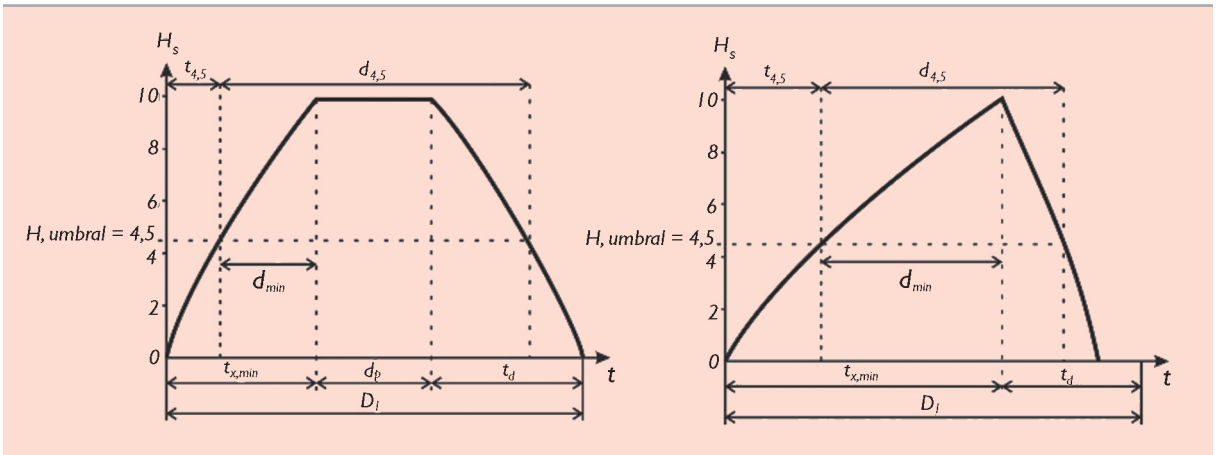
3.7.3.6 Modelos de ciclo de solicitación

Para obtener las funciones de distribución de los descriptores asociados a la presentación de los ciclos de solicitación es necesario tener en cuenta su forma. Ésta contiene información sobre los procesos de generación y evolución del oleaje. En latitudes medias los ciclos de solicitación están asociados, en general, al paso de las borrascas extratropicales por lo que la forma de los estados meteorológicos evoluciona con el siguiente patrón. Al inicio se presenta un oleaje swell sin viento y, a medida que éste va creciendo con la aproximación de la borrasca el espectro del oleaje va mostrando dos picos con direcciones diferentes que, finalmente, se sueldan en un solo pico con una dirección dominante hasta que con el paso de la borrasca el espectro rebaja considerablemente la energía en todas las frecuencias sin que predomine alguna.

3.7.3.6.1 Evolución temporal

La evolución temporal de las curvas del estado del oleaje $(H_s - t)$, $(\overline{T}_z - t)$, $(\overline{\theta} - t)$ proporciona la forma del temporal, figura 3.3.30. En cada una de las áreas litorales españolas, el estado de oleaje umbral del ciclo de solicitación generado por el paso de una borrasca extratropical se puede fijar, inicialmente, en un determinado valor $H_s > H_{s,u}$. La forma de esta curva se puede descomponer en tres ramas: (1) generación y crecimiento, (2) máximo y (3) decaimiento.

Figura 3.3.30. **Formas sintéticas de la evolución de un temporal**



La primera rama depende de la velocidad del viento, su uniformidad sobre el fetch y las dimensiones de éste que a su vez dependen del tamaño y dimensiones de la borrasca, la presión en el centro y el gradiente de presiones. La rama alrededor del máximo y su duración depende de la velocidad de traslación y de giro de la borrasca que viene condicionada por la condiciones sinópticas de contorno que, finalmente, son las que regulan la rama de decaimiento conjuntamente con los procesos de dispersión angular y radial y la forma de la costa. Consecuentemente, la forma de los ciclos de solicitación es aleatoria.

3.7.3.6.2 Parámetros de forma del ciclo de solicitación

Dividido el ciclo de solicitación en estados meteorológicos la probabilidad de fallo frente a la seguridad del dique de abrigo se puede calcular a partir de las probabilidades de fallo en cada uno de los estados que lo conforman. Los primeros estados de la rama de generación, así como los últimos de la de decaimiento, antes de cruzar el valor umbral, contribuirán ligeramente con respecto a la rama del máximo. Por ello, el cálculo de la probabilidad de fallo durante el ciclo de solicitación se puede aproximar trabajando con ciclos de solicitación de forma equivalente, según la borrasca circula rápido por la zona o transita y evoluciona lentamente. En el primer caso la forma del ciclo se aproxima a una triángulo, mientras que en el segundo caso su forma es más trapezoidal e incluso rectángular.

Los parámetros para definir la forma equivalente del ciclo de solicitación son el valor umbral y duración de la excedencia, $H_{s,u}$, τ_u, el valor máximo y su duración, $H_{s,\text{máx}}$, $\tau_{\text{máx}}$, y un valor representativo de la intensidad de la borrasca y la duración de su excedencia, $H_{s,r}$, τ_r, por ejemplo del orden del 75% del valor del máximo. Se recomienda adoptar una forma triangular o una rectangular cuando se cumplen aproximadamente las siguientes relaciones, Tabla 3.3.24, (figura 3.3.30)

Tabla 3.3.24. **Forma y parámetros del ciclo de solicitación**

	Triangular	Rectangular
$\tau_{\text{máx}}$ (horas)	≤ 3	> 3
$H_{s,r} / H_{s,u}$	$\approx \tau_u / \tau_r$	0,75 - 1,0
$H_{s,r} / H_{s,\text{máx}}$	< 0,75	≥ 0,750
τ_{eq}	–	área $\approx \tau_{eq} * H_{s,\text{máx}}$

donde, τ_{eq} es la duración equivalente de una borrasca rectangular que se obtiene conservando aproximadamente el área bajo la curva de estado real y la rectangular.

Cuando la evolución de la borrasca no se reproduzca adecuadamente con alguna de las dos formas anteriores se recomienda tantear formas trapezoidales o dos rectángulos, uno para $(H_{s,u} \leq Hs(t) < H_{s,r})$ y otro para el tramo $(H_{s,r} \leq Hs(t) < H_{s,\text{máx}})$, adoptando para la base de cada uno de ellos por el criterio de la conservación del área.

Una forma más objetiva de clasificar la magnitud e intensidad de la borrasca es a través del parámetro M_T que cuantifica su contenido energético total mediante las siguientes expresiones

	M_T
triangular	$\dfrac{\left(H_{s,máx} - H_{s,u}\right)\tau_u}{2}$
rectangular	$\left(H_{s,máx} - H_{s,u}\right)\tau_u$
trapezoidal	$\dfrac{\left(H_{s,máx} - H_{s,u}\right)\left(\tau_u + \tau_{máx}\right)}{2}$

Comentario. La probabilidad de fallo frente a la seguridad en la vida útil no varía significativamente con la forma del ciclo de solicitación, por lo que no es necesario ajustar con esmero la forma del ciclo de solicitación.

3.7.3.7 Marea meteorológica asociada al ciclo de solicitación

Una vez conocida la forma del ciclo de solicitación y las características de la borrasca que lo han generado, se puede calcular la marea meteorológica que genera, aplicando alguno de los modelos que se detallan en la sección 3.12.1, o de forma simplificada mediante una relación funcional con la altura de ola significante de cada uno de los estado. Estas relaciones son específicas de cada zona del emplazamiento y antes de su aplicación deben de estar convenientemente verificadas.

3.7.4 Análisis de los valores máximos y extremos

Con carácter general, el término valor extremo se adjudica al valor mayor que una variable aleatoria puede tomar en un número de observaciones dado. El valor mayor es, a su vez, una variable aleatoria que depende del tamaño de la muestra. Esta definición se puede aplicar a la altura de ola máxima en: (1) un estado de oleaje de una hora de duración, (2) un un ciclo de solicitación de duración aleatoria, (3) un año meteorológico o (4) en la vida útil.

Por tanto, para pronosticar el valor máximo de la altura de ola y su probabilidad de excedencia en alguno de los intervalos de tiempo es necesario conocer el número esperado de olas que pueden presentarse en el correspondiente intervalo de tiempo. Así mismo, la definición es válida para el descriptor (p.ej. la altura de ola significante) del estado máximo en: (1) un ciclo de solicitación de duración aleatoria, (2) un año meteorológico o (3) la vida útil y, análogamente, para pronosticar su valor máximo y su probabilidad de excedencia es necesario conocer el número esperado de observaciones en el correspondiente intervalo de tiempo. En el caso del estado de oleaje máximo anual o extremal, uno por año, el número de observaciones es igual al número de años y está por tanto determinado.

Sin embargo, el pico es el estado de oleaje mayor en el ciclo de solicitación y el pico máximo se refiere al estado de oleaje máximo de los ciclos de solicitación; en este caso el número de observaciones es igual al número de ciclos que pueden presentarse en el intervalo de tiempo, por ejemplo, el año meteorológico. Pero el número de picos o de ciclos de solicitación que se presentan en el año es aleatorio.

Esta situación es realmente paradójica. La función de distribución del valor mayor de una muestra de n observaciones se obtiene mediante una aproximación asintótica a su forma real cuando el número de observaciones es muy grande. Por tanto, el método más lógico de obtener el régimen extremal anual o régimen de temporales es ajustar el modelo de probabilidad a partir de una muestra de valores extremos, uno por año. Pero esta muestra es, en la mayoría de los casos, finita y de pequeña magnitud y por tanto el resultado así obtenido es incierto.

Por otra parte, el régimen extremal se puede aproximar a partir de la distribución extremal de las excedencias por encima de un valor umbral siempre que satisfagan el requisito de independencia estadística y valor raro (es decir poco frecuente). Estos dos criterios los satisface el pico máximo de los ciclos de solicitación, y se puede demostrar que la función de distribución del valor mayor de los picos máximos se aproxima, también, asintóticamente al régimen extremal o distribución del estado de mar máximo anual. Para realizar este cálculo se necesita conocer el número de picos máximos o ciclos de solicitación en el año, que, tal y como se ha comentado anteriormente, es una variable aleatoria. Afortunadamente, para sucesos raros, esta variable sigue con bastante bondad un modelo de Poisson de parámetro el número medio de picos (o ciclos de solicitación en el año).

En los apartados siguientes se proporciona la información necesaria para obtener el régimen extremal de los estados de oleaje según uno de los dos procedimientos descritos.

3.7.4.1 Distribución de altura de ola máxima en un estado de oleaje

Las olas medidas en un estado de oleaje son una muestra secuencial de n alturas que, en general, no son independientes. Sin embargo, si las alturas se ordenan de menor a mayor, $[H_1, \ldots, H_n]$, siendo H_1 la menor y H_n la mayor y constituyendo una muestra ordenada, los elementos muestrales son independientes y cada uno de ellos tiene su propia función de probabilidad.

Si las funciones de densidad y distribución de una variable aleatoria H se identifican por $f_H(x)$, $F_H(x)$, entonces la función de probabilidad del número n de elementos que, en una sucesión creciente de variables aleatorias, por ejemplo, la altura de ola, son menores o iguales que un valor dado es del tipo binomial (ver Anejo apartado 4.10.6.3). A partir de su expresión puede obtenerse la probabilidad de no superación de cualquier elemento, o estadístico de orden. Para el valor mayor $H_{\text{máx}}$ resulta,

$$G_{H_{máx}}(x) = \left[\left\{F_H(x)\right\}^n\right] \tag{3.309}$$

$$g_{H_{máx}}(x) = n\left\{F_H(x)\right\}^{n-1} f_H(x) \tag{3.310}$$

donde n es el tamaño de la muestra o número de observaciones que depende de la duración del estado de oleaje. Si bien la duración del estado es aleatoria por razones física y estadística se debe acotar superior e inferiormente por lo que, en general, se puede adoptar una duración determinada, sea $\Delta t \approx O(1 \text{ hora})$. Si el periodo medio de paso por cero del estado es $\overline{T_z}$, el número de observaciones es,

$$n = \frac{\Delta t}{\overline{T_z}} \tag{3.311}$$

$F_H(x)$ es la función de distribución de Rayleigh de parámetro la altura de ola significante o la altura de ola media cuadrática, de la variable inicial que es la altura de ola, Anejo apartado Variable aleatoria y probabilidad.

3.7.4.2 Probabilidad de excedencia de la altura de ola máxima

En el apartado anterior se ha obtenido la función de distribución de la altura de ola máxima en un estado de oleaje. En los apartados siguientes se obtiene la función de distribución de la ola máxima en un ciclo de solicitación, en la secuencia aleatoria de ciclos de solicitación en el año meteorológico y en la vida útil.

3.7.4.2.1 En un ciclo de solicitación

Conocida la forma del ciclo de solicitación, la probabilidad de excedencia de una determinada altura de ola máxima en el ciclo de solicitación es

$$F_{H_{máx}}\left(H > x; ciclo\right) = 1 - \prod_{n_e=1}^{N_e}\left\{1 - \Pr\left[H > x; H_s = H_{s,n_e}\right]\right\}^{\frac{\Delta t_{n_e}}{\overline{T_{z,n_e}}}} \tag{3.312}$$

donde Δt_{n_e} es la duración del estado, $n_e = 1, \ldots, N_e$, es el número de estados en el ciclo de solicitación y $\overline{T_{z,n_e}}$ es el periodo medio de cada uno de los n_e estados. Esta ecuación se puede expresar de esta otra manera,

$$F_{H_{máx}}\left(H > x; ciclo\right) = 1 - \exp\left\{\sum_{n_e=1}^{N_e}\frac{\Delta t_{n_e}}{\overline{T_{z,n_e}}}\ln\left[1 - \Pr\left(H > x; H_s = H_{s,n_e}\right)\right]\right\} \tag{3.313}$$

donde $\overline{\eta_H} = \Delta t_{n_e} / \overline{T_{z,n_e}}$ es el número medio de olas en el estado. Si la forma del ciclo se puede expresar analíticamente se puede escribir,

$$F_{H_{máx}}\left(H > x; ciclo\right) = 1 - \exp\left\{\int_0^{\Gamma}\frac{\ln\left[1 - \Pr\left(H > x; H_s = H_{s,n_e}\right)\right]}{\overline{T_{z,n_e}}}dt\right\} \tag{3.314}$$

y la altura de ola máxima media en el ciclo de solicitación es,

$$\overline{H_{máx}} = \int_H^{\infty} F_{H_{máx}}\left(H > x\right)dx \tag{3.315}$$

Este cálculo no tiene en cuenta la secuencia de presentación de los sucesivos estados de oleaje y supone conocida su duración o el número de estados de oleaje en el ciclo de solicitación. Cuando la duración es aleatoria pero se conoce la forma del ciclo de solicitación, entonces el número de estados de oleaje en el ciclo N_e / Δt_{n_e} y el número medio de olas en cada uno de es Δt_{n_e} / $\overline{T_{z,n_e}}$.

La función de distribución conjunta de la duración del ciclo y de la máxima altura de ola es,

$$F_{H_{máx},D_c}\left(H > x; D_c > z\right) = F\left(H_{máx} > x \middle| D_c\right) * F_{D_c}\left(z\right) \tag{3.316}$$

donde $F_{D_c}(z)$ es la función de distribución marginal de las duraciones o persistencias de los ciclos de solicitación donde,

$$D_c = \sum_{n_e=1}^{N_e} n_e * \Delta t_{n_e} \tag{3.317}$$

y el número de olas en cada uno de los ciclos es,

$$n_H = \sum_{n_e=1}^{N_e} n_e * \frac{\Delta t_{n_e}}{\overline{T_{z,n_e}}} \tag{3.318}$$

3.7.4.2.2 En el año y en la vida útil

Siguiendo el mismo procedimiento se puede proceder para calcular la función de distribución de la altura de ola máxima en un año meteorológico en el que se presentan un número n aleatorio de ciclos de solicitación de duración aleatoria. La función de distribución de la altura de ola máxima en el año meteorológico es

$$F_{H_{máx}}\left(H > x; año\right) = \sum_{n=0}^{\infty} P_N\left(n\right) * F_{H_{máx},D_c}\left(H > x; D_c > z\right) \tag{3.319}$$

es decir, se obtiene ponderando el valor obtenido anteriormente por la probabilidad de que haya $n = 1, 2, \ldots, N_e$ ciclos de solicitación en el año.

En la hipótesis de que los años meteorológicos son sucesos estadísticamente independientes, la función de distribución de la máxima altura de ola en la vida útil es,

$$G_{H_{máx}}\left(H > x; V\right) = \left[F_{H_{máx}}\left(H > x; año\right)\right]^{V} \tag{3.320}$$

3.7.4.3 Función de distribución de los picos anuales (Régimen de picos sobre umbral)

El valor máximo del descriptor de estado en los ciclos de solicitación $H_{s,\text{máx},ciclo}$ es una variable aleatoria. La secuencia de los valores $H_{s,\text{máx},ciclo,j}$ con $j = 1, 2\ldots$, ocurridos en el intervalo de tiempo constituyen una muestra de elementos estadísticamente independientes. Seleccionado un valor del estado de oleaje umbral $H_{s,cr}$ suficientemente alto, la función de distribución $F_{H_{s,\text{máx},ciclo}}(H_s)$ en general se aproxima adecuadamente a la función de distribución generalizada de Pareto, $GPD(\sigma_P, \xi_P)$,

$$F_{H_{s,máx\ ciclo}}\left(x \middle| x > H_{s,cr}\right) = \left[\frac{1 - \xi_P\left(x - H_{s,cr}\right)}{\sigma_P}\right]^{1/\xi_P}, \quad x > H_{s,cr} \tag{3.321}$$

donde σ_P es el parámetro de escala $(\sigma_P > 0)$ y ξ_P es el de forma. Si $\xi_P > 0$ se obtienen la función de distribución exponencial. En el caso de disponer de datos suficientes, puede ser conveniente dividir el año meteorológico en, al menos dos periodos de tiempo, uno relacionado con la presentación frecuente de borrascas y otro con la presentación muy poco frecuentes.

A partir de la misma información se puede obtener la función de distribución del número de ciclos de solicitación (o picos máximos) $P_a(n_a)$ en el año meteorológico y su valor medio $\overline{n_a}$.

Comentario. El régimen de picos no es estrictamente una función extremal por lo que hay varias funciones teóricas que pueden ajustarse a él. No obstante, se puede ajustar mediante la función generalizada de valores extremos GEV.

3.7.4.4 Función de distribución del máximo de N picos anuales (Régimen de máximo pico anual)

En la mayoría de las ocasiones se dispone de un número pequeño de datos para ajustar la distribución de extremos. Una forma de soslayar esta limitación es trabajar con el pico máximo de los ciclos de solicitación, es decir $H_{s,\text{máx},ciclo}$. Definiendo un valor umbral de excedencia suficientemente elevado, se garantiza que los valores de los picos corresponden a ciclos de solicitación estadísticamente independientes, cumpliéndose el requisito de independencia de los elementos muestrales. Sin embargo, a diferencia del caso de los extremos anuales, los picos no están igualmente espaciados y la muestra está formada por un número finito pero aleatorio de elementos. La muestra de los valores de los picos $H_{s,pico,j}$ con $j = 1, 2\ldots, n$, forman un conjunto de variables aleatorias con una función de distribución común $F_{H_{s,pico}}(x)$, donde x es un valor observado y n es un número aleatorio de picos que se presentan en un intervalo de tiempo, por ejemplo el año meteorológico. Si $P_N(n)$ es la función de distribución acumulada de N, número de picos en el intervalo de tiempo, la función de distribución del máximo de los picos de los ciclos de solicitación se puede calcular, ponderando la función $[F_{H_{s,pico}}(x)]^n$ por $P_N(n)$ para todos los valores posibles n de N,

$$G_{H_{s,extremo}}\left(x\right) = \sum_{n=0}^{\infty} P_N\left(n\right) * \left[F_{H_{s,pico}}\left(x\right)\right]^{n} \tag{3.322}$$

Admitiendo que la ocurrencia de ciclos de solicitación es un proceso de Poisson, se tiene

$$G_{H_{s,extremo}}\left(x\right) = \sum_{n=0}^{\infty} P_N \frac{v^n e^{-v}}{n!} * \left[F_{H_{s,pico}}\left(x\right)\right]^{n} \tag{3.323}$$

donde v es el número medio de ciclos de solicitación en el intervalo de tiempo, por ejemplo el año meteorológico. La expresión anterior se puede escribir también como,

$$G_{H_{s,extremo}}(x) = e^{-v\left[1-F_{H_{s,pico}}(x)\right]}$$
$$1 - p_e = e^{-vp_p} \approx 1 - vp_p \tag{3.324}$$

donde,

$$p_p = \Pr\left[H_{s,pico} > x\right] = 1 - F_{H_{s,pico}}(x)$$
$$p_e = \Pr\left[H_{s,extremo} > x\right] = 1 - G_{H_{s,extremo}}(x) \tag{3.325}$$

$G_{Hs,extremo}(x)$ es la probabilidad de excedencia del máximo pico anual, o valor extremal. Para valores pequeños de vp_p se tiene,

$$p_e = 1 - e^{-vp_p} \approx vp_p \tag{3.326}$$

Esta expresión se puede aplicar para evaluar el periodo de retorno del máximo estado de oleaje anual a partir de la función de distribución de los picos del ciclo de solicitación $F_{Hs,pico}(x)$ y del número medio de picos por año v.

En la tabla siguiente se proporciona la función extremal $G[\text{máx } H_s, anual]$ que le corresponde a una $F_{Hs,pico}(x)$ dada, Tabla 3.3.25,

Tabla 3.3.25. Función extremal en distribución de picos sobre umbral

$F_{Hs,pico}(x)$	$G_{Hs,extremo}(x)$
Exponencial: $1 - exp[-\lambda(x - \varepsilon)]$	Gumbel: $exp[-ve^{-\lambda(x-\varepsilon)}]$
Pareto: $1 - (a/x)^{\theta}$; $x > a$, $\theta > 0$	Frechet: $exp[-v(a/x)^{\theta}]$
GPD: $1 - [1 - \zeta_P(x - H_{s,cr} / \sigma_P)]^{1/\xi_P}$	GEV: $1 - exp\{-([1 - \delta_E(x - \mu_E)] / \sigma_E)^{1/\delta_E}\}$

λ, a, σ_P y σ_E son parámetros de escala, θ, ξ_P y δ_E son parámetros de forma y ε, $H_{s,cr}$ y μ_E son parámetros de localización. Si $\xi_P = 0$, la función GPD revierte en la función exponencial con desplazamiento $\varepsilon = H_{s,cr}$ cuya función extremal es la función de Gumbel de parámetros de escala $\lambda = \sigma_P$ y parámetro de localización $\varepsilon + \ln v / \lambda = H_{s,cr} + \sigma_P \ln v$. Las relaciones entre los parámetros de la $GPD(\sigma_P, \xi_P, H_{s,cr})$ y de la $GEV(\sigma_E, \delta_E, \mu_E)$ son,

Parámetro de localización

$$\mu_E = \frac{H_{s,cr} + \sigma_P \left(nP_{cr}\right)^{\xi_P} - 1}{\xi_P} \tag{3.327}$$

Parámetro de escala $(\sigma_P > 0)$

$$\sigma_E = \sigma_P \left(nP_{cr}\right)^{\xi_P} \tag{3.328}$$

Parámetro de forma

$$\delta_E = \xi_P \tag{3.329}$$

Si el valor umbral es suficientemente alto, la cola de las distribuciones de los máximos anuales y de los máximos picos de los ciclos de solicitación se aproximan suficientemente por lo que se podrá aceptar que,

$$G_{H_{s,máx\ ciclo}}(x) \approx G_{H_{s,máx\ anual}}(x) \tag{3.330}$$

Comentario. Las observaciones de los picos del ciclo de solicitación se denominan en la literatura especializada POT, peaks over threshold o PDS, partial duration series.
Si se dispone de la curva de estados de mar en K años, el esquema de trabajo consiste en,

1. *Seleccionar los ciclos de solicitación definiendo un valor umbral, comprobando que pertenecen a borrascas independientes. Contar el número de ciclos en la muestra, N.*
2. *Seleccionar todos los valores de los picos máximos, por ciclo de solicitación,* $H_{s,\text{máx},ciclo}$
3. *Calcular la frecuencia relativa, es decir el número de observaciones que exceden diferentes niveles de* $H_{s,\text{máx},ciclo} = x$ *y ajustar la función de distribución* $F_{H_{s,\text{máx},ciclo}}(x)$. *El ajuste puede hacerse con la ayuda de papel probabilistico o aplicando las fórmulas de la función generalizada* GPD.
4. *Calcular el número medio de ciclos de solicitación en el año* v, *contando el número total de ciclos (o valores de pico máximo) y dividido por el número de años de datos:* $v = N/K$
5. *Aplicar,*

$$G_{H_{s,extremo}}(x) = e^{-v\left[1-F_{H_{s,pico}}(x)\right]} \tag{3.331}$$

6. *Calcular los parámetros de la distribución* $G_{H_{s,\text{máx},picos}}(x) \approx G_{H_{s,\text{máx},anual}}(x)$, *veáse apartado.*

3.7.4.5 Régimen de los estados de mar máximo anual (Regimen de temporales)

El régimen del máximo anual o extremal es la función de distribución del valor mayor en cada año meteorológico del descriptor de estado de oleaje que, coincidirá con el pico de alguno de los ciclos de solicitación $(X_{máx} \approx \text{máx } X_{pico})$. Si se dispone de una muestra de observaciones del estado de oleaje máximo $H_{s,\text{máx},anual}$, uno por año, de tamaño N y se considera que los sucesos de cada año son estadísticamente independiente, entonces la muestra está formada por N elementos igualmente espaciados e independientes. La función de distribución del máximo valor de las N observaciones es $G_{H_{s,\text{máx},anual}}$. En España esta función de distribución se conoce con el nombre de Régimen de Temporales.

El ajuste de los datos a un modelo de probabilidad se realiza ordenando la muestra N valores de menor a mayor y adjudicando la frecuencia acumulada (o de no excedencia),

$$P_i = \frac{i}{N+1}, \qquad i = 1,2,\ldots,N \tag{3.332}$$

Es habitual realizar el ajuste mediante el método de máxima verosimilitud, y apoyarse en la representación gráfica utilizando el correspondiente papel probabílistico. Esta manera de proceder conlleva asumir que la función de densidad de los valores extremos es uniforme, es decir, que todos los valores son igualmente probables y, al tomar uno por año, los datos están igualmente espaciados.

La función de distribución del valor máximo de la serie de datos de tamaño n, cuando $n \to \infty$ tiende asintóticamente a la función generalizada de valores extremos $GEV(\sigma_E, \delta_E, \mu_E)$. Si $X_{máx}$ es la variable aleatoria (valor máximo cuando $n \to \infty$), entonces su función de distribución es,

$$G_{X_{máx}}(x) = \Pr\left[X \le x\right] = \exp\left\{1 - \left[\frac{1-\delta_E\left(x-\mu_E\right)}{\sigma_E}\right]^{\frac{1}{\delta_E}}\right\} \tag{3.333}$$

donde los tres parámetros de la distribución son, μ_E parámetro de localización, $\sigma_E(\sigma_E > 0)$ parámetro de escala, y δ_E el parámetro de forma. Para el ajuste de la función es conveniente que la muestra contenga un número suficiente de años, $(n > 10)$.

De acuerdo con el desarrollo del apartado anterior, existe una función de distribución subyacente $F_{H_s}(x)$ tal que,

$$G_{H_{s,máx\ anual}}(x) = G_{X_{máx}}(x) = \left[F_{H_s}(x)\right]^N \tag{3.334}$$

si bien, por el procedimiento seguido en la determinación de G, no suele ser habitual obtener $F_{H_s}(x)$.

Se denomina periodo de retorno T_R al número medio de años que deben transcurrir entre dos excedencias consecutivas de dicho valor es,

$$T_R(x) = \frac{1}{G_{H_{s,máx\ anual}}(x)} \tag{3.335}$$

3.7.4.6 Condiciones de trabajo

Siempre que la probabilidad de excedencia del valor del agente predominante que induce el fallo sea despreciable para todos los estados inferiores al estado extremal, la verificación de los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos en condiciones de trabajo extremas o excepcionales se hará aplicando el régimen extremal.

En otro caso, tanto para los estados límite últimos como para los de servicio se debe trabajar con la función de distribución de excedencias anuales sobre umbral y su extensión a la vida útil. Esta distribución se puede obtener a partir de una muestra de varios años en el emplazamiento o a partir del régimen de picos máximos y una estimación de las curvas de generación y amortiguamiento de los ciclos de solicitación tal y como se describe en los apartados siguientes.

En general estas condiciones tienen el carácter de sucesos raros y muy poco probables, por lo que los modelos de probabilidad para estas condiciones se podrán estimar adoptando los criterios de trabajo de la sección relacionados con el tratamiento correspondiente como sucesos de Poisson. Se deberá prestar especial atención al intervalo de tiempo en el que se realiza el cálculo, por ejemplo año meteorológico, vida útil, etc. En estas circunstancias, excepto los agentes que se generan por la misma causa, todos los demás agentes se podrán considerar independientes.

3.7.5 Predicción de oleaje en las costas españolas

Puertos del Estado conjuntamente con la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) produce y distribuye dos veces al día una predicción de viento y de oleaje para el Atlántico Norte y la cuenca occidental del Mar Mediterráneo. La predicción de viento, utilizada como forzamiento de los modelos de generación de oleaje, procede del modelo meteorológico de área limitada HIRLAM, operativo en la AEMET. El horizonte de esta predicción es de 72 horas para el Atlántico y el Mediterráneo, con campos previstos cada 3 horas.

El sistema de predicción de oleaje arranca diariamente a las 5 horas y a las 17 horas. Aproximadamente una hora después están disponibles los resultados que aparecen en el servidor. Tal sistema de predicción esta basado en una serie de aplicaciones de modelos de generación y de oleaje, forzados por los campos de viento previstos por el modelo HIRLAM a 10 metros de altura y en el modelo WAM de generación de oleaje.

La versión del modelo utilizada para el Atlántico es de aguas profundas, y por lo tanto no se tiene en cuenta ningún fenómeno producido por el fondo marino. Para el Mediterráneo se utiliza la versión de aguas someras y por lo tanto se tiene en cuenta la atenuación y refracción causadas por el fondo marino en los puntos de malla que pueden considerarse como aguas someras. Anidadas al Atlántico y al Mediterraneo se han desarrolado aplicaciones específicas para el Cantábrico, el Golfo de Cádiz y las Islas Canarias.

Además, está desarrollado el modelo WAVEWATCH en el Estrecho de Gibraltar, recibiendo condiciones de contorno de la aplicaciones del Atlántico y del Mediterraneo del modelo WAM. Esta aplicación se procesa dos veces al día dentro de la predicción operativa de oleaje utilizando la versión 3 del WAVEWATCH.

El Sistema de Predicción en las Autoridades Portuarias (SAPO) está compuesto por sistemas de predicción de oleaje a 72 horas, de escala local, desarrollados específicamente para los puertos y su entorno más próximo. El sistema está basado en el modelo SWAN y tiene en cuenta las transformaciones sufridas por el oleaje al aproximarse a la costa. En algunos casos se incluye un módulo de predicción de la agitación en el interior del puerto.

3.8 GRUPOS DE OLAS

En esta sección se describen los movimientos oscilatorios corto (oleaje) y largo (onda larga) relacionados con la estructura de grupo. El movimiento corto se caracteriza por la secuencia, número y amplitud de las olas superiores a un cierto umbral y el grupo se caracteriza por su amplitud y periodo y su variabilidad espacial. En ambos casos se relacionan los descriptores del grupo de olas y de la onda larga vinculada con los descriptores de estado del oleaje subyacente.

3.8.1 Introducción

En general, en un estado de oleaje las olas consecutivas no son independientes y las alturas de ola consecutivas tienen correlación positiva formando secuencias de olas de mayor altura seguidas de otras de menor altura, de tal forma que la altura de ola varía lentamente en el tiempo, con un periodo varias veces superior al periodo medio de las olas. La formación del grupo de olas está relacionado con los procesos de generación e interacción entre componentes y con la dispersión angular y frecuencial del oleaje una vez que abandona el fetch de generación.

El número de olas N en cada una de las secuencias depende de la edad del oleaje y de la velocidad del viento generador, pero, en general se encuentra en el intervalo $[3 < N < 6]$ con lo que una secuencia completa de olas altas y bajas tiene un número de olas $[6 < N_t < 12]$ y su duración o periodo medio del grupo $\overline{T}_g$ se encuentra en el intervalo $[6\overline{T}_z < \overline{T}_g < 12\overline{T}_z]$, es decir en el intervalo $[30 < \overline{T}_g(s) < 300]$. Con mar de viento (sea y función espectral de banda ancha), la correlación entre olas consecutivas es baja; por el contrario, con mar de fondo (swell y espectro de banda estrecha) la correlación entre olas consecutivas es alta.

Con carácter general, se considera para el oleaje con estructura de grupo siguen siendo válidos: (1) la descripción gaussiana de la variable instantánea $\eta(\vec{x}; t)$, (2) los modelos de probabilidad de la altura y el periodo del oleaje y (3) la descripción frecuencial mediante la función espectral de energía, $S_\eta(\vec{x}; f, \theta)$. Sin embargo, la estructura de grupo puede alterar la secuencia de presentación de olas consecutivas.

3.8.1.1 Importancia de los grupos de olas

La presencia de grupos de olas no modifica sustancialmente la probabilidad de ocurrencia de las olas mayores; sin embargo hace que su acción se repita varias veces seguidas por lo que incrementa la peligrosidad de la obra. El grupo pésimo que existe es el tren de ondas monocromático cuyas altura de ola son todas iguales y superiores al valor umbral y el número de ellas teóricamente es infinito.

Además, vinculado a los grupos de olas se propaga una onda que tiene el periodo del grupo. Esta onda también se transforma, amplificando su amplitud y liberando modos libres que pueden forzar oscilaciones en las dársenas, estructuras flotantes y en la zona de rompientes de playas, contribuir con movimientos de largo periodo en el interior de los diques de escollera, modificar el rebase sobre el dique y acumular presiones intersticiales en el terreno y rellenos que, si no se relajan en tiempo, pueden incrementar significativamente la probabilidad de licuefacción.

Por todo ello, En obras marítimas donde se espere que la acción del grupo de olas puede llegar a ser determinante y el carácter de la obra sea $[IRE > 5, ISA > 6]$, se recomienda realizar un análisis estadístico y frecuencial de los estados de oleaje en los ciclos de solicitación, y determinar la función de probabilidad conjunta de olas consecutivas y la forma del espectro de energía en la banda de frecuencias del grupo de olas, de acuerdo con las siguientes pautas.

3.8.1.2 Variables instantáneas

La variable instantánea es el desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto a un nivel de referencia estático. Esta variable contiene tres "señales", una relacionada con el oleaje, otra, η_{LB} con las ondas largas (que confiere la estructura de grupo) y otra, η_{HB} con los armónicos superiores,

$$\eta(\vec{x};t) = \eta_{oleaje}(\vec{x};t) + \eta_{LB}(\vec{x};t) + \eta_{HB}(\vec{x};t) \tag{3.336}$$

3.8.2 Descripción en el estado

Una estimación de la ocurrencia de grupos de olas es evaluar la probabilidad conjunta de que dos olas consecutivas (H_1, H_2) excedan un valor umbral. Esta probabilidad depende de la correlación entre olas consecutivas. En general, el valor umbral suele ser la altura de ola media o la altura de ola significante.

3.8.2.1 Probabilidad conjunta de alturas de ola consecutivas, $f(H_1, H_2)$

Definido el coeficiente de correlación entre dos olas consecutivas por,

$$\rho_{HH} = \frac{1}{\sigma_H^2}\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N-1}\left(H_i - \overline{H}\right)\left(H_{i+1} - \overline{H}\right) \tag{3.337}$$

donde, σ_H es la desviación estandar de las alturas de ola y N es el número de olas en el registro, el modelo de probabilidad conjunta de estas dos alturas depende de la correlación entre ellas. En general, las alturas de ola consecutivas tienen correlación positiva. Dependiendo de la correlación entre las dos olas consecutivas se obtienen los siguientes modelos de probabilidad.

3.8.2.1.1 Alturas de ola independientes

Si las olas individuales son independientes, cada una de ellas sigue una distribución de Rayleigh de parámetro la altura de ola media cuadrática, entonces

$$f(H_1, H_2) = f(H_1) * f(H_2) \tag{3.338}$$

3.8.2.1.2 Alturas de ola correlacionadas

Es habitual admitir que en estas condiciones los pares de alturas de ola consecutivas H_1, H_2 siguen una distribución de Rayleigh bivariada de parámetro la altura de ola media cuadrática del estado H_{rms},

$$f(H_1, H_2) = \frac{\pi^2}{4\left(1-\kappa^2\right)}\frac{H_1 H_2}{H_{rms}^4}\exp\left[-\frac{\pi}{4}\frac{1}{1-\kappa^2}\frac{H_1^2 + H_2^2}{H_{rms}^2}\right] I_0\left[\frac{\pi}{2}\frac{\kappa}{\left(1-\kappa^2\right)}\frac{H_1 H_2}{H_{rms}^2}\right] \tag{3.339}$$

siendo κ un parámetro de correlación e I_0 la función de Bessel modificada de orden cero. La relación entre el parámetro de correlación y el coeficiente lineal de correlación es,

$$\rho_{HH} = \frac{E(\kappa) - \frac{1}{2}\left(1-\kappa^2\right)K(\kappa) - \frac{\pi}{4}}{1 - \frac{\pi}{4}} \tag{3.340}$$

siendo $K(\kappa)$, $E(\kappa)$ las integrales elípticas completas de primera y segunda clase respectivamente. Esta ecuación se resuelve numéricamente para un valor dado del coeficiente de correlación. Una aproximación suficientemente precisa para su aplicación en ingeniería, (error de truncamiento menor que el 1% para $0 \leq \kappa < 0{,}95$), es,

$$\rho_{HH} \approx \frac{\pi}{16 - 4\pi}\left[\kappa^2 + \frac{\kappa^4}{16} + \frac{\kappa^6}{64}\right] \tag{3.341}$$

3.8.2.1.3 Valor esperado del parámetro de correlación $\bar{\kappa}$

Se puede obtener mediante la siguiente expresión

$$\bar{\kappa} = \frac{1}{m_0}\left\{\left[\int_0^\infty S_\eta(f)\cos(2\pi f T_{0,2})\,df\right]^2 + \left[\int_0^\infty S_\eta(f)\sin(2\pi f T_{0,2})\,df\right]^2\right\}^{\frac{1}{2}} \tag{3.342}$$

donde,

$$T_{0,2} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \tag{3.343}$$

y m_0, m_2 son los momentos espectrales de orden cero y dos respectivamente (Anejo, apartado: Fundamentos de la descripción del oleaje).

Comentario. En la práctica el coeficiente de correlación ρ_{HH} varía entre 0.2, para condiciones tipo mar de viento, y 0.65 para condiciones de oleaje tipo mar de fondo. ρ_{HH} y el valor de κ se obtienen para una determinada serie temporal, mientras que $\bar{\kappa}$ es el valor esperado de un número elevado de realizaciones del estado de oleaje.

3.8.2.2 Probabilidad del número de olas

La evaluación de los números de olas j_1, y j_2, se puede hacer por dos vías, una directa que consiste en trabajar con la variable aleatoria discreta número de olas, y la otra es trabajar con la variable aleatoria continua, envolvente de las alturas de ola. En el primer caso se obtiene el resultado buscado de forma directa, mientras que el segundo análisis proporciona un resultado intermedio, que es el tiempo que transcurre por encima del umbral. A partir de él se puede obtener, por ejemplo, el número medio de olas sin más que dividir este tiempo por el periodo medio de las olas del estado de mar.

3.8.2.2.1 Función de probabilidad de j_1

La función de probabilidad del número de olas depende de si las olas consecutivas están, o no correlacionadas. Se define la probabilidad de que un ola H_0, exceden la altura umbral es H_*, condicionada a que la anterior $H_- > H_*$ es,

$$p_+ = \Pr\left\{H_0 > H_* \middle| H_- > H_*\right\} \tag{3.344}$$

y la probabilidad de que ninguna las dos exceda el valor umbral por,

$$p_- = \Pr\left\{H_0 < H_* \middle| H_- < H_*\right\} = 1 - p_+ \tag{3.345}$$

Olas consecutivas independientes. Si las olas consecutivas en el tren no están correlacionadas la probabilidad p_+, y p_-, vienen dadas respectivamente por,

$$\begin{aligned} p_+ &= \exp\left[-\frac{H_*^2}{H_{rms}^2}\right] \\ p_- &= 1 - p_+ \end{aligned} \tag{3.346}$$

Un grupo con j_1 olas es un proceso en el cual la primera ola excede la altura umbral, H_*, las siguientes $(j_1 - 1)$ olas también exceden el umbral pero la siguiente ola, la número $(j_1 + 1)$ no excede la altura umbral. Por tanto la probabilidad de que el grupo tenga j_1 número de olas es,

$$P(j_1) = p_+^{j_1-1}(1 - p_+) = \left\{\exp\left[-\frac{H_*^2}{H_{rms}^2}\right]\right\}^{j_1-1}\left\{1 - \exp\left[-\frac{H_*^2}{H_{rms}^2}\right]\right\} \tag{3.347}$$

Olas consecutivas correlacionadas. Aplicando la función de probabilidad de Rayleigh bivariada,

$$p_+ = \frac{\int_{H_*}^{\infty}\int_{H_*}^{\infty} f(H_-,H_0)\,dH_-dH_0}{\int_{H_*}^{\infty}\int_{0}^{\infty} f(H_-,H_0)\,dH_-dH_0} \tag{3.348}$$

$$p_- = \frac{\int_{0}^{H_*}\int_{0}^{H_*} f(H_-,H_0)\,dH_-dH_0}{\int_{0}^{H_*}\int_{0}^{\infty} f(H_-,H_0)\,dH_-dH_0} \tag{3.349}$$

La probabilidad de que el número de olas en el grupo exceda j_1 es:

$$P(j_1) = p_+^{j_1-1}(1-p_+) \tag{3.350}$$

La media y varianza de esta función de distribución son

$$\mu_1 = \overline{j_1} = E[j_1] = \sum_{j=1}^{\infty} jP(j_1) = \frac{1}{1-p_+} \tag{3.351}$$

$$\sigma_1^2 = \left\{E\left[j_1^2\right] - \left(E[j_1]\right)^2\right\} = \frac{p_+}{(1-p_+)^2} \tag{3.352}$$

Número medio de olas en el grupo $\overline{j_1}$. Si en un registro se tienen N_w alturas de ola de las cuales N_{H*} superan la altura umbral y que además el registro contiene N_g grupos, el número medio de olas en el grupo del estado de mar es,

$$\overline{j_1} = E[j_1] = \frac{N_{H_*}}{N_g} \tag{3.353}$$

Si se identifica el final de cada grupo por la secuencia de alturas de ola mayores que la altura umbral seguida de una ola de altura inferior a la umbral,

$$N_g = N_w \Pr\left[(H_i > H_*)\Lambda(H_{i+1} < H_*)\right] \tag{3.354}$$

y el número de olas en el registro mayores que la altura umbral es,

$$N_{H_*} = N_w \Pr[H_i > H_*] \tag{3.355}$$

entonces el número medio de olas en el grupo es,

$$\overline{j_1} = \frac{N_{H_*}}{N_g} = \frac{\Pr[H_i > H_*]}{\Pr[H_i > H_* \Lambda H_{i+1} < H_*]} = \frac{1}{1-\Pr[H_i > H_* | H_{i+1} < H_*]} \tag{3.356}$$

Por tanto, el número medio de olas en un grupo es directamente proporcional al coeficiente de correlación entre alturas de olas consecutivas, $\rho_{HH,t}$ y no depende de la correlación entre alturas de olas no consecutivas.

3.8.2.2.2 Función de probabilidad del número de olas, j_2

De forma análoga se pueden calcular la función de distribución del número total de olas en el grupo su media y varianza,

$$P(j_2) = \frac{(1-p_-)(1-p_+)}{p_- - p_+}\left(p_-^{j_2-1} - p_+^{j_2-1}\right) \tag{3.357}$$

$$\mu_2 = \overline{j_2} = \frac{1}{1-p_+} + \frac{1}{1-p_-} \tag{3.358}$$

$$\sigma_2^2 = \frac{p_+}{(1-p_+)^2} + \frac{p_-}{(1-p_-)^2} \tag{3.359}$$

3.8.2.3 Función de densidad de la envolvente del grupo

Para espectros de banda estrecha la variación de $A(t)$ con el tiempo es lenta comparada con la onda portadora y las crestas y senos siguen "fielmente" la forma de la envolvente. Se demuestra que si $A(t)$ la amplitud y su velocidad de cambio, $dA/dt = \hat{A}(t)$, son estadísticamente independientes, siguen una distribución de Rayleigh y normal respectivamente,

$$f(A) = \left(\frac{A}{m_0}\right)\exp\left[-\frac{A^2}{2m_0}\right] \tag{3.360}$$

$$f_{H_s}(H_s;\Upsilon) = \frac{c}{\Gamma(m)}\lambda^{cm}H_s^{cm-1}\exp\left[-(\lambda H_s)^c\right] \qquad 0 < H_s < \infty \tag{3.361}$$

3.8.2.3.1 Número medio de olas en el grupo Π

A partir de estas dos distribuciones el número medio de olas en un grupo, se puede obtener dividiendo la duración media de la excedencia de la envolvente de la amplitud $H_*/2$ por el periodo medio de paso por cero, obteniéndose,

$$\Pi = \sqrt{\frac{2m_0}{\pi}}\frac{\sqrt{1+v^2}}{v}\frac{1}{H_*} \tag{3.362}$$

donde, v es el parámetro de anchura espectral definido por,

$$v^2 = \frac{m_2 m_0}{m_1^2} - 1 \tag{3.363}$$

Este resultado se puede aplicar para espectros de banda estrecha o filtrando los datos disponibles para que se ajusten a esta situación. En cualquier caso, Π difiere de $\overline{j_1}$ y no tiene información de la correlación entre las alturas de ola consecutivas.

3.8.2.4 Espectro de energía de la amplitud de la envolvente

Para olas con espectro de banda estrecha la función de densidad espectral de la amplitud de la envolvente se puede aproximar por,

$$S_A(f) \approx \left(2 - \frac{\pi}{2}\right)m_0\Gamma_\eta(f) \tag{3.364}$$

donde $\Gamma_\eta(f)$ es la función de densidad espectral de la envolvente definida por,

$$\Gamma_\eta(f) = \frac{2}{m_0^2}\int_0^\infty S_\eta(f^*)S_\eta(f^*+f)df^* \tag{3.365}$$

y m_0 es el momento de orden cero de $S_\eta(f)$ función de densidad espectral del oleaje. La desviación estandar σ_A de $A(t)$ se define a partir del momento de orden cero del espectro $S_A(f)$,

$$\begin{aligned} m_{0A} &= \int_0^\infty S_A(f)\,df \\ \sigma_A &= \sqrt{m_{0A}} \end{aligned} \tag{3.366}$$

3.8.2.4.1 Valor medio de la amplitud

El valor medio de las amplitudes de la envolvente se puede aproximar por,

$$\overline{A(t)} \approx \frac{1}{2}\sqrt{2\pi m_0} \tag{3.367}$$

3.8.2.4.2 Longitud media y periodo medio del grupo

El periodo medio del grupo es,

$$\overline{T_g} = \sqrt{\frac{m_{0A}}{m_{2A}}} \tag{3.368}$$

La longitud media del grupo de olas se puede aproximar por,

$$\overline{L_g} = \frac{nL_{0,2}\overline{T_g}}{T_{0,2}} \tag{3.369}$$

$$n = \frac{C_g}{C} \tag{3.370}$$

y $T_{0,2}$ es una estimación espectral del periodo medio del oleaje,

$$T_{0,2} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \tag{3.371}$$

y $L_{0,2}$ es la longitud media del oleaje obtenida de la ecuación de dispersión con periodo $T_{0,2}$,

$$\left(\frac{2\pi}{T_{0,2}}\right)^2 = g\frac{2\pi}{L_{0,2}}\tanh\left(\frac{2\pi h}{L_{0,2}}\right) \tag{3.372}$$

3.8.2.4.3 Peralte espacial y temporal del grupo de olas

El peralte del grupo de olas definido en el dominio espacial es,

$$S_{gx} = \frac{\sigma_A}{\overline{L_g}} \tag{3.373}$$

y el peralte del grupo de olas en el dominio del tiempo es,

$$S_{gt} = \frac{\sigma_A}{g\overline{T_g}^2} \tag{3.374}$$

ambos parámetros tienen información de la amplitud y de la longitud o del periodo medios del grupo (de la envolvente).

3.8.2.5 Descripción frecuencial de las ondas vinculadas

La transformación del oleaje por efecto del fondo y de los contornos puede generar ondas vinculadas subarmónicas que provocan oscilaciones del nivel del mar cuyo periodo medio está relacionado con el periodo medio del grupo de olas y superarmónicas que peraltan e intensifican la asimetría del perfil de las olas. Los procesos de transformación dependen del espectro frecuencial y direccional del oleaje y de la naturaleza de los contornos, por lo que la forma espectral es una cualidad local del área portuaria o litoral. Para obtener el espectro local se recomienda aplicar la funciones de transferencia G^+, G^- figuras 3.3.31 y 3.3.32. El espectro de las ondas subarmónicas se puede obtener a partir del espectro local del oleaje $S_\eta(f)$,

$$S_{\eta_{LB}}(f) = 2\int_0^{\frac{f}{2}} S_\eta(f) S_\eta(f+f^*)\left[G^-(f,f^*)\right]^2 df^* \qquad (3.375)$$

En áreas portuarias en las que las oscilaciones de largo periodo pueden ser determinantes de su operatividad, se recomienda realizar una campaña de medidas específicas para calibrar y contrastar las funciones de transferencia. Se debe prestar especial atención a la dependencia de las funciones de transferencia de la dirección de abordaje. Cuando no se disponga de información instrumental se recomienda evaluar el espectro frecuencial de las ondas subarmónicas aplicando las funciones de transferencia teóricas y un espectro frecuencial del oleaje representativo de las condiciones locales.

3.8.3 Transformación del grupo de olas y del nivel del mar vinculado

El estudio de la transformación del grupo de olas es más complejo que el de las olas individuales puesto que la altura de la ola varía localmente con el tiempo. La transformación de cada una de las olas individuales se refleja en la estructura de grupo de tal forma que experimenta la refracción, difracción, reflexión y reducción de su amplitud por rotura de las olas individuales y en consecuencia variación espacial y temporal del tensor de radiación.

3.8.3.1 Importancia de la variación temporal y espacial del nivel del mar

Siempre que haya variación espacial y temporal del tensor de radiación, se produce la variación espacial y temporal de la amplitud de las ondas largas vinculadas y la generación de modos libres. Este proceso ocurre en la difracción del grupo de olas alrededor del morro de un dique o en los cambios bruscos de profundidad como puede ser el caso de un canal de navegación. El periodo principal de los modos libres y de la onda vinculada es el del término forzador, es decir el del grupo de olas.

Los modos libres viajan con la celeridad de las oscilaciones de los cuerpos de agua semicerrados como las dársenas de los puertos, las rías y los estuarios. Si ambas celeridades coinciden, el cuerpo de agua oscila en condiciones de resonancia. En este caso la amplitud de su oscilación puede crecer ilimitadamente. Si el forzamiento no es resonante, la oscilación está acotada y una vez que cesa la causa la oscilación también cesa. De forma análoga estos modos libres pueden forzar la oscilación de barcos amarrados y estructuras flotantes.

Este mecanismo es el mismo por el que se pueden generar ondas infragravitatorias y ondas de borde en la zona de rompientes. La variación espacial y temporal del punto de rotura y de la magnitud de las olas y la estructura residual del grupo de olas rotas en el interior de la zona de rompientes son los factores que controlan el régimen oscilatorio infragravitatorio.

Comentario. Asociado a los gradientes espaciales del tensor de radiación se produce una variación del nivel medio del mar $\bar{\eta}$ y una corriente media de componentes (U, V) integradas en la profundidad. Además de la ecuación de conservación de la masa, la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento en un volumen de control (considerando olas propagándose en la dirección del eje x, hacia la playa) es,

$$\frac{\partial U}{\partial t} + g\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial x} = -\frac{1}{\rho h(x)}\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} \qquad (3.376)$$

Esta ecuación es igual a la de aguas someras con un término forzador que varía con el tiempo y el espacio. Si la envolvente de las olas es $H(x,t) = 2A(x, t)$ y puesto que S_{xx} depende de $H^2(x,t)$, U y $\overline{\eta}$ son funciones que varían lentamente con x y t, y $\overline{\eta}(x, t) = \eta_{LB}(x, t)$ es una onda que viaja con la velocidad de propagación de la envolvente, es decir con la celeridad de grupo C_g y vinculada (unida) a él. La solución de la ecuación anterior además de tener la respuesta al forzamiento del término independiente, se le superpone la solución del problema homogeneo, es decir cuando el forzamiento es nulo que son ondas largas que viaja con la celeridad de la onda larga $C = \sqrt{gh(x)}$, independientemente del grupo de olas, por eso se denominan modos libres.

3.8.3.2 Modelos de transformación

Para batimetrías simples y pendientes suave y en el régimen de Stokes, se puede calcular el espectro local (en el emplazamiento), incluyendo las componentes sub- y superarmónicas aplicando la funciones de transferencia $G^+(kh)$, $G^-(kh)$. La solución al problema está formada por las oscilaciones de primer orden (lineal), la componente de segundo orden, y las ondas vinculadas tanto subarmónicos $(f_n - f_m)$ como superarmónicos $(f_n + f_m)$ y las funciones de transferencia G^+ y G^-, (veáse Anejo).

En otros casos, la transformación del grupo de olas se puede realizar por medio de alguno de los siguientes procedimientos:

1. Transformación de la envolvente del grupo aplicando un modelo de propagación lineal forzado por el gradiente del tensor de radiación. Previamente, se debe aplicar un modelo de transformación de la altura de ola, integrado en la fase y obtener el valor del tensor de radiación. No es necesario aplicar modelos resolvedores de la fase.
2. Transformación de la secuencia temporal del registro mediante modelos que tienen en cuenta su evolución temporal, por ejemplo en el régimen de Stokes (MSPE-t) o en el régimen de Boussinesq (Funwave). El resultado en cada punto proporciona la información necesaria para cuantificar la transformación del grupo y del nivel del mar asociado.
3. Transformación del espectro mediante un modelo de generación y transformación valido en los dominios IV y V, y que incluya, entre otros, la interacción entre componentes y la fricción y rotura por fondo.

En las dos últimos procedimientos el resultado obtenido (serie temporal y espectro de energía, respectivamente) en cada punto es la información necesaria y suficiente para cuantificar la transformación del grupo y del nivel del mar asociado.

3.8.4 Grupos de olas en los ensayos en modelo físico

Es habitual en Ingeniería Marítima comprobar experimentalmente el comportamiento de los diques de abrigo frente a la acción del oleaje. Para ello se ensaya en canal o tanque reproduciendo a escala la obra y generando, generalmente mediante el movimiento de una pala, las oscilaciones el mar en el dominio del oleaje. La bondad del experimento depende de que los procesos del prototipo estén correctamente reproducidos en el ensayo. Para ello es imprescindible que las características cinemáticas y dinámicas del oleaje del modelo sean similares a los del prototipo.

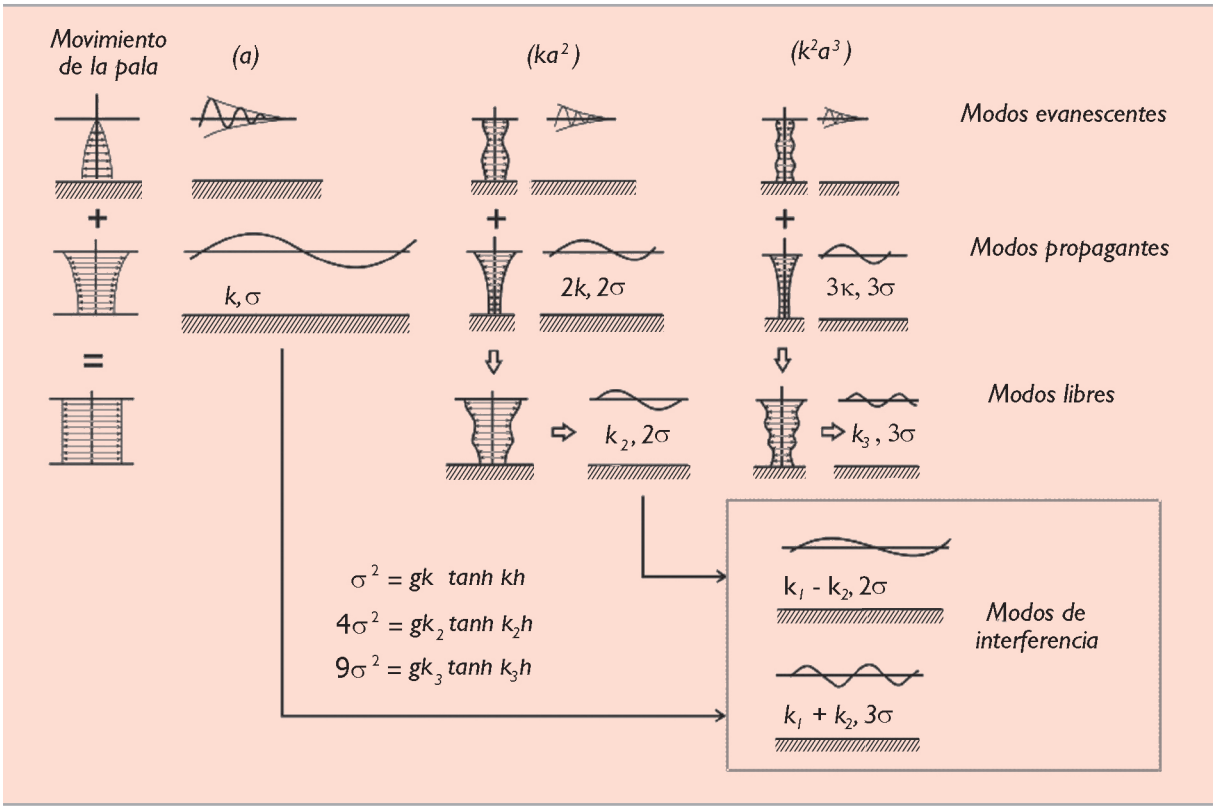
Independientemente de que se satisfagan o no las condiciones necesarias y suficientes para la semejanza, el mecanismo generador del movimiento oscilatorio y las condiciones de contorno del dominio espacial de experimentación introducen perturbaciones experimentales que deben tenerse en cuenta.

3.8.4.1 Limitaciones en la generación: modos libres y forzados

La generación del oleaje en el laboratorio es mediante el movimiento (giro, traslación o una combinación de ellas) de una pala rígida que se mueve, en general, con las características cinemáticas de la onda lineal. El campo

de velocidades de las partículas de agua en contacto con la pala es el de ésta. Sin embargo, el perfil vertical de velocidades del oleaje sigue una función coseno hiperbólico. Este desajuste entre movimientos, se compensa con la generación de modos evanescentes que, en general, desaparecen rápidamente, figura 3.3.31,

Figura 3.3.31. **Ondas generadas por una pala pistón**



Fuente: Y. Goda.

Además, cuando la generación se realiza en aguas intermedias y reducidas y el perfil de la onda se ajusta a una onda de Stokes II, con contenido energético en las frecuencias f y $2f$, se genera una onda vinculada al tren de ondas y los modos libres necesarios para compensar la falta de ajuste de la onda vinculada con el movimiento de la pala. El resultado es una onda parásita (cresta secundaria) que se propaga por el canal y que provoca una distorsión del perfil de onda, figura 3.3.32. Este efecto es tanto más importante cuanto mayor es el peralte de las olas generadas.

Finalmente, durante la generación de oleaje irregular en aguas someras se produce la interacción entre componentes cercanas que generan ondas largas vinculadas de frecuencia $(f_n - f_m)$ que pueden llegar a afectar los resultados experimentales.

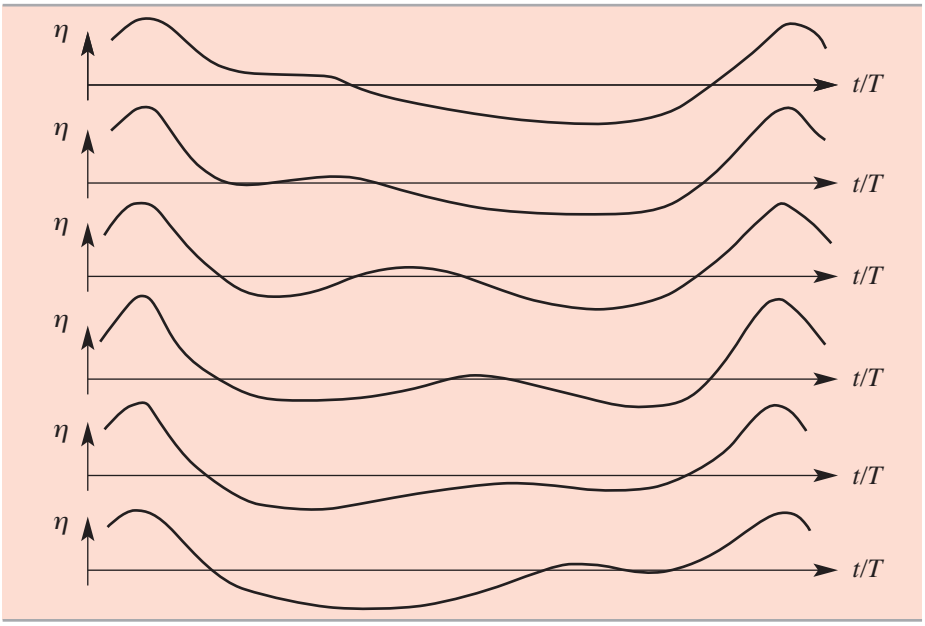
Estos efectos son más importantes cuanto mayor sea la altura de ola y más no lineal es la señal generada. Por todo ello, se recomienda que, especialmente en los casos de los oleajes más severos, la generación del tren, regular o irregular, en el laboratorio incluya un movimiento compensatorio de la señal espúrea (modos libres) que altera el perfil de los trenes, su cinemática y dinámica, o, en su defecto, se realice un análisis de su importancia en los resultados experimentales.

3.8.4.2 Limitaciones en los contornos

Por otra parte los contornos del canal o tanque y la propia obra y estructura provocan la transformación del tren incidente que depende de la morfología y de la tipología del obstáculo. La calidad del resultado experi-

mental depende de la capacidad del control de los efectos de los contornos sobre la zona representativa del experimento. Es conveniente que todos los trabajos experimentales incluyan un análisis de estas circunstancias y de su consideración en la evaluación de los resultados y recomendaciones.

Figura 3.3.32. ***Perfil de la cresta secundaria durante la generación en canal de olas***



3.8.5 Descripción conjunta de grupos de olas y nivel del mar

En latitudes medias los ciclos de solicitación están generados por el tránsito de las borrascas extratropicales. En estas condiciones es habitual que, antes de la arribada del grueso del temporal, los estados de oleaje iniciales contengan grupos de olas con periodos largos de pequeña amplitud. En los estados de oleaje máximos, la estructura de grupo de olas puede quedar enmascarada por la dinámica de la generación por efecto del viento, pero en la mayoría de los casos siguen existiendo. El periodo del grupo se acorta con respecto a la fase de crecimiento y su amplitud crece debido al mayor contenido energético de los estados de oleaje máximos. En la fase de decaimiento del temporal es habitual que el grupo de olas pierda intensidad y aumente, de nuevo, su periodo.

La operatividad y la seguridad portuarias está condicionada, entre otros modos de parada, por las oscilaciones cortas (oleaje) y ondas largas (genéricamente "resonancias") en cada uno de los elementos y tramos del área portuaria. La transición de periodos y amplitudes de los grupos de olas que pueden ocurrir durante un ciclo de solicitación forman un amplio conjunto de condiciones de trabajo que deben ser considerados en la verificación.

3.8.5.1 Recomendaciones para la descripción conjunta

Se recomienda que en la descripción de las oscilaciones del mar se analice la presencia de olas agrupadas, su transformación por los contornos y los cambios de fondo y la generación de ondas subarmónicas y superamónicas. Este análisis debe realizarse tanto para condiciones de trabajo extremas como operativas normales. En el primer caso el análisis de la estructura de grupo deberá ir asociado a cada uno de los estados del ciclo de solicitación, considerando las tres fases del mismo crecimiento, desarrollo y amortiguamiento y la evolución de los respectivos espectros frecuenciales y direccionales.

Se recomienda correlacionar estas fases con la trayectoria y evolución de la borrasca que genera el ciclo de solicitación y analizar la forma espectral, la evolución de los picos frecuenciales de energía, la generación de

oscilaciones subarmónicas y las variaciones temporales de profundidad por la marea meteorológica. En los mares en los que la marea astronómica sea significativa se deberá analizar el paso de la borrasca y los procesos asociados para diferentes fases de la marea astronómica. A tal efecto, se recomienda iniciar el paso de la borrasca con cada uno de los cuatro estados de marea siguientes: bajamar, media marea ascendente, pleamar y media marea descendente y a partir de él simultanear el paso de la borrasca con la secuencia determinista de la marea.

La carrera de marea se seleccionará en función de su probabilidad de ocurrencia en el año, de tal forma que la probabilidad conjunta de presentación simultánea del ciclo de solicitación y de la carrera de marea astronómica en el año meteorológico esté acotada. El cómputo de la probabilidad conjunta de ambos sucesos se hará suponiendo que son sucesos estadísticamente indpendientes.

3.9 OSCILACIONES DE PERIODO INTERMEDIO

Están formadas por pulsaciones barométricas, meteomaremotos y maremotos y producen oscilaciones de la superficie libre del mar en el intervalo de periodos $(5\ \text{mín} < T < 4\ horas)$. Estas fluctuaciones atmosféricas son de escala mayor que las denominadas ráfagas o rachas, cuyo periodo de fluctuación es del orden de decenas de segundos y son debidas a la turbulencia (mecánica) producida en la superficie. También tienen periodo intermedio las oscilaciones de las áreas portuarias y litorales de tal forma que,

$$\zeta_{PI}(\vec{x},t) = \zeta_{ms}(\vec{x},t) + \zeta_{ma}(\vec{x},t) + \zeta_{área}(\vec{x},t) \tag{3.377}$$

Al igual que otras oscilaciones del mar, los maremotos y meteomaremotos se pueden describir como una secuencia de ondas largas monocromáticas o como un tren irregular de ondas largas en una banda de frecuencias y amplitudes. En este caso, la señal $\zeta_{mt}(\vec{x}, t)$ se pueden separar mediante técnicas espectrales.

3.9.1 Maremotos

Un maremoto en la costa (áreas litorales y portuarias) es una secuencia de desplazamientos verticales de la superficie libre del mar $\zeta_{ms}(\vec{x}, t)$, formada por un número pequeño de grupos de ondas (entre 5 y 10), precedida por un descenso del nivel del mar y seguida por un tallo o cola oscilatoria con ondas de periodo más corto que el periodo característico de la onda de los grupos. La duración de un episodio o evento de maremoto (ciclo de solicitación) se encuentra en el intervalo de $2 - 5$ horas.

3.9.1.1 Introducción

Es habitual denominar el maremoto por la palabra japonesa tsunami (tsu, puerto y nami onda). La longitud de las ondas del grupo es del orden del centenar de kilómetros $L \sim O(100\ km)$, la celeridad en mar abierto del orden del centenar de metros por segundo $C \sim O(100\ m/s)$ y el periodo del orden de decenas de minutos $T \sim O(100\ mín)$. El número de ondas del maremoto y su amplitud depende de la distancia a la costa y la profundidad de agua del punto de generación, de la intensidad del terremoto y de la dinámica de propagación relacionada con la forma de la plataforma continental.

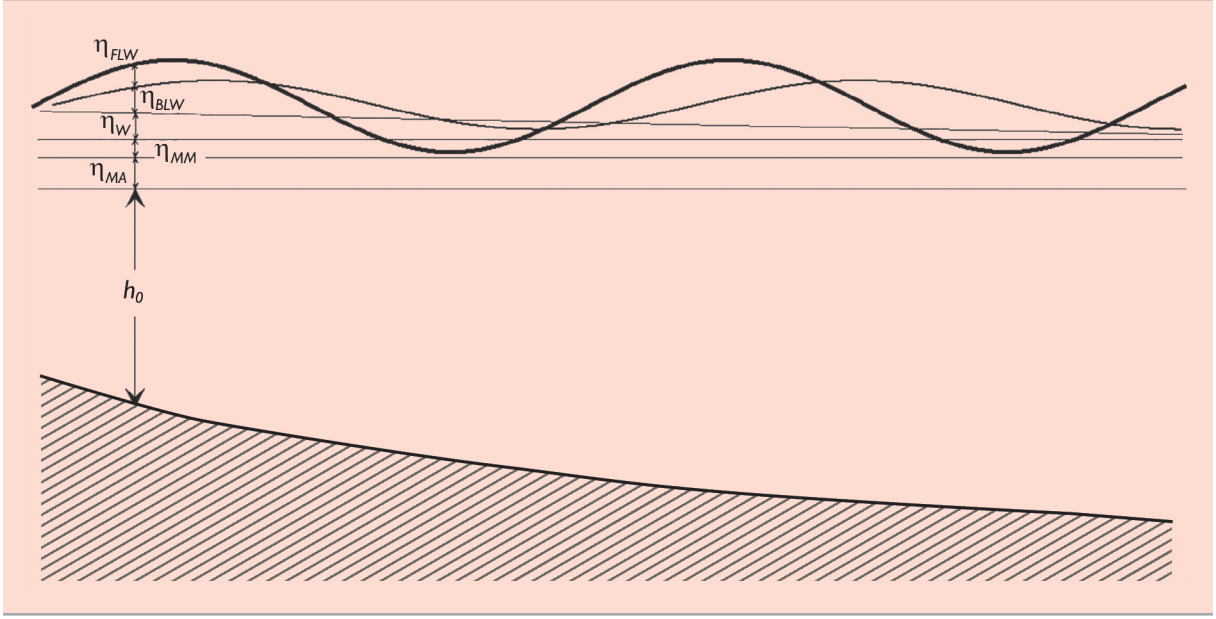
La oscilación del maremoto observada en un punto del mar depende de su magnitud en la zona de generación y de su transformación por la topografía en la zona de propagación. Al igual que otras ondas de gravedad, la transformación de un maremoto incluye los procesos de asomeramiento, refracción, reflexión, difracción y disipación por fricción por fondo y por rotura.

Los efectos topográficos se pueden separar en global, regional y local dependiendo de los gradientes espaciales de la profundidad de agua. El primer caso se corresponde con el mar abierto y la profundidad varía en el rango de 1000 a 10000 m en una distancia de 500-10000 km; la escala regional se presenta en el talud y plataforma continental en la qeu la profundidad varía entre 100 y 1000 m en una distancia del orden de 50-500 km;

finalmente los efectos locales se producen en las áreas litorales (rías, estuarios y zona de rompientes) y portuarias en las que la profundidad varía de 1 a 100 m en una distancia de 0.5 a 50 km.

En general el maremoto se comporta como un tren de ondas largas, lineales, no dispersivas en frecuencias y amplitudes (la celeridad no depende ni del periodo ni de la amplitud ya que ésta es pequeña frente a la profundidad de propagación). Durante su transformación y aproximación a la costa algunos maremotos se amplifican notablemente tanto que la celeridad comienza a depender de la amplitud hasta llegar a romper. En función de la forma inicial las ondas pueden, además, separarse en solitones y, eventualmente romper.

Figura 3.3.33. ***Variables de un meremoto***



3.9.1.2 Variables instantáneas y básicas

La variable instantánea de un maremoto sísmico es el desplazamiento vertical de la superficie libre del mar con respecto a un nivel de referencia muestreado a intervalos de tiempo regulares del orden de un minuto de duración, figura 3.3.33. De esta manera queda filtrada la parte de señal relacionada con el oleaje. La variable básica es la amplitud de cada una de las ondas que forman la secuencia del maremoto.

3.9.1.2.1 Descripción como onda larga

Es conveniente describir el maremoto en el régimen de Boussinesq, modelizando la oscilación inicial como una única onda solitaria o como un tren de ondas cnoidales o solitarias. Para ello se necesita definir el volumen de agua bajo la forma de la onda que depende de las características del terremoto generador.

3.9.1.3 Descripción de estado

La persistencia del maremoto se encuentra en el intervalo de tiempo entre media hora a cuatro horas, aproximadamente. Definido el maremoto como una secuencia de ondas que ocurren en este intervalo de tiempo, se puede admitir que el proceso es cuasi-estacionario y homogeneo por lo que se puede realizar su descripción temporal y frecuencial aplicando la teoría gaussiana lineal de señales (la variable instantánea es gaussiana). La manifestación del maremoto que satisface estas condiciones representa el estado del mare-

moto que teniendo en cuenta su persistencia se extiende temporalmente durante tres o cuatros estados meteorológicos.

3.9.1.4 Descripción estadística del maremoto

En general, la presentación del maremoto se superpone con la ocurrencia de otras ondas largas relacionadas con la actividad atmosférica. Por ello, la variable instantánea medida ζ_{obs} durante la ocurrencia de un maremoto (sísmico) en un punto de la costa P($\vec{x}$) se puede representar por,

$$\zeta_{obs}(\vec{x},t) = \zeta_m(\vec{x},t) + \zeta_b(\vec{x},t) + \varepsilon(t) \tag{3.378}$$

donde $\zeta_m(\vec{x}, t)$ es la señal debida al maremoto y $\zeta_b(\vec{x}, t)$ la señal de base generalmente relacionada con la actividad atmosférica. $\varepsilon(t)$ es el ruido del instrumento que, en general, se puede despreciar cuando la señal del maremoto es importante. Estas señales se pueden separar mediante técnicas espectrales tal y como se indica en el apartado siguiente.

Los efectos de la plataforma continental y de la topografía local se reflejan en que el estrechamiento del espectro del maremoto pudiéndose considerar que en las proximidades de la costa el proceso es de banda estrecha. En consecuencia, las amplitudes del maremoto (variable básica) siguen una distribución de Rayleigh cuyo parámetro es el área bajo la función de densidad espectral y la amplitud máxima, siempre que se den las condiciones estadísticas suficientes en cuanto al tamaño mínimo de la muestra, siguen una función de Rayleigh elevada a la potencia N.

Los periodos de las ondas del maremoto depende de las condiciones en la zona de generación. No obstante, la banda de periodos se extiende $2 - 500$ *minutos* aproximadamente. Los modos principales de las ondas de maremoto se pueden estimar por,

$$T_n = \frac{2l}{n\sqrt{gh}} \qquad n = 1,2,\ldots \tag{3.379}$$

donde l es una longitud representativa de las dimensiones del área de generación y h es la profundidad de agua en la zona del epicentro y n es el número de nodos.

Comentario. Si el área de generación es un rectángulo de 100×60 *km y la profundidad* 1100 *m, los periodos obtenidos son* $T_1 = 36$ *mín,* $T_2 = 18$ *mín.*

3.9.1.5 Descripción espectral del maremoto

En el dominio de la frecuencia el espectro de la señal observada se puede escribir,

$$\zeta_{obs}(\vec{x},\omega) = S_m(\vec{x},\omega) + S_b(\vec{x},\omega) + S_\varepsilon(\omega) \tag{3.380}$$

donde S_m y S_b son, respectivamente, los espectros del maremoto y de la señal base atmosférica en las proximidades de las áreas portuarias y litorales y $S_\varepsilon(w)$ el espectro del ruido del instrumento. La banda de frecuencias de los maremotos sísmicos es ($0{,}002 - 00{,}5$ *cpm* [25]) es decir en una banda de periodos de ($2 - 500$ *mínutos)* aproximadamente.

Se puede determinar el espectro del maremoto en el área portuaria o litoral $S_m(\vec{x}, w)$ por,

$$S_m(\vec{x},\omega) = W_m^2(\vec{x},\omega) Z_m(\omega) \tag{3.381}$$

(25) Cpm: ciclos por minuto. el periodo de maremoto es $T = 1/f$, donde f es la frecuencia.

donde $Z_m(w)$ es el espectro del maremoto en la zona de origen y $W_m^2(\vec{x}, w)$ es la función de transferencia espectral topográfica, que puede separarse en tres partes,

$$W_m^2(\vec{x},\omega) = Y_m(\omega) Q_m(\omega) P_m(\omega) \tag{3.382}$$

donde Y_m, Q_m, P_m son, respectivamente, las funciones de transferencia topográfica del oceáno (mar abierto), plataforma continental y área litoral y portuaria. En la banda de frecuencias del maremoto esta función es independiente del tiempo pero depende del emplazamiento $\vec{x}$. Por el contrario, la función de densidad espectral, $Z_m(w)$ del maremoto es constante en el área de generación.

Análogamente, el espectro de la señal base atmosférica $S_m(\vec{x}, w)$ se puede determinar por,

$$S_b(\vec{x},\omega) = W_b^2(\omega) S_{b0}(\omega) = Q_b(\omega) P_b(\omega) S_{b0}(\omega) \tag{3.383}$$

donde Q_b, P_b son, respectivamente, las funciones de transferencia topográfica de la plataforma continental y área litoral y portuaria y $S_{b0}(w)$ es el espectro base de la señal atmosférica en el oceáno. Afortunadamente, la forma de este espectro es una función monotónica sin picos y tiene carácter universal. La presencia de una evento atmosférico sólo cambia el contenido energético, pero no su forma,

$$S_{b0}(\omega) = \frac{1}{2\pi} E_0 \frac{1}{\omega^2} \tag{3.384}$$

donde E_0 depende de la constante atmosférica; en mar abierto su valor se encuentra en el intervalo $(10^{-3} - 10^{-4})$ cm^2/cpm.

3.9.1.5.1 Consecuencias para el cálculo y la aplicación espectral

Los picos que pueden aparecer en el espectro de energía de la señal atmosférica se deben a los acoplamientos resonantes de la señal atmosférica con la plataforma continental y las áreas litorales y portuarias. Análogamente, los picos que aparecen en la señal del maremoto distintos que los del maremoto origen son el resultado de su interacción con la plataforma continental y las áreas litorales.

En consecuencia, la forma espectral del maremoto en un emplazamiento debe ser la misma (tener los mismos picos, aunque diferente contenido energético) para diferentes maremotos generados en zonas de generación próximas siempre que su dirección de propagación sea la misma. Por el contrario, la forma espectral en diferentes emplazamientos del mismo maremoto origen debe ser distinta (tener otros picos) por ser diferentes las condiciones topográfica y las funciones de transferencia espectral. Dado que ambos espectros, maremoto sísmico y señal atmosférica de base, tienen la misma banda de frecuencias se puede admitir que las funciones de transferencia topográfica de la plataforma continental y de las áreas litorales son iguales,

$$\begin{aligned} Q_m(\omega) &= Q_b(\omega) \\ P_m(\omega) &= P_b(\omega) \end{aligned} \tag{3.385}$$

Siempre que el origen del maremoto no se encuentre muy lejos de la costa y que se disponga de un registro por ejemplo de un mareógrafo en un punto de la costa, el espectro del maremoto en el origen se puede calcular suponiendo que $S_\varepsilon \ll S_m$,

$$Z_m(\omega) = \left[\frac{S_{obs}(\vec{x},\omega)}{S_b(\vec{x},\omega)} - 1 \right] \frac{\alpha_m}{2\pi} E_0 \frac{1}{\omega^2} \tag{3.386}$$

donde α_m es una constante adimensional que permite corregir (calibrar) la señal teniendo en cuenta la dispersión radial y angular de la señal debido a la distancia del origen del maremoto al punto de medida.

A partir de este resultado, es decir conocido el espectro del maremoto en la zona de generación, se puede obtener el espectro del maremoto en otros puntos de la costa y conocida la función de transferencia topográ-

fica del punto considerado se puede obtener el espectro de otro maremoto generado en un área diferente, siempre que su dirección de propagación sean análogas.

3.9.1.6 Descripción a largo plazo

En las costas españolas los maremotos (o meteomaremotos) son sucesos raros; en general tienen pequeña amplitud pero, ocasionalmente, un maremoto de gran amplitud tiene efectos devastadores. La descripción a largo plazo puede realizarse de forma análoga a la recomendada para los ciclos de solicitación de los estados de oleaje. En este caso, las variables características del ciclo de solicitación (maremoto) son el volumen de agua bajo la onda inicial o la amplitud máxima, el número de ondas en el ciclo (o el periodo medio de las ondas) y la duración.

3.9.1.6.1 Distribución de la máxima amplitud anual (régimen extremal de maremotos)

Se recomienda seguir el método desarrollado en la sección 3.8.2, distribución extremal a partir de los picos. Para obtener una función de distribución de la amplitud máxima es necesario, previamente, definir una amplitud umbral, $a_{m,u}$, que depende del área de estudio y conocer el número de maremotos n_m que han excedido el umbral en el intervalo de tiempo de M años. Supuesto que la ocurrencia de marmotos es un suceso raro y que el número de ellos sigue una distribución de Poisson de parámetro $v_m = n_m/M$, entonces la función de distribución de la amplitud máxima, o régimen extremal anual de la amplitud del maremoto, se puede obtener mediante la siguiente expresión,

$$F_{A_{máx}} = \exp\left[-\frac{n_m}{M}\left(1 - F_A(a)\right)\right] \tag{3.387}$$

donde $F_A(a_m) = \Pr[A > a_m]$, es la función de distribución de las amplitudes que exceden la amplitud umbral $a_{m,u}$.

3.9.1.7 Modelos de transformación

Al propagarse la onda larga por la plataforma continental y la topografía local fuerzan entran en funcionamiento los mecanismos de dispersión en amplitudes y frecuencial de la onda inicial. El resultado, que depende de la forma de la onda inicial, es el peraltamiento, descomposición y, eventualmente rotura, de la onda original en nuevas ondas o solitones.

3.9.1.7.1 Modelos en el dominio del tiempo

El desplazamiento de la superficie libre en el emplazamiento debido a la ocurrencia de un maremoto (o un meteomaremoto) se puede obtener aplicando modelos resolvedores de la fase, MSPE-t o Boussinesq o resolviendo las ecuaciones de ondas largas no lineales de Airy, con una señal de entrada en el punto de generación, medida o una onda teórica con las características del maremoto.

3.9.1.8 Verificación frente a maremotos

En general, los maremotos en el litoral español son sucesos raros (procesos de Poisson de parámetro muy pequeño) por lo que su ocurrencia en la vida útil del área litoral o portuaria puede considerarse como un agente independiente de los restantes agentes climáticos del medio físico, tanto atmosférico como marinos.

Cuando la probabilidad de excedencia en la vida útil $F_{A_{máx}} = \Pr[A > a_m] > 10^{-4}$ le corresponda un valor de la amplitud de maremoto, que es significativa para la seguridad de la obra y del terreno, se deberá incluir el maremoto en la verificación de las condiciones de trabajo extremas, tanto actuando como agente predominante y

como otro agente. En otro caso, de acuerdo con lo recomendado en la ROM 0.0, se incluirá la verificación del área frente al maremoto en las condiciones de trabajo excepcionales.

3.9.1.8.1 El maremoto como agente extraordinario

Se recomienda considerar el maremoto como un agente extraordinario cuando en la vida útil de la obra, la probabilidad de presentación de un maremoto cuya magnitud sea significativa para la seguridad de la obra sea, al menos, dos órdenes de magnitud inferior a la probabilidad conjunta de los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos de acuerdo con la tabla 2.2.8, capítulo 2. Por ejemplo cuando la probabilidad de presentación del maremoto en la vida útil es $p_m \leq 10^{-4}$ para una obra de carácter $[ISA = 20 - 29]$ cuya probabilidad conjunta es $p_{f,ELU} \leq 10^{-2}$.

Si se cumplen estos requisitos no es necesario considerar el maremoto en el cómputo de la probabilidad conjunta frente a la seguridad, ni en el cómputo de la probabilidad de modos de parada frente al uso y la explotación. Si el promotor de la obra lo considera necesario, la presentación del maremoto podrá tenerse en cuenta como una condición de trabajo excepcional fortuita del medio físico $C_{T,3,1,1}$ (apartado 4.5.2.3 de la ROM 0.0).

3.9.1.8.2 El maremoto como agente extremo

Se considerará el maremoto como un agente extremo cuando en la vida útil, la probabilidad de presentación de un maremoto cuya magnitud sea significativa para la seguridad de la obra, sea al menos un orden de magnitud inferior a la probabilidad conjunta de todos los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos de acuerdo con la tabla 2.2.8, capítulo 2. Por ejemplo cuando la probabilidad de presentación del maremoto en la vida útil es $p_m \leq 10^{-3}$ para una obra de carácter $[ISA = 20 - 29]$ cuya probabilidad conjunta es $p_{f,ELU} \leq 10^{-2}$.

Si se cumplen estos requisitos es necesario considerar el maremoto en el cómputo de la probabilidad conjunta frente a la seguridad considerando tanto las condiciones de trabajo operativas normales como extremas. En este supuesto el maremoto se considerará como agente predominante único y la combinación de factores se hará según lo recomendado en la sección 4.9 de la ROM 0.0.

3.9.1.9 Red de alertas

Si, además, la probabilidad de presentación del maremoto significativo en un año cualquiera de la vida útil de la obra excede 10^{-2}, se deberá disponer de un sistema de avisos para alertar de su ocurrencia con el tiempo necesario tanto para la suspensión de la actividad portuaria, como para la realización de tareas previstas para la protección de personas y equipos.

3.9.2 Maremoto generado por un deslizamiento

Los deslizamientos superficiales de la ribera del mar y los deslizamientos profundos son, entre otros, posibles agentes generadores de maremotos. Estos procesos están asociados a la inestabilidad geoténica del terreno o de los rellenos, o a la inestabilidad inducida por las oscilaciones del mar, oleaje, grupos de olas o maremotos "sísmicos".

3.9.2.1 Verificación

Cuando la probabilidad de excedencia en la vida útil $F_{A_{máx}} = \Pr[A > a_m] > 10^{-4}$ le corresponda un valor de la amplitud de maremoto a_m, que es significativa para la seguridad de la obra y del terreno, se recomienda analizar las características del maremoto, amplitud y periodo del deslizamiento, estudiar su propagación hasta el emplazamiento y, en su caso, verificar la seguridad y la operatividad de la obra frente a su acción.

La verificación frente a estos maremotos se realizará según lo recomendado para los maremotos de origen sísmico.

3.9.3 Meteomaremotos

Son pulsaciones "rápidas [26]" de presión y de viento medios que producen oscilaciones de la superficie libre del mar $\zeta_{ma}(\vec{x}, t)$, formada por un número pequeño de grupos de ondas con respecto a un nivel de referencia. Algunas de ellas están relacionadas con la dinámica de la borrasca; otras, se producen por la interacción de la dinámica atmosférica con la topografía local y otras son de origen térmico. Todas ellas tienen periodos en el intervalo $5 - 30$ minutos. En esta Recomendación estas pulsaciones se engloban con la denominación común de meteomaremoto. La duración de un episodio o evento de meteomaremoto (ciclo de solicitación) se encuentra en el intervalo de $2 - 5$ horas.

3.9.3.1 Pulsaciones barométricas locales

En las áreas litorales, debido a la influencia orográfica, edificios, grandes instalaciones o buques atracados o fondeados, se producen pulsaciones barométricas locales relacionadas con la emisión de vórtices y la readaptación del flujo a sotavento del obstáculo o por gradientes térmicos locales asociados a gradientes espaciales del albedo.

Estas pulsaciones pueden generar ondas de borde en las playas cercanas que se propagan por la bocana del área portuaria, o bien generar oscilaciones en la propia dársena. La oscilación puede ser resonante bien porque la pulsación barométrica es estacionaria (adosada al obstáculo) bien porque la componente de su velocidad de propagación en la dirección paralela a la costa es igual a la celeridad de alguno de los modos de ondas de borde o al modo propio de oscilación (longitudinal o transversal) de la dársena.

En ambos casos, el tratamiento para su identificación y cuantificación es análogo al propuesto para pulsaciones atmosféricas en mar abierto.

3.9.3.2 Descripción a corto, medio y largo plazo

Su descripción temporal y frecuencial, a medio y largo plazo se ajustará a lo recomendado para maremotos.

3.9.3.3 El meteomaremoto como agente extremo

Cuando la magnitud y la frecuencia de las oscilaciones sean significativos en la seguridad y en el uso y explotación del área y no se puedan alterar mediante modificaciones en la geometría, se recomienda incluir el meteomaremoto como agente climático marino, considerar su ocurrencia en las condiciones de trabajo extremas y las operativas normales, evaluar los modos de fallo y parada y su contribución a la probabilidad conjunta de fallo frente a la seguridad y a la pérdida de operatividad.

3.9.3.4 Descripción conjunta de meteomaremotos

Por su origen, los meteomaremotos están vinculados a la ocurrencia simultánea, con valores compatibles, de determinados procesos atmosféricos. Por ello, se recomienda que la descripción y caracterización de los meteomaremotos se haga conjuntamente con los agentes climáticos atmosféricos que los fuerzan, y que su probabilidad de excedencia sea compatible con la probabilidad de la excedencia de los valores de dichos agentes.

(26) Rápida se debe entender con respecto al tiempo de evolución de una borrasca extratropical que es del orden de horas.

3.9.4 Otras fuentes de oscilaciones intermedias

Además de los maremotos sísmicos y meteomaremotos hay otras causas generadoras de oscilaciones en áreas portuarias y litorales que, en función de la geometría del área, pueden ser resonantes. Entre ellas pueden ser relevantes las ondas de borde o atrapadas y las ondas de cizalla. Ambos casos se presentan en zonas de aguas someras, en general de profundidad inferior a 10 m.

Cuando la probabilidad de ocurrencia de estas ondas y su acoplamiento con el área abrigada sea significativa, entonces se recomienda que se incluyan como agentes climáticos marinos evaluando su contribución a la probabilidad conjunta de fallo y a la pérdida de operatividad. El forzamiento del área por estas oscilaciones se puede aproximar aplicando un modelo numérico elíptico, por ejemplo el MSP-UGR (apartado 3.6.7.2).

3.9.4.1 Ondas de borde

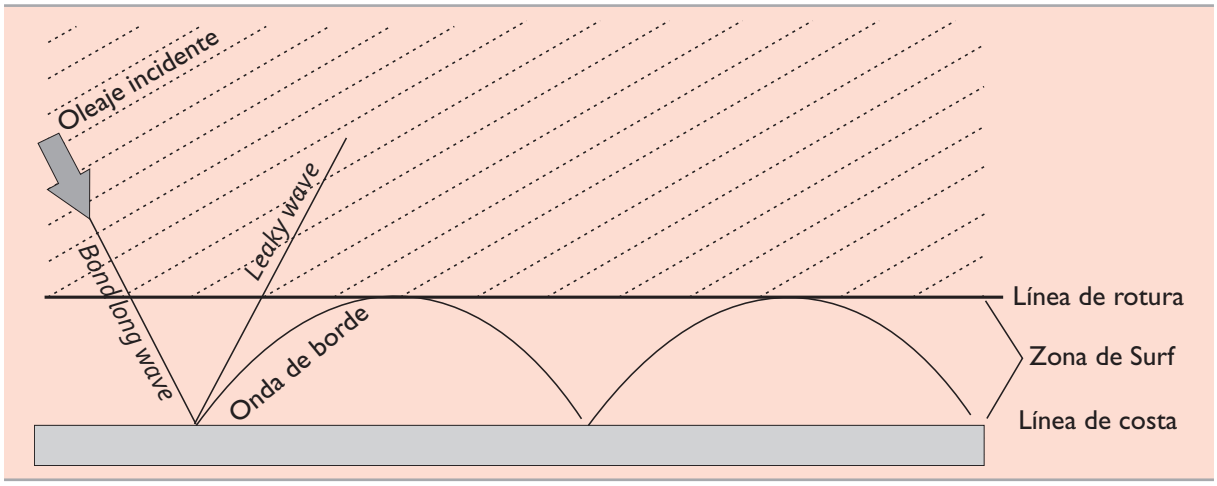
La onda de borde es una oscilación que se propaga a lo largo de la costa y su amplitud oscila y decae perpendicularmente a ella dependiendo del modo hasta su total extinción, figura 3.3.34. De ahí su nombre de onda atrapada (a la costa). La ecuación de dispersión (teoría simplificada) relaciona, la pendiente de la costa $tg\beta \approx \beta$, la longitud de onda (a lo largo de la costa $L_y = 2\pi/k_y$) y los periodos de oscilación de cada modo ($T_n = 2\pi/w_n$),

$$\omega_n^2 = gk_y \sin(2n+1)\beta$$
$$(2n+1)\beta \leq \frac{\pi}{2} \qquad (3.388)$$

El número de modo n indica el número de oscilaciones perpendiculares a la costa. El periodo de los diferentes modos de una onda de borde se puede encontrar en el intervalo $(5 < T_n(s) < 300)$.

Pueden generarse por varios mecanismos entre ellos las pulsaciones barométricas locales o en mar abierto, la interacción de trenes de onda oblicuos con diferente periodo, grupos de olas, etc. Si la orientación, anchura y profundidad de la bocana portuaria o dársena es adecuada, el tren de ondas de borde puede forzar su oscilación, y si los periodos propios de la dársena y el de alguno de los modos son coincidentes, la oscilación puede ser resonante. Cuanto más tendida es la plataforma mayor es el número de modos posibles. Estas condiciones suelen ser más habituales en puertos y dársenas deportivas y pesqueras que en puertos comerciales de interés general.

Figura 3.3.34. ***Tipos de ondas infragravitatorias***



3.9.4.2 Ondas de cizalla

La onda de cizalla es una inestabilidad de la corriente paralela a la costa generada por la incidnecia oblicua del oleaje. El periodo de esta onda suele estar en el rango $(100 < T(s) < 600)$. Al igual que para las ondas de borde, si la orientación, anchura y profundidad de la bocana portuaria o dársena es adecuada, la onda de cizalla puede forzar su oscilación, y si los periodos propios de la dársena y el de alguno de los modos son coincidentes, la oscilación puede ser resonante.

3.9.5 Oscilaciones forzadas en áreas portuarias y litorales

Son oscilaciones intermedias de la superficie libre del mar $\zeta_{área}(\vec{x}, t)$ en áreas portuarias y litorales forzadas por oscilaciones atmosféricas o marítimas, especialmente, por los modos libres asociados a la transformación de los grupos de olas, las pulsaciones barométricas, meteomaremotos y maremotos.

El periodo fundamental del área y el de sus armónicos depende de su geometría y profundidad. Si el periodo del agente forzador es igual que el periodo fundamental, o uno de sus armónicos, se dice que el forzamiento es resonante. En este caso la amplitud de la oscilación puede crecer considerablemente. Las fuerzas que se oponen a la oscilación del área, además de la gravedad que es la principal fuerza restauradora, son las debidas a la fricción en el fondo, los contornos laterales y bocana, el movimiento turbulento y la radiación de la oscilación por ella.

3.9.5.1 Descripción en el dominio del tiempo

Las oscilaciones del área $\zeta_{área}(\vec{x}, t)$ satisfacen la ecuación de Laplace por lo que se pueden describir por la superposición lineal del modo principal y sus armónicos cuyas amplitudes satisfacen las condiciones de contorno. Si la señal $\zeta_{área}(\vec{x}, t)$ es irregular se puede analizar estadísticamente y si, además la oscilación es resonante (espectro de banda estrecha) la envolvente de la señal es un proceso de Rayleigh y, en consecuencia, las amplitudes de la oscilación en un punto del área (variable básica) siguen una distribución de Rayleigh y la amplitud máxima, siempre que se den las condiciones estadísticas suficientes en cuanto al tamaño mínimo de la muestra, siguen una función de Rayleigh elevada a la potencia N.

3.9.5.2 Descripción en el dominio de la frecuencia

Al igual que otras oscilaciones del mar, con las limitaciones teóricas correspondientes, se puede aplicar la transformada de Fourier al desplazamiento vertical de la superficie libre del mar en un punto del área y obtener su función de densidad espectral. La banda de periodos de las áreas litorales $(60 - 600\ segundos)$ aproximadamente.

3.9.5.3 Generación y transformación de oscilaciones intermedias en el área

Para áreas portuarias cuyo carácter sea $[IRE > 5, ISA > 6]$, se recomienda estudiar su régimen de oscilaciones intermedias a partir de los posibles forzamientos externos, atmosféricos o marítimos. Para ello se recomienda aplicar uno de las dos formas posibles: (1) resolver el problema completo, es decir el transitorio de la oscilación del área portuaria, forzada por el agente externo expresada por los gradientes espaciales del término forzador, o una oscilación externa (onda o espectro), y (2) determinar la función de transferencia del área en el intervalo de periodos intermedios $60 - 600\ segundos$ y analizar los posibles agentes forzadores.

3.9.5.3.1 Modelos en el dominio del tiempo

El desplazamiento de la superficie libre en el área litoral o portuaria se puede obtener aplicando modelos dependientes del tiempo (por ejemplo MSPE-t o Boussinesq) o resolviendo las ecuaciones de ondas largas no

lineales de Airy, incluyendo los términos forzadores, sean pulsaciones barométricas o grupos de olas, apartado *xx*. Es importante que los modelos resuelvan la radiación de energía desde la bocana. No es esencial que los modelos evaluen la disipación por fricción, aunque, en este caso, las respuestas resonantes calculadas tendrán amplitud, en teoría, infinita.

3.9.5.3.2 Modelos en el dominio de la frecuencia

El efecto de la geometría y topografía local es la transformación del espectro forzador exterior. Se recomienda determinar el espectro en un punto del área portuarias a partir del espectro $Z_{ms}(w)$ en el exterior (para áreas portuarias en la bocana), aplicando la función de transferencia $W^2_{ms}(\vec{x}, t)$,

$$S_{área}(\vec{x},\omega) = W^2_{área}(\vec{x},\omega)\, Z_{exterior}(\omega) \tag{3.389}$$

que, en general, se puede obtener aplicando el modelo de la MSPE (modelo elíptico) a cada una de las componentes espectrales. Este método se puede aplicar tanto al espectro de las oscilaciones forzados por agentes atmosféricos o por transformación del grupo de olas, siempre que se disponga del espectro de la oscilación en la zona de generación.

Cuando no se conoce el espectro exterior, se puede aplicar un modelo MSPE barriendo el intervalo de periodos $(60 - 600\ segundos)$ con intervalos de 2 a 5 segundos y obtener los periodos fundamental y de los armónicos para conocer el comportamiento oscilatorio del área y sus posibles forzamientos.

3.9.5.4 Descripción a largo plazo

En general, el origen de las oscilaciones en las áreas portuarias de periodo intermedio está en las pulsaciones barométricas, meteomaremotos, maremotos y las oscilaciones resultantes de la transformación de los grupos de olas. El diseño del área debe satisfacer que aquellas oscilaciones sean sucesos raros y de pequeña amplitud.

La descripción a largo plazo puede realizarse de forma análoga a la recomendada para otros ciclos de solicitación.

3.9.5.5 Verificación frente a las oscilaciones en dársenas

Cuando la probabilidad de excedencia en la vida útil $F_{Amáx} = \Pr[A > a_m] > 10^{-4}$ le corresponda un valor de la amplitud de la oscilación $a_{área}$, que es significativa para la seguridad de la obra y del terreno, se deberá incluir esta oscilación en la verificación de las condiciones de trabajo extremas, tanto actuando como agente predominante y, en su caso, como otro agente.

Cuando su forzamiento se deba a los ciclos de solicitación de los estados de oleaje (grupos de olas) se incorporarán a la verificación de forma conjunta con las otras oscilaciones del nivel del mar. Para la verificación por Nivel I se aplicarán los criterios de compatibilidad de términos en función del tipo de combinación, apartado 5.3.7 de la ROM 0.0. Para la verificación por los Niveles II y III se considerará la probabilidad conjunta con los estados de oleaje.

En su caso, de acuerdo con lo recomendado en la ROM 0.0, se incluirá la verificación del área frente al maremoto en las condiciones de trabajo excepcionales.

3.10 OSCILACIONES DE PERIODO LARGO

Estas oscilaciones ζ_{PL} se encuentran en la banda de periodos $(T > 3\ horas)$ e incluyen, principalmente, la marea meteorológica ζ_{MM} relacionada con el paso de una borrasca atmosférica y la marea astronómica ζ_{MA},

$$\zeta_{PL}(\vec{x},t) = \zeta_{MA}(\vec{x},t) + \zeta_{MM}(\vec{x},t) \tag{3.390}$$

donde, ζ es la variable instantánea del proceso y que define el desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto al nivel de referencia marino NRM, sección 3.12.

3.10.1 Previsión del Nivel del mar en las costas españolas

El sistema Nivmar es un conjunto de aplicaciones destinado a obtener una predicción del nivel del mar a corto plazo (48 $horas$) por marea meteorológica y astronómica. Nivmar basa su funcionamiento en la previsión armónica del nivel del mar y en el uso de los modelos numéricos HAMSOM (circulación oceánica, Puertos del Estado) y HIRLAM (circulación atmosférica, Instituto Nacional de Meteorología). A esto añade el empleo de los datos de los mareógrafos de la REDMAR corrigiendo de esta forma desviaciones sistemáticas que no pueden ser resueltas por el modelo de circulación.

3.10.1.1 Modelo HAMSOM

Modelo tridimensional de Circulación Oceánica desarrollado por el IFM (Institute für Meereskunde, Hamburg) y por Clima Marítimo (Puertos del Estado, Madrid). El modelo HAMSOM se basa en un conjunto de siete ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Las incógnitas son las tres componentes de la velocidad, la presión, la densidad del agua, la salinidad y la temperatura. En el plano horizontal se utilizan las ecuaciones completas de Navier-Stokes y en el vertical, la ecuación Hidrostática. Estas relaciones se usan junto con la ecuación de continuidad, las ecuaciones de conservación de sal/temperatura y la ecuación de estado del agua de mar . El modelo puede considerar las fuerzas de viento, presión atmosférica, mareas y gradientes baroclínicos. La mayor restricción del modelo procede de la aproximación hidrostática, que límita el rango de aplicación a ondas largas.

Comentario. El código HAMSOM constituye el modulo de circulación oceanica del modelo ECAWOM. Este último código, desarrollado en el marco de un proyecto MAST y aún en fase experimental, auna en un solo modelo las físicas de la atmósfera (resuelta por el modelo HIRHAM), el oleaje (modelo WAM) y la circulación oceánica (modelo HAMSOM), teniendo en cuenta las interacciones existentes entre ellas.
Por otra parte, se debe tener en cuenta que cualquier previsión del nivel del mar debe resolver la variación del nivel de referencia y su eatimación que a su vez depende de al propia previsión. El método adoptado por Puertos del Estado se describe en su web.

3.10.1.2 Previsión de la marea astronómica

Puertos del estado facilita la predicción de marea astronómica realizada a partir de los datos de los mareógrafos disponibles hasta la fecha y datos obtenidos de modelado numérico.

3.10.2 Marea meteorológica

Se engloba bajo la denominación de marea meteorológica, la respuesta del nivel del mar debido a las tensiones tangenciales sobre la superficie del agua por la acción del viento y a las variaciones en el campo de la presión atmosférica sobre ella.

3.10.2.1 Introducción

La variación espacial y temporal de la presión atmosférica implica la respuesta, ascendente o descendente, de la columna de agua. Por otra parte, la acción continuada del viento sobre la superficie del mar genera un arrastre de agua que al confinarse por la presencia de la costa o por variaciones en la batimetría provoca asímismo ascensos o descensos de la superficie libre. Esta respuesta es tanto más importante cuanto menor es la profun-

didad, h, (y excede el $20\ \%$ de la profundidad del agua en la región $h < 10\ m$). Ambas mecanismos son aleatorios y en consecuencia su descripción debe hacerse por modelos de probabilidad.

En las costas españolas las mayores elevaciones por marea meteorológica están asociadas al episodio o evento de paso de una borrasca extratropical. En él, el nivel del mar crece, pasa por uno o varios máximos y decrece.

Puesto que el periodo T, de la oscilación es largo, (horas y días) y su longitud de onda L, grande (centenares de metros), la profundidad relativa, h/L, es muy pequeña, ($h/L < 1/20$), y la cinemática y dinámica de la onda es asintóticamente la de una onda larga cuya celeridad de propagación, aplicando la teoría lineal sin fricción, se puede estimar por $c = \sqrt{gh}$.

Comentario. La escala temporal de la marea meteorológica es mucho mayor que la escala de las pulsaciones barométricas que está en el intervalo temporal de unos pocos minutos a $4\ horas$, aproximadamente. Ambos procesos pueden ser simultáneos pero también pueden ocurrir de forma independiente puesto que las pulsaciones barométricas pueden estar generadas por otras causas independientes del paso de la borrasca.

3.10.2.2 Variables instantánea y básica

La variable instantánea de la marea meteorológica es el desplazamiento (excedencia) de la superficie libre η_{MM} con respecto a un nivel de referencia fijo, en general el NMR. Sin embargo, la marea meteorológica ocurre simultáneamente con la marea astronómica, por lo que su medida se realiza con respecto a un nivel de referencia móvil. En estas condiciones la marea meteorológica es el residuo de la señal [(27)],

$$\eta_{MM}(\vec{x},t) = h_i(\vec{x},t) - \left[h_{0,i}(\vec{x}) + \Delta h + \eta_{MA,i}(\vec{x},t)\right] \tag{3.391}$$

$\eta_{MM}(\vec{x}, t)$ es una variable aleatoria y su evolución temporal es un proceso aleatorio no estacionario. La duración de la excedencia, o tiempo en el que el nivel del mar se encuentra por encima del nivel de referencia de forma consecutiva es, asímismo una variable aleatoria. Por su relación con el tiempo de paso de la borrasca, es del orden de 1 a 3 días, aproximadamente. Es recomendable definir una variable básica de la marea meteorológica por el valor promedio de la señal instantánea en un intervalo de tiempo pequeño, por ejemplo cinco a diez minutos.

Comentario. En el residuo podrán aparecer otras oscilaciones del orden de 5 a $10\ \min$ que, en su caso, deberán ser identificadas y filtradas, relacionadas con pulsaciones barométricas y fluctuaciones del campo de vientos que, excepto en casos concretos de aguas confinadas y reducidas o resonancia en dársenas, (o barcos), no son significativas en la ingeniería marítima.

3.10.2.3 Descriptor de estado

Por su proceso de generación, la variación del nivel del mar por marea meteorológica $\eta_{MM}(t)$ suele ser un proceso lento del orden de horas, de tal forma que es posible "discretizar" la curva de excedencias del nivel del mar en intervalos de tiempo de una hora de duración, aproximadamente, de tal forma que en un estado de oleaje o meteorológico, el nivel de marea meteorológica se pueda suponer constante en él, e igual a su valor medio $\overline{\eta_{MM}}$ en el intervalo de tiempo,

$$\overline{\eta_{MM}}(\vec{x}) = \frac{1}{d_t}\int_{t_i}^{t_i+d_t} \eta_{MM}(t)\,dt \tag{3.392}$$

donde t_i es el instante de tiempo en el que se incia el estado meteorlógico y d_t es su duración. Este descriptor es una variable lenta.

(27) En el resíduo podrán aparecer otras oscilaciones que, en su caso, deberán ser identificadas y filtradas.

Comentario. Cuando la marea metorológica se obtiene por modelos numéricos, la información de entrada de los campos de viento y velocidad puede condicionar la duración del estado, y verse ampliada a tres horas.

3.10.2.4 Ciclo de solicitación y amplitud

$\overline{\eta_{MM}}$ evoluciona a lo largo del tiempo; su secuencia temporal o curva de estados define el ciclo de solicitación de la marea meteorológica. En él es conveniente identificar una fase de generación y crecimiento, un máximo y una fase de decaimiento y extinción y su relación con el tránsito de la borrasca. En general, aquellas fases están correlacionadas con las fases del ciclo de solicitación del oleaje.

El pico del ciclo se define por la amplitud o desplazamiento máximo $\overline{\eta_{MM,máx}}(\vec{x}) = \text{máx}[\overline{\eta_{MM}}(\vec{x}, t)]$. Algunas veces se denomina también amplitud de la marea, aunque estrictamente no lo sea. En un ciclo puede haber varios picos. La amplitud máxima en el ciclo $\overline{\eta_{MM,máx}}$, está correlacionada con la altura de ola significante máxima (o pico) del ciclo de solicitación $H_{s,pico}$, aunque no tienen por qué coincidir en el mismo estado.

En el caso de las costas insulares españolas, es conveniente identificar y relacionar la marea meteorológica, fase de generación, valor máximo y fase de amortiguamiento o extinción con los procesos locales meteorológicos y su evolución temporal.

3.10.2.5 Modelos de generación y transformación

Las ecuaciones que gobiernan la generación, propagación, transformación y disipación de la marea meteorológica son las de las ondas largas $h/L < 1/20$. Éstas se derivan a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes para flujo turbulento, integrando en vertical en toda la columna de agua, entre el fondo ubicado a la profundidad h, y la superficie libre desplazada verticalmente η con respecto al nivel medio de referencia, y suponiendo que en las interfases del fluido con la atmósfera y el terreno respectivamente, puede haber fuerzas aplicadas, normales y tangenciales a ellas. Si el fondo es impermeable, el efecto de éste sobre el movimiento del fluido se concreta sólo en tensiones tangenciales. En la superficie libre la atmósfera puede actuar sobre el agua con tensiones normales (presiones) y tensiones tangenciales debidas a la presión atmosférica y la acción del viento. Excepto en aguas muy someras, se puede aceptar que los movimientos verticales son mucho menores que los movimientos horizontales, se desprecian las aceleraciones verticales, de tal forma que el flujo se puede suponer plano y la presión hidrostática.

3.10.2.6 Modelos numéricos

En general la solución a las ecuaciones de las ondas largas debe encontrarse por métodos numéricos, utilizando cualquiera de los algoritmos ampliamente extendidos con condiciones de contorno apropiadas y con términos forzadores en función de la evolución temporal de los gradientes de presiones y las acciones tangenciales del viento sobre la superficie del agua, obtenido a partir de información meteorológica del campo de vientos y de presiones en el mar y su evolución en el tiempo, por ejemplo proporcionados por el modelo HIRLAM. Se obtiene de esta forma la evolución temporal de las variables de estado, $\overline{\eta_{MM}}(\vec{x}, t)$ y las velocidades horizontales $[U, V]$ promediadas en la columna de agua.

En aguas muy someras y con marea astronómica, el cálculo de la marea meteorológica deberá hacerse para varios niveles de aquella. Además, se debe tener en cuenta que la marea meteorológica afecta la profundidad de agua, por lo que antes de analizar la transformación del oleaje será necesario determinar la contribuciones de ambas mareas.

3.10.2.7 Selección de los modelos numéricos

Se tendrá en cuenta lo recomendado en el Anejo (sección ondas largas para la marea astronómica). En general, en áreas portuarias en las que la profundidad excede quince metros, se pueden despreciar los términos con-

vectivos y se podrán trabajar con el problema lineal. Cuando por condiciones geométricas las velocidades $U \sim 1$ m/s y sus gradientes sean importantes, los términos convectivos son importantes.

3.10.2.7.1 Condiciones estacionarias

Cuando la profundidad en el emplazamiento exceda quince metros, o cuando los gradientes espaciales de velocidad no sean significativos, se podrá estimar la amplitud máxima de la marea meteorológica suponiendo condiciones estacionarias del máximo gradiente de presiones asociado a la borrasca, aplicando algunas de las soluciones analíticas presentadas en el Anejo. Se deberá prestar especial atención a las condiciones de contorno.

Por otra parte, cuando la profundidad se inferior a diez metros es necesario estimar el régimen de marea meteorológica. Si el área litoral es reducida y se puede asemejar a un canal se puede aplicar así mismo las ecuaciones y sus soluciones del Anejo.

3.10.2.8 Modelos de forma de marea meteorológica

Si la información estadística de marea meteorológica y de los campos de viento y presiones es escasa, se pueden simular forma de marea meteorológica a partir de los valores de la amplitud y duración disponible.

3.10.2.9 Descripción a medio y largo plazo

Los episodios de marea meteorológica que son relevantes para la seguridad de la obra se corresponden con los estados de nivel del mar que exceden un cierto nivel. Su tratamiento y descripción a medio y largo plazo se corresponde con el recomendado con los ciclos de solicitación de los estados de oleaje, secciones 3.7.3 y 3.7.4, por lo que los apartados siguientes simplemente reproducen lo recomendado en aquellas.

3.10.2.10 Curva de estados sobre umbral

La curva de estado es una representación de la evolución temporal del estado de la marea meteorológica en un punto del mar. La función $\overline{\eta_{MM}}(\vec{x}, t)$ es aleatoria y no estacionaria debido a su variabilidad estacional e hiperanual. Seleccionando en ella los valores umbrales máximos y mínimos $[\overline{\eta_{MM}}]_{cr}$, se pueden identificar los ciclos de solicitación y de uso y explotación respectivamente. Los valores umbrales dependen del emplazamiento.

3.10.2.11 Frecuencia relativa de las excedencias del valor umbral

Si se calcula el tiempo en el que la curva de estados se encuentra por encima de un valor umbral $\overline{\eta_{MM}}(\vec{x}, t) > [\overline{\eta_{MM}}]_{cr}$ y se divide por Υ duración total del intervalo de tiempo de análisis, se obtiene la frecuencia relativa en Υ,

$$F\left(\overline{\eta_{MM}}(\vec{x},t) > \left[\overline{\eta_{MM}}\right]_{cr};\Upsilon\right) = \frac{\sum_i \tau_{s,i}}{\Upsilon} \tag{3.393}$$

donde $\tau_{s,i}$ es la duración de la excedencia i.

Si el cálculo se realiza con datos de varios años meteorológicos, por ejemplo $\Upsilon = M$, el régimen de excedencias sobre umbral es "representativo" de las excedencias en intervalos de tiempo de duración M años.

3.10.2.12 Modelo de probabilidad de excedencias sobre umbral: GPD

La probabilidad condicional de la variable aleatoria $\overline{\eta_{MM}}$ conociendo que, $\overline{\eta_{MM}} > [\overline{\eta_{MM}}]_{cr}$ es,

$$\Pr\left[\left(\overline{\eta_{MM}} < \overline{\eta_{MM\,i}} \middle| \overline{\eta_{MM\,i}} > \overline{\eta_{MM\,cr}}\right)\right] = \frac{F\left(\overline{\eta_{MM\,i}}\right) - F\left(\overline{\eta_{MM\,cr}}\right)}{1 - F\left(\overline{\eta_{MM\,cr}}\right)}, \qquad \overline{\eta_{MM\,i}} > \overline{\eta_{MM\,cr}} \tag{3.394}$$

donde F es la función de distribución de $\overline{\eta_{MM\,i}}$.

Para valores de $\overline{\eta_{MM\,cr}}$ suficientemente altos esta probabilidad se aproxima adecuadamente a la función de distribución generalizada de Pareto, $GPD(\sigma_P, \xi_P)$,

$$F^*\left[\left(\overline{\eta_{MM}} < \overline{\eta_{MM\,i}} \middle| \overline{\eta_{MM\,i}} > \overline{\eta_{MM\,cr}}\right)\right] = \left[\frac{1 - \xi_P\left(\overline{\eta_{MM\,i}} - \overline{\eta_{MM\,cr}}\right)}{\sigma_P}\right]^{\frac{1}{\xi_P}}, \qquad \overline{\eta_{MM\,i}} > \overline{\eta_{MM\,cr}} \tag{3.395}$$

donde σ_P es el parámetro de escala $(\sigma_P > 0)$ y ξ_P es el de forma. Si $\xi_P = 0$ se obtiene la función de distribución exponencial.

Este modelo de probabilidad también se puede aplicar cuando se toma el año meteorológico como intervalo de tiempo.

3.10.2.13 Régimen de duración de la excedencia

La duración de la excedencia es el tiempo que en un intervalo de tiempo, año meteorológico o vida útil, el descriptor de estado se mantiene por encima del valor seleccionado. Siguiendo el comportamiento del estado de oleaje, se recomienda iniciar el ajuste con un modelo de Weibull biparamétrico cuyos parámetros son funciones del nivel de excedencia.

3.10.2.14 Modelo de probabilidad del número de ciclos de marea meteorológica en Υ

Si el suceso $\overline{\eta_{MM}}(\vec{x}, t) > [\overline{\eta_{MM}}]_{cr}$ excedencia sobre el valor umbral es un suceso raro en el intervalo de tiempo (por ejemplo que el cociente entre el número de sucesos y el número de días en Υ sea del orden de $O[10^{-1}]$ o menor), entonces el número de ciclos de solicitación $n = n_{cr,\Upsilon}$ en Υ es una variable aleatoria que, con amplia generalidad, se ajusta a un modelo de probabilidad de Poisson, cuya función de densidad es,

$$f(n) = \frac{v^n e^{-n}}{n!} \tag{3.396}$$

donde v = $\overline{n_{cr,\Upsilon}}$ y $n = 0, 1, 2, \ldots$ es el número posible de ciclos de solicitación (excedencias sobre umbral) que pueden presentarse en el intervalo de tiempo Υ.

3.10.2.15 Función de distribución de la amplitud máxima del ciclo de marea meteorológica

La amplitud máxima $\overline{\eta_{MM,máx}}$ en cada ciclo de marea meteorológica es una variable aleatoria. La secuencia de sus valores ocurridos en el intervalo de tiempo constituyen una muestra de elementos estadísticamente independientes. Si el valor umbral es suficientemente alto, la función de distribución $F_{\overline{\eta_{MM,máx}}}$ en general se aproxima adecuadamente a la función de distribución generalizada de Pareto, $GPD(\sigma_P, \xi_P)$,

$$F_{\overline{\eta_{MM,máx}}}\left(x \middle| x > \overline{\eta_{MM\,cr}}\right) = \left[\frac{1 - \xi_P\left(x - \overline{\eta_{MM\,cr}}\right)}{\sigma_P}\right]^{\frac{1}{\xi_P}}, \qquad x > \overline{\eta_{MM\,cr}} \tag{3.397}$$

donde σ_P es el parámetro de escala $(\sigma_P > 0)$ y ξ_P es el de forma.

3.10.2.16 Función de distribución de la amplitud máxima anual

Si $P_N(n)$ es la función de distribución acumulada de N, número de picos en el intervalo de tiempo, la función de distribución del máximo de los picos de los ciclos de marea meteorológica se puede calcular, ponderando la función $[F_{\overline{\eta_{MM,máx}}}(x)]^n$ por $P_N(n)$ para todos los valores posibles n de N,

$$G_{\overline{\eta_{MM,máx}}}(x) = \sum_{n=0}^{\infty} P_N(n) * \left[F_{\overline{\eta_{MM,máx}}}(x)\right]^n \tag{3.398}$$

Si el parámetro de Poisson es $v_{MM} = n_{MM} / M$, entonces la función de distribución de la amplitud máxima, o se puede obtener mediante la siguiente expresión,

$$G_{\overline{\eta_{MM,máx}}}(x) = \exp\left[-\frac{\eta_{MM}}{M}\left(1 - F_{\overline{\eta_{MM,máx}}}(x)\right)\right] \tag{3.399}$$

3.10.2.17 Régimen extremal de la amplitud de la marea meteorológica

El régimen del máximo anual o extremal es la función de distribución del valor mayor en cada año meteorológico de la amplitud máxima de cada ciclo de marea meteorológica que, con alta probabilidad, coincidirá con el pico de alguno de los ciclos de solicitación ($X_{máx} \approx \text{máx}\ X_{pico}$).

El ajuste de los datos a un modelo de probabilidad se realiza ordenando la muestra N valores de menor a mayor y adjudicando la frecuencia acumulada (o de no excedencia),

$$P_i = \frac{i}{N+1}, \qquad i = 1,2,\ldots,N \tag{3.400}$$

La función de distribución del valor máximo de la serie de datos de tamaño n, cuando $n \to \infty$ tiende asintóticamente a la función generalizada de valores extremos $GEV(\sigma_E, \delta_E, \mu_E)$. Si $X_{máx}$ es la variable aleatoria (valor máximo cuando $n \to \infty$), entonces su función de distribución es,

$$G_{X_{máx}}(x) = \Pr[X \le x] = \exp\left\{-\left[\frac{1-\delta_E\left(x-\mu_E\right)}{\sigma_E}\right]^{\frac{1}{\delta_E}}\right\} \tag{3.401}$$

donde los tres parámetros de la distribución son, μ_E parámetro de localización, $\sigma_E(\sigma_E > 0)$ parámetro de escala, y δ_E el parámetro de forma. Para el ajuste de la función es conveniente que la muestra contenga un número suficiente de años, $(n > 10)$.

3.10.2.18 Descripción conjunta con otros agentes

Por su origen atmosférico durante el tránsito de una borrasca, la ocurrencia de la marea meteorológica está correlacionada estadísticamente con la presentación del oleaje y los grupos de olas, y, en algunos casos, con las oscilaciones inducidas por pulsaciones barométricas y meteomaremotos. Por ello se recomienda que, siempre que sea posible, se obtengan las funciones de distribución conjunta de los estados de oleaje y de marea meteorológica.

3.10.2.19 La marea meteorológica en la verificación

Cuando la probabilidad de excedencia en la vida útil $F_{\overline{\eta_{MM,máx}}}(a) = \Pr[\eta_{\overline{MM,máx}} > a] > 10^{-4}$ le corresponda un valor de la amplitud máxima de la marea $\eta_{MM,máx}$, que es significativa para la seguridad de la obra y del terreno, se deberá incluir en la verificación de las condiciones de trabajo extremas, tanto actuando como agente predominante y, en su caso, como otro agente.

Para la verificación por Nivel I, será suficiente determinar la amplitud media en el ciclo de solicitación, admitiendo que es simultanea con la altura de ola significante máxima en el ciclo. Se deberá comprobar la compatibi-

lidad de ambos valores teniendo en cuenta su mismo origen, en función del tipo de combinación, apartado 5.3.7 de la ROM 0.0.

Para la verificación por los Niveles II y III se utilizará la función de distribución conjunta de la amplitud máxima y altura de ola significante del pico del temporal y las correlaciones entre las respectivas fases de generación, máximo y decaimiento.

En general para los estados meteorológicos asociados a condiciones de trabajo normales operativas, la correlación entre señales será débil o nula. Cuando esto ocurra y no se disponga de mejor información, se podrá asumir la independencia estadística entre los estados de nivel debido a la marea meteorológica y astronómica y los estados de mar.

3.10.3 Marea astronómica

La marea astronómica es un conjunto de movimientos regulares de la superficie del mar debidos a las variaciones de las fuerzas de atracción gravitatoria originadas por los movimientos relativos de los cuerpos celestes, principalmente, los de la luna alrededor de la tierra y de la tierra alrededor del sol.

3.10.3.1 Introducción

En mar abierto la amplitud de la marea es del orden de un metro y la velocidad de la corriente debida a la marea es muy pequeña y mucho menor que la velocidad debida a la acción del viento. No obstante al acercarse la marea al talud continental y propagarse por al plataforma continental exterior hay dos efectos que pueden cambiar la descripción anterior. El primero de ellos es el efecto Coriolis y el segundo, su reflexión en el talud continental y en el borde litoral.

En general, las áreas portuarias y litorales no modifican significativamente las componentes locales de la marea astronómica, es decir la carrera de marea, ni el periodo de la misma; sin embargo, al cambiar los contornos la velocidad de la corriente de marea puede modificarse sustancialmente. Por ello para el proyecto de áreas portuarias suele ser suficiente representar la onda de marea por ocho componentes. Su amplitud y fase valores son específicos de cada emplazamiento y por tanto no se recomienda su aplicación directa a otros puntos del litoral sin un estudio de propagación de la onda de marea y su medición sistemática en un período como mínimo de 40 días tal que permita el cálculo de las componentes principales.

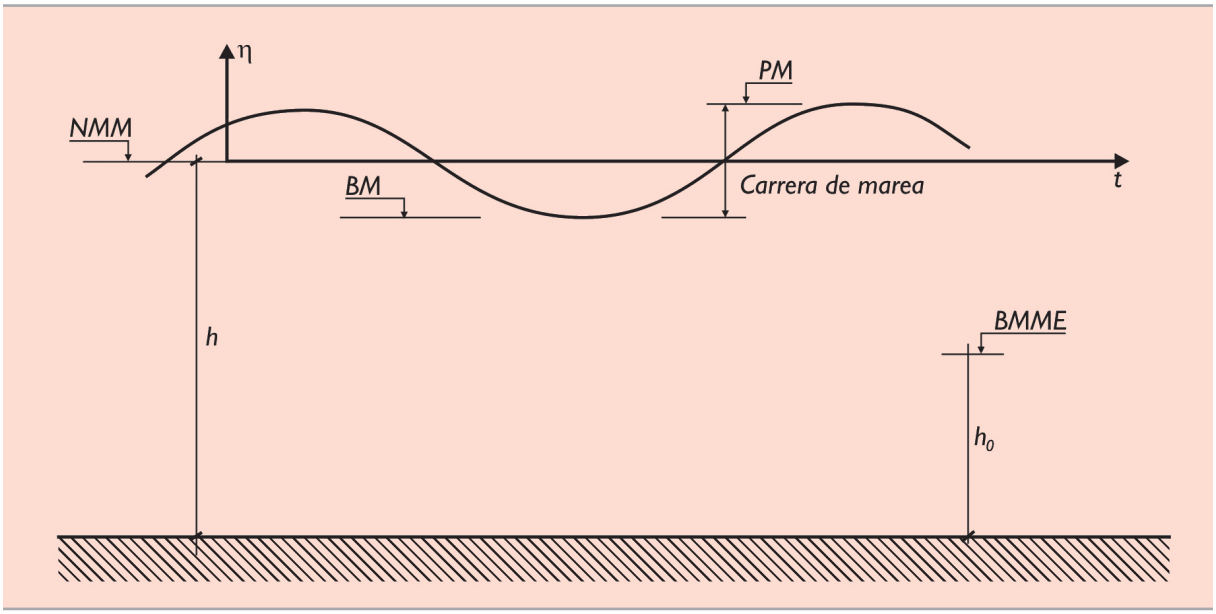
La posibilidad de aproximar la función del tiempo que describe localmente el movimiento oscilatorio debido a la marea astronómica mediante una desarrollo en serie de Fourier de senos, justifica que el desplazamiento vertical de la superficie del mar en un punto a lo largo del tiempo debido a ella $\eta_{MA}(t)$, se pueda escribir,

$$\eta_{MA}(t) = a_0 + \sum^{N} H_s \cos\left(\frac{2\pi t}{T_n} + \alpha_n\right) \tag{3.402}$$

donde N es el número total de componentes armónicas consideradas, H_n, T_n y α_n son, respectivamente, la amplitud, período y fase de la componente n. Para considerar un desplazamiento determinado respecto de un nivel de referencia se incluye además a_0. Puesto que el periodo de cada una de las componentes de marea es conocido y no cambian con la propagación, para predecir la marea astronómica en un punto basta con determinar las amplitudes y las fases locales de cada una de ellas.

La marea astronómica es una onda larga con un periodo de, aproximadamente, doce horas y media en la mayoría de los mares. Su celeridad de propagación es aproximadamente $c = \sqrt{gh}$, donde h es la profundidad y g la aceleración de la gravedad terrestre. Al entrar en la plataforma continental, la onda de marea se transforma, variando su amplitud y fase por asomeramiento, refracción, fricción por fondo, efectos de los contornos laterales y reflexión. Por ello, las características, principalmente, amplitud y periodo y variabilidad diaria, mensual anual e hiperanual de la onda de marea son locales, es decir de cada punto específico.

Figura 3.3.35. **Parámetros para la descripción de la marea astronómica**



3.10.3.2 Variables instantánea y básica

La variable instantánea de la marea es el desplazamiento vertical de la superficie libre $\eta_{MA}(\vec{x}, t)$, con respecto a un nivel de referencia. Éste suele ser la cota de agua más baja que haya alcanzado por causa de la marea astronómica, figura 3.35. Es un nivel fijo y determinado que se denomina cero del puerto, aunque algunos puertos tienen el cero situado unos pocos centímetros por debajo de aquel nivel (sección 3.15).

La variable básica de la marea es la carrera o amplitud de marea definida por la distancia vertical en un ciclo de marea, entre su cresta o cota de pleamar y su seno o cota de bajamar. Varía a lo largo de los días en función de la evolución temporal de los movimientos relativos del sol, la tierra y la luna. La marea astronómica es una onda modulada; en un mes lunar la carrera de marea tiene dos máximos y dos mínimos que se denominan mareas vivas y muertas, respectivamente. Dos veces al año la carrera de las mareas vivas mayores (y la muertas menores) que las restantes del año. Esta carrera también varían a los largo de los años, alcanzando valores máximos cada 18 años.

3.10.3.3 Variable de estado

La amplitud de marea en el litoral español varía según la zona en el intervalo $[0{,}30 - 5{,}5]$ en metros, por lo que, en general, varía lentamente en el tiempo, $d\eta_{MA}(t) / dt$ es pequeña. Se puede describir la marea astronómica, sin error significativo, por el desplazamiento vertical η_{MA} determinado a intervalos de tiempo de una de duración aproximadamente. A todos los efectos esta variable lenta, se puede considerar un descriptor de estado, siendo recomendable, utilizar el desplazamiento medio $\overline{\eta_{MA}}$ de los valores durante el estado,

$$\overline{\eta_{MA}} = \frac{1}{d_t} \int_{t_i}^{t_i + d_t} \eta_{MA}(t)\, dt \qquad (3.403)$$

donde t_i es el instante de tiempo en el que se incia el estado meteorológico y d_t es su duración.

Esta descripción se puede aplicar a otras variables relacionadas con la marea astronómica, p.ej. la velocidad de la corriente, aunque en algunas localidades la aceleración local de la velocidad en media marea puede requerir reducir la duración d_t.

3.10.3.4 Ciclo de solicitación de la marea astronómica

En general, hay 3-4 ciclos de marea consecutivos con carrera excediendo el 0.85 la carrera de marea viva (o muerta). Esta secuencia consecutiva de ciclos de marea, en los que la carrera de marea pertenece a marea viva, se puede suponer que constituyen un ciclo de solicitación de marea astronómica. En este caso, la amplitud máxima de las mareas vivas en el año son los picos de los ciclos de solicitación, y el número medio de picos en el año está determinado.

3.10.3.5 Velocidad de la corriente de marea

El movimiento oscilatorio de la marea conlleva la velocidad y la aceleración del agua. En general, la aceleración local es muy pequeña, sin embargo la aceleración convectiva puede ser localmente importante, especialmente durante las fases intermedias de llenante y vaciante. Al igual que el despazamiento vertical, se definen las velocidades instantánea y básica. Esta es el valor máximo en el ciclo de llenante o vaciante.

El descriptor de estado es la velocidad media de los valores durante el estado,

$$\overline{U_{MA}} = \frac{1}{d_t}\int_{t_i}^{t_i+d_t} U_{MA}(t)\,dt$$
$$\overline{V_{MA}} = \frac{1}{d_t}\int_{t_i}^{t_i+d_t} V_{MA}(t)\,dt \qquad (3.404)$$

3.10.3.5.1 Elipse de marea

Para una componente determinada de la onda de marea, definida por la frecuencia angular ω, la elipse de velocidades puede ser determinada en forma sencilla. Para esta componente de marea, las componentes de velocidad se pueden expresar como:

$$U = A_1 \cos\omega t + B_1 \sin\omega t \qquad (3.405)$$

$$V = A_2 \cos\omega t + B_2 \sin\omega t \qquad (3.406)$$

Para la componente armónica considerada, se pueden transformar las componentes de velocidad a los ejes principales de la elipse, en función de los cuales las velocidades se pueden expresar como:

$$U' = a\cos(\omega t - \varepsilon) \qquad (3.407)$$

$$U' = b\sin(\omega t - \varepsilon) \qquad (3.408)$$

donde a y b, la fase ε y la inclinación de los ejes pueden ser calculados fácilmente a partir de las constantes A_1, A_2, B_1, B_2. La elipse será:

$$\frac{U'^2}{a^2} + \frac{V'^2}{b^2} = 1 \qquad (3.409)$$

Comentario. En el caso de una marea propagándose por una ría o estuario, cuanto más reducido es el ancho del canal (que puede representar, en forma simplificada, la dimensión transversal de un estuario o recinto semicerrado donde se estén analizando las corrientes de marea), la elipse tenderá a adoptar la forma de un segmento recto, cuyos extremos representarán las velocidades máximas y mínimas y su longitud dos veces la amplitud máxima de velocidades en el punto.

3.10.3.5.2 VARIACIÓN DE LA CORRIENTE DE MAREA EN LA PROFUNDIDAD

En forma general, las máximas amplitudes de corrientes de marea se observan a profundidades cercanas a la superficie libre del mar. Estas amplitudes van decreciendo en profundidad. Cuando sea necesario conocer el perfil de velocidad, se recomienda tomar alguna medida de la velocidad media de la corriente u a una distancia z_1 próxima a la superficie de agua y suponer una perfil potencial de la velocidad [28],

$$u(z) = u(z_1)\left(\frac{z+h}{z_1+h}\right)^{\frac{1}{7}} \tag{3.410}$$

donde h es la profundidad en el punto de la medida. En la capa límite adyacente al fondo es habitual suponer una ley de velocidades logarítmica, expresada comúnmente como:

$$u = \frac{u_*}{k}\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{3.411}$$

donde u_* es la velocidad de fricción:

$$u_* = \sqrt{\frac{[\tau_x]-d}{\rho}} \tag{3.412}$$

$[\tau_x]_{-b}$ es la tensión cortante en el fondo, ρ es la densidad, $k = 0{,}41$ es la constante de Von Karman, z es la distancia al fondo (dirección perpendicular al fondo) y z_0 es la rugosidad media del fondo (veáse Anejo). No obstante, si se producen cambios relativos en la densidad del agua con la profundidad, se producirán ondas baroclinas u ondas internas, que influirán en la estructura vertical de las corrientes que deben ser cuantificados resolviendo el problema de la propagación de la onda de marea de forma completa incluida la conservación de temperatura del agua y la salinidad.

3.10.3.6 Corrientes submareales

Cuando se calcula en un punto el promedio de las componentes U y V en un ciclo de marea se obtiene una resultante neta de la corriente, denominada corriente residual de marea, que si bien es de velocidad pequeña, sus efectos en el transporte de sustancias son importantes puesto que, a los efectos prácticos, actúan como una corriente permanente. Esta deformación de la elipse de marea tiene un origen topográfico, ya que es el resultado de la interacción de los contornos con la onda de marea. Esta interacción se puede evaluar añadiendo componentes de marea al desarrollo en serie de armónicos. Esta circulación depende de la amplitud mareal por lo que varía con las mareas vivas y muertas.

Comentario. Cuando se estudian corrientes de marea mediante modelos numéricos deben diferenciarse las corrientes residuales propias del fenómeno de mareas y corrientes residuales espúreas debidas a propiedades no conservativas de las variables en el modelo. Este fenómeno se debe verificar comparando corrientes residuales calculadas con datos reales de campo. Además de la mayor variabilidad temporal de las corrientes respecto de los niveles de la superficie del mar, las corrientes poseen una mucho mayor variabilidad espacial que la posición de la superficie libre del mar.

3.10.3.7 Modelos de generación y transformación

La generación y transformación de la onda de marea astronómica se obtienen integrando las ecuaciones en aguas someras forzadas por las las componentes gravitacionales por unidad de masa o fuerzas generadoras en

(28) Cuando la velocidad de la corriente se denomina con mayúsculas hace referencia a su carácter de velocidad integrada en la columna de agua. La denominación con minúsculas es indicativa de la velocidad a una profundidad determinada.

las direcciones de los ejes coordenados. La solución del sistema de ecuaciones se puede obtener aplicando cualquiera de las técnicas habituales para resolver los sistemas de ecuaciones de aguas someras.

3.10.3.7.1 Efecto Coriolis en la plataforma interior

En la mayoría de los casos el efecto de Coriolis en la propagación de la onda de marea por la plataforma continental interior es despreciable frente a los efectos de la fricción y de la topografía local. En zonas próximas a la costa por ejemplo en la plataforma continental interior del Mar Cantábrico o en las rías y estuarios del litoral español, todas ellas muy estrechas en comparación con la longitud de la onda de marea, la velocidad perpendicular a la dirección propagación de la onda de marea V es muy pequeña y por tanto su contribución a la ecuación de cantidad de movimiento horizontal, $-f_c V \approx 0$. La ecuación correspondiente al eje y, se reduce al equilibrio entre el efecto Coriolis y el gradiente de la superficie libre, $f_c U + g(\partial\eta/\partial y) = 0$. En nuestras latitudes, alrededor del paralelo 40 $f_c \approx 10^{-4} rad/s$, y para una velocidad de la corriente de marea $U \approx 1 m/s$ se obtiene un gradiente de la superficie libre, $\Delta\eta/\Delta y \approx 10^{-2}\, m$, cantidad despreciable y que indica su incapacidad para poner en marcha en una distancia corta una corriente transversal en la plataforma interior o en la ría.

3.10.3.8 Predicción de la onda de marea

La variable instantánea es el desplazamiento vertical de la superficie libre del mar $\zeta_{MA}(\vec{x}, t)$ con respecto a un nivel fijo de referencia que localmente se describe mediante una desarrollo en serie de Fourier de cosenos

$$\eta_{MA}(t) = a_0 + \sum^{N} H_n \cos\left(\frac{2\pi t}{T_n} + \alpha_n\right) \tag{3.413}$$

donde N es el número total de componentes armónicas consideradas, H_n, T_n y α_n son, respectivamente, la amplitud, período y fase de la componente n, apartado 3.13.3.1. a_0 determina un desplazamiento del nivel de referencia. Puesto que el periodo de cada una de las componentes de marea es conocido y no cambian con la propagación, para predecir la marea astronómica en un punto basta con determinar las amplitudes y las fases locales de cada una de ellas. Las constantes armónicas y su fase son específicas del emplazamiento y deben determinarse a partir de un registro con la suficiente duración, aproximadamente mes y medio.

La marea astronómica se genera en los oceános donde la atracción de los astros es más eficiente. En mar abierto las componentes principales semidiurnas, lunar y solar y las diurnas principal lunar y lunar solar prácticamente controlan más del 95% de la oscilación de la superficie libre. Las tres últimas contribuyen, cada una de ellas, a la oscilación con, aproximadamente, la mitad de la señal de la componente principal lunar. La componente lunar principal, M_2 suele tomarse como componente de referencia, H_{ref} para definir las amplitudes de las restantes componentes.

3.10.3.8.1 Componentes armónicas principales de la marea

El análisis armónico calcula las amplitudes y fases de un número determinado de funciones sinusoidales de una determinada frecuencia. Dado que existen cientos de componentes de marea, incluir todas las componentes de marea posibles no es práctico, ya que muchas de ellas poseen amplitudes despreciables. La nomenclatura internacional habitual define para las componentes de marea una letra correspondiente al origen, S solar y M lunar, y un subíndice correspondiente al período característico aproximado: 2 corresponde a medio día, 1 corresponde a un día, f corresponde a 15 días, m corresponde a un mes, sa es semianual, etcétera.

Las componentes pueden ser agrupadas en tres categorías principales:

- Componentes semidiurnas: Períodos aproximados de 12 horas. Las componentes principales de esta clase son la media lunar M_2 y la solar principal, S_2.
- Componentes diurnas: Períodos aproximados de 24 horas. Las componentes principales de esta clase son la lunar-solar K_1 y la principal lunar, O_1

- Componentes de largo período: Períodos mayores del orden de días. Las componente principal quincenal es la lunar quincenal M_f y componente principal mensual es lunar mensual, M_m.

En la tabla 3.3.26 se detallan las componentes más importantes. El coeficiente de la última columna expresa la amplitud de cada componente relativa a una amplitud unitaria de la componente semidiurna lunar.

Tabla 3.3.26. Periodos y amplitudes relativas de las componentes principales de la marea astronómica

Categoría	Componente, n	Símbolo	Periodo, T_n	H_n/H_{ref}
Semidiurna	Luna principal	M_2	12.42 h.	1,00
Semidiurna	Solar principal	S_2	12.00 h.	0,46
Semidiurna	Lunar elíptica	N_2	12.66 h.	0,192
Semidiurna	Lunar - solar	K_2	11.97 h.	0,127
Diurna	Lunar - solar	K_1	23.93 h.	0,584
Diurna	Principal lunar	O_1	26.87 h.	0,415
Diurna	Principal solar	P_1	24.07 h.	0,194
Quincenal	Lunar quincenal	M_f	13.66 días	0,172
Mensual	Lunar mensual	M_m	27.55 días	0,091
Semianual	Solar semianual	S_{sa}	182.7 días	0,08

Comentario. En mar abierto las componentes principales semidiurnas, lunar y solar y las diurnas principal lunar y lunar solar prácticamente controlan más del 95% de la oscilación de la superficie libre. Las tres últimas contribuyen, cada una de ellas, a la oscilación con, aproximadamente, la mitad de la señal de la componente principal lunar. La componente lunar principal, M_2 suele tomarse como componente de referencia, H_{ref} para definir las amplitudes de las restantes componentes.

3.10.3.8.2 Clasificación de la marea en un punto

A partir de las constantes armónicas de la marea en un punto puede realizarse una clasificación básica del carácter dominante de la marea en ese punto mediante el factor de forma. El factor de forma F se define como el cociente entre la suma de las amplitudes de los dos armónicos principales, diurnos en el numerador y semidiurnos en el denominador:

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \tag{3.414}$$

representando cada término las amplitudes de las componentes respectivas. A partir del valor local del coeficiente de forma, la onda de marea astronómica se clasifica como,

- Semidiurna: $0 < F < 0{,}25$. En un día se presentan dos pleamares y dos bajamares con aproximadamente la misma carrera de marea. Intervalo de tiempo entre las mareas vivas y muertas 14.8 días.
- Mixta con predominio de marea semidiurna: $0{,}25 < F < 1{,}5$. A diario se presentan dos pleamares y dos bajamares, pero son desiguales tanto en amplitud como en el tiempo.
- Mixta con predominio de marea diurna: $1{,}5 < F < 3{,}0$. Ocasionalmente se presentan a diario una pleamar y una bajamar, algunas veces dos pleamares al día pero mostrando una grandesigualdad en amplitud y tiempo.
- Diurna: $F > 3$. Habitualmente una pleamar y una bajamar por día, excepto en mareas muertas en las que pueden presentarse dos pleamares y dos bajamares. Intervalo de tiempo entre las mareas vivas y muertas $13{,}7$ días.

En el capítulo dedicado a datos, pueden ser consultados valores representativos del factor de forma en la costa española.

3.10.3.8.3 Componentes de marea generadas en aguas someras y por contornos

Por las razones detalladas anteriormente, en aguas someras y/o en presencia de contornos se generan nuevas componentes de marea, que es necesario considerar para una completa caracterización de la marea en un punto que esté en regiones de aguas someras y/o costeras.

La distorsión del perfil de marea en estas condiciones podrá representarse adecuadamente incluyendo componentes adicionales con frecuencias dobles, triples, etc…, de la componente "básica". Por ejemplo, si se trata de la componente M_2, la componente adicional con frecuencia doble se denomina M_4, la componente adicional con frecuencia triple se denomina M_6 y así sucesivamente.

Las nuevas componentes generadas por interacción entre diferentes componentes con frecuencias diferentes a las originales son denominadas incluyendo las iniciales de las que le han dado origen. Por ejemplo, la componente cuatridiurna MS_4 es generada por las componentes M y S semidiurnas.

3.10.3.9 Descripción a medio y largo plazo

Los episodios de marea astronómica que son relevantes para la seguridad de la obra se corresponden, en general, con los ciclos de mareas vivas, definidos como los estados de nivel del marea que exceden un cierto umbral. Su tratamiento y descripción a medio y largo plazo se corresponde con el recomendado para el análisis de los estados de oleaje, secciones 3.7.3 y 3.7.4, teniendo en cuenta que el número de ciclos de mareas vivas en el año o en la vida útil de la obra es un número determinado y conocido.

3.10.3.10 Curva de estados de marea astronómica

La curva de estados es una representación de la evolución temporal de la marea astronómica $\overline{\eta_{MA}}$ con respecto a un nivel de referencia fijo. A partir de ella se pueden obtener, para un intervalo de tiempo, por ejemplo el año, la frecuencia relativa y el régimen o función de distribución de la excedencia del nivel del mar, aplicando los métodos recomendados para los estados de oleaje. En general, el modelo log-normal se ajusta bien a los valores centrados de la muestra mientras que la función Weibull triparamétrica reproduce mejor el comportamiento de los valores de la cola superior. Se recomienda iniciar el ajuste con la función gamma generalizada.

3.10.3.11 Ciclos de solicitación y número de ciclos de la marea astronómica: mareas vivas

La excedencia sobre un umbral próximo a los valores de las amplitudes durante las mareas vivas, $\overline{\eta_{MA}}(\vec{x}, t) > [\overline{\eta_{MA}}]_{cr}$ define los ciclos de solicitación por marea astronómica. El número de ciclos en el año está determinado. Considerando la amplitud máxima del ciclo una variable aleatoria, $\eta_{\overline{MM,máx}}$ la secuencia de sus valores ocurridos en el intervalo de tiempo constituyen una muestra de elementos estadísticamente independientes, por lo que se pueden calcular las siguientes funciones de distribución.

3.10.3.12 Función de distribución de la carrera máxima del ciclo de marea astronómica

Como el valor umbral elegido es suficientemente alto, la función de distribución $F_{\overline{\eta_{MM,máx}}}$ en general se aproxima adecuadamente a la función de distribución generalizada de Pareto, $GPD(\sigma_P, \xi_P)$,

$$F_{\overline{\eta_{MA,máx}}}\left(x \middle| x > \overline{\eta_{MM\ cr}}\right) = \left[\frac{1-\xi_P\left(x-\overline{\eta_{MM\ cr}}\right)}{\sigma_P}\right]^{\frac{1}{\xi_P}}, \qquad x > \overline{\eta_{MM\ cr}} \tag{3.415}$$

donde σ_P es el parámetro de escala $(\sigma_P > 0)$ y ξ_P es el de forma.

3.10.3.13 Función de distribución de la carrera máxima anual

Dado que la carrera de marea (por ejemplo las vivas) son sucesos poco frecuentes en el año, la función de distribución de la carrera máxima, se puede obtener mediante la siguiente expresión,

$$G_{\overline{\eta_{MA,\text{máx}}}} = \exp\left[-\frac{n_{MA}}{M}\left(1 - F_{\overline{\eta_{MA,\text{máx}}}}\right)\right] \tag{3.416}$$

n_{MA} es el número de mareas vivas en M años.

3.10.3.14 Régimen extremal de la carrera de la marea astronómica

El régimen de la carrera máxima anual o extremal es la función de distribución del valor mayor en cada año meteorológico de la amplitud máxima de cada ciclo de marea. El ajuste de los datos a un modelo de probabilidad se realiza ordenando la muestra N valores de menor a mayor y adjudicando la frecuencia acumulada (o de no excedencia),

$$P_i = \frac{i}{N+1}, \qquad i = 1,2,\ldots,N \tag{3.417}$$

La función de distribución del valor máximo de la serie de datos de tamaño n, cuando $n \to \infty$ tiende asintóticamente a la función generalizada de valores extremos $GEV(\sigma_E, \delta_E, \mu_E)$. Si $X_{máx}$ es la variable aleatoria (valor máximo cuando $n \to \infty$), entonces su función de distribución es,

$$G_{X_{máx}}(x) = \Pr[X \le x] = \exp\left\{-\left[\frac{1-\delta_E\left(x-\mu_E\right)}{\sigma_E}\right]^{\frac{1}{\delta_E}}\right\} \tag{3.418}$$

donde, $X_{máx} = A_{máx}$ los tres parámetros de la distribución son, μ_E parámetro de localización, $\sigma_E(\sigma_E > 0)$ parámetro de escala, y δ_E el parámetro de forma. Para el ajuste de la función es conveniente que la muestra contenga un número suficiente de años, $(n > 10)$.

3.10.3.15 Descripción conjunta con otros agentes

Por su origen atmosférico durante el tránsito de una borrasca, la ocurrencia de la marea meteorológica está correlacionada estadísticamente con la presentación del oleaje y los grupos de olas, y, en algunos casos, con las oscilaciones inducidas por pulsaciones barométricas y meteomaremotos. Por ello se recomienda que, siempre que sea posible, se obtengan las funciones de distribución conjunta de los estados de oleaje y de marea meteorológica.

3.10.3.16 La marea astronómica en la verificación

En el litoral español la marea astronómica es un agente climático marino que debe incluirse en todos los proyectos de obras marítimas y portuarias por su contribución a la determinación de los niveles del mar y freático, la velocidad y dirección de la corriente, y su interacción con otras oscilaciones del mar, especialmente el oleaje.

Para la verificación por Nivel I, será suficiente determinar la amplitud de la carrera de marea simultanea con la altura de ola significante máxima del ciclo de solicitación de oleaje y nivel del mar (incluyendo la marea meteorológica) en la masa de agua y en el nivel freático. Se deberá comprobar la compatibilidad de valores teniendo en cuenta su origen y del tipo de combinación, apartado 5.3.7 de la ROM 0.0.

Para la verificación por los Niveles II y III se utilizará las funciones de distribución del desplazamiento vertical de la superficie libre debido a la marea astronómica, y de las amplitudes de las marea viva anual. Se conside-

rará que esta amplitud es estadísticamente independiente de la altura de ola significante del pico del temporal (ciclo de solicitación).

3.10.4 Corrientes marinas y circulación oceánica

Las corrientes relacionadas con la dinámica de los océanos incluidas en la circulación general oceánica, en general, no son importantes en el dimensionamiento de áreas portuarias, pero pueden serlo en el transporte de sedimentos en la plataforma continental interior. En la plataforma continental y en las proximidades de la costa medio marino la corriente, independientemente de las ondas largas consideradas en este cpítulo, pueden deberse a la circulación estuarina y a las descargas fluviales.

3.10.4.1 Variables instantánea, básica y de estado

Las variables instantáneas de la corriente son las tres componentes de su velocidad y dirección. Éstas fluctúan alrededor de un valor medio dependiendo de la intensidad turbulenta. Ambas varían con la distancia al fondo del mar. Cada una de las componentes de la velocidad instantánea se puede descomponer en un valor medio y una velocidad de fluctuación $\overline{u_c(z)}$ que con amplia generalidad se ajusta a un proceso gaussiano.

En el ámbito de estas Recomendaciones se denomina corriente a los movimientos de agua en régimen cuasi estacionario, es decir variando lentamente en el tiempo con el periodo del agente generador y obtenidas como promedio temporal en un intervalo de tiempo de 10-20 minutos y los descriptores estadísticos del estado de corriente son las tres componentes de la velocidad media y una dirección media.

En consecuencia, excepto en el caso de la "corriente" debida a la propagación de la marea astronómica, la magnitud y dirección local de cualquier otra corriente asociadas a la propagación de ondas largas son variables aleatorias lentas y como tal deben ser tratadas.

3.10.4.1.1 Corriente media integrada en la columna de agua

En general, suele ser suficiente trabajar con (U, V) que son las componentes horizontales del campo de velocidades según los ejes x e y, respectivamente, promediadas en la profundidad total de la columna de agua, $h = h_0 + \eta$, que indican hacia donde se dirige la corriente al norte geográfico,

$$U = \frac{1}{h}\int_{-h_0}^{\eta} u dz \qquad V = \frac{1}{h}\int_{-h_0}^{\eta} v dz \tag{3.419}$$

donde, h_0 es la profundidad del agua en reposo, medida a partir de un plano de referencia horizontal, η es la sobreelevación del nivel del mar medida a partir del plano de referencia debida a las ondas largas. (U, V) indican hacia donde se dirige la corriente con respecto al norte geográfico y $U(h_0 + \eta)$ y $V(h_0 + \eta)$ expresan los caudales totales por unidad de anchura o flujo de agua a través de planos perpendiculares a los ejes x e y, respectivamente. Con estos valores se puede calcular una dirección media de la corriente.

Se debe tener en cuenta que la corriente, tanto en módulo como en sentido puede variar significativamente en las zonas donde hay constricción hidráulica al flujo del agente generador, p.ej. desembocaduras, bocana, accesos a dársenas y que la presencia de la obra puede modificar sustancialmente el patrón de corrientes.

3.10.4.2 Modelos de circulación oceánica

La previsión de corrientes oceánicas se puede realizar mediante un modelo tridimensional de circulación oceánica desarrollado por el IFM (Institute für Meereskunde, Hamburg) y por Clima Marítimo (Puertos del Estado, Madrid) denominado Hamson. El modelo resuelve siete ecuaciones diferenciales en derivadas parciales de las

tres componentes de la velocidad, la presión, la densidad del agua, la salinidad y la temperatura; en el plano horizontal se utilizan las ecuaciones completas de Navier-Stokes y en el vertical, la ecuación Hidrostática. Estas relaciones junto con la ecuación de continuidad, las ecuaciones de conservación de sal/temperatura y la ecuación de estado del agua de mar constituyen el sistema de siete ecuaciones. El modelo puede considerar las fuerzas de viento, presión atmosférica, mareas y gradientes baroclínicos.

3.10.4.3 Otros fenómenos relacionados con la propagación de ondas largas

Además de los fenómenos ya citados, las actividades realizadas en áreas portuarias y litorales pueden estar afectadas por otros fenómenos relacionados con la propagación de las ondas largas, en general, y a la marea astronómica en particular, entre ellos, el transporte de sustancias naturales y contaminantes en regiones costeras, estuarianas y fluviales. En el caso de los estuarios, rías y puertos fluviales los fenómenos asociados al transporte salino tales como la formación de cuñas salinas o frentes de salinidad con distribuciones no uniformes en profundidad y los cambios en la distribución salina con efectos en la vida animal y vegetal pueden ser relevantes.

En estos casos se recomienda conocer las condiciones en los cuales la pluma flotante es positiva o negativa y su relación con la formación de barras longitudinales, distales y otras estructuras morfológicas debidas a la interacción del oleaje y la circulación.

3.11 DESCRIPCIÓN CONJUNTA (AGENTES CLIMÁTICOS)

Las obras marítimas y portuarias se construyen para facilitar las operaciones normales de uso y explotación, resistiendo, sin daño ni deformaciones estructurales y formales, las condiciones de trabajo extremas y, en su caso, excepcionales, originadas por la mutua interferencia de la obra y el entorno. (ROM 0.0, sección 4.5). Para ello, todos los tramos de la obra, en todas sus fases, deben satisfacer los requisitos de proyecto y, en concreto, la probabilidad conjunta de los modos de fallo y de parada operativa. Los métodos de verificación son procedimientos para verificar que se satisfacen aquellos requisitos.

Para verificar las obras marítimas y portuarias es necesario seleccionar los agentes que actúan simultáneamente y elegir sus valores teniendo en cuenta su compatibilidad. La mayoría de los agentes climáticos, atmosféricos y marinos, son procesos aleatorios con las mismas causas forzadoras, por lo que su ocurrencia, evolución temporal e intensidad, en un punto del mar, están correlacionados. En consecuencia, la selección de los agentes climáticos simultáneos y de sus valores de compatibilidad debe de realizarse a partir de sus modelos de probabilidad conjunta.

Siempre que sea posible, esta descripción se apoyará en medidas instrumentales específicas en el emplazamiento. En su defecto, en el litoral español se utilizarán los datos de la Red de Puertos del Estado (www.puertos.es) y de la Agencia Estatal de Meteorología AEMET (www.aemet.es) y se trasladarán al emplazamiento mediante la aplicación de modelos numéricos debidamente contrastados.

3.11.1 Dinámica de los agentes climáticos

En las costas españolas los agentes climáticos se pueden ordenar en función de la dinámica que lo genera: atmosférica, sísmica, astronómica. Se puede admitir que las tres dinámicas son independientes y su probabilidad conjunta es igual al producto de sus probilidades marginales.

3.11.1.1 Dinámica atmosférica

Generan las oscilaciones en la banda de oleaje y grupo de olas, y las variaciones del nivel del mar debida a meteomaremotos y marea meteorológica. Se considerarán, al menos, las siguientes manifestaciones de la dinámica atmosférica: tránsito de ciclones extratropicales (borrascas), condiciones de buen tiempo y anticiclones y perturbaciones de origen local o regional.

En las costas españolas los ciclos de solicitación de los estados de oleaje y nivel del mar (denominados en conjunto meteorológicos) están asociados al paso de los sistemas frontales y de borrascas. Los ciclos de calma (o de operatividad), en general, están ligadas a las condiciones de buen tiempo y régimen anticiclónico. Durante cada una de estas manifestaciones de la dinámica atmosférica, los agentes climáticos atmosféricos, viento, presión y pulsaciones barométricas y precipitación, y los agentes marítimos, oleaje y grupos de olas, meteomaremotos y marea meteorológica son agentes simultáneos y entre sus valores existen relaciones de compatibilidad.

3.11.1.2 Dinámica de los maremotos

Generan los ciclos de solicitación de los maremotos, que se pueden considerar estadísticamente independientes de los restantes ciclos de solicitación. En general, están asociados a condiciones de trabajo excepcionales y, en algunos casos, extremas. En algunos emplazamientos del litoral mediterráneo las condiciones de trabajo operativas normales deben incluir la ocurrencia simultánea de ciclos de calma meteorológicos y maremotos de pequeña magnitud.

3.11.1.3 Dinámica astronómica

Generan los ciclos de solicitación y calma de la marea astronómica que, se pueden considerar estadísticamente independiente de los restantes ciclos. Los primeros suelen corresponder con las secuencias mensuales de mareas vivas. Las restantes mareas suelen estar asociadas a los ciclos de calma. Ambos ciclos deben considerarse tanto en las condiciones de trabajo operativas normales como extremas.

3.11.1.4 Simultaneidad de ciclos de solicitación

Según las condiciones de trabajo, la descripción conjunta de los agentes climáticos debe basarse en las simultaneidades posibles o probables de los siguientes ciclos de solicitación,

- *Extremas y operativas normales*
  Borrasca y perturbaciones locales y astronómico
  Anticiclónico (buen tiempo) y astronómico
- *Extremas y excepcionales*
  Maremotos, astronómico y anticiclónico (buen tiempo)
  Maremotos, astronómico y borrasca

3.11.2 Regímenes conjuntos de los ciclos de solicitación

En latitudes medias es habitual considerar el año como el pulso meteorológico del planeta y, en consecuencia, suponer el año como prueba estadística. En un año cualquiera se pueden presentar un número aleatorio de cada uno de los ciclos de solicitación y de calma relacionados con las dinámicas atmosférica, sísmica y un número determinado de ciclos astronómicos.

La descripción estadística de corta, intermedia y larga duración de los ciclos se puede realizar de acuerdo con lo recomendado para los ciclos de solicitación de los estados de oleaje. En consecuencia, cualquiera de ellos se pueden definir mediante los descriptores de estado que, en su mayoría son variables aleatorias, tales como los valores umbral de inicio del ciclo, la duración o persistencia del ciclo y de cada una de sus fases, los valores máximos y mínimos o combinaciones de ellas, por ejemplo, valor máximo y duración.

Comentario. Estrictamente, no es necesario definir el ciclo por sus descriptores de estado, puede hacerse, también, por medio de las variables básicas, por ejemplo las alturas de ola. En este caso, el valor umbral sería una altura de ola y el año sería una secuencia de alturas de ola agrupadas en ciclos de solicitación. Esta descripción puede ser conveniente para verificar obras cuyos modos de fallo ocurren cuando se presenta una ola superior al valor de cálculo como es el caso de los diques verticales.

Si bien la información disponible es aún escasa, los datos climáticos observados en los últimos años sugieren la existencia de agrupaciones de años meteorológicos en los cuales la intensidad de los agentes y el número de ciclos de solicitación es mayor o menor que en otras agrupaciones meteorológicas. La duración media de estas agrupaciones es del orden de 7-8 años, por lo que un hiperciclo completo debe durar del orden de 14-16 años, de tal forma que debe de haber del orden de 6-7 hiperciclos en el siglo, y 3-4 hiperciclos por vida útil de 50 años, o 2-3 por vida útil de 25 años. Esta evidencia contrasta con la hipótesis subyacente en la construcción de la muestra por años meteorológicos, suponiendo que lo que ocurre en cada año es estadísticamente independiente de lo que ocurre en los años anteriores o siguientes.

3.11.2.1 Simultaneidad en las condiciones de trabajo

Cuando las condiciones de trabajo en las que se produce el fallo se debe a la ocurrencia de una secuencia de M variables de estado asociadas a uno de los tres posibles ciclos de solicitación (atmosférico, sísmico o astronómico), entonces es necesario estimar el régimen extremal conjunto. En estas circunstancias es posible distinguir, al menos, tres situaciones de diferente complejidad.

3.11.2.1.1 Caso I

Todas las variables están asociadas al mismo proceso de Poisson tal y como ocurre con el paso de la borrasca con la generación simultánea y dependientes del temporal (secuencia de estados de oleaje, nivel del mar asociado a la marea meteorológica).

3.11.2.1.2 Caso II

Las variables aleatorias están asociadas a diferentes procesos de Poisson que, en general, son estadísticamente independientes (secuencia de estados de oleaje y nivel superpuesto a la secuencia de carrera de marea astronómica o ésta y secuencia de un maremoto).

3.11.2.1.3 Caso III

Las variables aleatorias están asociadas asociadas distintos procesos de Poisson y tienen diferentes escalas temporales y espaciales (secuencia de estados de meteorológicos, astronómicos y maremotos).

3.11.2.2 Variables aleatorias asociadas al mismo proceso de Poisson

En general, las condiciones de trabajo extremas de los diques de abrigo se producen durante el paso de las borrascas extratropicales, por lo que todos los agentes climáticos y los del terreno inducidos por aquellos estás asociados al mismo proceso de Poisson. El cálculo de la función de distribución del máximo se realiza siguiendo el procedimiento de los picos máximos del ciclo de solicitación, pero condicionados al nivel del mar (o a la dirección de propagación), es decir

$$G_X(x;z) = \sum_{n=0}^{\infty} P_N(n) * \left[F_X(x;z)\right]^n \tag{3.420}$$

3.11.2.2.1 Régimen de picos por direcciones

En muchas ocasiones se puede disponer de la función de distribución del pico máximo del ciclo de solicitación por direcciones de tal forma que el parámetro de la distribución depende de cada sector de propagación.

Si se conoce la función de densidad de los diferentes sectores de propagación, por ejemplo $f_{\Theta}(\theta)$, entonces, la función de los picos máximos es $F_{Hs,pico}(x;\ \theta)$, que es igual a,

$$F_{H_{s,pico}}(x) = \int_0^{\pi} F_{H_{s,pico}}(x;\theta) * f_{\Theta}(\theta)\, d\theta \tag{3.421}$$

con lo que la función de distribución extremal para todas las direcciones es,

$$G_{H_{s,máx}}(x) = \sum_{n_\theta=0}^{\infty} P_{N_\theta}(n_\theta) * \int_0^{\pi} \left[F_{H_{s,pico}}(x;\theta) * f_{\Theta}(\theta)\, d\theta \right]^{n_\theta} \tag{3.422}$$

Análogamente se puede proceder para el caso régimen extremal para todos los niveles del mar, veáse apartado 3.7…

3.11.2.3 Variables aleatorias asociadas a distintos procesos de Poisson

Si la secuencia de M variables de Poisson son estadísticamente independientes y cada una de ellas está asociada a un proceso de Poisson (ciclo de solicitación) cuyo parámetro v_m, $m = 1, \ldots, M$ entonces la función de distribución extremal es,

$$G_{X_1, X_2, \ldots X_m}(x_1, x_2, \ldots x_M) = \prod_{m=1}^{M} e^{-v_m \left[1 - F_{X_m}(x_m)\right]} \tag{3.423}$$

donde $F_{X_m}(x_m)$ es la función de distribución común de cada una de las variables aleatorias X_m, picos de los diferentes ciclos de solicitación.

3.11.2.4 Variables aleatorias asociadas a distintos procesos de Poisson y diferentes escalas

En estos casos es necesario que la descripción estadística de las diferentes variables se realice en el mismo intervalo de tiempo, año meteorológico, y con la misma clase de valores, valores del pico de los ciclos de solicitación. Los ciclos de solicitación de la marea astronómica los ciclos de mareas vivas cuyo número en el año está determinada, pero no su amplitud, pueden adoptarse como los ciclos de solicitación en el año. La probabilidad de ocurrencia en el año de los picos de los dos o tres ciclos de solicitación (meteorológico, sísimico y astronómico) se obtiene por el producto de las probabilidades de ocurrencia de los dos o tres picos obtenidas a partir de las funciones de distribución anuales de cada uno de ellos.

Comentario. Esta aproximación proporciona un criterio para seleccionar los valores compatibles de los tres ciclos de solicitación en función de su probabilidad de ocurrencia conjunta (simultaneidad).

3.11.2.5 Caso general

Se recomienda agrupar las variables aleatorias por asociación a los diferentes procesos de Poisson y aplicar las formulaciones de los dos apartados anteriores según corresponda.

3.11.3 Regímenes conjuntos de nivel del mar y estados de oleaje

Se recomienda trabajar con el régimen de excedencia condicionado al nivel del mar en los casos que durante la ocurrencia de un ciclo de solicitación (cuya duración es del orden de 2-5 días) el nivel del mar puede variar en más de un 10% de su profundidad en reposo, $h_0 + \Delta h$, haya posibilidad de rotura de ola y cuando en el emplazamiento se satisfagan una o más de las condiciones siguientes:

- la rotura del oleaje por fondo es un proceso relevante en la magnitud de la altura de ola en el emplazamiento,
- la amplitud de la marea astronómica influye de forma significativa en la rotura del oleaje, y
- la relación entre las amplitudes de la marea meteorológica η_{MM} y otros procesos que influyen en el nivel del mar, y de la marea astronómica η_{MA} es de $O(1)$.

Si hay información suficiente se recomienda proceder (como en el caso de $(H_s, \overline{T_z})$), a partir de las funciones marginal y condicionada. Dependiendo del emplazamiento se recomienda obtener el modelo de probabilidad conjunta de la siguiente forma.

La variabilidad espacial de la dinámica marina, en particular de las mareas astronómica y meteorológica, en el litoral peninsular e insular español permite considerar algunas simplificaciones en el cálculo de los regímenes conjuntos. Con amplia generalidad los tramos litorales se pueden encajar en alguna de las tres situaciones siguientes:

- Situación I: $\eta_{MA} \leq 1\ m$ y $\eta_{MA} \leq \eta_{MM}$ (Alborán, Óvalo Valenciano, Mar Catalán y Archipiélago Balear) (Playas y Puertos interiores en rías y estuarios)
- Situación II: $\eta_{MA} \geq 3\ m$ y $\eta_{MA} \geq \eta_{MM}$ (Cantábrico, Atlántico, Golfo de Cádiz, Archipiélago Canario Occidental
- Situación III: $1 < \eta_{MA} < 3$ y $\eta_{MA} \approx \eta_{MM}$ Estrecho y ambos lados, Ceuta, Archipiélago Canario oriental (Playas y Puertos en zonas intermedias de rías y estuarios).

3.11.3.1 Situación I

Durante el paso de la borrasca los estados de oleaje y de marea meteorológica tienen la misma causa generadora y, en general, los picos del ciclo de solicitación estarán correlacionados, aunque no tienen por qué ocurrir en estados simultáneos. Para el ajuste del modelo de probabilidad bivariado $F(H_{s,pico}, \eta_{MM})$, es conveniente restar a la serie de datos disponible (curvas simultáneas de estados de oleaje y nivel) la marea astronómica y construir, a partir de ella, la muestra de pares de valores $(H_{s,pico}, \eta_{MM})$. Cuando la dirección de la dirección del viento sea determinante en los regímenes de los estados de oleaje y nivel del marea meteorológica, se deberá trabajar con la variable trivariada $(H_{s,pico}, \eta_{MM}, \overline{\theta})$.

Si la dependencia es completa, entonces, determinado el valor de $H_{s,pico}$ (y su probabilidad de excedencia) se conoce el de η_{MM} y la probabilidad conjunta de $(H_{s,pico}, \eta_{MM})$ es igual a la de H_s,

$$f\left(\eta_{MM}, H_{s,pico}\right) = f\left(H_{s,pico}\right) \tag{3.424}$$

Si la marea meteorológica y la altura de ola significante son independientes (hecho poco probable aunque puede ocurrir en zonas confinadas someras) se debe cumplir que,

$$f\left(\eta_{MM}, H_{s,pico}\right) = f\left(\eta_{MM}\right) * f\left(H_{s,pico}\right) \tag{3.425}$$

Los regímenes conjunto de los estados de oleaje y nivel del mar (meteorológico y astronómico) se pueden obtener admitiendo la hipótesis de independencia estadística de los ciclos de solicitación de las dinámicas atmosférica y astronómica,

$$f\left(\eta_{MM}, H_{s,pico}\right) = f\left(\eta_{MM} \middle| H_{s,pico}\right) * f\left(H_{s,pico}\right) * f\left(\eta_{MA}\right) \tag{3.426}$$

donde,

$$\eta_{NM} = \eta_{MA} + \eta_{MM}\left(H_{s,pico}\right) \tag{3.427}$$

El η_{MA} es la carrera de marea astronómica en su ciclo de solicitación, es decir de las mareas vivas; si $F(\eta_{MA})$ es la función de distribución de los picos de la carrera de marea y $f(\eta_{MA})$ su función de densidad.

3.11.3.2 Situación II

La variabilidad del nivel del mar se debe a la marea astronómica y los estados de oleaje están condicionados, esencialmente, por ella, especialmente en las áreas portuarias. Si η_{MM} y $H_{s,pico}$ tienen una dependencia completa y si la serie de datos es suficiente grande, se recomienda trabajar con las series temporales de datos homogéneos, agrupando los datos de $H_{s,pico}$ por niveles de marea astronómica: bajamar, media marea y pleamar (de dos

horas de duración, aproximadamente). Si en el emplazamiento la corriente debida a la marea es importante $(U_c < 0{,}5\ m/s)$ deberá tenerse en cuenta esta circunstancia incluyendo dos niveles alrededor de la media marea: llenante y vaciante.

El ajuste de los modelos de probabilidad proporciona el régimen de estados de oleaje condicionado al nivel de marea astronómica. Ajustada la función de probabilidad del nivel del mar debido a la marea astronómica, finalmente se tiene el régimen conjunto de los picos de los estados de oleaje y niveles del mar por marea astronómica,

$$f\left(\eta_{MA}, H_{s,pico}\right) = f\left(H_{s,pico} \middle| \eta_{MA}\right) * f\left(\eta_{MA}\right) \tag{3.428}$$

En el supuesto de dependencia total de η_{MM} y $H_{s,pico}$, finalmente, se puede aceptar que

$$f\left(\eta_{NM}, H_{s,pico}\right) = f\left(H_{s,pico} \middle| \eta_{MA}\right) * f\left(\eta_{MA}\right) \tag{3.429}$$

donde,

$$\eta_{NM} = \eta_{MA} + \eta_{MM}\left(H_{s,pico}\right) \tag{3.430}$$

En aguas poco profundas es probable que η_{MM} y $H_{s,pico}$ no estén perfectamente correlacionados. En estos casos será necesario ajustar un modelo de probabilidad bivariado (η_{MM} y $H_{s,pico}$) condicionado al nivel de marea astronómica.

3.11.3.3 Situación III

Las dos mareas, astronómica y meteorológica, son del mismo orden de magnitud, pero se admite que el oleaje es el agente predominante. Si la serie de datos es amplia, (> 10 años), si la duración de los ciclos de solicitación incluye dos o más ciclos de marea y si el número medio de ciclos de solicitación en el año es 10 o más (del orden de uno al mes o más), entonces se recomienda proceder como en el caso anterior de aguas poco profundas, trabajando con la variable bivariada (η_{MM} y $H_{s,pico}$) o, en su caso, trivariada $(H_{s,pico}, \eta_{MM}, \bar{\theta})$

1. Obtener la función de densidad condicionada, $f(\eta_{MM}, H_{s,pico} \mid \eta_{MA})$ para los diferentes niveles de marea astronómica,
2. Calcular la función de densidad condicionada

$$f\left(\eta_{NM}, H_s\right) = f\left(\eta_{MM}, H_{s,pico} \middle| \eta_{MA}\right) * f\left(\eta_{MA}\right) \tag{3.431}$$

donde,

$$\eta_{NM} = \eta_{MA} + \eta_{MM}\left(H_{s,pico}\right) \tag{3.432}$$

Cuando el nivel del mar es el agente predominante se recomienda proceder de la misma forma, pero trabajando con la variable bivariada $(\eta_{MM,pico}, H_s, \bar{\theta})$.

3.12 VERIFICACIÓN FRENTE A LOS AGENTES CLIMÁTICOS

De acuerdo con la ROM 0.0, la probabilidad conjunta de todos los modos de fallo frente a la seguridad en el tramo de obra no debe exceder el valor de la tabla 3.2.2. Dependiendo del carácter de la obra, la comprobación de este requisito de proyecto se debe hacer aplicando algunos de los métodos de Nivel I y Nivel II o III.

En general, la ocurrencia de ciclos de solicitación de los agentes climáticos provoca condiciones de trabajo extremas o excepcionales y son predominates en la inducción de los modos de fallo frente a la seguridad. La obra está, en general, operativa durante la presentación de los ciclos de calma de los agentes climáticos; en estas cir-

cunstancias los valores umbrales de operatividad acotan los valores de combinación de los agentes y acciones en la verificación de los modos de fallo con otros agentes predominantes. En el primer caso, los valores de los agentes predominantes pertenecen a la clase de valores extremos (máximos), mientras que en el segundo pertenecen a la clase de valores medios o mínimos.

3.12.1 Niveles II y III

En la verificación por los Niveles II y III se utilizan los modelos de probabilidad conjunta, teniendo en cuenta todos los ciclos de solicitación. Para cada uno de los estados se analiza si se producen, o no, los modos de fallo cuyos agentes predominantes son los climáticos. Este proceso se realiza de forma eficaz aplicando técnicas de simulación numérica, por ejemplo Monte Carlo (capítulos 6 y 7 de la ROM 0.0).

3.12.1.1 Simulación de Monte Carlo

Cuando los modos de fallo pertenecen a los estados límite últimos, bastará con conocer si se produce, o no, el modo de fallo en cada uno de los ciclos de solicitación de la vida útil. Mediante la técnica de Monte Carlo se simulan un número elevado de vidas útiles como secuencias de ciclos de solicitación y de calmas atmosféricos, sísmicos y astronómicos (que, a su vez están formados por secuencias de estados) cuyos descriptores satisfacen los modelos de probabilidad conjuntos.

Seguidamente se verifican los modos de fallo del tramo frente a cada una de las vidas útiles simuladas. Dependiendo de si los modos de fallo están adscritos a los estados límite últimos o de servicio se puede proceder de una de las dos maneras.

3.12.1.2 Estados límite últimos

Repetido el experimento (vida útil) un número elevado de veces, la frecuencia de ocurrencia del conjunto de los modos de fallo (uno u otros) en la vida útil es una aproximación a la probabilidad conjunta de fallo. El número de fallos se contabiliza por ciclos de solicitación, admitiendo que una vez producido un modo de fallo, adscrito a un estado límite último, la obra está arruinada y no se puede reparar. En este caso, una cota superior de la probabilidad conjunta de fallo es,

$$f\left[S_1\right]+f\left[S_2\right]+\ldots f\left[S_n\right]<p_{f,V} \tag{3.433}$$

donde $f[S_i]$ es la frecuencia media de ocurrencia del modo de fallo i, calculada

$$f\left[S_i\right]=\frac{1}{M}\sum_{j=1}^{M}\frac{\text{nº de Ciclos de Solicitación con fallo}}{\text{nº de Ciclos de Solicitación en la vida útil}} \tag{3.434}$$

y M es el número de repeticiones del experimento (vidas útiles) simuladas.

3.12.1.3 Estados límite de servicio y últimos

Se puede aplicar el mismo método de trabajo para obtener una muestra de la variable multivariada margen de seguridad de cada uno de los n modos de fallo principales $f[S_1, S_2 \ldots, S_n]$. Ajustando un modelo de probabilidad multivariado, la verificación de la probabilidad conjunta de fallo se calcula,

$$\Pr\left[S\left[S_1<0,S_2<0,\ldots S_n<0\right]\right]<p_{f,V} \tag{3.435}$$

Esta solución es más rigurosa que la anterior. La aplicación de esta técnica a los estados límite de servicio requiere el conocimiento del comportamiento de la obra a medida que va fallando.

3.12.1.4 Estados límite operativos

Siguiendo el mismo procedimiento se calcula el número de veces que se pierde la operatividad y el tiempo que tarda en volverse a recuperar, es decir la duración de la parada. Con estos datos se puede estimar la operatividad, el número medio de paradas operativas en el año medio y la duración máxima de la parada operativa.

3.12.2 Nivel I

Los tres ciclos de las oscilaciones del mar son estadísticamente independientes, aunque no son mutuamente excluyentes, por lo que, en general, los tres pueden presentarse simultáneamente y con cualquiera de las condiciones de trabajo operativas normales, extremas y excepcionales. Aplicando métodos de Nivel I, el requisito de la probabilidad conjunta de fallo frente a los agentes climáticos sólo se puede comprobar de forma aproximada.

Comentario. En la ROM 2.0-08, capítulo 3 se desarrolla un ejemplo de aplicación del procedimiento recomendado a continuación, para estimar la probabilidad conjunta de fallo de muelles y obras interiores.

3.12.2.1 Verificación de las condiciones de trabajo operativas normales: CT_1

En estas condiciones de trabajo, los agentes climáticos no suelen ser predominantes. Por ello, los valores de los agentes climáticos se determinarán a partir de los regímenes de sus respectivos ciclos de calmas (teniendo en cuanta, en su caso, la correlación entre agentes) y formarán parte de los diferentes supuestos de combinación. En general éstos valores estarán relacionados con los umbrales de uso y explotación del tramo de obra. Se deberá tener en cuenta que cada uno de los agentes, por sí solo, puede inducir el modo de parada.

3.12.2.2 Verificación de las condiciones de trabajo extremas y excepcionales: CT_2, CT_3

En la verificación de las condiciones de trabajo extremas y excepcionales debidas a la presentación de los agentes del medio físico climáticos, se aplicarán los siguientes citerios de simultaneidad y compatibilidad y de combinación de agentes (acciones).

3.12.2.3 Ciclos predominantes y simultáneos en el modo de fallo

Por ello, el primer paso a dar es, para cada uno de los modos de fallo principales, determinar, de entre los ciclos atmosféricos (B), maremotos (M) y astronómicos (A), cuáles son simultáneos y cuáles pueden ser predominantes en la ocurrencia del modo de fallo.

La colección completa de ciclos de solicitación es,

$$\Psi = \left\{ B, M, A, BM, BA, MA, BMA, B^c M^c A^c \right\} \tag{3.436}$$

De ella, se excluirán los ciclos que no pueden ser simultáneos, analizando si la simultaneidad es, o no, físicamente posible en el emplazamiento.

3.12.2.4 Valores compatibles de los agentes de ciclos simultáneos

Para cada conjunto de ciclos simultáneos, se determinarán los valores compatibles de los diferentes agentes, teniendo en cuenta su origen y dependencia, y la probabilidad adjudicada al modo de fallo considerado. En el caso más general, el modo de fallo puede estar inducido por alguno de los siguientes supuestos,

a. la ocurrencia de un agente del ciclo de solicitación atmosférico *(B)* o, de un maremoto *(M)*, o por marea astronómica *(A)*.
b. la ocurrencia de los agentes de dos ciclos de solicitación atmosférico y maremoto, atmosférico y astronómico, y maremoto y astronómico
c. por la ocurrencia simultánea de los agentes de los tres ciclos, atmosférico y maremoto y astronómico.

La probabilidad de que se produzca, al menos una vez el fallo, por alguna de las combinaciones de ciclos es,

$$p_{f,\text{modo},1} = \left[p_{B,1} + p_{M,1} + p_{A,1}\right] - \left[p_{B,1} * p_{M,1} + p_{B,1} * p_{A,1} + p_{M,1} * p_{A,1}\right] + \left[p_{B,1} * p_{M,1} * p_{A,1}\right] \tag{3.437}$$

donde todos los términos se calculan a partir de los regímenes extremales o de máximos,

$$\text{ciclo de la dinámica atmosférica } \Pr[B] = G_{X_B}\left(x_B\right) = e^{-v_B\left[1-F_{X_B}\left(x_B\right)\right]}$$

$$\text{ciclo de la dinámica maremoto } \Pr[M] = G_{X_M}\left(x_M\right) = e^{-v_M\left[1-F_{X_M}\left(x_M\right)\right]}$$

$$\text{ciclo de la dinámica astronómica } \Pr[A] = G_{X_A}\left(x_A\right) = e^{-v_A\left[1-F_{X_A}\left(x_A\right)\right]}$$

Cuando en el ciclo de solicitación (tal y como es el caso del ciclo atmosférico) haya más de un agente con el mismo origen, $v_m = v$ se debe tener en cuenta que, en general, $(X_1, X_2, \ldots X_m)$ es igual para todos los agentes por lo que,

$$\Pr[B] = G_{X_1,X_2,\ldots X_m}\left(x_1, x_2, \ldots x_M\right) = \prod_{m=1}^{M} e^{-v_m}\left[1 - F_{X_m}\left(x_m\right)\right] \tag{3.438}$$

3.12.2.5 Contribución de cada supuesto

La contribución, con su signo, a la probabilidad de fallo del supuesto (a),

$$p_{B,1} + p_{M,1} + p_{A,1} \tag{3.439}$$

ocurre cuando, uno o varios agentes, de un solo ciclo (o *(B)*, o *(M)*, o *(A)*) son predominantes en la inducción del fallo. Se determinará del valor de los agentes considerando el ciclo de solicitación predominante a partir de su distribución extremal o de máximos, y los valores de los agentes de los otros dos ciclos serán compatibles con aquellos y pertenecientes al correspondiente ciclo de calma, de tal forma que no contribuyan a la probabilidad de fallo, por ejemplo, un valor frecuente (régimen medio). La contribución de este supuesto a la probabilidad del modo de fallo es del orden de 10^{-1} o menor.

La contribución, con su signo, a la probabilidad de fallo del supuesto (b),

$$p_{B,1} * p_{M,1} + p_{B,1} * p_{A,1} + p_{M,1} * p_{A,1} \tag{3.440}$$

ocurre cuando, uno o varios agentes de dos ciclos de solicitación, actuando simultáneamente, inducen el modo de fallo (o *(B)* y *(M)*, o *(B)* y *(A)*, o *(M)* y *(A)*). Los valores de los agentes se seleccionan de sus respectivos regímenes extremales o de máximos para que cumplan la ecuación; en general se considerarán dos casos; en cada uno de ellos, el valor de uno de los agentes tendrá una probabilidad de ocurrencia pequeña y el otro mayor. El o los agentes del ciclo no simultáneo, tomará un valor compatible con los dos anteriores y perteneciente al ciclo de calma, de tal forma que no contribuye a la probabilidad de fallo, por ejemplo un valor frecuente (régimen medio). La contribución de este supuesto a la probabilidad del modo de fallo es del orden de 10^{-2} o menor.

La contribución, con su signo, a la probabilidad de fallo del supuesto (c),

$$p_{B,1} * p_{M,1} * p_{A,1} \tag{3.441}$$

ocurre cuando los tres ciclos de solicitación actúan simultánemante para inducir el fallo. Todo los valores de los agentes pertenecen al régimen extremal o de máximos. Los valores de los agentes se seleccionarán para satisfacer la condición de la probabildiad de fallo. En la mayoría de los casos esta condición se satisface con valores próximos al valor umbral del ciclo y su probabilidad de excedencia (de los regímenes extremales) es decir con valores cuya probabilidad de no excedencia se encuentra en el intervalo $[0{,}2 - 0{,}5]$. La contribución de este supuesto a la probabilidad del modo de fallo es del orden de 10^{-3} o menor. Una cota superior de la probabilidad de ocurrencia del modo de fallo por la presentación de al menos uno de los ciclos de solicitación o de los tres simultáneamente es,

$$p_{\sup,\text{modo},1} > \left[p_{A,1} + p_{S,1} + p_{M,1}\right] + p_{B,1} * p_{M,1} * p_{A,1} \tag{3.442}$$

Para los tramos de obra con carácter tal que la probabilidad conjutna de fallo de todos los modos de fallo,

$$p_{f,V} \geq 10^{-2}$$

se podrá seleccionar los valores de los agentes de cada uno de los ciclos de acuerdo con el supuesto comprobar (a), es decir, satisfaciendo la condición,

$$p_{f,\text{modo},1} > p_{B,1} + p_{M,1} + p_{A,1} \tag{3.443}$$

Cuando $\Pr[M] = p_{m,1} < 10^{-4}$ el ciclo de solicitación por maremoto no se considerará en el cálculo de $p_{f,V}$.

3.12.2.6 Valores compatibles a partir de los regímenes de los ciclos de solicitación

El cálculo de las probabilidades se harán según uno de los dos supuestos siguientes,

- Distribuida, de acuerdo con los apartados anteriores, la probabilidad adscrita a cada modo de fallo entre los ciclos (los que hubiere) que puedan ser predominantes en la inducción del fallo, para cada uno de ellos, se obtendrá el valor del pico o máximo del agente predominante que causa el fallo.
- Los valores simultáneos y compatibles de los restantes agentes del ciclo, si los hubiere y, por tanto, con el mismo origen que el predominante, se determinarán aplicando funciones paramétricas de monomios adimensionales.
- Los valores compatibles de los agentes de los otros ciclos se calcularán de a partir de los regímenes medios (de los ciclos de calma) o de los regímenes extremales (regímenes de solicitación) según sean simultáneos sin ser predominantes o lo sean, respectivamente. En el caso de que alguno de los ciclos no sea simultáneo con el predominante, no se considerarán en ese cálculo.

Comentario. El cálculo de la probabilidad conjunta por los métodos de Nivel I tiene dos limitaciones importantes. La primera de ellas está relacionada con la compatibilidad de los valores, ya que, en las costas españolas, la presentación del ciclo de solicitación asociado al paso de las borrascas extratropicales produce picos (valores máximos) en todos los agentes climáticos, viento, oleaje y nivel del mar que, en general, no tienen por qué ser simultáneos; el valor del pico o del máximo del estado de oleaje no tiene por qué coincidir con el valor del pico o máximo del nivel del mar. La segunda limitación está en la aproximación de la probabilidad de fallo por medio de la probabilidad de excedencia del valor máximo del agente predominante, es decir del estado máximo del ciclo. De esta forma se ignora la contribución a la probabilidad de fallo de otros estados de los ciclos de solicitación que sin ser máximos pueden contener olas u otras oscilaciones que pueden provocar el fallo. Esta limitación es relevante en el caso de obras rígidas como los diques verticales que "fallan" por arribada de una sola ola igual o mayor que la de cálculo.

3.12.2.7 Probabilidad de excedencia y periodo de retorno

Para los tramos de obra con carácter tal que la probabilidad conjunta de fallo de todos los modos de fallo,

$$p_{f,V} \geq 10^{-2}$$

y se hayan seleccionado los valores de los agentes de cada uno de los ciclos de acuerdo con el supuesto comprobar (a), se puede obtener un periodo de retorno equivalente,

$$T_{R,e} \approx \frac{1}{p_{B,1}} + \frac{1}{p_{M,1}} + \frac{1}{p_{A,1}} \tag{3.444}$$

que es un indicador grosero de la confianza en la obra frente a los agentes climáticos, y no proporciona ninguna información con respecto a la fiabilidad de la obra frente a otros agentes.

Los valores de la probabilidad se pueden obtener del régimen extremal p_e. El periodo de retorno, T_R, es el número medio de años (o pruebas) que deben transcurrir para que se supere por primera vez un ese valor y, en consecuencia,

$$T_R = \frac{1}{p_e} \tag{3.445}$$

Si p_p es la probabilidad de excedencia de un valor de pico en el año y v es el número medio de picos anuales se tiene

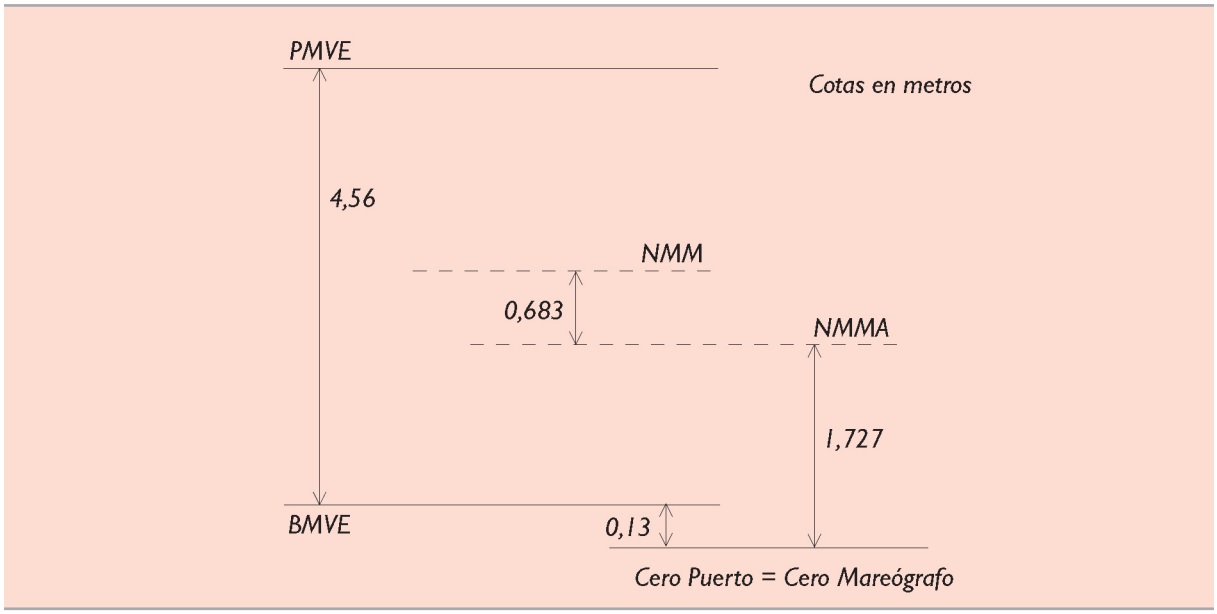
$$\begin{aligned} p_e &= 1 - e^{-vp_p} \approx vp_p \\ T_R &\approx \frac{1}{vp_p} \end{aligned} \tag{3.446}$$

expresión se permite calcular el periodo de retorno de un máximo anual a partir de la función de distribución de los picos del ciclo de solicitación $F_{X_{pico}}(x)$ y del número medio de picos por año v.

3.13 FACTORES GEOMÉTRICOS

Estos factores definen la forma y dimensiones de los diferentes elementos estructurales de la obra y del terreno, así como su ubicación en el territorio, siendo para ello necesario especificar los niveles de referencia terrestre y marítimo y su evolución en el tiempo.

Figura 3.3.36. Niveles de refencia marítimo (Cero Puerto) y terrestre (NM-MA) en el Puerto de Bilbao



3.13.1 Niveles de referencia

La profundidad de agua o la elevación de un punto terrestre se describe con respecto a un nivel de referencia. Es habitual que en los proyectos de Obras Marítimas y Portuarias haya dos niveles de referencia: terrestre NRT y marítimo NRM. El primero de ellos se utiliza para referir las elevaciones terrestres, mientras que el segundo es la referencia de la profundidad de agua. En España el nivel de referencia topográfico es nivel medio del mar en Alicante $NMMA$, figura 3.3.36.

Comentario. El Instituto Geografico Nacional (IGN) utiliza el origen de altitudes, que en la Península corresponde al Nivel Medio del Mar en Alicante (NMMA) en la década 1870-1880. A él se refieren las altitudes geométricas de las señales geodésicas distribuidas por la geografía peninsular española y constituye la referencia nacional terrestre. En las islas el IGN utiliza normalmente como cero el nivel medio del mar local.

3.13.1.1 Variabilidad temporal y espacial de los niveles de referencia

Se podrá suponer que los niveles de referencia no sufren modificaciones durante las fases de proyecto, en particular durante la vida útil, ni por causas naturales, climáticas o geomorfológicas ni por acciones humanas. Se recomienda comprobar periódicamente la validez de esta hipótesis de trabajo. En otro caso, se deberá analizar la influencia, que las variaciones observadas tienen en los requisitos de proyecto y proceder en consecuencia.

3.13.1.1.1 Variabilidad de larga duración del NMMA

Se tendrá en cuenta que el $NMMA$ varía lentamente por causas globales relacionadas con la variabilidad climática y por causas específicas asociadas al comportamiento del Mar Mediterráneo. El nivel medio del mar NMM en cada punto del litoral es distinto y difiere del NMM en Alicante.

Comentario. Los últimos datos disponibles indica que la subida del nivel medio del mar en este siglo, por causa de la variabilidad climática, puede llegar a estar en el intervalo 0.50-0.80 m. sobre el nivel medio del mar actual (NMMA). Esta subida puede ser relevante en algunos proyectos de obras marítimas cuya vida útil mínima es de 50 años.

3.13.1.1.2 NRM y variabilidad espacial

En general, el NRM es la $BMMVE$ (29), pero en algunos puertos tienen su cero de puerto o cero local. La profundidad de agua bajo el $BMMVE$ se identifica en estas Recomendaciones por h_0 y la diferencia entre el cero local y la $BMMVE$ por Δh_0.

Por su definición, el nivel de referencia marino NRM es una atributo local, ya que depende de las condiciones locales de la marea astronómica y, si $\Delta h_0 \neq 0$, de la Autoridad Portuaria. No se debe trasladar, sin comprobación, el NRM de un emplazamiento a otro.

3.13.1.2 Información de proyecto

Todo proyecto de obra marítima deberá tener un nivel de referencia topográfico NRT y otro marino NRM y su desviación entre ellos. Se recomienda determinar el nivel medio del mar local (emplazamiento) $NMML$ con

(29) Las siglas BMMVE identican la superficie de agua en la bajamar máxima media viva equinoccial y suelen corresponder con el valor medio de las "bajamares más bajas" medidas en aquella localidad.

respecto a NRM y al nivel medio del mar en Alicante $NMMA$, que, en general, coincidirá con el nivel de referencia topográfico en el emplazamiento NRT, (veáse figura 3.35).

Con el fin de evitar confusiones, se recomienda que en cada plano constructivo se haga constar el nivel al que están referenciadas las elevaciones NRT o NRM, la relación entre ambos niveles, el nivel medio del mar local y el nivel medio del mar en Alicante. Es conveniente que los planos de las obras marítimas estén referidos al NRM.

Comentario. Los niveles de referencia deben estar perfectamente definidos en todos los documentos de proyecto, planos, memoria, guías de uso y explotación, etc. Los posibles errores en el establecimiento de dichos niveles puede tener graves consecuencias en la construcción de la obra y en el uso y explotación del área abrigada y, por ende, importantes repercusiones económicas.

3.13.1.3 Profundidad de agua en el estado

La profundidad de agua $h(\vec{x};\, t)$ es la distancia vertical desde la superficie del agua hasta el plano tangente al fondo en el punto. $h(\vec{x};\, t)$ evoluciona a lo largo del tiempo forzada por la los movimientos de la superficie libre del mar asociados a las tres bandas de periodos corto, intermedio y larga. La profundidad de agua en el estado de la forma siguiente.

3.13.1.3.1 Profundidad de agua sin oscilaciones del mar

Es la distancia vertical h, entre NRM y el plano tangente al fondo. Esta profundidad no depende del tiempo (despreciando el efecto de la variabilidad climática),

$$h(\vec{x}) = h_0(\vec{x}) + \Delta h_0 \tag{3.447}$$

Salvo cuando se indique lo contrartio, $h(\vec{x})$ es la sonda indicada en las cartas naúticas del IHM (30).

3.13.1.3.2 Profundidad de agua con oscilaciones de periodo largo

Está formada por la profundidad $h(\vec{x};\, t)$ medida con respecto al nivel de referencia marítimo NRM mas la contribución de las ondas largas. La profundidad evoluciona lentamente con el tiempo. En un estado del nivel del mar genérico (identificado por i), las contribuciones de las mareas astronómica y meteorológica se pueden suponer constantes e igual a su valor medio en el estado,

$$\begin{aligned} h_i(\vec{x}) &= h_{0,i}(\vec{x}) + \Delta h + \tilde{\eta}_{PL,i}(\vec{x}) \\ \tilde{\eta}_{PL,i}(\vec{x}) &= \eta_{MA,i}(\vec{x}) + \eta_{MM,i}(\vec{x}) \end{aligned} \tag{3.448}$$

donde,

$h_i(\vec{x})$ = profundidad de agua en el estado i
$\tilde{\eta}_{PL,i}(\vec{x})$ = desplazamiento vertical medio debido a las oscilaciones de periodo largo.
$\eta_{MA,i}(\vec{x})$ = desplazamiento vertical medio en el estado debido a la marea meteorológica.
$\eta_{MM,i}(\vec{x})$ = desplazamiento vertical medio en el estado debido a la marea astronómica.
$\Delta t_d = t_{d_{i+1}} - t_{d_i}$ = duración del estado

Esta es la profundidad de agua que se debe considerar para estudiar la transformación del oleaje, los grupos de olas y, en su caso, de las oscilaciones intermedias.

(30) IHM son las siglas del Instituto Hidrográfico de la Marina de España.

3.13.1.3.3 PROFUNDIDAD DE AGUA EN PRESENCIA DE LOS AGENTES CLIMÁTICOS

La profundidad de agua $h_i(\vec{x})$, en presencia de los agentes climáticos, medida con respecto al NRM, se puede estimar por la superposición lineal de las cantidades medias asociadas a las oscilaciones del mar cortas, intermedias y largas,

$$h_i(\vec{x}) = h_{0,i}(\vec{x}) + \Delta h_0 + \tilde{\eta}_{NMm,i}(\vec{x}) \tag{3.449}$$

donde,

$$\tilde{\eta}_{NMm,i}(\vec{x}) = \tilde{\eta}_{BLW,i}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{PI,i}(\vec{x}) + \eta_{MA,i}(\vec{x}) + \tilde{\eta}_{MM,i}(\vec{x}) \tag{3.450}$$

h_{0i} = profundidad de agua en reposo referido a la $BMVE$ o el cero del puerto en el estado i.
Δh_0 = desviación (con su signo) del cero del puerto con respecto a la $BMVE$.
$\tilde{\eta}_{BLW,i}(\vec{x})$ = desplazamiento medio del nivel del mar por la oscilación vinculada al grupo
$\tilde{\eta}_{PI,i}(\vec{x})$ = desplazamiento medio del nivel del mar por presencia de las oscilaciones intermedias.

La profundidad h_{0i} puede variar, de estado a estado, por los procesos de erosión, transporte y acumulación de sedimentos. En cada fase de proyecto se determinarán los valores de las contribuciones a $h_i(\vec{x})$ en función de las condiciones de trabajo, ciclo de solicitación, tipo de combinación y compatibilidad de factores y términos, según se detalla en la ROM 0.0, sección 4.9 y siguientes.

3.13.2 Topografía y batimetría

Para la realización de cualquiera de las fases de proyecto es necesario disponer de los levantamientos batimétricos y topográficos de las zonas de tierra y de mar afectadas por la construcción de las obras. La base cartográfica terrestre está publicada por el Instituto Geológico y Minero *(www.igm.es)*. La base cartográfica de la batimetría de las costas españolas está publicada por el Instituto Hidrográfico de la Marina, *IHM (www.ihm.es)*. Esta información puede ser útil para los estudios previos y los primeros tanteos del dimensionamiento.

3.13.2.1 Levantamientos topográficos y batimétricos

Para el anteproyecto y proyecto de construcción es aconsejable realizar levantamientos topográficos y batimétricos específicos en función de los periodos y direcciones representativos del oleaje, asociarlos con la identificación del terreno y la naturaleza del fondo e incluir una estimación de las fuentes de errores y su magnitud, entre ellas las desviaciones esperadas debidas a las técnicas de "curvado" de las líneas batimétricas.

3.13.2.2 Extensión del levantamiento batimétrico

La extensión en planta deberá definirse en función de los objetivos, extensión del área portuaria y subáreas, tales como canal de navegación, alineación de diques, etc., y de la posible interacción de las obras en la morfodinámica litoral y en la calidad de las aguas. En general el levantamiento batimétrico tendrá dos pasos. En el primero de ellos, a partir de la batimetría previa, por ejemplo, la proporcionada en las cartas naúticas del *IHM* y en función de los objetivos del carácter de la obra se tratará de responder a las siguientes cuestiones, (cuando no exista esta información, será necesario realizar un primer levantamiento con la calidad necesaria para ello),

1. Identificar la forma y naturaleza del fondo aplicando los apartado 3.2.2.5 y siguientes.
2. Acotar la profundidad en la que el oleaje en cada una de las direcciones comienza a "sentir el fondo". Esto ocurre cuando $h/L_0 < 1/2$, donde $L_0 = gT^2/2\pi \simeq 1{,}56T^2$ es la longitud de onda en *(m/s)*, denomina-

da en profundidades indefinidas, y $T(s)$ es el mayor periodo representativo de los estados de mar en la dirección considerada.

3. Identificar los cambios de fondo que pueden afectar la propagación del oleaje y otras ondas. aplicando el criterio de que cualquier cambio de profundidad $\Delta h/L$ que tenga unas dimensiones horizontales (anchura y longitud relativa), $[b_x/L \geq 0{,}1]$ ó $[b_y/L \geq 0{,}1]$ y que modifique la longitud de onda local L en, al menos, un 5%, tienen consecuencias en las características del oleaje (altura y dirección). b_x, b_y son las dimensiones del obstáculo en la dirección de propagación del oleaje y a lo largo de la línea de cresta, respectivamente. Es conveniente que la batimetría tenga el detalle suficiente para cuantificar las afectaciones sobre el oleaje.
4. Acotar la profundidad de inicio de la rotura admitiendo que es, aproximadamente, igual a la altura de las olas mayores esperables en al vida útil. Es conveniente que la batimetría tenga detalle suficiente en la zona en la que se produce la evolución última de las olas antes de romper. Esta zona se extiende de $2-3$ longitudes de onda hacia mar abierto desde el punto de rotura.
5. Identificar la extensión lateral de la batimetría para que se pueda cuantificar los procesos de transformación del oleaje proveniente de cualquiera de las direcciones representativas en el emplazamiento.

Cuando la batimetría disponible no tenga el detalle requerido, el segundo paso se iniciará con un nuevo levantamiento cuyas especificaciones estarán redactadas a la luz del paso anterior.

3.13.2.2.1 Reducciones recomendables

A falta de mejor información o siempre que la variación de los fondos sea gradual y con batimétricas sensiblemente paralelas (por ejemplo fondos de arena o fango, veáse la sección siguiente) se recomienda extender el levantamiento batimétrico, al menos,

1. hacia el mar, unas cinco veces la máxima profundidad de la obra, y
2. lateralmente, entre una a dos longitudes de ola a cada lado de las obras de abrigo, siendo la longitud de onda la correspondiente a la de la máxima profundidad de la obra.

3.13.2.2.2 Escala del levantamiento batimétrico

La escala del levantamiento deberá ser tal que permita estudiar la propagación del oleaje (u otras oscilaciones del mar) mediante mallas de tamaño suficiente para que una longitud de onda se pueda describir por, al menos, ocho puntos.

Comentario. Como ampliación de lo señalado, en la actualidad es frecuente disponer de modelos digitales de alta resolución (obtenidos por ejemplo mediante sondas multihaz) que permiten representar y apreciar directamente las pendientes y la morfología del fondo.

3.13.3 Naturaleza y variabilidad del fondo

Antes de iniciar el proyecto se recomienda recopilar y analizar la información disponible en el emplazamiento sobre la naturaleza del fondo, la geomorfología y la estructura geológica.

3.13.3.1 Información en las cartas naúticas del IHM

En las cartas naúticas se recoge la naturaleza de la superficie del fondo cuando se realizó el levantamiento base de la carta correspondiente. Es conveniente observar la distribución de las indicaciones de la naturaleza del fondo, si muestra uniformidad o heterogeneidad alternando zonas de arena, fango, piedra, etc, e identificar las posibles fuentes de materiales sueltos, acantilados, ríos, estuarios, etc.

En general, la heterogeneidad es indicativa de pequeños espesores de material suelto. Si bien en la carta no se proporciona información de su espesor, analizada conjuntamente con la estructura geológica y la pendiente del terreno se puede tener una primera idea de su capacidad portante, deformabilidad y erosionabilidad. Además, con la ayuda del mapa geológico y del buzamiento de las estructuras geológicas, se puede acotar de forma aproximada el espesor del manto de sedimentos.

A estos efectos se tendrá en consideración que, en la plataforma continental expuesta a la acción del oleaje y otras oscilaciones, la pendiente del fondo puede proporcionar una primera información sobre su naturaleza, tal y como se indica en el cuadro siguiente.

Tabla 3.3.27. Naturaleza más probable del fondo en función de su pendiente

Tipo de terreno	Pendiente del fondo
Roca	Cualquiera
Grava	$1/30 < tan\beta < 1/10$
Arena gruesa	$1/60 < tan\beta < 1/30$
Arena fina	$1/120 < tan\beta < 1/60$
Arena-fango	$1/600 < tan\beta < 1/120$
Fango	$tan\beta > 1/600$

Para terrenos en el intervalo grava-arena fina, cuanto mayor es la magnitud o intensidad de la dinámica marina, principalmente del oleaje, más suave es la pendiente del fondo. Cuando ésta es inferior a 1/120 es probable que el fango comienza a aparecer en su composición o que no hay material suelto y el fondo es el resultado de la erosión del lecho rocoso.

3.13.3.2 Batimetría y naturaleza del fondo

La forma de las líneas batimétricas también propociona indicios de la naturaleza del fondo. Si las líneas batimétricas son muy irregulares mostrando cambios bruscos de fondo, es probable que el fondo sea rocoso. Por el contrario, cuanto más regulares sean estas líneas mayor es la probabilidad de que el fondo sea de arena, arena-fango o fango, siendo los suelos fangosos los que muestran una mayor regularidad batimétrica. En cualquier caso, cuando se haga este análisis conviene tener en cuenta el método de curvado y el número y densidad de puntos utilizados en el dibujo de la carta batimétrica.

En zonas próximas a la desembocadura de cursos fluviales formando un cono deltaico, la pendiente del fondo está definida por su estructura morfológica, dimensiones y composición.

Comentario. En la actualidad es frecuente disponer de modelos digitales de alta resolución (obtenidos por ejemplo mediante sondas multihaz) que permiten representar y apreciar directamente las pendientes y la morfología del fondo.

3.13.3.3 Procesos y evolución espacial y temporal del fondo

Las oscilaciones del mar y las corrientes generan fuerzas de superficie, presiones y tensiones tangenciales, y de masa en las partículas del fondo y del terreno. Estas fuerzas pueden provocar erosión, transporte y sedimentación de los partículas del suelo, tanto cohesivas como no cohesivas. En general, esta acción es más importante cuanto menor es la profundidad relativa y mayor la velocidad del agua. Por ello, se deberá tener en cuenta que los levantamientos batimétricos son sólo representativos del instante en el que se realizaron, y que la batimetría y la composición de los fondos puede cambiar espacial y temporalmente con los agentes climáticos marinos.

3.13.3.3.1 Evolución del fondo en presencia de las obras

La construcción de los diques de abrigo modifica sustancialmente el campo de oscilaciones y de corrientes a barlomar y sotamar de ellos y los campos de fuerzas de superficie y de masa, alterándose, en consecuencia, el patrón de erosión-transporte-depósito en las inmediaciones de la obra. Estos esfectos son especialmente relevantes por sus negativas repercusiones en la estabilidad del pié, alrededor de los cambios de alineación y morro del dique, y en el canal de navegación.

Además de las connotaciones ambientales, se recomienda considerar con especial atención los entornos en los que la presencia de vegetación es un factor importante en la magnitud del oleaje incidente y la construcción de la obra pueda modificar su extensión y desarrollo. En estos casos, además de los pertinentes estudios ambientales, se deberá evaluar las alteraciones del medio vegetal y sus implicaciones en la dinámica marina y en la estabilidad del fondo.

3.13.3.4 Procesos y evolución espacial y temporal de la morfología litoral

Así mismo, la construcción de los diques de abrigo modifica sustancialmente el campo de oscilaciones en su entorno, alterando sus gradientes y, en consecuencia, el sistema circulatorio litoral. Por ello, se deberá tener en cuenta, que las obras también afectan a la circulación en el litoral y zona de rompientes y que pueden alterar, significativamente, la morfología litoral, por lo que los levantamientos batimétricos son sólo representativos del instante en el que se realizaron.

Todos los proyectos de obras marítimas deberán tener en cuenta estas circunstancias. En los apartados específicos se recomiendan los estudios necesarios para analizar y verificar el comportamiento del lecho y de la morfología litoral en presencia de los diques de abrigo.

Capítulo IV

Anejo I.
Fundamentos y justificación

Índice Capítulo IV

CAPÍTULO IV. ANEJO I. FUNDAMENTOS Y JUSTIFICACIÓN

4.1. PROCESOS Y ESCALAS 377

4.1.1. Variables instantáneas y básicas 377

4.1.1.1. Variables instantáneas 377

4.1.1.2. Variables básicas 377

4.1.2. Estado 378

4.2. TEORÍA LINEAL DE LAS ONDAS DE GRAVEDAD 378

4.2.1. Descripción de trenes de ondas 379

4.2.1.1. Simetría y nivel del mar de referencia 380

4.2.1.2. Número de onda, frecuencia angular y celeridad 381

4.2.1.2.1. Onda progresiva 381

4.2.1.2.2. Onda estacionaria 382

4.2.1.2.3. Onda parcialmente estacionaria 382

4.2.1.2.4. Grupo de ondas 383

4.2.1.2.5. Ondas de crestas cortas y crestas largas 383

4.2.1.3. Comportamiento de la onda según los monomios adimensionales 384

4.2.1.3.1. Profundidad relativa, h/L 384

4.2.1.3.2. Perfil superficial: altura y periodo 384

4.2.1.3.3. Peralte relativo, H/L 385

4.2.1.3.4. Amplitud relativa de onda, A/h 385

4.2.1.3.5. Parámetro de Ursell, U_r 385

4.2.2. Ecuaciones del movimiento oscilatorio y sus soluciones 386

4.2.2.1. Ecuaciones integradas en el eje vertical 387

4.2.2.2. Ecuación de ondas fondo horizontal 387

4.2.2.3. Ecuación para pendientes suaves 388

4.2.2.3.1. Aproximación parabólica de la ecuación de pendiente suave 389

4.2.2.4. Sistema de ecuaciones de pendiente suave 390

4.2.2.5. Ecuación de las ondas no lineales en aguas someras 390

4.2.2.6. Ecuaciones de Boussinesq 391

4.2.3. Transformación del tren de ondas en profundidades intermedias y reducidas 392

4.2.3.1. Ecuación de conservación de ondas 392

4.2.3.1.1. Irrotacionalidad del número de onda 393

4.2.3.2. Ecuación de la conservación de la energía 393

4.2.3.3. Métodos numéricos basados en la teoría del rayo 394

4.2.3.4. Aproximaciones parabólicas al problema de la difracción 395

4.2.3.4.1. Aproximación parabólica de la ecuación de Helmhotz 395

4.2.3.5. Las contribuciones de la refracción y la difracción 397

4.2.3.6. Reflexión con incidencia oblícua 397

4.2.3.7. Tren de ondas que incide de forma oblícua sobra una pared vertical impermeable 398

4.2.3.8. Propagación del tren de ondas por un cambio brusco de profundidad con oblicuidad .. 399

4.2.3.9. El caso del canal de navegación 400

4.2.4. Modelos numéricos basados en el régimen de Stokes I 401
4.2.4.1. Modelos de pendiente suave: MSPE y aproximaciones 401
4.2.4.1.1. Modelo elíptico 401
4.2.4.1.2. Aproximación parabólica 402
4.2.4.1.3. Aproximación hiperbólica 402
4.2.5. Modelos numéricos basados en el régimen de Boussinesq 402
4.2.6. Transformación del tren en la zona de rompientes 403
4.2.6.1. Criterios de rotura de un tren de ondas 403
4.2.6.1.1. Fondo horizontal o de pendiente muy pequeña 404
4.2.6.1.2. Peralte límite en fondo con pendiente 404
4.2.6.2. Altura relativa límite 405
4.2.6.2.1. Decrestamiento y volteo 405
4.2.6.2.2. Colapso y oscilación 405
4.2.6.2.3. Onda rompiendo en decrestamiento sobre un fondo plano 406
4.2.6.3. Evolución de la energía del tren de ondas en la zona de rompientes irregulares 406
4.2.6.3.1. Flujo de energía estable de la ola rota 406
4.2.6.3.2. Perfil de playa de pendiente constante 407
4.3. FUNDAMENTOS DE LA DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE 408
4.3.1. Variables instantánea, básicas y de estado 408
4.3.1.1. Modelo matemático-estadístico 408
4.3.1.2. Variables básicas de la ola: parámetros de descripción 410
4.3.1.3. Funciones de densidad de probabilidad 412
4.3.1.4. Descriptores estadísticos de estado 412
4.3.1.5. Descriptores visuales de estado 413
4.3.1.6. Descripción del estado de oleaje en el dominio de la frecuencia 413
4.3.1.7. Espectro frecuencial y direccional del oleaje 414
4.3.1.8. Momentos espectrales 415
4.3.1.9. Espectro del número de onda 415
4.3.1.10. Descriptores espectrales de estado 416
4.3.1.10.1. Descriptores de altura y periodo 416
4.3.1.10.2. Relación entre los diferentes periodos espectrales 417
4.3.1.10.3. Descriptores direccionales 417
4.3.1.11. Relaciones funcionales entre los descriptores estadísticos y frecuenciales 418
4.3.1.12. Descripción de la cinemática y dinámica del oleaje 418
4.3.2. Procesos de generación: fundamentos 419
4.3.2.1. Mecanismo fuente 419
4.3.2.2. Mecanismo redistribuidor de energía 419
4.3.2.2. Mecanismo disipador 419
4.3.2.4. Mecanismo de redistribución en aguas someras 420
4.3.2.5. Crecimiento energético por componente y flujo de energía 420
4.3.2.5.1. Oleaje totalmente desarrollado, OTD 420
4.3.2.5.2. Oleaje parcialmente desarrollado, OPD 421
4.3.2.6. Propagación fuera de la zona de generación 421
4.3.2.7. Dependencia de la profundidad 421
4.3.2.8. Crecimiento de la función de densidad de energía 422
4.3.2.9. Crecimiento de los descriptores estadísticos 422
4.3.3. Modelos de generación, transformación y rotura del oleaje 423
4.3.3.1. Modelos promediados en la fase: Formulación 423
4.3.3.2. Modelos numéricos promediados en la fase: mar abierto y plataforma continental 424
4.3.3.2.1. Mar abierto y océano: WAM 424

4.3.4. Modelos de generación y transformación del oleaje o tren irregular ... 424
4.3.4.1. Formulación del problema ... 424
4.3.4.2. Aproximaciones al modelado de la transformación espectral ... 425
4.3.4.3. SWAN ... 425
4.3.5. Modelos de transformación del oleaje ... 426
4.3.5.1. Transformación de los descriptores de estado ... 426
4.3.5.2. Modelos de transformación del espectro: Fundamentos ... 426
4.3.5.3. Propagación de los componentes espectrales ... 428
4.3.5.4. Transformación del espectro por integración de la ecuación de conservación de la energía ... 428
4.3.6. Descripción del oleaje en el plazo intermedio y a largo plazo ... 428
4.3.6.1. Ciclos de solicitación ... 428
4.3.6.1.1. Valor umbral del ciclo de solicitación ... 429
4.3.6.2. Ciclo de uso y explotación u operatividad ... 430
4.3.6.2.1. Valor umbral del ciclo de uso y explotación ... 430
4.3.6.3. Año meteorológico, vida útil ... 430
4.3.6.4. Cascada de los modelos de probabilidad ... 430
4.4. GRUPOS DE OLAS ... 431
4.4.1. Grupo de olas y función envolvente ... 432
4.4.1.1. Función envolvente ... 432
4.4.1.2. Variables básicas ... 433
4.4.1.3. Variables de estado ... 433
4.4.1.4. Ondas de baja y alta frecuencia vinculadas al oleaje irregular ... 433
4.4.1.5. Espectro de energía de las ondas vinculadas de alta y baja frecuencia ... 435
4.4.1.5.1. Información contenida en la señal registrada ... 435
4.5. METEOMAREMOTOS ... 435
4.5.1. Generación ... 435
4.5.1.1. Pulsaciones barométricas en mar abierto ... 436
4.5.1.2. Pulsaciones barométricas locales ... 436
4.5.1.3. Ecuaciones simplificadas y modelos ... 437
4.6. MAREMOTOS ... 437
4.6.1. Generación ... 437
4.6.2. Modelos de transformación ... 437
4.6.2.1. Modelado en las proximidades de las áreas portuaria y litoral ... 439
4.6.2.2. Forzamiento oscilatorio de áreas litorales y portuarias ... 439
4.7. ONDAS LARGAS Y NIVEL DEL MAR ... 439
4.7.1. Introducción ... 440
4.7.2. Ecuaciones de ondas largas (o aguas someras) ... 441
4.7.2.1. Perfil de velocidad de la corriente ... 442
4.7.2.2. Importancia y determinación de los términos ... 442
4.7.2.2.1. Importancia de la rotación terrestre ... 442
4.7.2.2.2. Importancia de la estratificación ... 443
4.7.2.3. Evaluación del término por fricción con el fondo ... 444
4.7.2.4. Importancia de los términos inerciales y de fricción ... 444
4.7.3. Problema lineal y efecto Coriolis: Ondas de Kelvin ... 446
4.7.4. Problema lineal y forzamiento astronómico ... 447
4.7.5. Problema lineal sin forzamiento y sin fricción ... 448
4.7.5.1. Flujo de energía en una onda larga ... 448

4.7.5.2. Conservación del flujo de energía en un volumen de control ... 449
4.7.5.3. Transformación en el borde continental ... 449
4.7.5.3.1. Reflexión y transmisión en el talud continental ... 449
4.7.5.3.2. Refracción y asomeramiento en el borde continental ... 452
4.7.5.3.3. Transformación por una pendiente tendida con un contorno reflejante ... 452
4.7.5.3.4. Transformación en estuarios y rías ... 453
4.7.6. Problema lineal sin forzamiento y con fricción ... 454
4.7.6.1. Soluciones analíticas ... 455
4.7.6.1.1. Onda larga estacionaria con fricción ... 456
4.7.6.1.2. Onda larga progresiva con fricción ... 457
4.7.7. Problema lineal con forzamiento atmosférico y fricción ... 458
4.7.7.1. Problema unidimensional ... 460
4.7.7.1.1. Forzamiento por gradiente espacial de presión estacionario ... 460
4.7.7.1.2. Forzamiento por gradiente espacial de velocidad del viento estacionario ... 461
4.7.7.1.3. Presión y velocidad de viento ... 462
4.8. MAREA ASTRONÓMICA ... 463
4.8.1. Datos astronómicos ... 463
4.8.2. Mareas vivas y mareas muertas ... 464
4.8.3. Efectos en la marea del sistema Luna-Tierra ... 464
4.8.4. Efectos en la marea del sistema Sol-Tierra ... 465
4.8.5. Marea de equilibrio ... 465
4.8.6. Componentes de marea ... 465
4.8.6.1. Efectos debidos al fondo y los contornos ... 465
4.8.6.2. Mareas compuestas ... 466
4.8.7. Importancia de la circulación mareal ... 466
4.9. EL TERRENO FRENTE A LOS AGENTES MARINOS ... 467
4.9.1. Interacción terreno-oleaje ... 467
4.9.1.1. El régimen oscilatorio hidráulico ... 468
4.9.1.2. Clasificación de los suelos frente a las oscilaciones del mar ... 468
4.9.1.3. Presiones intersticiales en el terreno ... 469
4.9.2. Descripción en el estado ... 469
4.9.2.1. Modelos de comportamiento del terreno con flujo oscilatorio ... 469
4.9.2.2. Oleaje progresivo sobre suelo rígido poroso ... 470
4.9.2.2.1. Profundidad de penetración del movimiento oscilatorio en suelo poroso rígido 471
4.9.2.3. Regímenes hidráulicos en suelos rígidos porosos ... 471
4.9.2.4. Coeficiente de fricción y porosidad del suelo poroso rígido ... 472
4.9.2.5. Oleaje progresivo sobre suelo elástico ... 472
4.9.2.5.1. Parámetros geotécnicos del suelo poroso elástico ... 473
4.9.2.6. Oleaje progresivo sobre suelo viscoso-elástico ... 474
4.9.2.7. Interfases suelo-agua y estrato-estrato: Capa límite ... 475
4.9.2.7.1. Capa límite en un suelo rígido no poroso ... 475
4.9.2.7.2. Capa límite en un suelo rígido poroso ... 475
4.9.2.7.3. Capa límite en un suelo poroso deformable ... 476
4.9.3. Comportamiento del terreno superficial ... 476
4.9.3.1. Variables instantáneas, básicas y de estado ... 476
4.9.3.1.1. Parámetros de identificación ... 476
4.9.3.1.2. Parámetros de estado ... 477
4.9.3.1.3. Parámetros mecánicos ... 477
4.9.3.1.4. Resistencia al flujo oscilatorio ... 477

4.9.3.2. Erosión, socavación y depósito ... 477
4.9.3.3. Acción del flujo sobre las partículas del lecho en el estado ... 477
4.9.3.3.1. Movimiento oscilatorio progresivo ... 478
4.9.3.3.2. Movimiento estacionario y parcialmente estacionario ... 478
4.9.3.4. Formas rítmicas de pequeña escala y lecho plano ... 479
4.9.3.5. Formas rítmicas de gran escala ... 479
4.9.3.6. Licuefacción y "atubamiento" ... 479
4.9.3.6.1. Licuefacción residual ... 480
4.9.3.6.2. Licuefacción momentánea ... 480
4.9.4. Comportamiento de mantos, núcleo y rellenos ... 481
4.9.4.1. Descripción en el estado ... 481
4.9.4.1.1. Arenas y gravas ... 481
4.9.4.1.2. Piedras ... 482
4.9.4.1.3. Fricción entre mantos y capas y rellenos ... 482
4.9.4.2. Propiedades geotécnicas ... 482
4.9.4.3. Propiedades hidráulicas ... 483
4.9.4.3.1. Índice de huecos y porosidad ... 483
4.9.4.3.2. Permeabilidad ... 483
4.9.4.4. Regímenes hidráulicos ... 484
4.10. VARIABLE ALEATORIA Y PROBABILIDAD ... 484
4.10.1. Funciones de densidad y de distribución ... 484
4.10.2. Población y Muestra ... 485
4.10.2.1. Espacio muestral, S_p y muestra, S_m ... 485
4.10.2.2. Medidas muestrales y valores muestrales ... 486
4.10.2.3. Histograma de frecuencias ... 486
4.10.3. Variables aleatorias continuas y discretas ... 487
4.10.3.1. Funciones de densidad y de distribución de una variable discreta ... 488
4.10.3.2. Funciones de distribución y de densidad de una variable continua ... 488
4.10.3.3. Descriptores estadísticos: esperanza y momentos ... 488
4.10.3.3.1. Valor esperado y varianza ... 489
4.10.3.3.2. Cuantil ... 489
4.10.3.3.3. Moda ... 489
4.10.3.3.3. Coeficiente de variación ... 489
4.10.3.3.5. Sesgo y curtosis ... 489
4.10.3.3.6. Valores característicos e intervalo de confianza ... 489
4.10.4. Funciones de densidad y distribución conjunta ... 490
4.10.4.1. Funciones condicionadas ... 490
4.10.4.2. Funciones marginales ... 490
4.10.4.3. Valor condicionado esperado y varianza condicionada ... 491
4.10.4.4. Covarianza y correlación ... 491
4.10.5. Modelos de una Variable Discreta ... 492
4.10.6. Proceso de Bernoulli ... 492
4.10.6.1. Criterios para la aplicación de un proceso de Bernoulli ... 492
4.10.6.2. Distribución de Bernoulli, B(n = 1;p) ... 493
4.10.6.2.2. Descriptores estadísticos ... 493
4.10.6.3. Distribución Binomial, BN(n;p) ... 493
4.10.6.3.1. Funciones de densidad y distribución ... 493
4.10.6.3.2. Descriptores estadísticos ... 494

4.10.6.4. Distribución Geométrica, G(r = 1;p) ... 495
4.10.6.4.1. Funciones de densidad y distribución ... 495
4.10.6.4.2. Descriptores estadísticos ... 495
4.10.6.5. Distribución Binomial Negativa, BNn(n,r ≥ 1;p) ... 496
4.10.6.5.1. Funciones de densidad y distribución ... 496
4.10.6.5.2. Descriptores estadísticos ... 496
4.10.6.6. Distribución de Serie Logarítmica, SL(r = 1;p) ... 497
4.10.6.6.1. Funciones de densidad y distribución ... 497
4.10.6.6.2. Descriptores estadísticos ... 497
4.10.6.7. Distribución Multinomial, MN(n; x_i; p_i; i = 1,..., m) ... 498
4.10.6.7.1. Funciones de densidad y distribución ... 498
4.10.6.7.2. Descriptores estadísticos ... 498
4.10.6.8. Distribución de Poisson, P(v) ... 499
4.10.6.8.1. Funciones de densidad y distribución ... 499
4.10.6.8.2. Descriptores estadísticos ... 499
4.10.6.9. Distribución de Poisson truncada, P(v; X ≥ 1) ... 499
4.10.6.9.1. Funciones de densidad y distribución ... 500
4.10.6.9.2. Descriptores estadísticos ... 500
4.10.7. Procesos de Poisson ... 500
4.10.7.1. Procesos de Poisson no homogéneos y no estacionarios ... 501
4.10.8. Funciones Derivadas y Variables Asociadas ... 501
4.10.8.1. Funciones de una variable ... 502
4.10.8.2. Funciones de dos o más variables ... 502
4.10.8.3. Esperanza y momentos de las variables asociadas ... 503
4.10.8.4. Algunos casos particulares ... 503
4.10.9. Análisis estadístico de valores extremos ... 504
4.10.9.1. Función de distribución límite de los valores extremos ... 504
4.10.9.2. Función de distribución generalizada del valor extremo en una serie de n datos ... 505
4.10.9.3. Ajustes de la distribución GEV ... 506
4.10.10. Inferencia Estadística, Estimador y Estimación ... 506
4.10.10.1. Función de distribución muestral ... 507
4.10.10.2. Propiedades de los estimadores ... 507
4.10.10.3. Función de verosimilitud de la muestra ... 507
4.10.10.4. Distribución muestral de la mínima varianza ... 507
4.10.10.5. Error estándar de la función muestral ... 508
4.10.10.6. Error estándar de una función medida ... 508
4.10.10.7. Estimadores óptimos ... 508
4.10.11. Métodos de ajuste de modelos de probabilidad ... 509
4.10.11.1. Método de la máxima verosimilitud ... 509
4.10.12. Métodos de estimación de intervalos de confianza ... 509
4.10.13. Test de significancia ... 509
4.10.13.1. Test de hipótesis ... 510
4.10.13.2. Test de Anderson-Darling ... 510
4.10.13.3. Test gráfico ... 510
4.10.13.4. Papeles probabilísticos ... 510
4.10.13.4.1. Papel probabilístico normal ... 511
4.10.13.4.2. Papel probabilístico log-normal ... 511
4.11. ELEMENTO Y ESPACIO MUESTRAL ... 511
4.11.1. Elementos mutuamente excluyentes y colección completa ... 512

4.11.2. Representación gráfica del espacio muestral 512
4.11.3. Sucesos y Espacio de Sucesos 512
4.11.3.1. Sucesos nulo y complementario 512
4.11.3.2. Combinación de sucesos: unión e intersección 512
4.11.3.3. Sucesos mutuamente excluyentes y suceso vacío 512
4.11.3.4. Colección completa de sucesos 513
4.11.3.5. Reglas para la combinación de sucesos 513
4.11.3.5.1. Propiedades conmutativa, asociativa y distributiva 513
4.11.3.6. Elaboración del espacio de sucesos 514
4.11.4. Probabilidad de Sucesos 514
4.11.4.1. Axiomas de probabilidad 514
4.11.4.2. Probabilidad de la unión de sucesos complementarios 514
4.11.4.3. Probabilidad de la unión e intersección de sucesos mutuamente excluyentes 515
4.11.4.4. Probabilidad de la unión de n sucesos no mutuamente excluyente 515
4.11.4.5. Otras propiedades de la probabilidad de sucesos 516
4.11.4.5.1. Probabilidad de suceso vacío 516
4.11.4.5.2. Probabilidad de suceso contenido en otro suceso 516
4.11.4.5.3. Desigualdad de Boole 516
4.11.4.6. Probabilidad condicionada de sucesos 516
4.11.4.7. Sucesos estadísticamente independientes 517
4.11.4.8. Intersección de n sucesos estadísticamente independientes 517
4.11.4.9. Importancia de trabajar con sucesos mutuamente excluyentes 518
4.12. TEOREMA DE LA PROBABILIDAD TOTAL 519
4.12.1. Espacio muestral de modos de fallo y factores de proyecto 519
4.12.1.1. Probabilidad de ocurrencia del deslizamiento 520
4.12.1.2. Teorema de Bayes 520
4.13. PROBABILIDAD DE FALLO: NIVELES II Y III 520
4.13.1. Ecuación de verificación con dos términos 521
4.13.1.1. Evaluación analítica de la integral 521
4.13.1.2. Evaluación mediante simulación numérica 522
4.13.1.3. Función de densidad del margen de seguridad 523
4.13.1.4. Evaluación mediante la optimización de la distancia al origen 523
4.13.1.5. Relación entre el punto crítico y el índice de fiabilidad 525
4.13.1.5.1. Índices de sensibilidad 526
4.13.2. Desarrollo del Método de Monte Carlo 526
4.13.2.1. Número de muestras requeridas 527
4.13.2.2. Tamaño de la muestra y convergencia 528
4.13.2.3. Mejora de la precisión 528
4.13.2.4. Generación mediante la transformación integral de probablidad 528
4.13.2.4.1. Justificación del método 528
4.13.2.4.2. Ajuste de la función de distribución, $F_X(x)$ 529
4.13.2.5. Generación de números aleatorios en otros supuestos 529
4.13.2.5.1. Generación con variables discretas 529
4.13.2.5.2. Generación con variables mutuamente dependientes 530
4.13.2.6. Otros métodos de generación con variables continuas 530
4.13.2.6.1. Método de Box-Muller 530
4.13.2.6.2. Método de descomposición 530
4.13.2.6.3. Método de rechazo 531

4.13.2.7. Algunas aplicaciones de la simulación numérica 531
4.13.2.7.1. Simulación de las funciones de distribución de los términos de la ecuación 531
4.13.2.7.2. Muestreo estadístico 531
4.13.2.7.3. Error estándar en los estimadores de los cuantiles de una distribución extremal 531
4.13.2.7.4. Diseño de alternativas y diseño óptimo 532

4.1 PROCESOS Y ESCALAS

La variabilidad espacial y temporal de los agentes y sus acciones y, en general, su aleatoriedad determinan las escalas espaciales y temporales de los estudios y verificaciones y su incertidumbre. Por ello, en el capítulo 3 de la ROM 1.0 los factores de proyecto se cuantifican en tres rangos de escalas temporales: corta, intermedia y larga. En la escala temporal corta se consideran las manifestaciones instantánea, básica y de estado de los agentes y acciones. La escala intermedia incluye las manifestaciones en los ciclos de solicitación y de operatividad. Finalmente, en la escala temporal larga se considera la variabilidad anual, plurianual y en la vida útil de la obra.

4.1.1 Variables instantáneas y básicas

Seleccionado un punto del emplazamiento, la descripción temporal de los factores de proyecto se puede hacer bien por la evolución continua de sus valores o por la cíclica cuando muestre este comportamiento. En el primer caso se denomina variable (factores de proyecto) instantánea, en el segundo variable básica.

4.1.1.1 Variables instantáneas

Describen los movimientos instantáneos del fluido, del barco, de las partículas, etc, y pueden ser cinemáticas: velocidad y aceleración de la partícula de fluido, dinámicas: presiones y tensiones tangenciales en la superficie de la partícula y fuerzas por unidad de volumen.

La palabra instantánea debe entenderse en su sentido matemático como la secuencia continua en un punto de los valores que puede tomar un factor de proyecto y que define una curva (superficie, volumen, etc.) continua en el tiempo. En el ámbito de la medida física por las limitaciones instrumentales y de manejo de la información no se pueden medir valores instantáneos, por lo que una variable "instantánea" se caracteriza mediante medidas discretas en un intervalo de tiempo, que puede ser muy pequeño pero es, en definitiva, un intervalo de tiempo Δt.

Cuando las condiciones de contorno del medio fluido determinan la existencia de una superficie libre, el desplazamiento vertical instantáneo con respecto a un nivel de referencia fijo y horizontal suele tomarse como variable instantánea y, por tanto, como la manifestación principal de la dinámica del fluido.

4.1.1.2 Variables básicas

En general, los agentes climáticos marinos y atmosféricos tienen un marcado carácter oscilatorio y cíclico. El tiempo que transcurre desde que se inicia la oscilación de la variable instantánea hasta que termina, retornando, aproximadamente, a la situación inicial, define su tasa de variabilidad temporal y se denomina periodo del ciclo. Se denominan variables básicas a aquellas que caracterizan el agente o la acción en un ciclo, en concreto, el periodo (y la longitud) y la amplitud.

La marea astronómica se puede cuantificar mediante las amplitudes de la pleamar y de la bajamar medidas con respecto a un nivel de referencia que, tradicionalmente, ha sido la bajamar media viva equinoccial. El periodo mareal es la duración del ciclo de marea, y la carrera de marea o amplitud (1) de marea, la distancia vertical entre una pleamar y su bajamar consecutiva.

Comentario. En el caso del oleaje, es habitual tomar el nivel medio del mar como el nivel de referencia; el tiempo que transcurre entre dos pasos ascendentes por este nivel de referencia es la duración del ciclo o perio-

(1) En realidad no es una amplitud sino una altura de onda de marea y adolece, al igual que en el caso del oleaje, de la falta de ubicación con respecto a un nivel general de referencia.

do de paso por cero ascendente, y son variables básicas la amplitud de cresta, o el valor máximo del desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto al nivel medio, la amplitud de seno, o descenso máximo del desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto al nivel medio, y la altura de ola, definida por la distancia vertical máxima en el ciclo. La altura de ola por sí sola no es suficiente ya que no lleva un nivel de referencia asociado, y es necesario o asumir la simetría de eje horizontal de cresta y seno, o adoptar una foma teórica de onda para distribuir esa altura con respecto al nivel de referencia.

4.1.2 Estado

Las variables que definen un proceso aleatorio evolucionan a lo largo del tiempo, por lo que en realidad son procesos no estacionarios. Para poder aplicar la teoría de los procesos estacionarios se adopta, como solución de compromiso, trocear las manifestaciones del proceso (por ejemplo el desplazamiento vertical de la superficie libre del mar en la banda del oleaje, o la velocidad del viento medida a diez metros de altura) $\zeta(\vec{x},t)$ en intervalos de tiempo entre 30 minutos y una hora en los que se pueda admitir que la energía del sistema es conservativa. En este supuesto, es conveniente descomponer la señal en la suma de su valor medio en el estado y la desviación sobre dicho valor, es decir

$$\zeta_{estado}(\vec{x},t) = \overline{\zeta_{estado}(\vec{x},t)} + \eta_{desviación}(\vec{x},t) \tag{4.1}$$

$$\overline{\zeta_{estado}(\vec{x})} = \frac{1}{\Delta t_d}\int_{t_{d_i}}^{t_{d_{i+1}}} \zeta_{estado}(\vec{x},t)\,dt \tag{4.2}$$

donde, $\Delta t_d = t_{di+1} - t_{di}$ es la duración del estado (aproximadamente una hora).

El estado es una manifestación del agente durante un intervalo de tiempo acotado, descrita por sus variables instantáneas y básicas rápidas o lentas. En él, se puede admitir que, (1) el agente es un proceso aleatorio estacionario y ergódico, (2) las variables básicas que cuantifican la manifestación del proceso son variables aleatorias, (3) una muestra temporal de ellas, representa el proceso en el punto y en el intervalo de tiempo, (4) su variabilidad temporal se describe por modelos de probabilidad cuyos parámetros estadísticos son los descriptores de estado, (5) el valor de éstos, por la hipótesis de estacionariedad estadística, se puede admitir que son constantes en el estado y (6) las manifestaciones de otros agentes con diferente escalas están acotadas y no influyen significativamente en la aleatoriedad del agente.

De forma análoga, se puede definir en el dominio espacial un proceso aleatorio homogéneo, tal que una muestra espacial de las variables aleatorias tomadas en un instante de tiempo, representa el proceso en el dominio y en ese instante.

4.2 TEORÍA LINEAL DE LAS ONDAS DE GRAVEDAD

Desde el punto de vista de su descripción matemática se denomina tren de ondas monocromático a toda oscilación de la superficie libre del mar de periodo T y altura H. Con carácter general, la energía media en un ciclo por unidad de superficie asociada a un tren de ondas es proporcional a H^2, y el flujo de energía media por una sección perpendicular a la dirección de propagación es proporcional a H^2C_g, donde C_g es la velocidad de propagación de la energía. Las ondas tienen diferentes orígenes y una vez iniciado el movimiento, dependiendo, principalmente de su periodo, tienen diferentes mecanismos restauradores y que se oponen a que aquel continúe. En la Tabla 4.4.1 siguiente se presentan las principales oscilaciones del mar su causa generadora principal y los principales mecanismos restauradores.

De su observación se desprende que la banda del oleaje es la de mayor contenido energético. Además, están todas aquellas oscilaciones que contribuyen de manera determinante en la profundidad local de agua que oscilan con un periodo mucho mayor que el del oleaje y que se pueden suponer constantes en un estado de mar. Entre éstas se encuentran las mareas meteorológica y astronómica.

Este capítulo es una introducción a los fundamentos matemáticos y físicos del movimiento oscilatorio de la superficie libre del mar. Se describen sus principales propiedades cinemáticas y dinámicas y se analiza su rango de validez matemática y de aplicación física.

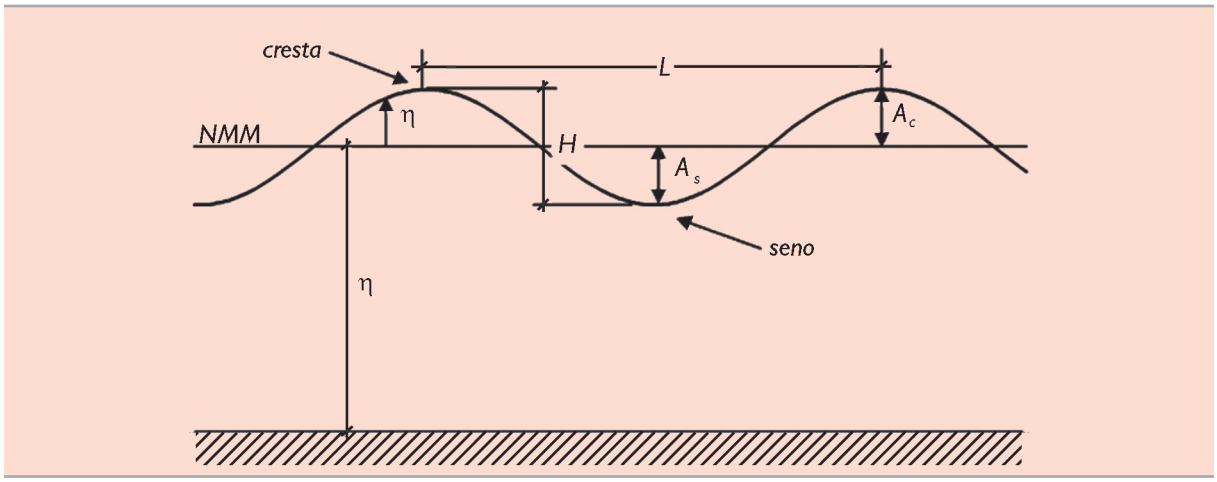
Tabla 4.4.1. ***Oscilaciones del mar y causas generadoras y procesos restauradores***

Nombre	Período, T	Longitud, L	Altura, H	Fuerza generadora	Fuerza restauradora
Capilares	0 – 0.1 s	2 – 7 cm	1 – 2 mm	Viento	Tensión superficial
Utragravedad	0.1 s – 1 s	Centímetros	Milímetros	Viento	Tensión superficial y gravedad
Gravedad	1 s – 30 s	Metros a cientos de metros	Centímetros – 15 m	Viento	Gravedad
Infragravedad	30 s – 5 mín	100 – 200 m	Pequeña	Viento	Gravedad, Coriolis
Largo periodo	5 mín – 24 h	–	1 – 5 m	Seismo, derrumbes, atracción de cuerpos celestes	Gravedad, Coriolis
Transmarea	más de 24 h	–	–	Atracción de cuerpos celestes	Gravedad, Coriolis

4.2.1 Descripción de trenes de ondas

A diferencia del oleaje un tren de ondas monocromático es una oscilación que se repite idénticamente a si misma en el tiempo y en el espacio. Las características fundamentales de una onda son la longitud de onda, L, la altura, H, y la profundidad, h, sobre la que se propaga, figura 4.4.1.

Figura 4.4.1. ***Magnitudes de una onda***



En el perfil de una onda pueden distinguirse las siguientes magnitudes:

η = desplazamiento vertical de la superficie libre
A_c = amplitud de cresta, máximo desplazamiento vertical positivo con respecto al nivel medio del mar ($N.M.M.$)
A_c = amplitud de seno, máximo desplazamiento vertical negativo con respecto al $N.M.M.$
H = altura de ola, máximo desplazamiento vertical entre dos pasos ascendentes de la onda por el $N.M.M.$ Si la onda es simétrica $A_c = A_s$ y $H = A_c + A_s = 2A$

L = longitud de onda, distancia horizontal que existe entre dos crestas o dos senos contiguos.
T = periodo, tiempo que transcurre entre el paso de dos crestas o dos senos contiguos por un punto fijo.

A partir de estas magnitudes, se definen las siguientes:

k = número de onda, $k = 2\pi/L$.
σ = frecuencia angular, $\sigma = 2\pi/T$.

Cuando se observa desde un punto fijo el paso del tren, el periodo T es el tiempo que transcurre para observar la misma posición en la superficie libre del tren, (por ejemplo la cresta). Tomada una fotografía de la superficie del agua, la longitud de onda L es la distancia mínima en horizontal entre dos puntos consecutivos en la misma posición de la superficie libre.

Cuando el perfil se propaga por un fondo horizontal y recorre una distancia $L(m)$, longitud de onda en un tiempo $T(s)$, periodo, conservando la forma se dice que la onda o la ola es progresiva y que viaja con la celeridad $c = L/T\ (m/s)$. Cuando el perfil oscila en el tiempo, alrededor de unos puntos fijos llamados nodos, sin propagarse, se dice que el movimiento es estacionario.

Cuando las alturas de los trenes no son iguales, o los periodos ligeramente diferentes el movimiento es parcialmente estacionario, el cual presenta algunas de las propiedades de los movimientos progresivo y estacionario; en concreto, los antinodos y los nodos no están bien definidos y su posición en el espacio no tiene por qué estar determinada.

Comentario. El oleaje en mar abierto, alejado de cualquier contorno tiene las características de un tren progresivo. Frente a un dique de abrigo vertical impermeable e irrebasable de longitud varias veces superior a la longitud de onda, el tipo del movimiento oscilatorio es el de un tren estacionario. Si el dique es en talud, permeable e irrebasable, el movimiento oscilatorio en el frente de él, es parcialmente estacionario. La marea astronómica prorpagándose por un estuario de anchura y longitud menores que, p.ej. un cuarto de su longitud de onda y con los contornos en talud de pendiente suave, p.ej. $1/20$ *tiene movimiento estacionario.*

4.2.1.1 Simetría y nivel del mar de referencia

η es el desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto a un nivel de referencia y la altura de ola H es la distancia vertical entre la amplitud de la cresta A_c y la amplitud del seno A_t,

$$H = A_t + A_c \tag{4.3}$$

Debido a su periodicidad espacial y temporal, el tren monocromático es simétrico con respecto a un eje vertical. No obstante, el movimiento no tiene simetría alrededor del nivel de referencia, ya que, en general, $A_s \neq A_c$. Solo la teoría lineal de ondas (Stokes I) representa una onda con simetría horizontal y vertical. En este caso, $A_c = A_t = A$ y $H = 2A$, siendo A la amplitud de la onda.

Las magnitudes verticales se definen con respecto a un nivel de referencia que puede ser fijo o móvil. El nivel del mar en reposo NMR es el que se mide en ausencia de moviemiento. El movimiento oscilatorio (progresivo o estacionario) y la corriente desplazan el nivel del mar que se denomina NMM (nivel medio del mar en movimiento) que es distinto que el NMR. El NMM varía, significativamente, cuando la onda es no lineal y en la zona de rompientes. Cuando el tren de ondas se presenta en forma de grupo de ondas, el NMM, es una onda larga cuyo periodo es el periodo del grupo.

En estas Recomendaciones, el desplazamiento vertical con respecto al NMR se representa por ζ; Las magnitudes verticales η, A_s, A_c y A se definen con respecto a un nivel de referencia móvil que, en general, es el nivel del mar en reposo $N.M.M.$, entonces

$$\eta(x,y,t) = \zeta(x,y,t) + \Delta h_0(x,y,t) \tag{4.4}$$

donde Δh_0 es la diferencia entre los dos niveles y que es una magnitud local, es decir que varía en el tiempo y en el espacio, en general de forma lenta. La altura de ola H es una distancia vertical sin estar referida a ningún nivel de referencia, lo que objetivamente es una dificultad para su aplicación.

4.2.1.2 Número de onda, frecuencia angular y celeridad

Se define el número de onda k, por:

$$k = \frac{2\pi}{L}(1/m) \tag{4.5}$$

y la frecuencia angular σ, como:

$$\sigma = \frac{2\pi}{T}(1/s) \tag{4.6}$$

Algunas veces, en particular en la descripción frecuencial del oleaje se utiliza la frecuencia f, que se define como la inversa del periodo,

$$f = \frac{1}{T}\ ciclos\ \ por\ \ segundo = h_z\,(hertz) \tag{4.7}$$

$$\sigma = 2\pi f \tag{4.8}$$

4.2.1.2.1 Onda progresiva

Definido un sistema de coordenadas cartesianas (x, y, z), x medido en la dirección de propagación de la onda, z medida hacia arriba desde el $N.M.R.$ e y ortogonal a x y z, la velocidad de propagación de la onda es,

$$C = \frac{L}{T}(m/s) \tag{4.9}$$

$$C = \frac{\sigma}{k} \tag{4.10}$$

El primer objetivo de una teoría de ondas es determinar C, cuando se conocen, H, L o T y h. Si las ondas se propagan con un ángulo α, con respecto al eje x, se obtienen las siguientes magnitudes,

$$L_x = \frac{L}{\cos\alpha} \qquad L_y = \frac{L}{\sin\alpha} \tag{4.11}$$

y se definen las siguientes cantidades,

$$k_x = \frac{2\pi}{L_x} \tag{4.12}$$

$$k_y = \frac{2\pi}{L_y} \tag{4.13}$$

y se obtienen las siguientes relaciones entre k, k_x and k_y,

$$k_x = k\cos\alpha \tag{4.14}$$

$$k_y = k\sin\alpha \tag{4.15}$$

Además, se define el vector número de onda $\vec{k}$, apuntando en al dirección de propagación de la onda cuyos componentes son $[k_x, k_y]$,

$$\vec{k} = k_x \vec{i} + k_y \vec{j} \tag{4.16}$$

cuyo módulo y el argumento del vector son:

$$|\vec{k}| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2} \tag{4.17}$$

$$\alpha = \tan^{-1}\left(\frac{k_y}{k_x}\right) \tag{4.18}$$

La descripción matemática de un tren progresivo viajando a lo largo del eje x es,

$$\eta(x,t) = \eta\left(0, t - \frac{x}{C}\right) = A\cos\sigma\left(t - \frac{x}{C}\right) \tag{4.19}$$

$$\eta(x,t) = A\cos(\sigma t - kx) = A\cos[-(kx - \sigma t)] \tag{4.20}$$

El argumento de la función trigonométrica $kx - \sigma t$, es la fase del movimiento oscilatorio. Debido al caracter circular de las funciones trigonométricas, $\eta(x, t)$ se repite idénticamente a si misma en el tiempo y en el espacio formando un tren de ondas monocromático.

4.2.1.2.2 ONDA ESTACIONARIA

La descripción matemática de un tren estacionario (eje x) es

$$\eta(x,t) = 2A\cos kx \cos\sigma t \tag{4.21}$$

El tren no se propaga y oscila alrededor de puntos fijos o puntos nodales que se encuentran en $kx = (2n - 1)\pi/2$, $n = 1,2, \ldots$; por el contrario cuando $kx = n\pi$, $n = 0,1,2, \ldots$; el movimiento de la superficie libre es estrictamente vertical alcanzando desplazamientos máximos, positivos y negativos, denominándose antinodos.

La expresión matemática anterior se puede obtener superponiendo dos ondas iguales viajando en sentidos opuestos,

$$\eta(x,t) = \mathrm{Re}\left[Ae^{i(kx-\sigma t)} + Ae^{-i(kx-\sigma t)}\right] \tag{4.22}$$

4.2.1.2.3 ONDA PARCIALMENTE ESTACIONARIA

Cuando se superponen dos ondas de amplitudes diferentes, la misma fase viajando en sentidos opuestos,

$$\eta(x,t) = Ae^{i(kx-\sigma t)} + Be^{-i(kx-\sigma t)} \tag{4.23}$$

se obtiene un movimeinto con dos componentes, una estrictamente estacionaria y otra progresiva cuya amplitud depende de la diferencia de amplitudes,

$$\eta(x,t) = 2B\cos kx \cos\sigma t + (A - B)\cos(kx - \sigma t) \tag{4.24}$$

Por ello el movimiento no tiene nodos en sentido estricto, pues en ellos la onda oscila con amplitud que depende de $A - B$.

4.2.1.2.4 Grupo de ondas

La superposición de dos trenes de periodos y números de onda cercanos k_1, σ_1 y k_2 tal que

$$k_1 = k - \frac{\Delta k}{2} \tag{4.25}$$

$$\sigma_1 = \sigma - \frac{\Delta \sigma}{2} \tag{4.26}$$

$$k_2 = k + \frac{\Delta k}{2} \tag{4.27}$$

$$\sigma_2 = \sigma + \frac{\Delta \sigma}{2} \tag{4.28}$$

donde Δk and $\Delta\sigma$ son cantidades pequeñas que cuantifican la desviación de k y σ de los trenes, se obtiene,

$$\eta = \eta_1 + \eta_2 = Ae^{i(k_1 x - \sigma_1 t)} + Ae^{i(k_2 x - \sigma_2 t)} \tag{4.29}$$

$$\eta(x,t) = 2A\cos(kx - \sigma t)\cos\left[\frac{1}{2}\Delta k\left(x - \frac{\Delta\sigma}{\Delta k}t\right)\right] \tag{4.30}$$

El perfil resultante son ondas que se propagan con celeridad $C = \sigma/k$ y su amplitud está modulada,

$$2A\cos\left[\frac{1}{2}\Delta k\left(x - \frac{\Delta\sigma}{\Delta k}t\right)\right] \tag{4.31}$$

y su envolvente se propaga con velocidad a $\Delta\sigma/\Delta k$.

4.2.1.2.5 Ondas de crestas cortas y crestas largas

Las ondas que que viajan formando un ángulo con el eje x,

$$\eta(x,y,t) = A\exp\left[i\left(k_x x + k_y y - \sigma t\right)\right] \tag{4.32}$$

cuya fase es,

$$S = k_x x + k_y y - \sigma t \tag{4.33}$$

Definida el vector posición $\vec{r}(x, y)$ de un punto $P(x, y)$, la fase se puede escribir,

$$S = \vec{k}.\vec{r} - \sigma t \tag{4.34}$$

donde,

$$\vec{k} = \nabla S \qquad \nabla = \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \tag{4.35}$$

y

$$k.\nabla r - \sigma t = S \tag{4.36}$$

$$\sigma = -\frac{\partial S}{\partial t} \tag{4.37}$$

expresiones que pueden usarse para definir $\vec{k}$, y σ, respectivamente.

Superponiendo dos trenes de ondas con la misma amplitud A, el mismo periodo pero viajando con sentidos y $+\alpha$ y $-\alpha$, se obtiene

$$\eta_1(x,y,t) = A\exp\left[i\left(k_{1x}x + k_{1y} - \sigma t\right)\right] \tag{4.38}$$

$$\eta_2(x,y,t) = A\exp\left[i\left(k_{2x}x + k_{2y} - \sigma t\right)\right] \tag{4.39}$$

$$\eta(x,y,t) = \eta_1 + \eta_2 = 2A\cos\left[yk\sin\alpha\right]\cos\left[xk\cos\alpha - \sigma t\right] \tag{4.40}$$

que representa un tren de ondas viajando en la dirección x, $2Acos[yksin\alpha]$, que varía en el eje y. Este patrón se corresponde con trenes ondas cortas, en contraposición de los trenes de ondas largas en los que la cresta es constante a lo largo eje y.

4.2.1.3 Comportamiento de la onda según los monomios adimensionales

Dado que el movimiento oscilatorio satisface la ecuación de dispersión y ésta contiene cinco variables, éstos se pueden combinar en monomios adimensionales que permiten interpretar el movimiento oscilatorio en función de sus valores,

$$\frac{A}{h}, \frac{h}{L} \text{ ó } \frac{h}{gT^2}, \frac{A}{L} \text{ ó } \frac{H}{gT^2}, \frac{C}{\sqrt{gh}}$$

4.2.1.3.1 Profundidad relativa, h/L

Los parámetros del tren de ondas, celeridad C, longitud de onda L, y altura H, se modifican con la profundidad de propagación h, pero el periodo T, se conserva. La profundidad de la columna de agua afectada por el movimiento oscilatorio depende de la relación $\mu = h/L$ denominada profundidad relativa. El movimiento oscilatorio con longitud de onda L no se percibe a profundidades tal que, $[h/L > 1/2]$ en ese caso, se dice que la onda se encuentra en profundidades indefinidas. Por otro lado, el movimiento de las partículas de agua asociado al tren de ondas se puede considerar uniformemente distribuido en la columna de agua cuando la profundidad relativa es $[h/L < 1/20]$; esta situación se conoce con el nombre de profundidades reducidas y la onda se denomina onda larga. Cuando al onda se encuentra en profundidades relativas en el rango $[1/20 < h/L < 1/2]$ se denomina profundidades intermedias.

Comentario. En el litoral y en la plataforma continental interior las mareas astronómica, meteorológica y los maremotos son ondas largas, de ahí su denominación y, por tanto, su movimiento afecta a toda la columna de agua. Por el contrario, el oleaje, debido al rango de periodos en el que oscila, puede manifestarse en los tres rangos de profundidades relativas.

4.2.1.3.2 Perfil superficial: altura y periodo

La representación matemática mas simple del perfil superficial es una función trigonométrica, seno o coseno. Este perfil tiene la amplitud de cresta A_c, igual a la amplitud de seno A_s, y la altura de onda $H = 2A_c = 2A_s = 2A$; además el tiempo de permanencia por encima del nivel medio T_c, es igual al tiempo de permanencia T_s, por debajo de ese nivel medio. Se dice que el periodo de cresta es igual al periodo de seno e igual al semiperiodo de la onda $T/2$. El perfil de onda tiene simetría vertical y horizontal y es la solución lineal al problema de una onda propagándose por un fondo horizontal.

En aguas profundas o profundidades indefinidas $h/L > 1/2$, la senoide es una representación bastante aproximada del oleaje. Sin embargo, a medida que la onda se propaga por profundidades intermedias y reducidas, $h/L < 1/2$

se apuntan las crestas, acortando el tiempo de permanencia por encima del nivel medio y se aplanan los senos, aumentando la duración de la superficie libre por debajo del nivel medio, es decir $A_c > A_s$ y $T_c \neq T_s$ no obstante, se cumple que, $H = A_c + A_s$ y $T = T_c + T_s$. Se dice que la ola se peralta por efecto de la profundidad, perdiendo gradual o bruscamente la simetría horizontal. La onda también se puede peraltar por su interferencia con otras ondas y con una corriente.

4.2.1.3.3 Peralte relativo, H/L

El monomio que evalúa la asimetría horizontal del perfil es el peralte de la onda definido por H/L. Al aumentar el peralte también aumenta la velocidad y la aceleración de las partículas de agua bajo la cresta. Las caracterísiticas cinemáticas y dinámicas debidas al movimiento oscilatorio dependen del peralte relativo de la onda, H/L. El monomio peralte relativo también se suele escribir $\varepsilon = Ak = A(2\pi/L) = \pi(H/L)$. Para su uso posterior se define el número, $\varepsilon_H = H/L$.

Cuando, el peralte es muy pequeño, se dice que la onda es lineal, porque las magnitudes cinemáticas y dinámicas (velocidad, aceleración y presión) asociadas al movimiento oscilatorio tienen una dependencia lineal con el peralte, se dice que son magnitudes de $O(Ak)$.

Por el contario, cuando el peralte de la onda crece y se acerca a su límite máximo, aquellas magnitudes son función no lineal del peralte. Se dice que la onda es no lineal; las magnitudes cinemáticas y dinámicas (velocidad, aceleración y presión) asociadas al movimiento oscilatorio tienen una dependencia no lineal con el peralte, y se dice que son magnitudes de orden superior, $O((Ak)^n)$, $n \geq 1$.

El peralte máximo de una onda de gravedada es $(H/L)_{lím} = 1/7$; este valor sólo se puede alcanzar en profundidades indefinidas.

4.2.1.3.4 Amplitud relativa de onda, A/h

La relación entre la amplitud (ó altura) de la onda y la profundidad a la que se encuentra, se conoce con el nombre de amplitud relativa de la onda, $\gamma = A/h$ y es una medida de la magnitud del movimiento vertical máximo con respecto a la profundidad de agua. Para su uso posterior se define la altura relativa de ola, $\gamma_H = H/h$. El valor del monomio indica cuan próxima está la onda de su amplitud relativa límite, $\gamma_{lím} = (H/h)_{lím}$. Este valor cuando se expresa por medio de la altura de ola se denomina índice de rotura y su valor depende de cómo y por qué llega a ese límite.

4.2.1.3.5 Parámetro de Ursell, U_r

El parámetro de Ursell U_r, es una combinación de la profundidad y del peralte relativos de la onda,

$$U_r = \frac{(H/L)}{(h/L)^3} = \frac{HL^2}{h^3} = \frac{\varepsilon_H}{\mu^3} \tag{4.41}$$

y permite clasificar las diferentes soluciones del problema de las ondas de gravedad. Este monomio también se puede ver como el cociente de la amplitud relativa y el cuadrado de la profundidad relativa,

$$U_r = \frac{H}{h}\left(\frac{L}{h}\right)^2 = \frac{\gamma_H}{\mu^2} \tag{4.42}$$

o como una relación de los tres monomios adimensionales,

$$U_r = \left(\frac{H}{h}\right)^2 \frac{h}{H}\left(\frac{L}{h}\right)^4 = \frac{\varepsilon_H^2}{\gamma_H \mu^4} \tag{4.43}$$

4.2.2 Ecuaciones del movimiento oscilatorio y sus soluciones

Con carácter general la propagación de un tren de ondas por un fondo impermeable se describe por las ecuaciones de Navier-Stokes. Si además se admite que el fluido es no viscoso, el sistema se reduce a las ecuaciones de Euler, y si el movimiento (flujo) es irrotacional el sistema de ecuaciones está formado por la ecuación de conservación de la masa (ecuación de gobierno), la ecuación no estacionaria de Bernoulli y las condiciones de contorno, en la superficie, en el fondo y en los laterales del dominio de integración, figura 4.4.2. La única variable del sistema es la función potencial que está relacionada con las variables cinemáticas, (u, v, w) y dinámica (presión p) del fluido.

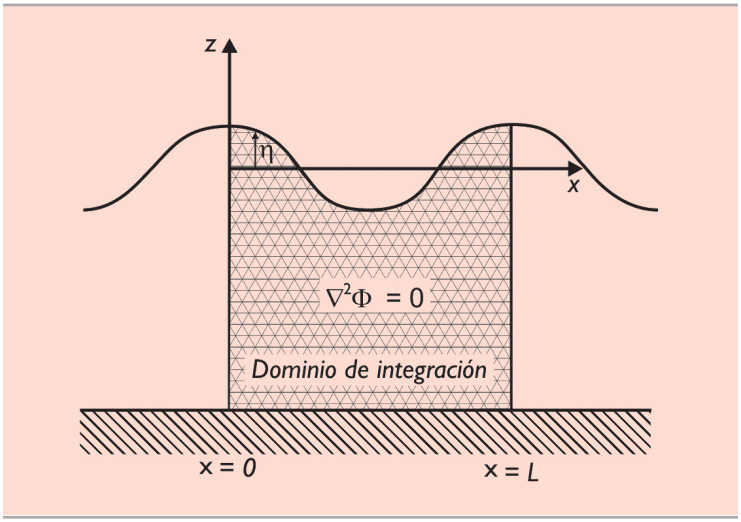
Al ser el fluido no viscoso no hay tensiones tangenciales y el fluido desliza por los contornos y sólo transmite fuerzas por unidad de superficie normales a ella, (presión). Ésta tiene dos componentes, una hidrostática y otra asociada al movimiento oscilatorio del fluido, denominada presión dinámica,

$$p(x,y,z,t) = -\rho_w g z + \rho_d (x,y,z,t)$$

donde los ejes de referencia están colocados en la superficie del mar en reposo y el vertical z es positivo alejándose del fondo.

La integración de las ecuaciones anteriores con diversos órdenes de aproximación, en sentido estrictamente matemático, proporciona diferentes soluciones que se pueden ordenar en aproximaciones en el régimen de Stokes y aproximaciones en el régimen de Boussinesq. En los casos de topografía simple, es posible obtener soluciones analíticas que pueden ser de utilidad en la calibración de las soluciones numéricas o para realizar trabajos en las fases iniciales del proyecto, estudios previos, primeros tanteos, etc.

Figura 4.4.2. ***Dominio de integración de las ecuaciones de gobierno***



Comentario. Las soluciones obtenidas a partir de la aproximación de fluido no viscoso no es válida en las proximidades de los contornos. Allí se desarrolla una capa límite y si el contorno está en reposo la partícula de agua en contacto con él tiene también velocidad nula. El movimiento oscilatorio se caracteriza por invertir la velocidad y pasar en dos instantes por la velocidad nula, siendo difícil que se desarrolle completamente la capa límite. Su espesor δ_w, en general, es muy pequeño, del orden de milímetros ($\delta_w \sim \sqrt{\nu/\sigma}$, $\nu \approx 10^{-6}\ m^2/s$ es la viscosidad cinemática del agua y σ es la frecuencia angular del tren de ondas). Por ello, la solución obtenida con la hipótesis de fluido no viscoso es válida prácticamente en toda la profundidad.

Por otra parte, las ecuaciones anteriores consideran que el fluido en el que se propaga el tren de ondas es agua sin burbujas de aire, por lo que no debe utilizarse para calcular la presión en la pared de un dique vertical producida por el encuentro con una ola rompiendo y atrapando aire.

4.2.2.1 Ecuaciones integradas en el eje vertical

Las ecuaciones de Euler se pueden integrar en vertical y aplicando la regla de Leibnitz y las condiciones de contorno se obtiene un sistema de tres ecuaciones diferenciales, una de la conservación de masa y dos de la conservación de cantidad de movimiento horizontal que permite abordar problemas de movimientos en lámina libre no estacionario y no uniforme, es decir, movimiento variable. Las nuevas variables del sistema son la superficie libre η y el caudal o flujo de volumen $\vec{q}(q_x(x,y,t), q_y(x,y,t))$. Estas ecuaciones forman un sistema hiperbólico en η y q que se conoce con el nombre de ecuación de pendiente suave no estacionaria y son similares a las que se obtienen mediante la aproximación hiperbólica de la ecuación elíptica de pendiente suave.

Pero, para poder resolver el problema es necesario relacionar la variable dinámica con las dos anteriores, $p_d = f(\eta,\vec{q})$. Si, además se desea trabajar con ondas de amplitud finita, (el peralte de la ola H/L no despreciable) se necesita especificar la variación en vertical (perfil) de las velocidades horizontales, es decir devolver la estructura vertical "perdida" en la integración. A la luz de este planteamiento y dependiendo de la relación funcional entre la presión dinámica y las variables dependientes del sistema se pueden obtener las siguientes soluciones.

4.2.2.2 Ecuación de ondas fondo horizontal (2)

La ley de presiones dinámicas sobre el $N.M.M.$ es hidrostática y varía con la profundidad, bajo el $N.M.M.$, de acuerdo con la función coseno hiperbólico, denominada función de profundidad, $f(z)$,

$$p_d = \rho_w g \eta f(z) \tag{4.44}$$

$$f(z) = \frac{\cosh k(h+z)}{\cosh kh} \tag{4.45}$$

$$\sigma^2 = gk \tanh kh \tag{4.46}$$

En la hipótesis de movimiento de pequeña amplitud (H/L despreciable) la ecuación de gobierno del movimiento oscilatorio para fondo horizontal es

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = C^2 \left[\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right] \tag{4.47}$$

Si el tren de ondas es sinusoidal,

$$\eta(x,y,t) = a \exp(-i\sigma t) \tag{4.48}$$

se obtienen la ecuación de Helmholtz que es de gran ayuda en problemas de oscilación en dársenas y cuerpos semicerrados,

$$\frac{\partial^2 a}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 a}{\partial y^2} + k^2 a = 0 \tag{4.49}$$

donde $\alpha = H/2$ es la amplitud del movimiento oscilatorio.

(2) Esta ecuación no garantiza la conservación del flujo de energía por lo que no es conveniente aplicarla en el estudio de los procesos de asesoramiento y refracción.

4.2.2.3 Ecuación para pendientes suaves

Cuando el fondo es variable, siempre que los cambios de profundidad relativos a la longitud de onda sean graduales y los efectos no lineales despreciables, se puede utilizar la Ecuación de Pendiente Suave (MSPE). Se considera que la pendiente es suave cuando la reflexión producida por el cambio de profundidad es despreciable. La Ecuación de Pendiente Suave es válida siempre que

$$S_r = \frac{\nabla_h h}{kh} \ll 1 \tag{4.50}$$

Dicha ecuación se puede obtener mediante un promedio ponderado en la columna de agua de la ecuación de gobierno, es decir de la ecuación de Laplace,

$$\int_{-h}^{0} k_p(z)\left[\frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\Phi}{\partial y^2}+\frac{\partial^2\Phi}{\partial z^2}\right]=0 \tag{4.51}$$

tomando como función de ponderación,

$$k_p(z)=\frac{\cosh k(h+z)}{\cosh kh} \tag{4.52}$$

Sustituyendo el valor del potencial, resolviendo las integrales y considerando las condiciones de contorno en el fondo y en la superficie libre, finalmente se obtiene la siguiente ecuación de gobierno,

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[\int_{-h}^{0}\left[k_p(z)\right]^2 dz\frac{\partial\phi}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[\int_{-h}^{0}\left[k_p(z)\right]^2 dz\frac{\partial\phi}{\partial y}\right]+k^2\phi\int_{-h}^{0}\left[k_p(z)\right]^2 dz=0 \tag{4.53}$$

Las integrales se obtienen directamente,

$$\int_{-h}^{0}\left[k_p(z)\right]^2 dz=\frac{\tanh kh}{k}\left[\frac{1}{2}\left(1+\frac{2kh}{\sinh 2kh}\right)\right] \tag{4.54}$$

Teniendo en cuenta la ecuación de la dispersión, el resultado se puede escribir,

$$\int_{-h}^{0}\left[k_p(z)\right]^2 dz=\frac{cC_g}{g} \tag{4.55}$$

con lo que la ecuación de pendiente suave, queda

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[cC_g\frac{\partial\phi}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[cC_g\frac{\partial\phi}{\partial y}\right]+k^2cC_g\phi=0 \tag{4.56}$$

Definiendo el operador,

$$\nabla_h=\frac{\partial}{\partial x}\vec{i}+\frac{\partial}{\partial y}\vec{j} \tag{4.57}$$

la ecuación anterior se puede escribir,

$$\nabla_h\cdot\left[cC_g\nabla_h\phi\right]+k^2cC_g\phi=0 \tag{4.58}$$

Para resolver esta ecuación se necesita especificar las condiciones de contorno en la frontera del dominio de integración, lo que, en general, se hace numéricamente.

La ecuación de gobierno de la amplitud de la onda se puede obtener por,

$$\phi(x,y) = -\frac{ig}{\sigma} A(x,y) e^{i(k_x x + k_y y)} = -\frac{ig}{\sigma} A(x,y) e^{iS(x,y)} \tag{4.59}$$

donde se ha hecho explícita la dependencia con x e y de la amplitud A y de la fase $S(x,y) = k_x x + k_y y$. Al proceder de esta manera, puesto que se está tabajando en el campo complejo se obtienen dos expresiones igualadas a 0, una correspondiente a la parte real y otra a la parte imaginaria,

Parte real:

$$\nabla_h \cdot \left(cC_g \nabla_h A\right) - cC_g A|\nabla S| + k^2 cC_g A = 0 \tag{4.60}$$

Parte Imaginaria:

$$\nabla_h \cdot \left(cC_g A^2 \nabla_h S\right) = 0 \tag{4.61}$$

La parte real es la ecuación Eikonal, en la que el primer término evalúa la difracción. Cuando este término es despreciable, p.ej. $\nabla_h A = 0$, se recupera la relación entre el gradiente de la fase y el número de onda,

$$|\nabla_h S| = k; \qquad \frac{\partial S}{\partial x} = k_x; \qquad \frac{\partial S}{\partial y} = k_y \tag{4.62}$$

La parte imaginaria es una ecuación de conservación de la energía. En efecto, sustituyendo la celeridad c por la expresión,

$$c = \frac{\sigma}{k} = \frac{\sigma}{|\nabla_h S|} \tag{4.63}$$

y definiendo el vector de la velocidad de propagación de la energía como

$$\overrightarrow{C_g} = C_g \frac{\nabla_h S}{|\nabla_h S|} \tag{4.64}$$

la ecuación de conservación queda,

$$\nabla_h \cdot \left(\sigma \overrightarrow{C_g} E\right) = 0 \tag{4.65}$$

donde E es la energía espacial media,

$$E = \frac{1}{2} \rho g A^2 \tag{4.66}$$

4.2.2.3.1 Aproximación parabólica de la ecuación de pediente suave

La ecuación de pendiente suave es elíptica y admite aproximaciones parabólicas, de forma análoga a como se obtuvo para la ecuación de Helmholtz. Para ello se supone que el tren de ondas se propaga formando un pequeño ángulo con el eje x, con lo que la función potencial se puede escribir,

$$\phi(x,y) = \varphi(x,y) e^{ikx} \tag{4.67}$$

y la función $\varphi(x,y)$ es, para una onda propagándose por fondo horizontal,

$$\varphi(x,y) = A e^{i(k_x - k)x} e^{ik_y y} \tag{4.68}$$

Sustituyendo en la ecuación anterior y suponiendo que,

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[cC_g\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right]\ll 1 \tag{4.69}$$

se obtiene la aproximación parabólica de la ecuación

$$2ikcC_g\frac{\partial\varphi}{\partial x}+i\varphi\frac{\partial\left(kcC_g\right)}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial y}\left(cC_g\frac{\partial\varphi}{\partial y}\right)=0 \tag{4.70}$$

Para resolver esta ecuación sólo se necesita imponer las condiciones de contorno en la frontera inicial del dominio de integración.

4.2.2.4 Sistema de ecuaciones de pendiente suave

Si se tienen en cuenta los efectos del fondo (en cualquier caso cambios suaves de la profundidad), el sistema se concreta en la ecuación de conservación de la masa y la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento horizontal,

$$\frac{\partial\eta}{\partial t}+\nabla\vec{q}=0 \tag{4.71}$$

$$\frac{\partial\vec{q}}{\partial t}+\nabla\left(C^2\eta\right)-\frac{g\eta}{\cosh kh}\nabla h=0 \tag{4.72}$$

De este sistema de ecuaciones se puede eliminar $\vec{q}$ (3) para obtener una ecuación diferencial de segundo orden en η,

$$\frac{\partial^2\eta}{\partial t^2}-\nabla\left[\frac{C^2}{n}\nabla\left(n\eta\right)\right]=0 \tag{4.73}$$

Esta ecuación conserva los flujos de masa, cantidad de movimiento y energía y es una de las herramientas esenciales en el proyecto de obras marítimas, en particular cuando se le incorpora un término de disipación por fondo o por rotura de oleaje. Esta ecuación incluye la variación temporal de la superficie libre. En muchas ocasiones es suficiente considerar que el tren de ondas es periódico de frecuencia angular constante, (se conserva el periodo de la onda), entonces la superficie libre es

$$\eta\left(x,y,t\right)=\eta^*\left(x,y\right)\exp\left(-i\sigma t\right) \tag{4.74}$$

que permite escribir la ecuación en términos de la variable $\eta^*(x,y)$ que no depende del tiempo. Esta ecuación es la *MSPE* estacionaria (apartado 3.4.3.1), mientras que la ecuación completa es no estacionaria y se suele denominar *MSPE-t* (apartado 3.4.4.1).

4.2.2.5 Ecuación de las ondas no lineales en aguas someras

Si las ondas son muy largas, es decir h/L es una magnitud muy pequeña, las variaciones verticales (aceleraciones) del movimiento del fluido son despreciables y el movimiento de la onda es esencialmente horizontal; entonces se puede admitir (se concluye de la aplicación de la ecuación de cantidad de movimiento vertical) que la presión dinámica es hidrostática, (el valor de la función de profundidad es igual a la unidad, por ser onda larga)

$$p_d\left(x,y,z,t\right)=\rho_w g\eta \tag{4.75}$$

(3) El vector caudal se expresa en coordenadas cartesianas por $\vec{q}=q_x\vec{i}+q_y\vec{j}$ y el operador $\nabla=(\partial/\partial x)\vec{i}+(\partial/\partial y)\vec{j}$ evalua la variación de una magnitud vectorial en las direcciones x e y. El producto escalar $\nabla\cdot\vec{q}=(\partial/\partial x)\vec{q_x}+(\partial/\partial y)\vec{q_y}$ que es una medida del volumen neto de agua que entra y sale del volumen de control infinitesimal.

y la velocidad horizontal no varía con la profundidad, por lo que puede ser representada por la velocidad promediada en la vertical,

$$U(x,y,t)=\frac{1}{h+\eta}\int_{-h}^{\eta}u(x,y,z,t)\,dz \tag{4.76}$$

$$V(x,y,t)=\frac{1}{h+\eta}\int_{-h}^{\eta}v(x,y,z,t)\,dz \tag{4.77}$$

Sustituyendo estos resultados en las ecuaciones de Euler se obtiene un sistema cuasi-lineal hiperbólico en $d = h + \eta$ y $\vec{U}(U,V) = (U_i, U_j)$, llamado sistema de ecuaciones no lineales en agua someras. Las ondas que satisfacen estas ecuaciones son no dispersivas. Estas ecuaciones se pueden derivar formalmente a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes tras integrarlas en vertical y admitir que los movimientos verticales de la columna de agua y en particular la aceleración vertical, local y convectiva es despreciables frente a las aceleraciones horizontales, veáse sección zz).

Se aplican al estudio de las ondas largas no lineales, forzadas por el gradiente de presiones hidrostáticas y por otras fuerzas externas, tales como la acción atmosférica a través del viento en la superficie y gradiente de presiones, planetaria a través de las fuerzas de atracción, y los movimientos medios oscialtorios a través de los gradientes del tensor de radiación del oleaje, tal y como se desarrolla en la sección dedicada a las ondas largas. Existen un buen número de códigos numéricos que resuelven estas ecuaciones con bastante fiabilidad; en la sección dedicada a ondas larga se recomiendan algunos de ellos.

4.2.2.6 Ecuaciones de Boussinesq

Cuando es necesario tener en cuenta las aceleraciones verticales en la columna de agua y la variación vertical del campo de velocidades es conveniente trabajar con las ecuaciones de Boussinesq que se pueden derivar, siguiendo el mismo procedimiento, a partir de las ecuaciones de Euler integradas en vertical considerando las siguientes leyes de presiones y velocidades,

$$p_d(x,y,z,t)=\rho_w g\eta+\rho_w z\frac{\partial}{\partial x_j}\left(h\frac{\partial u_j^{(r)}}{\partial t}\right)+\frac{1}{2}\rho_w z^2\frac{\partial^2 u_j^{(r)}}{\partial x_j\partial t} \tag{4.78}$$

$$u_i(x,y,z,t)=u_i^{(r)}(x,y,t)-\frac{\zeta h+2z}{2}\frac{\partial^2\left(hu_j^{(r)}\right)}{\partial x_j\partial x_j}+\frac{\zeta^2h^2-3z^2}{6}\frac{\partial^2\left(u_j^{(r)}\right)}{\partial x_j\partial x_j} \tag{4.79}$$

donde $0 \le \zeta \le 1$ es un parámetro que permite definir la cota en la columna de agua, $z^{(r)} = -\zeta h$ a determinar para optimizar el carácter dispersivo de la onda en función de la profundidad relativa de propagación. Esta "corrección" matemática de las ecuaciones clásicas de Boussinesq permite extender su aplicación prácticamente a todo el rango de las profundidades relativas.

$$\frac{\partial\eta}{\partial t}+\nabla\cdot\left[(h+\eta)\overrightarrow{u^{(r)}}-\nabla\cdot\left\{\frac{(1-3\zeta^2)h^3}{6}\nabla\left(\nabla\cdot\overrightarrow{u^{(r)}}\right)-\frac{(2\zeta-1)h^2}{2}\nabla\left(\nabla\cdot h\overrightarrow{u^{(r)}}\right)\right\}\right]=0 \tag{4.80}$$

$$\frac{\partial\overrightarrow{u^{(r)}}}{\partial t}+\left(\overrightarrow{u^{(r)}}\cdot\nabla\right)\overrightarrow{u^{(r)}}+g\nabla\eta+\frac{1}{2}(\zeta h)^2\nabla\left(\nabla\cdot\overrightarrow{u^{(r)}}\right)-\zeta h\nabla\left[\nabla\cdot\left(h\overrightarrow{u^{(r)}}\right)\right]=0 \tag{4.81}$$

La solución de estas ecuaciones son ondas dispersivas (débilmente) en amplitudes y en frecuencias y su rango de validez se extiende a los movimientos oscilatorios en los que Hk y $(kh)^2$ son pequeños y del mismo orden.

Estas ecuaciones incluyen los procesos de radiación: difracción y reflexión, asomeramiento y refracción e interacción onda-corriente y mediante su resolución se obtiene la superficie libre en el tiempo en cualquier punto del espacio.

Con las ecuaciones de Boussinesq se puede estudiar la propagación de las ondas en cualquier dirección, incluyendo la incidente y la reflejada. Si las ondas viajan en una sola dirección se puede eliminar o la velocidad o el desplazameinto de la superficie libre y se obtiene la ecuación de Korteweg-de Vries con pendiente,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t}+\frac{\partial (C\zeta)}{\partial x}+\frac{3}{2}\frac{C}{h_0}\zeta\frac{\partial \zeta}{\partial x}+\frac{1}{6}h_0^2 C\frac{\partial^3 \zeta}{\partial x^3}-\frac{1}{2}\zeta\frac{\partial C}{\partial x}=0 \tag{4.82}$$

donde $C = \sqrt{gh_0}$ es la velocidad de fase de la onda y h_0 es la profundidad de agua en reposo.

Comentario. Las ondas cnoidal y solitaria son soluciones de la ecuación de Kortweg-deVries cuando el fondo es horizontal.

4.2.3 Transformación del tren de ondas en profundidades intermedias y reducidas

Cuando el oleaje alcanza profundidades intermedias y reducidas se transforma por el efecto del fondo y los contornos. Esta transformación afecta a sus propiedades cinemáticas, celeridad y a la altura de ola. Aplicando la ecuación de la dispersión se obtiene, que en ausencia de corriente y si se conserva la frecuencia angular [(4)] $\sigma = 2\pi/T$ (T es el periodo) de las ondas, al reducirse la profundidad h, en general, el número de onda k crece (la longitud de onda $L = 2\pi/k$ decrece) así como la celeridad C decrece, resultando en un cambio de dirección de propagación del tren de ondas (refracción). Si, además, se admite que se conserva la energía media del tren de ondas por unidad de superficie horizontal, la variación de L y C provoca una variación de la altura de onda por asomeramiento y refracción.

4.2.3.1 Ecuación de conservación de ondas

La ecuación de conservación de ondas establece que cualquier variación temporal del número de onda debe estar compensado por variaciones espaciales de la frecuencia angular, es decir,

$$\frac{\partial k_x}{\partial t}+\frac{\partial \sigma}{\partial x}=0 \tag{4.83}$$

$$\frac{\partial k_y}{\partial t}+\frac{\partial \sigma}{\partial y}=0 \tag{4.84}$$

donde (k_x, k_y) son las componentes del número de onda en las direcciones de los ejes coordenados,

$$k=\sqrt{k_x^2+k_y^2} \tag{4.85}$$

$$\theta = a\tan\frac{k_y}{k_x} \tag{4.86}$$

y θ es el ángulo que forma la perpendicular a la cresta con el eje abscisas y

$$k_x = k\sin\theta \tag{4.87}$$

$$k_y = k\cos\theta \tag{4.88}$$

(4) Es habitual identificar la frecuencia angular por σ u ω. En general, se suele utilizar σ cuando no hay corriente y mantener ω para identificar la frecuencia angular del tren en presencia de corriente, apartado 3.6.6.4.

4.2.3.1.1 IRROTACIONALIDAD DEL NÚMERO DE ONDA

En el caso de que el número de onda no varíe con el tiempo, (caso de un tren monocromático o, el número de onda correspondiente al periodo medio de paso por cero en un estado de oleaje), la frecuencia angular se conserva o el periodo no cambia con la transformación. Sin embargo, el vector número de onda cambia durante la propagación pero no lo puede hacer de forma arbitraria, si no que su módulo debe satisfacer la ecuación de dispersión y, además, la variación de sus componentes debe satisfacer la siguiente ecuación (5)

$$\frac{\partial k_x}{\partial x} + \frac{\partial k_y}{\partial y} = 0 \tag{4.89}$$

Si las variaciones del tren de ondas a lo largo del eje y son despreciables, por ejemplo cuando el fondo tiene batimétricas rectas y paralelas o el tren de ondas es de crestas largas, entonces, $\partial k/\partial y = \partial H/\partial y = 0$,

$$\begin{aligned} \frac{\partial k_x}{\partial x} &= \frac{\partial (k \sin\theta)}{\partial x} = 0 \\ k \sin\theta &= \text{constante} \end{aligned} \tag{4.90}$$

y como σ es constante, se obtiene la ley de Snel,

$$\frac{\sin\theta}{\frac{\sigma}{k}} = \frac{\sin\theta}{C} = constante \tag{4.91}$$

que proporciona el giro de los frentes de onda en función del cambio de la profundidad.

4.2.3.2 Ecuación de la conservación de la energía

Para los casos en los que la batimetría no sea muy irregular y no cambie por erosión o acumulación de sedimentos, y la difracción sea despreciable, la transformación del tren de ondas por refracción y el asomeramiento se puede obtener resolviendo numéricamente la ecuación de la conservación de la energía del oleaje incluyendo, o no, un término de disipación por fondo y por rotura de ola en un sistema de coordenadas cartesianas, conjuntamente con la ecuación de la irrotacionalidad del número de onda,

$$\frac{\partial\left(EC_g \cos\theta\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(EC_g \sin\theta\right)}{\partial y} + disipación = 0 \tag{4.92}$$

$$\frac{\partial (k \sin\theta)}{\partial x} - \frac{\partial (k \cos\theta)}{\partial y} = 0 \tag{4.93}$$

Este método (6) proporciona una información rápida sobre la refracción y el asomeramiento del tren de ondas pero no tienen en cuenta ni la reflexión ni la difracción.

La ecuación de conservación de la energía en el volumen de control (7) formado por dos crestas y dos líneas ortogonales a ellas separadas b_0 y b_1, porporciona la relación entre las alturas de ola a un lado y a otro del volumen de control,

$$H_1 = H_0 \sqrt{\frac{C_{g_0}}{C_{g_1}}} \sqrt{\frac{b_0}{b_1}} = H_0 K_S K_R \tag{4.94}$$

(5) Definida la fase de la onda por $\Omega = \vec{k} \cdot \vec{x} - \sigma t$, el vector número de onda $\vec{k}$ es igual al gradiente de Ω que es un escalar y, por tanto, su rotacional debe ser nulo, rot $\vec{k} = 0$.

(6) Refrac es un modelo numérico de dominio público que ressuelve simultáneamente las ecuaciones de conservación de la energía y del número de onda.

(7) Iribarren llamaba al volumen de control paralelepípedo de avance.

Cuando las batimétricas son rectas y paralelas,

$$K_R^2 = \frac{b_0}{b_1} = \frac{\cos\theta_0}{\cos\theta_1} \tag{4.95}$$

donde K_R es el coeficiente de refracción y K_S el coeficiente de asomeramiento. La variación espacial de ambos coeficientes sólo depende de la variación espacial de la profundidad relativa h/L. Al ser las ecuaciones utilizadas lineales, la refracción no depende de la altura de ola, sólo del periodo (número de onda). La altura es un factor de escala y H_0 multiplica el valor del coeficiente $K_S K_R$ para obtener la altura local H_1.

4.2.3.3 Métodos numéricos basados en la teoría del rayo

El método del rayo (se apoya en la ley de Snell) se puede resolver numéricamente a partir de las siguientes ecuaciones escritas en un sistema de coordenadas cartesianas. Las ecuaciones paramétricas del rayo son,

$$\frac{ds}{dt} = C \tag{4.96}$$

$$\frac{dx}{dt} = C\cos\theta \tag{4.97}$$

$$\frac{dy}{dt} = C\sin\theta \tag{4.98}$$

Al primer orden de aproximación, la anchura entre dos rayos b varía cuando el ángulo de propagación ha cambiado en $\Delta\theta$,

$$\frac{1}{b}\frac{\partial b}{\partial s} = \frac{\partial\theta}{\partial n} \tag{4.99}$$

y definiendo la nueva variable,

$$\beta = \frac{b}{b_0} = \frac{1}{K_R^2} \tag{4.100}$$

se obtiene,

$$\frac{1}{\beta}\frac{\partial\beta}{\partial s} = \frac{\partial\theta}{\partial n} \tag{4.101}$$

Teniendo en cuenta que la tasa de variación del ángulo de propagación a lo largo del rayo se puede expresar como,

$$\frac{\partial\theta}{\partial s} = -\frac{1}{C}\frac{\partial C}{\partial n} = -\frac{1}{C}\left[\cos\theta\frac{\partial C}{\partial x} + \sin\theta\frac{\partial C}{\partial y}\right] \tag{4.102}$$

Finalmente, β satisface la ecuación diferencial,

$$\frac{\partial^2\beta}{\partial n^2} + \frac{1}{C}\frac{\partial^2 C}{\partial n^2}\beta = 0 \tag{4.103}$$

que se puede transformar en

$$\frac{d^2\beta}{ds^2} + p\frac{d\beta}{ds} + q\beta = 0 \tag{4.104}$$

donde,

$$p = -\frac{\cos\theta}{C}\frac{\partial C}{\partial x} - \frac{\sin\theta}{C}\frac{\partial C}{\partial y} \tag{4.105}$$

$$q = \frac{\sin^2\theta}{C}\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - 2\frac{\sin\theta\cos\theta}{C}\frac{\partial^2 C}{\partial x \partial y} + \frac{\cos^2\theta}{C}\frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \tag{4.106}$$

Esta ecuación conjuntamente con las tres paramétricas del rayo forman un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias que se pueden resolver simultáneamente para obtener la posición en el rayo y la anchura entre rayos para una batimetría dada y la celeridad $C(x, y)$ en cada punto a partir de la ecuación de la dispersión. La altura de ola local se obtiene por,

$$H_1 = H_0 K_S K_R = H_0 \sqrt{\frac{C_{g_0}}{C_{g_1}}}\sqrt{\frac{1}{\beta}} = H_0 \sqrt{\frac{C_0}{2C_{g_1}}}\sqrt{\frac{1}{\beta}} \tag{4.107}$$

4.2.3.4 Aproximaciones parabólicas al problema de la difracción

La ecuación que gobierna la difracción en fondo horizontal se obtiene sustituyendo la expresión de la función potencial que lleva explícita la dependencia en z, en la ecuación de Laplace. La ecuación que resulta, llamada ecuación de Helmholtz, es una ecuación en derivadas parciales de carácter elíptico, cuya solución para una onda plana de amplitud A, propagándose por fondo horizontal formando un ángulo θ, con la dirección positiva del eje x, es,

$$\phi(x,y) = -\frac{ig}{\sigma} A e^{i(k_x x + k_y y)} \tag{4.108}$$

donde, (k_x, k_y) son las componentes del vector número de onda, $\vec{k}$.

La solución de esta ecuación para el caso de un dique semiinfinito impermeable y delgado fue obtenida por Penny y Price (1952). Existe una gran variedad de ábacos realizados a partir de dichas soluciones y las de otros problemas de difracción por bocanas, que permiten obtener la agitación en cualquier punto del dominio. Dado el carácter elíptico del problema en muchos casos es necesario recurrir a métodos numéricos para obtener soluciones.

4.2.3.4.1 Aproximación parabólica de la ecuación de Helmhotz

Algunas de las dificultades derivadas del carácter elíptico de la ecuación de Helmholtz se pueden solventar transformándola en una ecuación parabólica. Para ello, el potencial $\phi(x, y)$ se puede escribir de la siguiente forma,

$$\phi(x,y) = \varphi(x,y) e^{ikx} \tag{4.109}$$

Para el tren de ondas incidente, la función $\varphi(x, y)$ es,

$$\varphi(x,y) = a e^{i(k_x - k)x} e^{ik_y y} \tag{4.110}$$

siendo

$$a = \frac{igA}{\sigma} = -\frac{i\sigma A}{k \tanh kh} \tag{4.111}$$

Si el ángulo de propagación θ, es pequeño, entonces tanto $k_x - k$ como k_y son números de onda de magnitud pequeña, y sus correspondientes longitudes de onda, $l_x = 2\pi/(k_x - k)$ y $l_y = 2\pi/k_y$ son grandes. La función φ varía lentamente tanto a lo largo del eje x, eje de propagación, como a lo lo largo del eje y dirección de la cresta.

Una ecuación de gobierno para la variable φ es,

$$\frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\varphi}{\partial y^2}+2ik\frac{\partial\varphi}{\partial x}=0 \tag{4.112}$$

Considerando las siguientes variables adimensionales,

$$x'=\frac{x}{l_x};\qquad y'=\frac{y}{l_y};\qquad \varphi'=\frac{\varphi}{\alpha} \tag{4.113}$$

se obtiene,

$$\left(\frac{k_x-k}{k_y}\right)^2\frac{\partial^2\varphi'}{\partial x'^2}+\frac{\partial^2\varphi'}{\partial y'^2}+2ik\frac{k_x-k}{k_y^2}\frac{\partial\varphi'}{\partial x'}=0 \tag{4.114}$$

El primer término está afectado por la cantidad $(k_x - k/k_y)^2$. Cuando $\theta \approx 0$,

$$\lim_{\theta\to 0}\left(\frac{k_x-k}{k_y}\right)^2=\lim_{\theta\to 0}\left(\frac{\cos\theta-1}{\sin\theta}\right)^2=0 \tag{4.115}$$

por lo que se puede despreciar frente a $\partial^2\varphi'/\partial y'^2$ mientras que para el término que afecta a $\partial\varphi'/\partial x'$, se tiene

$$\lim_{\theta\to 0} k\frac{k_x-k}{k_y^2}=\lim_{\theta\to 0}\frac{\cos\theta-1}{\sin^2\theta}=-\frac{1}{2} \tag{4.116}$$

El tercer término es de orden $O(1)$ y no puede despreciarse, por lo que al orden $O(k_x - k/k_y)$, se tiene,

$$\frac{\partial^2\varphi}{\partial y^2}+2ik\frac{\partial\varphi}{\partial x}=0 \tag{4.117}$$

Esta ecuación es de carácter parabólico y puede resolverse de forma numérica avanzando en el sentido de propagación de la onda siempre que el ángulo de incidencia con respecto a la batimetría local sea relativamente pequeño. La solución es válida para ángulos de incidencia pequeños (aprox. $\theta < 40^{\circ}$).

Una manera de evaluar el error cometido en función del ángulo de incidencia es comparar el número de onda en la dirección del eje x, obtenido de la ecuación de Helmholtz, k_x, y el número de onda obtenido del problema parabólico, $k_x - k$. En el primer caso,

$$k_x=\sqrt{k^2-k_y^2}=k\left[1-\left(\frac{k_y}{k}\right)^2\right]^{\frac{1}{2}} \tag{4.118}$$

que para valores pequeños de $k_y/k = \sin\theta$, se puede aproximar por,

$$k_x=k\left[1-\frac{1}{2}\left(\frac{k_y}{k}\right)^2+\left(O\left(\frac{k_y}{k}\right)^4\right)\right] \tag{4.119}$$

En el caso del problema parabólico, el número de onda es,

$$k_x-k=k\left[1-\frac{1}{2}\left(\frac{k_y}{k}\right)^2+O\left(\frac{k_y}{k}\right)^4\right]-k=\frac{1}{2}\left(\frac{k_y}{k}\right)^2+O\left(\frac{k_y}{k}\right)^4 \tag{4.120}$$

por tanto, $k_x - k \approx 0$, siempre que $k_y/k = \sin\theta$ sea pequeño.

4.2.3.5 Las contribuciones de la refracción y la difracción

Para resolver el problema de la propagación del tren de ondas en un sistema euleriano [8] que se mueve con la celeridad de grupo, se necesita evaluar la tasa temporal de giro del frente $d\theta/dt$ en vez de hacerlo en el rayo $d\theta/ds$ que teniendo en cuenta que la velocidad de propagación de la energía es, $C_g = \Delta s/\Delta t$, se tiene,

$$\left(\frac{d\theta}{dt}\right)_{refracción} = -\frac{C_g}{C}\frac{\partial C}{\partial n} = \frac{1}{k}\frac{\partial k}{\partial n} \tag{4.121}$$

Si el tren de ondas además de experimentar el cambio de dirección por refracción experimenta variaciones espaciales de la altura de ola, la tasa temporal de giro debe incluir ambos efectos, tal y como se expresa a continuación

$$\left(\frac{d\theta}{dt}\right)_{ref+dif} = C_g\left(\frac{1}{k}\frac{\partial k}{\partial n} + \frac{1}{2\left(1+\delta_a\right)}\frac{\partial \delta_a}{\partial n}\right) \tag{4.122}$$

donde δ_a es un parámetro de difracción modificado,

$$\delta_a = \frac{\nabla C C_g \nabla a}{k^2 C C_g a} \tag{4.123}$$

y $a = H/2$ es la amplitud del movimiento de tal forma que el tren se puede expresar por,

$$\eta(x,y,t) = a(x,y)\sin\left[\sigma t + \alpha(x,y)\right] = A(x,y)\cos(\sigma t) + B(x,y)\sin(\sigma t) \tag{4.124}$$

$\alpha(x,y)$ es la fase. Las amplitudes A, B satisfacen las ecuaciones de pendiente suave, apartado siguiente

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(CC_g\frac{\partial A}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(CC_g\frac{\partial A}{\partial y}\right) + k^2 CC_g A = 0 \tag{4.125}$$

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(CC_g\frac{\partial B}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(CC_g\frac{\partial B}{\partial y}\right) + k^2 CC_g B = 0 \tag{4.126}$$

La resolución numérica de este sistema de ecuaciones conjuntamente con la irrotacionalidad del número de onda es bastante más compleja que la del sistema de conservación del flujo de energía del apartado anterior.

4.2.3.6 Reflexión con incidencia oblicua

Cuando un tren de ondas incide con oblicuidad sobre un obstáculo o un cambio de profundidad uniforme a lo largo del eje y, parte de la energía es reflejada con la dirección y sentido de un vector cuyo ángulo con el sentido negativo del eje x es idéntico al ángulo de incidencia, figura 4.4.3. Los vectores números de onda de los trenes incidente y reflejado, k_I, k_R son respectivamente,

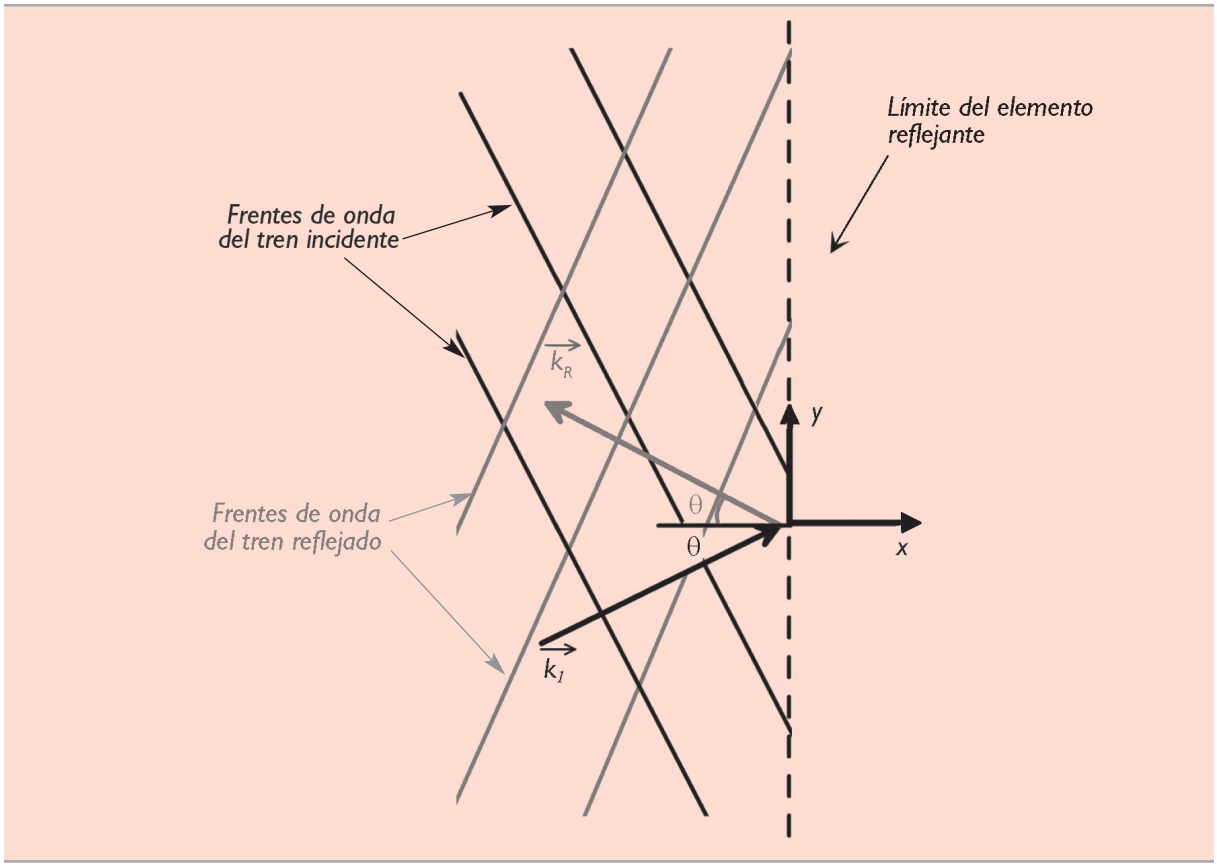
$$\overrightarrow{k_I} = \left(k\cos\theta, k\sin\theta\right); \overrightarrow{k_R} = \left(-k\cos\theta, \sin\theta\right) \tag{4.127}$$

En estas condiciones el potencial en la región aguas arriba del obstáculo se puede expresar como la superposición de los potenciales incidente y reflejado, de amplitudes A'_I y A'_R, respectivamente, como sigue,

(8) Los procesos de transformación de volúmenes de control se pueden analizar moviéndose con él, se conoce por descripción lagrangiana, o dejándolo fijo en el espacio o propagándose con velocidad constante y cuantificando el flujo a través de la superficie de las cantidades (masa, cantidad de movimiento, energía, calor, humedad…) que pueden provocar alteraciones temporales de su magnitud en el volumen de control. Esta descripción se denomina euleriana.

$$\begin{aligned}\Phi &= \Re\left\{-\frac{ig}{\sigma}\frac{\cosh k(h+z)}{\cosh(kh)}\left[A_I' e^{i\vec{k_I}\cdot\vec{x}} + A_R' e^{i\vec{k_R}\cdot\vec{x}}\right]e^{-i\sigma t}\right\} \\ &= \frac{g}{\sigma}\frac{\cosh k(h+z)}{\cosh(kh)}\left[A_I \sin\left(\vec{k_I}\cdot\vec{x} - \sigma t + \varphi_I\right) + A_R \sin\left(\vec{k_R}\cdot\vec{x} - \sigma t + \varphi_R\right)\right] \\ &= \frac{g}{\sigma}\frac{\cosh k(h+z)}{\cosh(kh)} A_I \sin\left(k\cos\theta x + k\sin\theta y - \sigma t + \varphi_I\right) \\ &- \frac{g}{\sigma}\frac{\cosh k(h+z)}{\cosh(kh)} A_R \sin\left(k\cos\theta x - k\sin\theta y - \sigma t + \varphi_R\right)\end{aligned} \tag{4.128}$$

Figura 4.4.3. Frentes de onda incidente y reflejado por un obstáculo uniforme a lo largo del eje y, cuando la incidencia es oblícua



4.2.3.7 Tren de ondas que incide de forma oblicua sobre una pared vertical impermeable

Si se trata de una pared impermeable, la condición de flujo nulo a través de la pared, se cumple siempre y cuando se verifique

$$A_I' = A_R' \tag{4.129}$$

En estas condiciones se forma una oscilación estacionaria cuya superficie libre es:

$$\eta = \Re\left\{2A_I' \cos(k_x x) e^{i(k_y y - \sigma t)}\right\} = 2A_I' \cos(k_x x)\cos(k_y y - \sigma t) \tag{4.130}$$

En las líneas cuya coordenada x vale $x_a^m = -mL/(2\cos\theta)$, con $m = 0,1,2,\ldots$ la superficie libre alcanza, en valor absoluto, los máximos valores (antinodos) mientras que para aquéllas definidas por $x_n^m = -L/(4\cos\theta) - mL/(2\cos\theta)$, $m = 0,1,2,\ldots$ no se aprecia movimiento alguno de la superficie libre (nodos). La distancia entre lineas antinodales es

$$x_a^m - x_a^{m+1} = \frac{L}{2\cos\theta} \tag{4.131}$$

situándose la primera de ellas en la pared, $x = 0$. La primera línea nodal se encuentra a $L/(4\cos\theta)$ de la pared, y las sucesivas a distancias

$$x_n^m - x_n^{m+1} = \frac{L}{2\cos\theta} \tag{4.132}$$

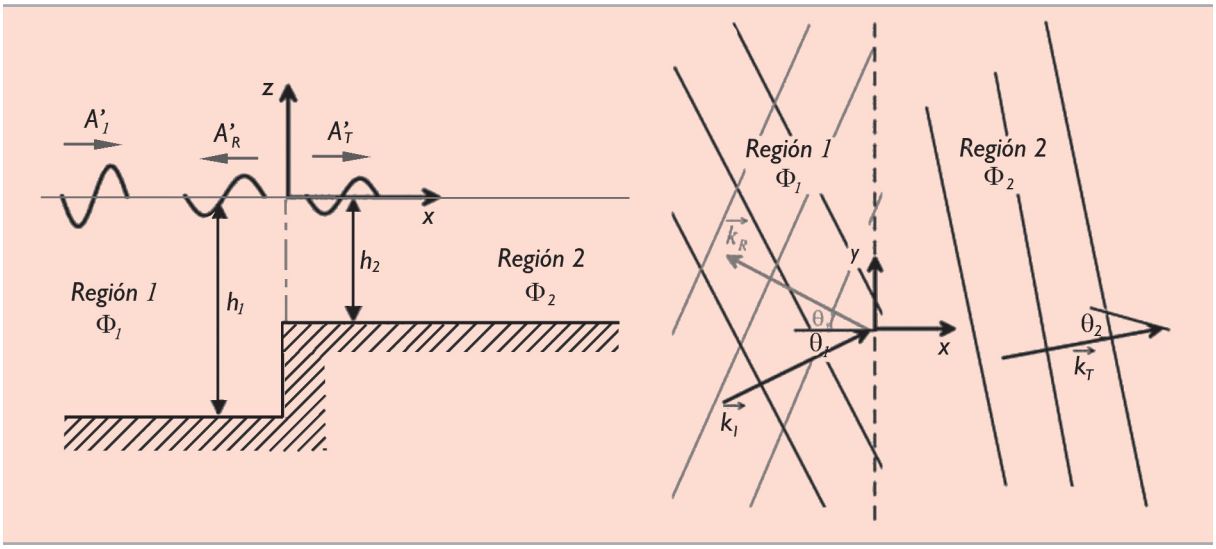
de la anterior.

Si la pared no es totalmente impermeable, parte de la energía se transmite a través de la pared y la oscilación resultante aguas arriba del obstáculo es parcialmente estacionaria.

4.2.3.8 Propagación del tren de ondas por un cambio brusco de profundidad con oblicuidad

En este caso, la diferencia de profundidad produce, además de la reflexión parcial o total de la energía, un cambio en la dirección de propagación. Para la resolución de este problema pueden considerarse dos regiones situadas a ambos lados de la discontinuidad, figura 4.4.4.

Figura 4.4.4. Configuración del problema de una onda progresiva propagándose por un cambio brusco de profundidad oblícua



Para un elemento diferencial de la columna de agua centrada en el límite entre las dos regiones, $x = 0$, la presión y la velocidad horizontal son únicas, por lo que sus expresiones calculadas a partir de los potenciales Φ_1 y Φ_2 deben coincidir. Se tiene por tanto,

$$\left.\begin{aligned} \Phi_1 &= \Phi_2 \\ \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} &= \frac{\partial \Phi_2}{\partial x} \end{aligned}\right\} en \quad \begin{aligned} x &= 0 \\ -h_2 &< z < 0 \end{aligned} \tag{4.133}$$

Además, a través de la pared vertical del escalón no puede haber flujo, por lo que debe ser:

$$\frac{\partial \Phi_1}{\partial x} = 0 \;\; en \;\; x = 0, \;\; -h_1 < z < -h_2 \tag{4.134}$$

Conocida la amplitud compleja y la dirección de propagación del tren incidente, A_I y θ_I, las incógnitas son, además de las amplitudes complejas de los trenes reflejado y transmitido en $x = 0$, el ángulo de propagación en la región 2, θ_2.

Para que el movimiento de las partículas en el límite entre las dos regiones sea posible, es necesario que los números de onda según la dirección y en $x = 0$, $k_{y,1}$ y $k_{y,2}$ sean iguales:

$$k_1 \sin\theta_1 = k_2 \sin\theta_2 \tag{4.135}$$

Esta ecuación da la relación entre los ángulos dependiendo del periodo y de las diferentes profundidades. Para la obtención de las incógnitas restantes se procede de manera análoga a la incidencia normal, multiplicando las condiciones de acuerdo por las funciones $f_i(z)$ e integrando el resultado en el dominio en el que están definidas.

Cuando el cambio de profundidad es $h_2 > h_1$, cabe la posibilidad de que los valores de k_1, k_2 y θ_1 sean tales que

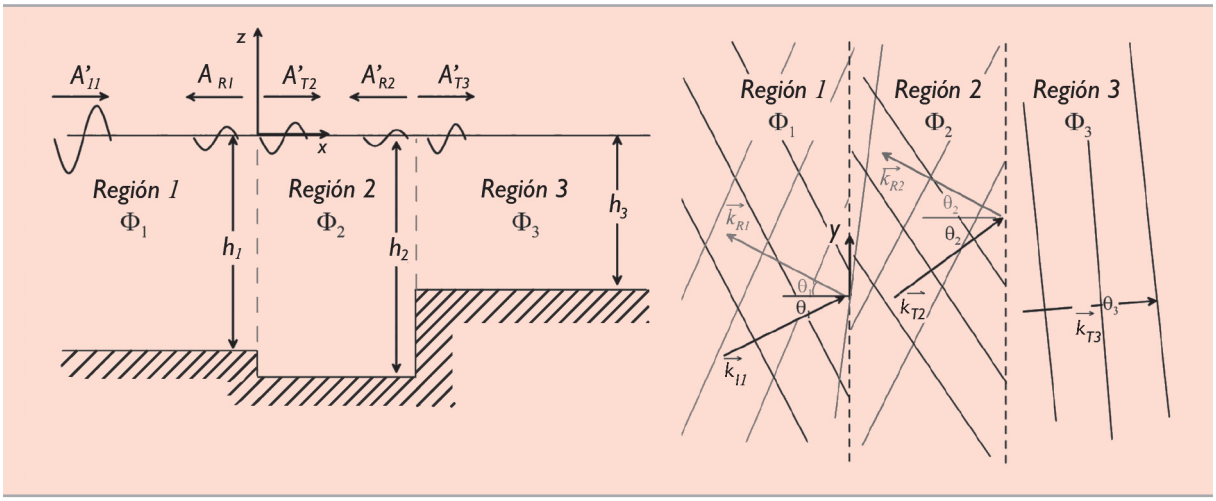
$$\left| \frac{k_1}{k_2} \sin\theta_1 \right| > 1 \tag{4.136}$$

en cuyo caso, el problema no tiene solución real en θ_2. En estas condiciones la onda no se propaga a la región de mayor profundidad y toda la oscilación queda confinada en la región 1. Se dice entonces que la onda está atrapada en esa región.

4.2.3.9 El caso del canal de navegación

La presencia del canal de navegación puede modificar sustancialmente las características del tren incidente. En teoría lineal el cálculo es simplemente una extensión de los apartados anteriores, siendo necesario dividir el dominio de trabajo en tres regiones, figura 4.4.5, y expresar en cada una de ellas el potencial resultante de la superposición de los trenes incidente/transmitido y reflejado en su caso, por los cambios de profundidad. En este caso se produce un doble cambio de la dirección de propagación, dado por:

Figura 4.4.5. Configuración del problema de una onda progresiva propagándose por una zanja con oblicuidad



Como se ha comentado para un único cambio de profundidad, puede darse la situación en la que la onda queda atrapada en la región 1 sin propagarse a través del canal a la tercera región. En el caso de un dique sumergido, existe la posibilidad de que el atrapamiento ocurra sobre el dique que actuaría como una barrera integral para dicha oscilación.

$$k_1 \sin\theta_1 = k_2 \sin\theta_2 = k_3 \sin\theta_3 \tag{4.137}$$

4.2.4 Modelos numéricos basados en el régimen de Stokes I

Los modelos formulados en el régimen de Stokes I integrados en vertical han tenido una amplia aceptación en la ingeniería marítima por los buenos resultados que proporcionan y su relativa simplicidad. Por su carácter lineal se pueden aplicar al estudio de un tren regular de ondas representado por las variables básicas, H_0, T, θ_0 (donde el subíndice 0 indica el punto inicial o de referencia), a un tren irregular de olas representado por los descriptores de estado, $H_{rms,0}$, $\overline{T}_z$, $\overline{\theta_0}$, y a cada una de las componentes de la función de densidad espectral formulada en el dominio de la frecuencia $S(f,\theta)$ o en el dominio del número de onda $S(\vec{k},\theta)$.

4.2.4.1 Modelos de pendiente suave: MSPE y aproximaciones

Si la pendiente del fondo α es pequeña o "suave", se puede volver a separar el cálculo de la coordenada vertical y las horizontales. Dependiendo de los valores relativos de los monomios adimensionales se tienen los siguientes modelos integrados en la profundidad.

En cualquier profundidad pero varíando suavemente, $\alpha \ll kh$ y no linealidad pequeña o "débil", las ecuaciones se pueden desarrollar en serie de Stokes obteniéndose la ecuación de "pendiente suave" o MSPE. Para que el comportamiento de esta ecuación en aguas someras no diverja mucho es necesario que se satisfaga la condición, $H/h \ll (kh)^2$. Esta ecuación admite su resolución en forma no estacionaria que tiene carácter hiperbólico y no estacionaria.

En su forma estacionaria se asume el caracter armónico del oleaje y, en su forma más general, la ecuación a resolver tiene caracter elíptico. La versión estacionaria de la MSPE permite aproximaciones adicionales conocidas como aproximaciones parabólica e hiperbólica. La denominación hiperbólico, elíptico y parabólico se ajusta a la clasificación de las ecuaciones diferenciales de segundo orden expresadas en forma canónica.

Comentario. Desde el punto de vista físico la integración de la ecuación $MSPE$ en su forma no estacionaria requiere la especificación tanto de las condiciones de inicio del potencial de velocidades o superficie libre como de las condiciones de contorno en todos las fronteras del dominio de integración. La resolución de la versión elíptica de la ecuación $MSPE$ estacionaria requiere especificar el problema en todo el contorno del dominio de integración. La ecuación parabólica proporciona soluciones que avanzan en el espacio en un sólo sentido por lo que basta con especificar el problema con condiciones en la frontera aguas arriba. Finalmente, la ecuación hiperbólica admite soluciones de ondas que se propagan según curvas características. Por otra parte, utilizando una descomposición de Fourier es posible descomponer una señal arbitraria en sus componentes armónicas y simular las condiciones de agitación inducidas por el oleaje irregular utilizando la versión estacionaria de la $MSPE$. En cualquier caso, para obtener información sobre efectos transitorios inducidos por trenes de olas irregulares es necesario utilizar la ecuación de pendiente suave no estacionaria u otro tipo de modelos no estacionarios resolvedores de la fase (por ejemplo Boussinesq).

4.2.4.1.1 Modelo elíptico

La ecuación lineal MSPE (de pendiente suave) estacionaria que incluye las contribuciones de primer orden en la variación del fondo es,

$$\nabla \cdot \left(CC_g \nabla \phi \right) + k^2 CC_g \phi = 0 \tag{4.138}$$

donde ϕ es el potencial de velocidad y C, C_g son la velocidad de fase y la velocidad de grupo, respectivamente.

4.2.4.1.2 Aproximación parabólica

Una aproximación parabólica de la MSP es,

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} - \left(ik - \frac{1}{2kCC_g} \frac{\partial \left(kCC_g \right)}{\partial x} \right) \phi - \frac{1}{2kCC_g} \frac{\partial \left(CC_g \frac{\partial \phi}{\partial y} \right)}{\partial y} = 0 \tag{4.139}$$

donde x es la dirección principal de propagación del tren de ondas.

4.2.4.1.3 Aproximación hiperbólica

La aproximación hiperbólica de las ecuaciones elípticas de la MSPE difiere del sistema de ecuaciones hiperbólico para pendiente suave y movimiento no estacionario.

$$\nabla \cdot \left(CC_g \nabla \eta \right) - \frac{C_g}{C} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = 0 \tag{4.140}$$

Esta es una ecuación hiperbólica que puede expresarse con una pareja de ecuaciones de primer orden:

$$\nabla Q + \frac{C_g}{C} \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \tag{4.141}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + CC_g \nabla \eta = 0 \tag{4.142}$$

donde Q es una función de integración en la vertical.

4.2.5 Modelos numéricos basados en el régimen de Boussinesq

Se basan en las ecuaciones tipo Boussinesq, una de continuidad y otra de cantidad de movimiento, cuya solución es transitoria. En estas ecuaciones exiten dos parámetros de gran importancia: la profundidad relativa (dispersión), $\mu = kh$, donde k es el número de onda y h la profundidad, y la no linealidad definida como $\varepsilon = H/L$, donde H es la altura de ola.

Debido a que la derivación de las ecuaciones tipo Boussinesq no consiste en un procedimiento único, sino que éstas se obtienen bajo diferentes suposiciones, existe una gran variedad de aproximaciones. Una de las principales diferencias radica en el orden en que los términos dispersivos (lineales y no lineales) se incluyan en las formulaciones. Así entonces, las ecuaciones tradicionales son conocidas como débilmente no lineales al conservar la hipótesis de asumir la no linearidad y la dispersión al mismo orden de aproximación. Por otro lado, si se incluyen términos de orden superior en las ecuaciones, los modelos son bautizados como "completamente" no lineales, señalando así que todos los términos de la expansión de la velocidad hasta el segundo orden son retenidos en el desarrollo de las ecuaciones. Las ecuaciones de Boussinesq que asumen que los efectos de la dispersión frecuencial y no lineales son débiles han mostrado una buena descripción de la evolución del oleaje en zonas costeras, siempre que la teoría sea aplicada dentro de los límites de validez de cada aproximación en particular.

Una clasificación para los modelos numéricos del tipo Boussinesq se pueden hacer con base en las técnicas de resolución de las ecuaciones de gobierno, en forma general se pueden agrupar en dos grandes familias, los modelos que utilizan esquemas de diferencias finitas con mallas estrucutradas y los modelos que utilizan la técnica del elemento finito sobre mallas triangulares no estructuradas. El Funwave es un modelo tipo Boussinesq de dominio público que resuelve la ecuación de continuidad y cantidad de movimiento no lineal, respectivamente, son:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot \mathrm{M} = 0 \tag{4.143}$$

$$\frac{\partial \bar{u}_\alpha}{\partial t} + \varepsilon\left(\bar{u}_\alpha \cdot \nabla\right)\bar{u}_\alpha + \nabla\eta + \mu^2\,\mathrm{V}_1 + \varepsilon\mu^2\,\mathrm{V}_2 - O\left(\mu^4\right) = 0 \tag{4.144}$$

donde

$$\mathrm{M} = \left(h + \varepsilon\eta\right)\left[\bar{u}_m + \mu^2\left\{\begin{array}{l}\left[\frac{1}{2}z_\alpha^2 - \frac{1}{6}\left(h^2 - h\varepsilon\eta + \left(\varepsilon\eta\right)^2\right)\right]\nabla\left(\nabla\cdot\bar{u}_\alpha\right)\\ +\left[z_\alpha + \frac{1}{2}\left(h+\varepsilon\eta\right)\right]\nabla\left(\nabla\cdot\left(h\vec{u}_\alpha\right)\right)\end{array}\right\}\right] + O\left(\mu^4\right) \tag{4.145}$$

$$\mathrm{V}_1 = \frac{1}{2}z_\alpha^2\nabla\left(\nabla\cdot\frac{\partial\bar{u}_\alpha}{\partial t}\right) + z_\alpha\nabla\left(\nabla\cdot\left(h\frac{\partial\bar{u}_\alpha}{\partial t}\right)\right) - \nabla\left[\frac{1}{2}\left(\varepsilon\eta\right)^2\nabla\cdot\frac{\partial\bar{u}_\alpha}{\partial t} + \varepsilon\eta\nabla\cdot\left(h\frac{\partial\bar{u}_\alpha}{\partial t}\right)\right] \tag{4.146}$$

$$\mathrm{V}_2 = \nabla\left[\begin{array}{l}\left(z_\alpha - \varepsilon\eta\right)\left(\bar{u}_\alpha\cdot\nabla\right)\left(\nabla\cdot\left(h\bar{u}_\alpha\right)\right) +\\ +\frac{1}{2}\left(z_\alpha^2 - \left(\varepsilon\eta\right)^2\right)\left(\bar{u}_\alpha\cdot\nabla\right)\left(\nabla\cdot\bar{u}_\alpha\right)\end{array}\right] + \frac{1}{2}\nabla\left[\left(\nabla\cdot\left(h\bar{u}_\alpha\right) + \varepsilon\eta\nabla\cdot\bar{u}_\alpha\right)^2\right] \tag{4.147}$$

Comentario. En estas expresiones, al ampliar el orden del desarrollo, se logra incrementar el rango de validez hacia aguas más profundas, debido en gran medida a la capacidad de resolver de forma más estricta el problema de la interacción entre componentes.

4.2.6 Transformación del tren en la zona de rompientes

El momento de la rotura del perfil del tren de ondas, la altura de rotura y su evolución por la zona de rompientes (o talud), depende de las características del tren incidente, la profundidad de agua $[h_{\text{mín}} \le h \le h_{\text{máx}}]$, la pendiente del fondo β, y de si intervienen o no, corrientes u otros trenes, por ejemplo reflejado, además del tren incidente.

4.2.6.1 Criterios de rotura de un tren de ondas

El límite físico de la altura de ola se podrá determinar en función del peralte de la onda $(H_I/L)_{\text{mín}}$, o de la altura relativa [9] $(\gamma_I)_{\text{lím}} = (H_I/h)_{\text{lím}}$.

El criterio del peralte límite se aplica cuando se trabaja en el régimen de ondas de Stokes, mientras que el índice de rotura es habitual en el régimen de ondas de Boussinesq. En ambos los casos el valor de h es la profundida total de agua, incluyendo las oscilaciones intermedias y de periodo largo.

Comentario. Cuando la ola rompe o no fue analizado por Stokes quién propuso dos hipótesis o conjeturas, ambas cinemáticas; el inicio de la rotura del perfil de la onda se produce (1) cuando la velocidad orbital de la partícula de agua en la cresta u_c, supera la velocidad de propagación de la onda C, o (2) cuando la aceleración vertical de la partícula de agua en la cresta a_z, supera la aceleración de la gravedad g.

(9) También se conoce con el nombre de índice de rotura.

4.2.6.1.1 Fondo horizontal o de pendiente muy pequeña

Para fondo horizontal o de pendiente muy pequeña, en ausencia de corriente y viento en la superficie el peralte límite para un tren de ondas depende de la profundidad relativa y del peralte máximo en profundidades indefinidas.

Tren progresivo. En el régimen de Stokes el peralte límite es,

$$\left(\frac{H_I}{L}\right)_{lím} \leq 0{,}142 \tanh\frac{2\pi h}{L} \approx \frac{1}{7}\tanh\frac{2\pi h}{L} \tag{4.148}$$

En el régimen de Boussinesq (onda solitaria), para las mismas condiciones que en el párrafo anterior, el índice de rotura límite (altura de onda relativa) de es,

$$(\gamma_I)_{lím} \equiv \left(\frac{H_I}{h}\right)_{lím} \lesssim 0{,}80 \tag{4.149}$$

donde H_I es la altura incidente del tren.

Tren estacionario. En el régimen de Stokes, el peralte límite de dos trenes de onda con el mismo periodo y la misma altura H_I pero viajando en sentidos opuestos es,

$$\left(\frac{H_I}{L}\right)_{lím} \leq 0{,}11 \tanh\frac{2\pi h}{L} \tag{4.150}$$

Tren parcialmente estacionario. En el régimen de Stokes, el peralte límite de dos trenes de onda con el mismo periodo y uno de ellos con altura H_I y el otro de altura RH_I, pero viajando en sentidos opuestos se puede aproximar por,

$$\left(\frac{H_I}{L}\right)_{lím} \leq \left(0{,}11 + 0{,}03\frac{1-|R|}{1+|R|}\right)\tanh\frac{2\pi h}{L} \tag{4.151}$$

donde $|R|$ es el módulo del coeficiente de reflexión.

Comentario. Ambos criterios son complementarios y basta con aproximar la tangente hiperbólica por su argumento para que el límite del peralte se transforme en el índice de rotura, aunque con un valor ligermente más alto, aproximadamente 0.88. Por otra parte, el peralte límite converge al peralte límite en profundidades indefinidas, apartado 3.4.6, (cuando $h/L > 1/2$, $\tanh(2\pi h/L) \Rightarrow 1$).
El criterio de rotura para un tren parcialmente estacionario se puede aplicar cuando las olas se reflejan de un dique o de un acantilado y $|R| < 1$ es el coeficiente de reflexión del tren incidente.
Cuando se apliquen estos criterios de rotura de ondas a las olas individuales de un tren irregular, se deberá tener en cuenta que, en general, éstas rompen con valores algo inferiores a los correspondientes al tren de ondas.

4.2.6.1.2 Peralte límite en fondo con pendiente

En general cuando la pendiente del fondo es pequeña $m = tan\ \beta \lesssim 1/15$ el peralte límite difiere poco con respecto al del fondo horizontal. No obstante, en aquellos casos en los que sea necesario se recomienda aplicar las siguientes ecuaciones:

Si la pendiente del fondo es pequeña, $m \leq 1/40$, y la profundidad relativa $h/L > 1/20$, el valor límite de la altura de ola se podrá evaluar a partir del peralte límite posible de acuerdo con la siguiente ecuación,

$$\left(\frac{H_I}{L_0}\right)_{lím} = a_1\left\{1 - \exp\left[-a_2 k_{z0} h\left(1 + a_3 (m)^{\frac{4}{3}}\right)\right]\right\} \tag{4.152}$$

donde los coeficientes experimentales son $a_1 = 0{,}17$, $a_2 = 0{,}75$, $a_3 = 15$ y $k_{z0} = 2\pi/L_{z0}$ y L_{z0} son el número y la longitud de ola en profundidades indefinidas, respectivamente. Si la pendiente del fondo se encuentra en el intervalo $1/15 \lesssim m \leq 1/40$ se recomienda aplicar,

$$\left(\frac{H}{gT^2}\right)_{lím} = 2\pi\alpha_{lím}\tanh\left[\frac{1}{2\pi}\beta_{lím}\left(\frac{h}{gT^2}\right)^{\gamma_{lím}}\right]$$
$$\alpha_{lím} = 0{,}0277$$
$$\beta_{lím} = 17{,}7 \qquad (m < 1/15)$$
$$\gamma_{lím} = 0{,}90 \qquad (m < 1/10) \tag{4.153}$$

Cuando la pendiente del fondo es $1/15 < m = tan\ \beta < 1/7$ el peralte de la ola en rotura y la forma de rotura y, en consecuencia, los coeficientes de la ecuación del peralte límite dependen de ella,

$$\left(\frac{H}{L_0}\right)_{lím} = 2\pi\alpha_{lím}\tanh\left[\frac{1}{2\pi}\beta_{lím}\left(\frac{h}{L_0}\right)^{\gamma_{lím}}\right]$$
$$\alpha_{lím} = 0{,}0277$$
$$\beta_{lím} = 152m + 6{,}6 \qquad (m \geq 1/15)$$
$$\gamma_{lím} = 1{,}92m + 0{,}72 \qquad (m \geq 1/10) \tag{4.154}$$

Comentario. Cuando la pendiente del fondo es muy pequeña, la ecuación se aproxima asintóticamente a la ecuación del peralte límite en fondo horizontal, apartado 3.6.4.1.

4.2.6.2 Altura relativa límite

Se define por el cociente entre la altura de ola y la profundidad a la que se encuentra, (H/h). Cuando se expresa en el punto de rotura se suele denominar índice de rotura, γ_b, ó $(\gamma_I)_{lím}$, donde el subíndice I indica que la altura de ola es la del tren incidente.

4.2.6.2.1 Decrestamiento y volteo

Para fondos planos y de pequeña pendiente $tan\ \beta < 1/60$, olas cuyo número de Iribarren satisface $I_{r,I} < 2$, el valor límite de la altura de ola también se puede calcular a partir del índice de rotura según la siguiente ecuación [10].

$$(\gamma_I)_{lím} = \left(\frac{H_I}{h}\right)_{lím} \leq b_1 I_{r,I}^{b_2} + b_3 \tag{4.155}$$

donde $[b_1 \approx 1,\ b_2 \approx 0{,}17,\ b_3 \approx 0{,}08]$ son coeficientes experimentales que dependen del talud y de su permeabilidad. En general, el incremento de la permeabilidad del fondo produce una reducción de la altura de ola rompiendo.

4.2.6.2.2 Colapso y oscilación

En fondos planos e impermeables y profundidades relativas $h/L < 1/20$, las olas cuyo número de Iribarren es $I_{r,I} > 2$, el valor límite de la altura de ola se podrá calcular mediante la siguiente ecuación,

$$(\gamma_I)_{lím} = \left(\frac{H_I}{h}\right)_{lím} \leq 0{,}84\exp\left(6{,}42S_{r0}\right) \tag{4.156}$$

(10) Esta ecuación se ha obtenido para fondos impermeables, pero se puede aplicar al caso de fondos de fango y de arena fina y gruesa. En estos casos es de esperar que la altura de ola máxima real sea inferior a la calculada.

donde,

$$S_{r0} = 1{,}52 \frac{\tan\beta}{\sqrt{\frac{H_I}{h}}} \tag{4.157}$$

En estos casos, la reflexión de la ola en el talud desempeña un papel importante en el proceso de rotura.

Comentario. La ecuación del índice de rotura en función de S_{r0} es implícita y se recomienda resolverla numéricamente. Es necesario llamar la atención sobre el hecho de que el índice de rotura crece al decrecer la altura de la onda, de tal forma que las ondas de pequeña altura pueden llegar a alcanzar valores cercanos a nueve; estas ondas rompen muy cerca de la orilla. Por el otro lado, cuando la pendiente del talud $tan\ \beta > 1/5$, las ondas largas cuyo parámetro de pendiente sea $S_{r0} > 0{,}37$, no rompen y por tanto se reflejan totalmente.

4.2.6.2.3 Onda rompiendo en decrestamiento sobre un fondo plano

Cuando la rotura de la ola se produce en decrestamiento y a lo largo del talud satisface que el índice de rotura es constante, se dice que la zona de rompientes está saturada. En estas condiciones, concurren varias olas rompiendo, el proceso de disipación de cada una de las olas es gradual y la variación de altura de ola se puede describir por una ley exponencial, (siguiendo la variación de la profundidad del perfil de la playa),

$$H_{zr}(x) = H_b \exp\left[\alpha\left(x - x_b\right)\right] \tag{4.158}$$

donde H_b es la altura de ola al romper, α es un parámetro de disipación y x_b es la distancia desde la línea de costa hasta el punto de rotura medida en la dirección normal a la cresta de la ola. El parámetro de disipación depende del tipo de rotura; en el caso de ondas rompiendo en decrestamiento o voluta el valor del parámetro se puede obtener modelando la dinámica y cinemática del volumen de agua involucrado en la rotura [11].

En perfiles de playa de pendiente $tan\ \beta < 1/60$, se recomienda suponer que la zona de rompientes está saturada, es decir que en cada profundidad se satisface la relación

$$H_{zr}(x) \approx (\gamma_1)_{lím}\, h_{zr}(x) \tag{4.159}$$

donde $h = h_{zr}$ es la profundidad total en la zona de rompientes, incluyendo la contribución de las oscilaciones de periodo corto, intermedio y largo.

4.2.6.3 Evolución de la energía del tren de ondas en la zona de rompientes irregulares

En estas condiciones, se recomienda representar la onda rota por la superposición de la parte oscilatoria sobre la que "cabalga"' un volumen de agua (roller) que extrae energía de la onda rotando sobre ella. La propagación del tren por la zona de rompientes se puede obtener resolviendo el sistema de ecuaciones formado por la conservación de masa, cantidad de movimiento (incluyendo la contribución del roller) y la ecuación del nivel medio.

4.2.6.3.1 Flujo de energía estable de la ola rota

En ocasiones la batimetría presenta un cambio gradual del fondo y una posterior suavización de la pendiente. En estos casos cuando la ola rompe en decrestamiento o voluta poco violenta, la ola rota evoluciona primero rápidamente y después se estabiliza alcanzando una altura de "equilibrio". Durante el proceso de rotura la energía ordenada de la ola se transforma en turbulencia y calor.

(11) Este volumen se denomina en el argot hidrodinámico "roller".

La analogía existente entre una ola rota y el resalto hidráulico, ha sugerido expresar la pérdida de energía de forma similar a la disipación en un bore. En estas condiciones se puede describir la atenuación de energía dentro de la zona de rompientes, admitiendo que, a una profundidad determinada, para una ola individual, la disipación de energía producida por la rotura por unidad de área, D_*, es proporcional al exceso de flujo de energía con respecto al flujo de energía que se supone estable, F_S. Dicha cantidad corresponde a la máxima altura de ola H_S para la cual no se produce rotura y cuyo valor depende de la profundidad local, $H_S = \Gamma d$, siendo Γ un valor constante. Esto es,

$$D_* = \frac{\kappa}{d}\left(F - F_S\right) = \frac{\kappa}{d}\frac{1}{8}\rho g C_g\left(H^2 - H_s^2\right) = \frac{\kappa}{d}\frac{1}{8}\rho g C_g\left(H^2 - \left(\Gamma d\right)^2\right) \tag{4.160}$$

donde κ es un parámetro empírico. La ecuación de conservación del flujo de energía que se resuelve es, por tanto,

$$\frac{dF}{dx} = \begin{cases} -\frac{\kappa}{d}\frac{1}{8}\rho g C_g\left(H^2 - \left(\Gamma d\right)^2\right) & si\ H > \Gamma d \\ 0 & si\ H \le \Gamma d \end{cases} \tag{4.161}$$

Los valores de κ y Γ dependen del tipo de rotura, y por tanto del número de Iribarren. Para roturas en decrestamiento y voluta, suelen tomarse como aceptables los valores $\Gamma = 0{,}4$ y $0{,}15 \lesssim \kappa \lesssim 0{,}20$.

4.2.6.3.2 Perfil de playa de pendiente constante

Cuando el perfil de playa es de pendiente constante, $h(x) = mx$, donde m es la pendiente de la playa se puede obtener la siguiente solución analítica,

$$\left(\frac{H\left(x\right)}{H\left(x_b\right)}\right)^2 = \left(1+\alpha_r\right)\left[\frac{h\left(x\right)}{H\left(x_b\right)}\right]^{\left(\frac{\kappa}{m}-\frac{1}{2}\right)} - \alpha_r\left(\frac{h\left(x\right)}{H\left(x_b\right)}\right)^2 \tag{4.162}$$

$$\alpha_r = \frac{\kappa\xi_e}{m\left(\frac{5}{2}-\frac{K}{m}\right)}\left(\frac{h\left(x_b\right)}{H\left(x_b\right)}\right)^2 \tag{4.163}$$

Cuando $\kappa/m = 5/2$, la solución es,

$$\left(\frac{H\left(x\right)}{H\left(x_b\right)}\right)^2 = \left(\frac{h\left(x\right)}{H\left(x_b\right)}\right)^2\left[1 - \beta\ln\left(\frac{h\left(x\right)}{H\left(x_b\right)}\right)\right] \tag{4.164}$$

$$\beta = \frac{5}{2}\xi_e\left(\frac{h\left(x_b\right)}{H\left(x_b\right)}\right)^2 \tag{4.165}$$

La energía disipada en el proceso de la rotura es,

$$\frac{\Delta E}{\rho_w g} \approx \frac{1}{8}\left[H_b^2 - H_e^2\right] \tag{4.166}$$

Esta ecuación debe resolverse simultáneamente con la ecuación de la variación del nivel del mar en la zona de rompientes.

Comentario. Esta aproximación se puede aplicar para obtener la reducción de energía de cada una de las componentes del espectro frecuencial por rotura del oleaje, repartiendo uniformemente la disipación entre todas las componentes frecuenciales. Así mismo se puede aplicar para obtener la función de probabilidad de la altura de ola en un punto de la zona de rompientes.
Con las condiciones requeridas, este problema se puede resolver aplicando los modelos incluidos en el SMC (Sistema de modelado costero) de dominio público, www.smc.unican.es.

4.3 FUNDAMENTOS DE LA DESCRIPCIÓN DEL OLEAJE

4.3.1 Variables instantánea, básicas y de estado

La variable instantánea del oleaje, al igual que las otras oscilaciones del mar, es el desplazamiento vertical de la superficie libre del mar $\eta(t, \vec{x})$ a lo largo del tiempo medida con respecto a un nivel de referencia. Es una variable continua que se registra mediante sensores de presión, nivel, acelerómetros etc, para su análisis se "muestrea" a intervalos de tiempo constantes del orden de medio segundo.

La descripción del oleaje se fundamenta en suponer que, en profundidades indefinidas, en un intervalo limitado de tiempo y en un dominio acotado del espacio, $\eta(t, \vec{x})$ es una variable aleatoria gaussiana cuya varianza σ_η^2 es proporcional a la energía del proceso,

$$\sigma_\eta^2(\vec{x}) = \frac{1}{D_t}\int_t^{t+D_t}\left[\eta(t,\vec{x}) - \bar{\eta}\right]^2 dt \tag{4.167}$$

donde $\bar{\eta}$ es el desplazamiento vertical medio del registro durante el intervalo de tiempo D_t o duración. Esta hipótesis pierde validez a medida que el oleaje se transforma por presencia de los contornos y fondo y obviamente, con el paso del tiempo.

En profundidades reducidas, $\eta(t, \vec{x})$ deja de ser una variable gaussiana; sin embargo, en la mayoría de los casos prácticos su desviación no es significativa en el ámbito de la Ingeniería Marítima.

Comentario. Una manera práctica de obviar esta limitación es por un lado acotar la duración del intervalo definiendo el estado de oleaje, y por el otro acotar el espacio definiendo el tramo. En estas condiciones se puede admitir que en el tramo y en el estado, (1) $\eta(t, \vec{x})$ es una variable aleatoria aproximadamente gaussiana, (2) el registro medido en un punto del tramo contiene la información necesaria y suficiente para obtener los descriptores estadísticos y la función espectral representativos de la variabilidad estocástica esperable en el estado.

4.3.1.1 Modelo matemático-estadístico

Si se expresa el desplazamiento vertical de la superficie libre en un punto del mar $P(x, y)$ con respecto a un nivel de referencia ubicado en $z = 0$.

$$\eta(t) = \sum_n a_n \sin(\omega_n t + \varphi_n) \tag{4.168}$$

y

$$\eta^2(t) = \sum_n \sum_m \frac{1}{2} a_n a_m \left\{\cos\left[(\omega_n - \omega_m)t + (\varphi_n - \varphi_m)\right] - \cos\left[(\omega_n - \omega_m)t + (\varphi_n - \varphi_m)\right]\right\} \tag{4.169}$$

Promediando en un tiempo largo se obtiene que la energía total media por unidad de superficie horizontal es

$$E_T = \frac{1}{D_t}\int_t^{t+D_t} \eta^2(t)dt = \sum_n \frac{1}{2} a_n^2 \tag{4.170}$$

y la varianza del estado de oleaje es igual a la suma de las varianzas de las componentes espectrales. Si se considera la varianza. ΔE en un intervalo de frecuencias $(f, f, \Delta f)$ entonces se puede definir una función $S(f)$ llamada espectro de varianza del oleaje tal que,

$$S(f) = \frac{\Delta E}{\Delta f} \tag{4.171}$$

$S(f)$ es finita cuando $\Delta f \Rightarrow 0$. De aquí se obtiene,

$$E_T = \int_0^\infty S(f)\,df \tag{4.172}$$

La función de densidad espectral del oleaje o espectro de energía del oleaje se multiplicando $S(f)$ por $\rho_w g$,

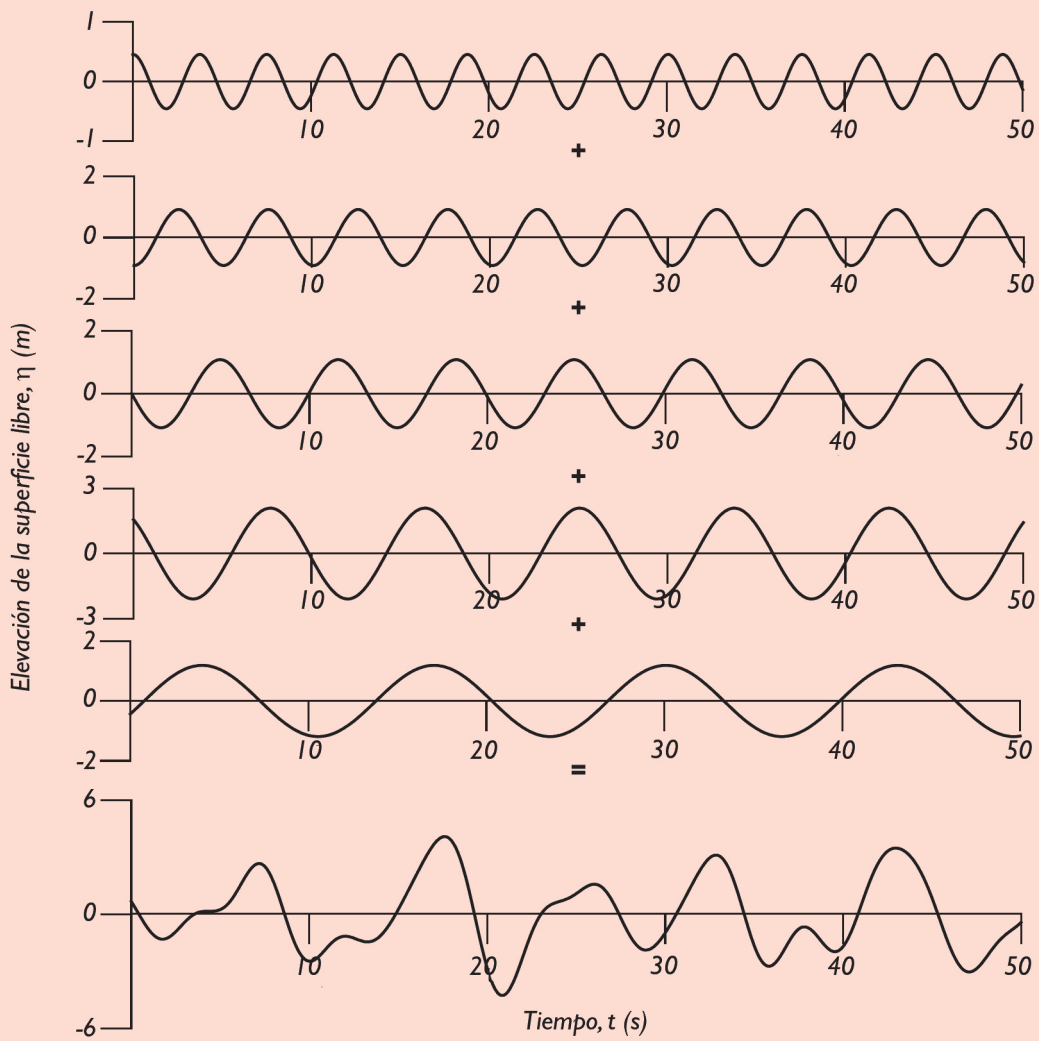
$$E(f) = \rho_w g S(f) \tag{4.173}$$

En general, el desplazamiento de la superficie libre como una función del tiempo y de su posición se puede escribir.

$$\eta(x,y,t) = \sum_n \sum_m a_{nm} \cos\left[k_n\left(x\cos\theta_m + y\sin\theta_m\right) - 2\pi f_n t + \varphi_{nm}\right] \tag{4.174}$$

suponiendo que el oleaje es una superposición de N ondas sinusoidales (componentes espectrales), figura 4.4.6, cada una de ellas viajando con su propia amplitud a_n, frecuencia angular f_n, número de onda k_n, en diferentes direcciones θ_m y con fases diferentes φ_{nm}. Por lo tanto, cada componente satisface la ecuación de dispersión dada por:

Figura 4.4.6. Simulación del oleaje como una superposición lineal de ondas sinusiodales de diferente amplitud y periodo y fase aleatoria



$$\left(2\pi f_n\right)^2 = gk_n \tanh k_n h \tag{4.175}$$

donde h, representa la profundidad. Bajo la suposición de que las fases φ_n están distribuidas uniformemente de forma aleatoria en el intervalo $[0, 2\pi]$ se tiene,

$$\sum_{f}^{f+\Delta f} \sum_{\theta}^{\theta+\Delta\theta} \frac{1}{2} a_n^2 = S(f,\theta)\, df d\theta \tag{4.176}$$

$$E_T = \int_0^{\infty} \int_{-\pi}^{\pi} S(f,\theta)\, df d\theta \tag{4.177}$$

4.3.1.2 Variables básicas de la ola: parámetros de descripción

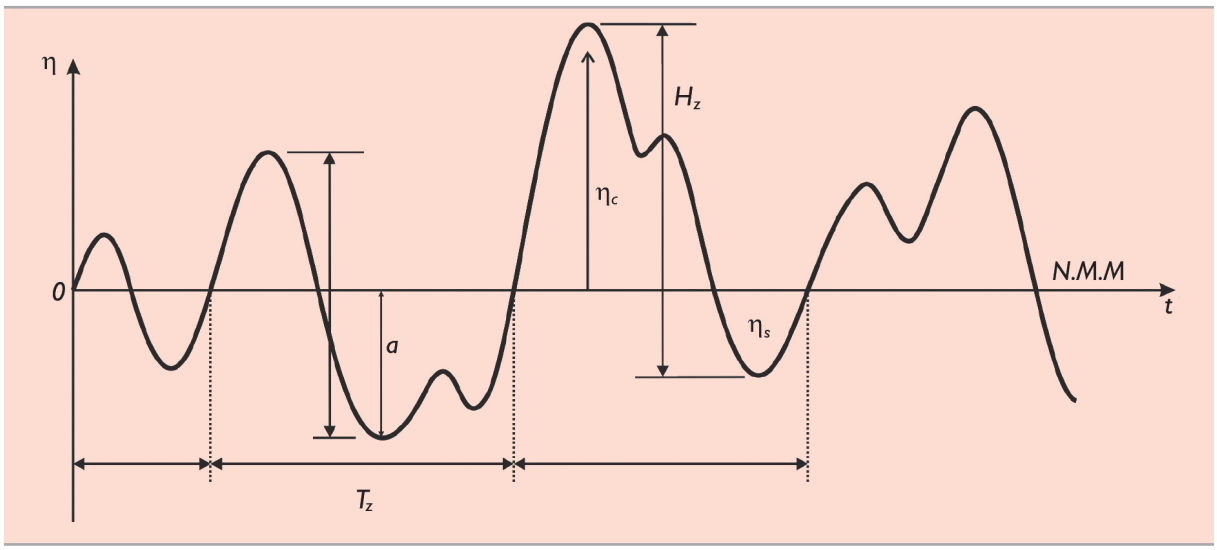
Definido en el registro el nivel de referencia el tiempo que transcurre entre dos pasos ascendentes del registro por el nivel de referencia se denomina periodo ascendente de paso por cero T_z. La inversa del periodo se denomina frecuencia f (con unidades $H_z = 1/\mathrm{s}$), y si se expresa en radianes/segundo se denomina frecuencia angular ω (12),

$$f = \frac{1}{T_z} \tag{4.178}$$

$$\omega = \frac{2\pi}{T_z} \tag{4.179}$$

Entre dos pasos ascendentes por cero se puede definir la siguientes magnitudes, figura 4.4.7:

Figura 4.4.7. Parámetros espaciales y temporales que definen las oscilaciones irregulares de la superficie del mar en la banda del oleaje



(12) También es habitual identificar la frecuencia angular por σ, si bien ésta se suele utilizar en presencia de corriente y se denomina frecuencia intrínseca. En este caso la ecuación de la dispersión del tren líneal de olas es,

$$\sigma^2 = (\omega - kU)^2 = gk \tanh kh$$

H_z, altura de ola es la máxima distancia vertical.
η_c, altura de cresta es la distancia vertical desde el nivel de referencia hasta máximo relativo (cóncavo)
η_s, altura de seno es la distancia vertical desde el nivel de referencia a un mínimo relativo (convexo)
a_c, amplitud de cresta es la máxima altura de cresta
a_s, amplitud de seno es la máxima altura de seno

Además del periodo de paso ascendente por cero es habitual identificar los siguientes periodos.

T_c, periodo de cresta es el tiempo entre crestas sucesivas
T_s, periodo de seno es el tiempo entre senos sucesivos

En correspondencia con cada una de las definiciones de periodo se define las siguientes distancias horizontales o longitudes,

L_z, longitud de onda es la distancia horizontal entre dos pasos ascendentes consecutivos por el nivel de referencia
L_c, longitud de cresta es la distancia horizontal entre dos crestas consecutivas
L_s, longitud de seno es la distancia horizontal entre dos senos consecutivos

Se define el número de onda k (en unidades de radianes/metro)

$$|k| = \frac{2\pi}{L_z} \tag{4.180}$$

El número de onda es una magnitud vectorial de componentes $\vec{k} = (k_x, k_y)$,

$$k_x = |k| \sin\theta_w \tag{4.181}$$

$$k_y = |k| \cos\theta_w \tag{4.182}$$

donde θ_w es la dirección de propagación de la ola.

La longitud de onda L_z se relaciona con el periodo T_z y la profundidad de agua h a través de la ecuación de dispersión, que en teoría lineal y en ausencia de corriente es,

$$\omega^2 = gk \tanh kh \tag{4.183}$$

El peralte de la ola es el cociente de la altura y la longitud, $s_s = H_z/L_z$ y la celeridad C es la velocidad a la que se propaga el movimiento oscilatorio. Es una magnitud vectorial $\vec{C} = (C_x, C_y)$. Cuando la onda se propaga conservando la forma se satisface,

$$|C| = \frac{L_z}{T_z} \tag{4.184}$$

$$C_x = \frac{\omega}{k_x} \qquad C_y = \frac{\omega}{k_y} \tag{4.185}$$

En un estado de oleaje, los valores de las alturas de ola y periodo, (H_z, T_z) son variables aleatorias con distribución conjunta de probabilidad cuyos parámetros dependen de los descriptores de estado que, a su vez, dependen de la edad [13] del oleaje y de la profundidad relativa, y por tanto, del nivel del mar. Consecuentemente todas las magnitudes derivadas de ellas dos también los son (por ejemplo, la celeridad, la longitud de onda, el peralte).

(13) La "edad" del oleaje se define por el cociente entre su celeridad y la velocidad del viento generador (C/U_{10}) que depende entre otros, de la duración del tiempo de generación y del fetch. Durante la fase de generación se dice que el oleaje está parcialmente desarrollado y $(C/U_{10}) < 1$, mientras que al final de dicha fase se denomina oleaje totalmente desarrollado y $(C/U_{10}) \gtrsim 1$.

Análogamente, los valores máximos del registro (por ejemplo $H_{z,máx}$, $a_{c,máx}$, $a_{s,máx}$, $\eta_{c,máx}$, $\eta_{s,máx}$) son variables aleatorias cuya función de distribución depende del número de olas en el registro es decir de su duración.

Comentario. Si bien en la Ingeniería Marítima la definición por pasos ascendentes es la más habitual, hay otras maneras de definir las variables básicas del oleaje. Una de ellas es seleccionar el periodo de paso descendente como intervalo de tiempo de la prueba estadística y en cada uno de ellos definir las mismas variables básicas. También es posible seleccionar las crestas y los senos y definir el periodo de cresta y el periodo de seno. Por ser la definición habitual, la altura de la ola definida por pasos ascendentes no suele idenficarse con el subíndice z. Sin embargo, es conveniente mantenerlo en el periodo.

4.3.1.3 Funciones de densidad de probabilidad

Las variables básicas son, por definición, aleatorias. En un estado se puede tomar un registro de N olas y construir una muestra conjunta o muestras individuales de las variables básicas, alturas, periodos, amplitudes de cresta y seno, etc. e inferir sus funciones de densidad de probabilidad conjunta o individuales. Los parámetros de las funciones de densidad son los descriptores de estado. Por ejemplo, bajo ciertas condiciones, las alturas de ola en un estado siguen una distribución de Rayleigh de parámetro la altura de ola media cuadrática del registro.

4.3.1.4 Descriptores estadísticos de estado

En un estado de oleaje se produce una manifestación de oscilaciones de la superficie libre del mar en la banda de periodo del oleaje que, localmente, satisfacen las hipótesis de estacionariedad y uniformidad estadística en sentido amplio. Formada una muestra representativa de un estado de oleaje de alturas de ola, definidas por el paso por cero ascendente, los valores estadísticos más habituales que pueden ser utilizados como descriptor de estado son:

$\overline{H}$, altura media o valor medio muestral
H_{rms}, altura de ola media cuadrática o valor medio cuadrático muestral
H_s, altura de ola significante o valor medio del tercio de alturas de ola mayores
$H_{1/n}$, valor medio del 1/n las alturas de ola más altas de la muestra
$H_{máx}$, máxima altura de ola en la muestra de alturas de ola

Los periodos más habituales utilizados como descriptor de estado son:

$\overline{T}_z$, periodo medio de paso por cero ascendente o valor medio de la muestra
T_s, periodo significante, valor medio del tercio de periodos mayores
T_{H_s}, periodo medio del tercio de olas más altas del registro
$T_{H_{máx,N}}$, periodo de la máxima altura de ola en el estado
$\overline{\theta}_w$, dirección media de propagación referida al Norte geográfico
$\overline{L}_z$, longitud de onda asociada al periodo medio.

El descriptor de estado de la longitud de ola $\overline{L}_z$ se puede determinar a partir de la ecuación de dispersión,

$$\overline{L_z} = \frac{g\left(\overline{T_z}\right)^2}{2\pi}\tanh\left(\frac{2\pi h}{\overline{L_z}}\right) \tag{4.186}$$

En profundidades indefinidas, $h/\overline{L}_z > 1/2$ la longitud de onda es aproximadamente, $\overline{L}_{z,0} \approx 1{,}56(\overline{T}_z)^2$ y en profundidades reducidas, $h/\overline{L}_z < 1/20$, $\overline{L}_z \approx \sqrt{gh}(\overline{T}_z)$, en unidades SI $(g = 9{,}81 m/s)$, $\overline{T}_z$ en segundos y $\overline{L}_{z,0}$, $\overline{L}_z$ y h en metros. Se define la celeridad significante (m/s) por,

$$C_s = \frac{H_s}{T_{H_s}} \tag{4.187}$$

Es conveniente definir la dirección media de propagación es $\overline{\theta}_w$ en función del espectro direccional o, en su caso, por la dirección de propagación de los frentes de oleaje de mayor altura.

En general, se recomienda caracterizar el estado de oleaje mediante los descriptores estadísticos altura de ola significante incidente en el emplazamiento $H_{s,I}$ o la altura de ola media cuadrática $H_{rms,I}$ y el periodo medio de paso por cero ascendente $\overline{T}_z$, la dirección media de propagación $\overline{\theta}_w$ referida al N geográfico y, en su caso, un descriptor de la agrupación del oleaje.

El peralte significante no tiene un significado físico preciso, pero por analogía con el tren regular, es una medida del peralte del tren iregular; en profundidades indefinidas es,

$$s_s = \frac{H_{m_0}}{\overline{L}_{z,0}} = \frac{2\pi H_{m_0}}{g\overline{T}_z^2} \tag{4.188}$$

Comentario. El peralte significante para los temporales generados en el Atlántico Norte (fetch del orden de 1.000 *Km) se debe encontrar en el intervalo* $0{,}045 \lesssim S_s \lesssim 0{,}055$*, mientras que en el Mar de Alborán (fetch del orden de* 200 *Km) los valores del peralte deben de estar en el intervalo* $0{,}055 \lesssim S_s \lesssim 0{,}065$.

4.3.1.5 Descriptores visuales de estado

Durante muchos años la mejor fuente de información de los estados de oleaje era la base de datos visuales construida a partir de la información suministrada por los barcos en ruta y transmitida, organizada y amparada por la *WMO* y ejecutada por diferentes centros meteorológicos mundiales. Los parámetros de descripción del oleaje visual son,

H_υ, altura de ola visual
T_υ, periodo de ola visual
θ_υ, dirección visual del oleaje
$H_{\upsilon,\text{máx}}$, altura de ola visual máxima del temporal
$T_{\upsilon,\text{máx}}$, periodo de ola visual máxima asociado a $H_{\upsilon,\text{máx}}$.

Los descriptores visuales son equivalentes a los descriptores estadísticos de estado y entre ellos existe una correlación estadística cuya curva de mejor ajuste suele ser una función polinómica (en general de dos términos, parabólica), aunque habitualmente se opte por la solución lineal.

Los descriptores visuales no son valores individuales de la ola. La relación entre los descriptores visuales y los estadísticos o espectrales son específicos de la zona de trabajo por lo que no se deben extrapolar de unos emplazamientos a otros sin realizar una comprobación.

Comentario. Para correlacionar las alturas de ola visual y significante en la ROM 0.3-91 se recomendó aplicar alguna de la relaciones empíricas de validez reconocidas, como por ejemplo,

$$H_s = 1{,}23 + 0{,}88 H_\upsilon$$

Esta relación lineal se puede utilizar en estudios previos y tanteos. En otros casos y siguiendo lo recomendado en aquella Recomendación, es necesario contrastar su validez mediante datos instrumentales registrados en el emplazamiento.

4.3.1.6 Descripción del estado de oleaje en el dominio de la frecuencia

Una serie temporal puede ser descompuesta en un número de componentes individuales periódicas, cada uno con su propia frecuencia y dirección de propagación. La figura 4.4.8 muestra la representación espectral, en el dominio de la frecuencia, de la superficie libre construída con la superposición de cinco ondas regulares de la

figura 4.4.6. Las variables básicas del oleaje irregular en el dominio de la frecuencia son la energía total media por unidad de superficie horizontal $E(\vec{x})$ y por componente espectral $S(f_i,\vec{x})$, su frecuencia f_i (o la frecuencia angular ω_i), la amplitud a_i y velocidad de propagación de la energía $C_g(f_i)$,

$$S(f_i,\vec{x}) = \frac{1}{2}\rho_w g a_i^2 \tag{4.190}$$

$$C_{g,i} = \frac{1}{2}C\left(1+\frac{2k_i h}{\sinh 2k_i h}\right) \tag{4.191}$$

$$\omega_i^2 = gk_i \tanh k_i h \tag{4.192}$$

$$E(\vec{x}) = \alpha_E \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} S(f,\vec{x})\,df \tag{4.193}$$

Figura 4.4.8. Representación de la función de densidad espectral (dominio de la frecuencia) del registro formado por la superposición de ondas regulares

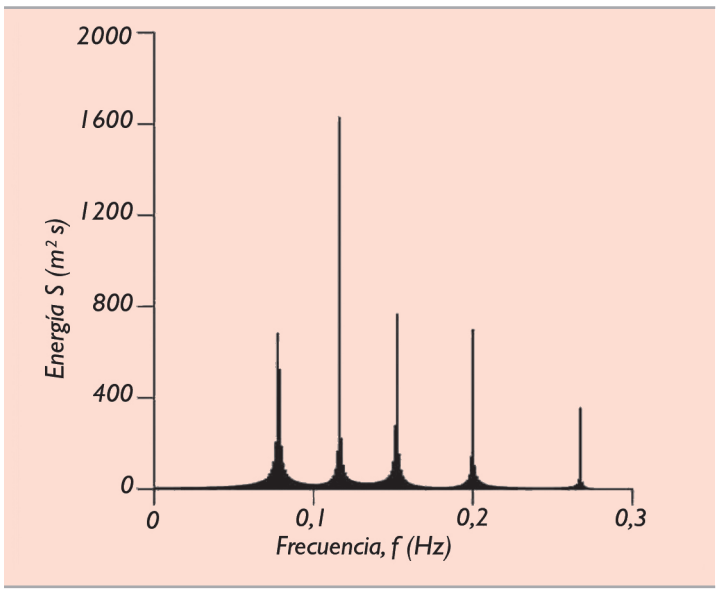
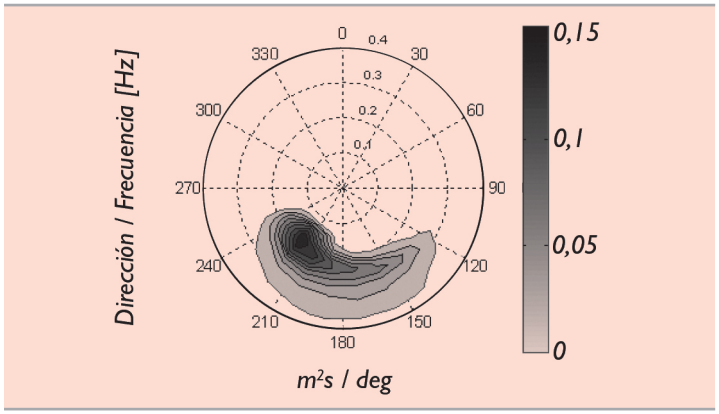


Figura 4.4.9. Representación espectral del oleaje en frecuencia y dirección



donde, h es la profundidad de agua, k_i el número de onda de la componente de frecuencia $f_i = 2\pi\omega_i$, g la aceleración de la gravedad y ρ_w la densidad del agua de mar e i, $[1 \le i \le n]$ identifica la componente espectral; es una constante que depende de la formulación de la función de densidad espectral; $[f_{inf}, f_{sup}]$ son los límites inferior y superior, respectivamente de la banda del oleaje $(3 < T(s) < 30)$. En general se definen en función del periodo de máxima energía del espectro o periodo de pico, $T_p = 1/f_p$, $[f_{inf} \approx 0{,}6f_p, f_{sup} \approx 2{,}5f_p]$.

4.3.1.7 Espectro frecuencial y direccional del oleaje

La distribución de la energía del oleaje debida a cada una de dichas componentes de frecuencia y dirección diferente se denomina espectro de energía o función de densidad espectral. El espectro frecuencial y direccional $S_w(f, \theta)$ (unidades $L^2 * T$, por ejemplo $m^2 * s$) representa la distribución frecuencial y direccional de la densidad de energía del oleaje en el estado de mar, donde θ es el ángulo medido (positivo en el sentido de las agujas del reloj) con respecto a la dirección principal de propagación del oleaje θ_0, figura 4.4.9.

A falta de mejor información el espectro frecuencial y direccional del oleaje $S_w(f, \theta)$ se puede describir por el producto dos funciones, una el espectro frecuencial $S_w(f)$ y otra el espectro direccional propiamente dicho $D_w(\theta, f)$,

$$S_w(f, \theta) = S_w(f)D_w(\theta, f)$$

Las unidades del espectro frecuencial son las misma que las del espectro total $(L^2 * T)$. El espectro direccional es adimensional.

La función frecuencial $S_w(f)$ tiene dos ramas, una ascendente proporcional a $S_1(f) \sim f^{-5}$ y otra descendente $S_2(f) \sim f^{-4}$; el cruce entre ambas ramas define el pico o máximo de la función espectral $S_1(f_p)$ que mide la sobresaturación energética de las componentes alrededor de la frecuencia de pico f_p. Esta forma depende de la edad y del tipo de oleaje.

La función direccional $D_w(\theta, f)$ proporciona la densidad de energía en el dominio direccional en cada frecuencia f, relativa a la densidad de energía en esa frecuencia. $D_w(\theta, f)$ suele ajustarse a una función tipo $\cos^{2s}$ donde s es el parámetro de dispersión angular, que depende del fetch o área (o el tiempo) y profundidad de generación y de la velocidad media del viento generador.

4.3.1.8 Momentos espectrales

El momento espectral de orden n se define por, (unidades en el SI, $L^2(m^2)$),

$$m_n = \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} f^n S_w(f,\theta)\, df d\theta \tag{4.194}$$

donde $f_{\inf}$, $f_{\sup}$ definen la banda de frecuencias en las que se realiza la integración. Obviamente, se deberá cumplir que,

$$\int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} D_w(\theta, f)\, d\theta = 1 \tag{4.195}$$

El momento de orden cero (m^2) representa la energía total del tren irregular,

$$m_0 = \int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} f^n S_w(f,\theta)\, df d\theta = E \tag{4.196}$$

Comentario. Si bien desde un punto de vista estrictamente teórico, $f_{\inf} \Rightarrow 0$ y $f_{\sup} \Rightarrow \infty$ en la práctica estos dos límites se deben adecuar a la banda de frecuencias en las cuales hay energía oleaje. En espectros de un solo pico suele ser habitual acotar estos valores en función de la frecuencia de pico f_p, por ejemplo $(0{,}3f_p,\ 3f_p < 0{,}04)$.
En el mar, el oleaje generado por el viento no se propaga en una sola dirección, por el contrario, su energía se distribuye a lo largo de varias direcciones. La energía asociada a las frecuencias con un valor cercano a la frecuencia modal se propagan principalmente con la dirección del viento. Un análisis direccional del oleaje consiste en determinar la forma en que se distribuye su energía sobre frecuencias (o números de onda) y direcciones de propagación.

4.3.1.9 Espectro del número de onda

De forma análoga al caso frecuencial, se puede expresar la función de densidad espectral en función del número de onda $S(k,\theta)$. Dado que la energía del proceso debe ser la misma se debe verificar que,

$$S(k,\theta)\, dk = \frac{1}{2\pi} S(f,\theta)\, df = S(\omega,\theta)\, d\omega \tag{4.197}$$

Las unidades del espectro de número de onda son L^3 por ejemplo, m^3. Para una dirección de propagación específica se tiene,

$$S(k) = \frac{1}{2\pi}\left[S(f)\right]\frac{df}{dk} = \frac{C_g}{2\pi} S(f) \tag{4.198}$$

$$C_g = \frac{1}{2}\left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh}\right)C = nC \tag{4.199}$$

4.3.1.10 Descriptores espectrales de estado

Los descriptores espectrales definen altura de ola, periodo y dirección en el estado calculados a partir de la función de densidad espectral

4.3.1.10.1 Descriptores de altura y periodo

Definiendo los momentos espectrales de orden n de acuerdo con el apartado 3.6.2.3, los más habituales en la ingeniería marítima son los siguientes,

m_0, de orden cero $n = 0$, es el área bajo el espectro de frecuencias del oleaje y es igual a la varianza σ_η^2 del sistema, (m^2).
m_2, de orden dos, $n = 2$ es el momento de inercia del espectro alrededor del eje $f = 0$.

Para procesos gaussianos se cumple que,

H_{m_0}, altura de ola significante espectral (m) se define en función de m_0 por,

$$H_{m_0} = 4\sqrt{m_0} \tag{4.200}$$

$T_{0,1}$, periodo medio espectral $(0, 1)$, (s)

$$T_{0,1} = \frac{m_0}{m_1} \tag{4.201}$$

T_m, periodo medio espectral $(0, 2)$, (s)

$$T_m = T_{0,2} = \sqrt{\frac{m_0}{m_2}} \tag{4.202}$$

$\widetilde{T}_c$, periodo medio espectral de cresta, (s)

$$\tilde{T}_c = \sqrt{\frac{m_2}{m_4}} \tag{4.203}$$

T_p, periodo de pico espectral o periodo en el cual el espectro tiene su contenido energético máximo.
L_p, longitud de onda de pico asociada al periodo de pico.
f_p, frecuencia de pico o de máximo contenido energético = $1/T_p$, (1/s).
$f_{0,1}$, frecuencia media espectral $(0,1) = 1/T_{0,1}$
$f_{0,2}$, frecuencia media espectral $(0,2) = 1/T_{0,2}$
Q_p, parámetro que cuantifica la forma del espectro y se define por, (para estados de mar de viento toma un valor cercano a 2)

$$Q_p = \frac{2}{m_0^2}\int_0^\infty f\left[S(f)\right]^2 df \tag{4.204}$$

υ anchura espectral es el radio de giro normalizado del espectro alrededor de su frecuencia media $f_{0,1}$,

$$v^2 = \frac{m_0 m_2}{m_1^2} - 1 \tag{4.205}$$

La anchura espectral varía en el intervalo $[0 \le v < 0{,}5]$ en función de la forma espectral, de acuerdo con la Tabla 4.4.2

Tabla 4.4.2. Anchura espectral para diferentes funciones de densidad espectral

Forma espectral	v
Banda estrecha	≈ 0
Pierson-Moskowitz	0,425
Jonswap ($\gamma = 3{,}3$, $\sigma_a = 0{,}7$, $\sigma_b = 0{,}9$)	0,390

Comentario. También se suele utilizar el parámetro ε,

$$\varepsilon^2 = 1 - \frac{m_2^2}{m_0 m_4} = 1 - \left(\frac{\tilde{T}_c}{T_m}\right)^2 \tag{4.206}$$

El cálculo del momento conlleva una integración entre dos límtes, frecuencias superior e inferior, por lo que el error de truncamiento afecta más a los momentos de orden más alto. Las definiciones anteriores están asociadas a la definición frecuencial del espectro de energía. Si éste se define por medio de la frecuencia angular algunas de las expresiones estarán afectadas de 2π.

4.3.1.10.2 Relación entre los diferentes periodos espectrales

Para espectros de frecuencia de un solo pico, la relación entre los periodos de pico y medio espectral depende de la forma espectral y del método de estimación. En la Tabla 4.4.3 siguiente se da esta relación para las funciones de densidad espectral teóricas Jonswap y PM (veáse apartado 3.6.3.5),

Se recomienda utilizar la amplia base de datos de Puertos del Estado para evaluar esta relación en el emplazamiento. En ausencia de otra información, se podrá admitir que,

$$T_p \approx 1{,}35 T_m \tag{4.207}$$

Tabla 4.4.3. Valores del cociente de periodo de pico y medio para diferentes funciones de densidad espectral

Forma espectral	T_p/T_m
Banda estrecha	1,10
Pierson-Moskowitz	
Jonswap ($\gamma = 3{,}3$, $\sigma_a = 0{,}7$, $\sigma_b = 0{,}9$)	1,25

4.3.1.10.3 Descriptores direccionales

La dirección media frecuencial se define por

$$\overline{\theta}(f) = \arctan \frac{\int \sin\theta \cdot D(f,\theta)\, d\theta}{\int \cos\theta \cdot D(f,\theta)\, d\theta} \tag{4.208}$$

y la dirección media del oleaje por

$$Mdir = \arctan \frac{\int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \sin\overline{\theta} \cdot S(f)\, df}{\int_{f_{\inf}}^{f_{\sup}} \cos\overline{\theta} \cdot S(f)\, df} \tag{4.209}$$

Estos descriptores se pueden definir para diferentes bandas de frecuencia, pudiendo de esta manera identificar, por ejemplo, la dirección media de propagación de las bandas de alta y baja frecuencia. La dirección del oleaje en el pico espectral es $\overline{\theta}(f_p)$.

La dispersión angular se define por,

$$\sigma(f) = \int_0^{2\pi} (\theta - \bar{\theta})^2 \cdot D(\theta, f)\, d\theta \tag{4.210}$$

θ_0 dirección principal de propagación del oleaje θ_0 es aquella en la que se produce el máximo flujo de energía es decir,

$$S_w(f,\theta_0) C_g(f,\theta_0) \Delta f \Delta\theta = máx\left[S_w(f,\theta) C_g(f,\theta) \Delta f \Delta\theta\right] \tag{4.211}$$

donde C_g es la velocidad de propagación de la energía en la banda de frecuencias f y en la dirección θ_0 y Δf, $\Delta\theta$ son la anchura de los intervalos frecuenciales y direccionales en los que se discretiza el espectro. La relación entre las celeridades de grupo y onda de cada una de las componentes espectrales es,

$$C_g(f) = n(kh) C(f) \tag{4.212}$$

$$n(kh) = \frac{1}{2}\left[1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)}\right] \tag{4.213}$$

$$(2\pi f)^2 = gk \tanh kh \tag{4.214}$$

4.3.1.11 Relaciones funcionales entre los descriptores estadísticos y frecuenciales

La descripción del oleaje se fundamenta en la hipótesis de que, en un estado o intervalo limitado de tiempo y en un dominio acotado del espacio, $\eta(t, \vec{x})$ es una variable aleatoria gaussiana cuya varianza σ_η^2 es proporcional a la energía total del proceso $E(\vec{x})$. Entre los descriptores estadísticos y espectrales existen relaciones funcionales (apartado 3.5.2.11). Son especialmente relevantes las relaciones entre la varianza de la señal temporal σ_η^2, el área bajo la función de densidad espectral o momento de orden cero m_0 y la altura de ola media cuadrática H_{rms},

$$m_0 \approx \sigma_\eta^2 \tag{4.215}$$

$$H_{m_0} \approx 4\sqrt{m_0} \tag{4.216}$$

$$H_{m_0} = \alpha_s H_s \tag{4.217}$$

donde α_s depende del tipo de oleaje; en general, se puede admitir que $\alpha_s \approx 1$.

Se recomienda utilizar las relaciones entre descriptores de estado para comprobar la coherencia y validez de los datos y de los cálculos.

4.3.1.12 Descripción de la cinemática y dinámica del oleaje

La descripción del movimiento del fluido puede incluir otras variables instantáneas tales como la velocidad y aceleración, presiones y tensiones tangenciales cuya variabilidad temporal contiene la misma información que las oscilaciones que la causan. En particular, si su origen se debe a la presencia del oleaje su descripción se puede realizar siguiendo el mismo esquema que para el oleaje, es decir, definiendo primeramente las variables instantánea y básica rápida, el periodo del ciclo básico y después su valor como variable lenta o descriptor de estado. Este desarrollo se puede realizar a partir de datos medidos.

No obstante, ya que en Ingeniería Marítima suele ser suficiente trabajar con la teoría lineal del oleaje, las funciones de probabilidad y los espectros frecuenciales de cualquiera de las variables cinemáticas o dinámicas se pueden obtener directamente de los resultados obtenidos para la variable instantánea desplazamiento de la superficie libre y las variables básicas asociadas. En el dominio del tiempo bastará aplicar los métodos estadísticos para obtener las funciones de probabilidad derivadas, mientras que, en el dominio de la frecuencia, será suficiente evaluar las funciones de transferencia frecuencial que multiplicadas por el espectro del oleaje proporciona el espectro frecuencial de la variable aleatoria derivada, tal y como se desarrolla en los dos subapartados siguientes.

4.3.2 Procesos de generación: fundamentos

Los principales mecanismos de transferencia de energía que intervienen en los procesos de generación del oleaje son,

1. Fuentes de energía: acción del viento
2. Interacción conservativa onda-onda: entre cuádruplos en profundidades indefinidas
3. Interacción conservativa onda-onda: entre triadas en profundidades intermedias y reducidas
4. Sumideros de energía: rotura por peralte máximo en profundidades indefinidas, rotura por fondo y fricción con el lecho.

4.3.2.1 Mecanismo fuente

La generación se inicia, principalmente, por la acción del viento turbulento y el acoplamiento resonante entre su campo vertical de presiones y las ondas propagándose libremente por el océano. Este mecanismo parece que proporciona un crecimiento de la amplitud de la onda lineal con el tiempo. Este desarrollo incipiente modifica el patrón del flujo de aire sobre la superficie del mar de tal forma que la presión del aire sobre ella empuja a la ola del lado del viento y succiona por detrás, provocando su peraltamiento. Este mecanismo depende de la amplitud de la ola y se va tornando más y más efectivo a medida que el oleaje crece, pero el crecimiento de la rugosidad superficial también comienza a ser importante en la propia estructura de los campos de viento y presiones sobre la superficie. Estos dos mecansimos se identifican por $S_{in}(f, \theta)$ donde S indica la densidad de energía del oleaje en la frecuencia f y la dirección de propagación θ y representan la entrada de energía desde la atmósfera para generar el oleaje, es decir es el término fuente.

4.3.2.2 Mecanismo redistribuidor de energía

El segundo mecanismo que interviene en el desarrollo del oleaje se conoce con el nombre de interacción cuádruple no lineal entre componentes y que consiste en un intercambio de la energía entre dos grupos de dos componentes espectrales $(f_1, \overline{k_1}; f_2, \overline{k_2})$ y $(f_3, \overline{k_3}; f_4, \overline{k_4})$. Para que el mecanismo sea resonante se debe cumplir que, la suma de las frecuencias de los dos grupos de dos olas sean iguales $(f_1 + f_2 = f_3 + f_4)$ y que la resultante de la suma vectorial de sus respectivos números de onda [(14)] también lo sean $(\overline{k_1} + \overline{k_2} = \overline{k_3} + \overline{k_4})$. El resultado final es que por este mecanismo la energía total del espectro no varía sólo se redistribuye entre componentes. La redistribución afecta a todas las componentes espectrales. Las frecuencias más altas y más bajas reciben energía de las frecuencias centradas. De hecho este mecanismo que "garantiza" que la forma espectral en el dominio de frecuencias superiores a la de pico, $f \geq f_p$ tenga la forma f^{-4}. Ese mecanismo se identifica por $S_{nl4}(\overline{k_4})$.

4.3.2.3 Mecanismo disipador

Se conoce que las olas en profundidades indefinidas tienen un peralte límite que en el caso de que las olas cabalguen sobre otras, se crucen, etc, suele ser inferior al valor tradicionalmente aceptado que se deriva de la

(14) Véase definición en el apartado 3.6.2.1.

condición de que la velocidad horizontal de las partículas en la cresta excede la celeridad de la onda (denominada conjetura de Stokes),

$$\left(\frac{H}{L}\right)_{lím} \lesssim \frac{1}{7} \tag{4.218}$$

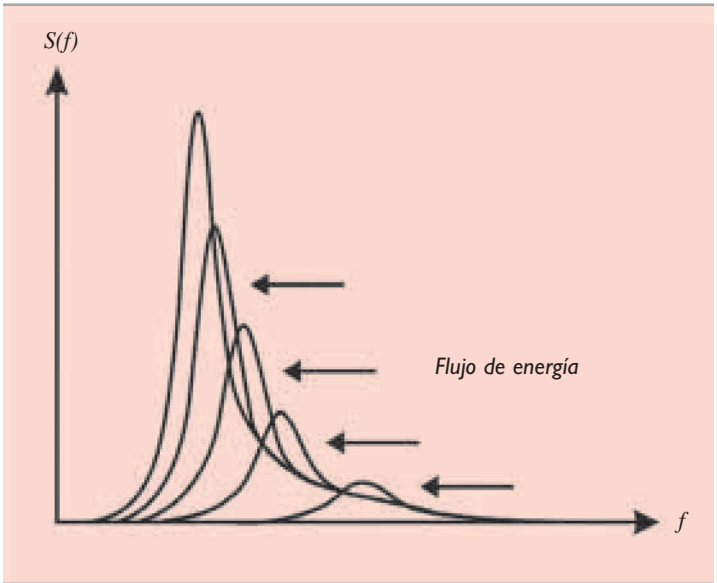
La rotura de las olas sobre otras normalmente a sotavento de la ola es un pulso de presión que se opone al crecimiento de esa parte de la ola por el mecanismo de succión. En este sentido la rotura actua como mecanismo disipador que se expresa por $S_{wc}(f,\theta)$ y es asi lineal, pero depende finalmente de la cantidad de energía que hay en el espectro.

4.3.2.4 Mecanismo de redistribución en aguas someras

En aguas someras el mecanismo de interacción entre componentes se puede cumplir con sólo tres componentes espectrales tal que, $(\overline{k_1} + \overline{k_2} = \overline{k_3})$. El resultado es que las componentes pueden ganar o perder energía, intercambiando entre ellas, pero la energía total, la suma de las tres componentes, se conserva.

4.3.2.5 Crecimiento energético por componente y flujo de energía

Figura 4.4.10. Evolución de la forma del espectro frecuencial



La evolución temporal de la forma del espectro de energía surge del equilibrio entre el input del viento, la interacción cuádruple de componentes y la rotura de la ola. En este proceso cada una las componentes de la cola superior del espectro, próximas la pico, reciben la energía del viento y la redistribuyen via interacción no lineal a frecuencias mayores y menores y parte se disipa por el proceos de rotura. En la zona de altas frecuencias el flujo de energía tiende a ser estable, el mecanismo no lineal y la rotura compiten, mientras que en la zona de bajas frecuencias $f \leq f_p$ reciben continuamente energía a través del proceso de interacción y del viento. De esta forma el pico del espectro avanza hacia estas componentes y la forma espectral se va llenando más y más en el dominio de las frecuencias bajas, figura 4.4.10.

La evolución temporal de una componente frecuencial inicialmente sin energía (por ejemplo menor que la de pico) comienza a recibir energía y crece rápidamente de forma exponencial hasta que alcanza un máximo; a partir de ese momento la componente comienza a ceder energía por interacción entre componentes y por rotura de otras componentes, pero también empieza a ser captadora de la energía del viento.

4.3.2.5.1 Oleaje totalmente desarrollado, OTD.

Es el estado de mar con el máximo contenido energético posible para las condiciones de generación por viento de velocidad, $\overline{u_{10}}$, sin límite de fetch o tiempo, figura 4.4.11. La función espectral está formada por la banda de frecuencias cada una de ellas con la máxima energía que pueden transportar. En estas condiciones el espectro tiene dos ramas, una en la que la energía crece al decrecer la frecuencia, y otra después de pasar por una energía máxima, decrece el contenido energético al decrecer la frecuencia.

La rama ascendente está principalmente relacionada con las frecuencias que tienen transferencia de energía del viento; en condiciones de OTD alcanzan un equilibrio entre la energía recibida, la disipada y la transferida a otras frecuencias. Este rango de frecuencias en el que se produce este equilibrio se denomina *rango de saturación*. A partir del análisis dimensional se obtiene que la forma de la función de densidad espectral en el rango de equilibrio,

$$S(f) = \alpha g^2 (2\pi f)^{-5} \tag{4.219}$$

donde α es una constante con un valor aproximado de: $\alpha = 8{,}1 * 10^{-3}$, $g = 9{,}81 m/s^2$ y f es la frecuencia de la oscilación en $1/s$; las unidades espectrales de $S(f)$ son m^2 (en SI).

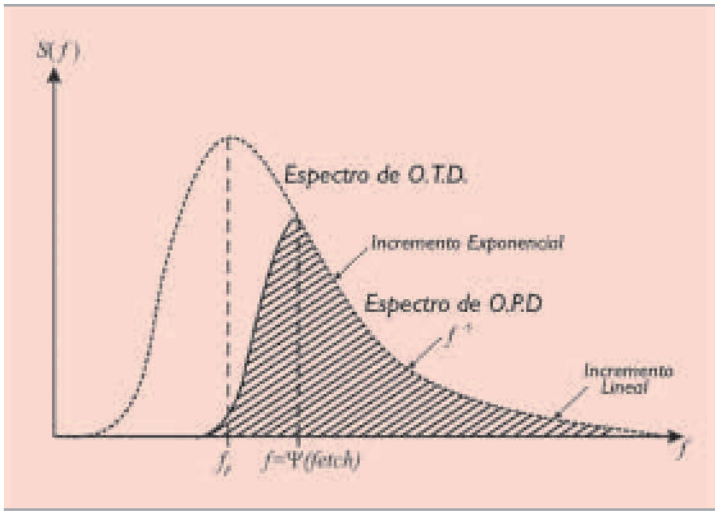
4.3.2.5.2 Oleaje parcialmente desarrollado, OPD

Representa los estados de mar en los cuales bien por limitación en el tiempo, bien por limitación de la superficie de generación, algunas de las componentes espectrales de la banda de frecuencia relacionada con el viento generador no contienen la energía que tendrían en el caso de OTD, figura 4.4.11. Algunas frecuencias de la parte ascendente del espectro pueden tener más energía, es decir estar sobresaturadas, y otras, en general las de la rama descendente pueden tener menos o nada de energía. En estas situaciones y en profundidades indefinidas la rama ascendente conserva la forma de f^{-5}, pero la constante α depende $\tilde{F}$ y $\tilde{t_g}$,

$$S(f) = g^2 f^{-5} \varphi\left(\tilde{F}, \tilde{t}_g\right) \tag{4.220}$$

$$\tilde{F} = \frac{gX}{u_{10}^2} \qquad \tilde{t}_g = \frac{gt}{u_{10}^2} \tag{4.221}$$

Figura 4.4.11. Espectros para el oleaje total y parcialmente desarrollado, aplicando la función de densidad espectral PM, omitiendo la sobresaturación energética alrededor del pico espectral



donde X es la distancia recorrida por el viento en la dirección de avance, generando oleaje y t *es tiempo que actúa el viento.*

4.3.2.6 Propagación fuera de la zona de generación

Al abandonar la zona de generación las olas comienzan a viajar a expensas de su propia energía y lo hacen en función de su dirección y frecuencia, por lo que gradualmente reducen su peralte. Se dice que el sistema es dispersivo en direccion y en frecuencia. En estas condiciones la forma del espectro de energía se aleja considerablemente de la función f^{-4}. La arribada a un punto de la costa del oleaje que ha abandonado el área de generación se produce desfasada en el tiempo en función de la velocidad de propagación de la energía; se presentan en primer lugar las componentes espectrales de mayor periodo.

4.3.2.7 Dependencia de la profundidad

Cuando el oleaje se genera en cuerpos de agua reducidos el crecimiento energético de algunas de las componentes espectrales es menor que el correspondiente en mar abierto, sin limitación de la profundidad. Esta circunstancia se debe tener en cuenta a la hora de seleccionar el método de generación, tal y como se recomienda en los apartados siguientes.

4.3.2.8 Crecimiento de la función de densidad de energía

El conocimiento de la evolución espacial y temporal del oleaje debe hacerse cuantificando la evolución de cada una de las componentes espectrales desde sus inicios, es decir admitiendo que,

$$S(f,\theta) = S(f,\theta,x,y,t) \tag{4.222}$$

Para conocer la forma espectral en cualquier punto del mar y en cualquier instante, se debe calcular la evolución de la energía de cada una de sus componentes, siguiendo el rayo con su celeridad de grupo, es decir, la formulación lagrangiana de la conservación de la energía,

$$\frac{dS(f,\theta,x,y,t)}{dt} = S^*(f,\theta,x,y,t) \tag{4.223}$$

$$S^*(f,\theta,x,y,t) = f\left(\overline{u_{10}}(x,y,t),\theta_u(x,y,t),F,t_g\right) \tag{4.224}$$

donde S^* cuantifica los principales procesos físicos que concurren en la generación del oleaje, $\overline{u_{10}}(x,y,t)$, $\theta_u(x,y,t)$ son la velocidad y dirección del viento actuando sobre la superficie de agua F durante un tiempo T_g.

Cuando el campo de vientos evoluciona lentamente, $\overline{u_{10}}$, θ_u el crecimiento y desarrollo del oleaje se puede estudiar aplicando métodos gráficos sencillos (15) que pueden contabilizar la influencia de la anchura y los obstáculos del área de generación. Cuando el campo de viento es uniforme y esatcioanrio y la configuración del fecth no influye en la generación, se puede aplicar la formulación del espectro Jonswap en función de los parámetros principales de la generación $(\overline{u_{10}}, X, t)$ o sus correspondientes monomios adimensionales,

$$\tilde{F} = \frac{gX}{\overline{u_{10}}^2} \qquad \tilde{t}_g = \frac{gt}{\overline{u_{10}}^2} \tag{4.225}$$

$$S(f,\theta_u) = f\left(\frac{gX}{\overline{u_{10}}^2},\frac{gt}{\overline{u_{10}}^2}\right) \tag{4.226}$$

donde X, t representan la distancia al origen del campo de generación y t el tiempo durante el cual está actuando el viento, respectivamente.

4.3.2.9 Crecimiento de los descriptores estadísticos

Bajo las condiciones de uniformidad y estacionariedad del campo de vientos, el crecimiento del oleaje se puede cuantificar mediante funciones paramétricas de los monomios dimensionales,

$$\tilde{H}_{m_0} = f\left(\frac{gX}{\overline{u_{10}}^2},\frac{gt}{\overline{u_{10}}^2}\right) \tag{4.227}$$

$$\tilde{T}_p = f\left(\frac{gX}{\overline{u_{10}}^2},\frac{gt}{\overline{u_{10}}^2}\right) \tag{4.228}$$

$$\tilde{H}_{m_0} = \frac{gH_{m_0}}{\overline{u_{10}}^2} \qquad \tilde{T}_p = \frac{gT_p}{\overline{u_{10}}} \tag{4.229}$$

(15) El método Integrado del prof. Suárez Bores es uno de ellos.

Comentario. El primer trabajo publicado sobre las funciones paramétricas se realizó en el proyecto SMB, durante la 2ª Guerra Mundial. Las funciones de ajuste siguen siendo de utilidad en profundidades indefinidas,

$$\tilde{H}_s = 0{,}238 \tanh\left(0{,}0125 \tilde{F}^{0{,}42}\right) \tag{4.230}$$

$$\tilde{T}_z = 7{,}54 \tanh\left(0{,}077 \tilde{F}^{0{,}25}\right) \tag{4.231}$$

4.3.3 Modelos de generación, transformación y rotura del oleaje

4.3.3.1 Modelos promediados en la fase: Formulación

En estos modelos la coordenada vertical se calcula primero permitiendo la integración vertical de las ecuaciones, mientras que las coordenadas horizontales definen el plano propagante con la fase. De esta manera se pueden obtener ecuaciones de transporte que describen la propagación horizontal del tren y que, habitualmente, se integran de forma numérica. En general estos modelos se formulan estableciendo el balance de la energía (o de la acción de onda) en cada una de las celdas de la malla para cada una de las componentes espectrales; es por tanto una formulación euleriana.

Definida la acción de onda $\tilde{A}$, por el cociente entre la densidad de energía E y la frecuencia intrínseca σ, estos modelos resuelven mediante un balance en un volumen de control la función de distribución espectral de la acción de onda, suponiendo que ésta evoluciona lentamente en el tiempo y en el espacio. Esta ecuación se puede escribir de muy diversas maneras según el sistema de coordenadas, cartesianas, polares, esféricas, el dominio espectral, número de onda o frecuencia y dirección, y la evolución temporal, estacionario o no estacionario.

Un sistema de ecuaciones, válido para cambios "suaves" de los términos fuente, fondo y corriente es el siguiente:

- Ecuación de la dispersión

$$\sigma^2 = g \tanh kh = \left(\omega - k_i U_i\right)^2 \text{ , } i = 1,2 \tag{4.232}$$

donde σ es la frecuencia intrínseca o relativa y ω es la frecuencia absoluta, $\vec{k} = (k_x, k_y)$ es el vector número de onda y k es su módulo y $U_1 = U, U_2 = V$ son las componentes

- Ecuaciones de propagación:

$$T_i = C_{g,i} + U_i = \frac{\partial \sigma}{\partial k_i} + U_i \tag{4.233}$$

$$K_i = \frac{\partial k_i}{\partial t} + T_j \frac{\partial k_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial \sigma}{\partial h}\frac{\partial h}{\partial x_i} - k_j \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \tag{4.234}$$

$$\Omega = \frac{\partial \omega}{\partial t} + T_i \frac{\partial \omega}{\partial x_i} = \frac{\partial \sigma}{\partial h}\frac{\partial h}{\partial t} + k_i \frac{\partial U_i}{\partial t} \tag{4.235}$$

Este sistema de ecuaciones considera las variaciones temporales y espaciales de la profundidad y de la corriente.

- Balance de la acción de onda o ecuación de transporte

$$\frac{\partial \tilde{A}}{\partial t} + T_i \frac{\partial \tilde{A}}{\partial x_i} + K_i \frac{\partial \tilde{A}}{\partial k_i} = \sum_i S_i^* \tag{4.236}$$

$$\tilde{A}(\vec{k},\vec{x},t) = \frac{E(\vec{k},\vec{x},t)}{\sigma} \tag{4.237}$$

donde E es la función de densidad de energía en un punto del mar en un instante t, expresada en función del vector número de onda $\vec{k}$, y S_i^* son los términos fuente, consumidores o suministradores de energía al sistema. Es recomendable resolver estos sistemas de ecuaciones en una malla rectangular.

Comentario. La ecuación anterior es la formulación euleriana de la ecuación de conservación de la acción de onda en profundidades indefinidas. En el supuesto en el que no hay corriente esta ecuación se puede expresar,

$$\frac{\partial E(f,\theta)}{\partial t} + C_{g,x}\frac{\partial E(f,\theta)}{\partial x} + C_{g,y}\frac{\partial E(f,\theta)}{\partial y} = S^*(f,\theta) \tag{4.238}$$

4.3.3.2 Modelos numéricos promediados en la fase: mar abierto y plataforma continental

Cuando la información meteorológica es más precisa que la obtenida de las cartas meteorológicas, se recomienda aplicar métodos numéricos para integrar las ecuaciones de generación y propagación del oleaje hasta las proximidades del emplazamiento.

Comentario. Desde 1992 en el Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF) está en funcionamiento, con la participación de Puertos del Estado, la aplicación global del modelo numérico WAM, versión oceáno, aplicado a las áreas del Atlántico y versión mares y plataforma, aplicado al Mediterráneo.

4.3.3.2.1 MAR ABIERTO Y OCEÁNO: WAM

Es un modelo de generación de oleaje que, en su versión 4, integra el sistema de ecuaciones anterior ecuación básica de transporte describe la evolución de un espectro bidimensional de la acción de onda con respecto a la frecuencia y dirección sin hacer ninguna presunción inicial sobre la forma del espectro. En ausencia de corrientes la evolución espectral depende, prinicipalmente, de los siguientes términos fuente: la acción del viento, la interacción no lineal cuadrúple resonante y la rotura por peralte en profundidades indefinidas en presencia de viento.

Utilizando un esquema de anidamiento de mallas en dos sentidos, Puertos del Estado ha desarrollado una aplicación del WAM para oceáno (por lo tanto no se tiene en cuenta ningún fenómeno producido por el fondo marino) para la costa atlántica española con una resolución de un cuarto de grado, es de aguas profundas.

4.3.4 Modelos de generación y transformación del oleaje o tren irregular

En las proximidades de la costa se produce una rápida transformación del oleaje debido el cambio de fondo, la presencia de obstáculos y contornos y la intensificación de las corrientes que provocan cambios rápidos en el vector de propagación de la energía del oleaje por lo que los procesos de transformación del oleaje por esta causa suelen ser dominantes. Esta transformación ocurre en una distancia corta por lo que, en general, se puede admitir que en ella, los procesos de ganancia de energía no son importantes. La integración de los modelos de transformación requieren mallas de computación de tamaño reducido por lo que para ganar eficiencia y tiempo de ejecución suele ser recomendable trabajar con modelos específicos de estos procesos.

4.3.4.1 Formulación del problema

Siguiendo con el planteamiento del apartado anterior, la formulación euleriana del problema de la propagación del espectro es la más recomendable, incluyendo los procesos de asomeramiento, refracción y difracción y

considerando los términos fuente de interacción por triadas, fricción por fondo y rotura por fondo. El modelo numérico que más se aproxima a este planteamiento es el SWAN.

La ecuación de conservación de la energía (ausencia de corriente) en cada una de las celdas de la malla para cada una de las componentes espectrales con su frecuencia y dirección ahora es,

$$\frac{\partial E(f,\theta,x,y,t)}{\partial t}+\frac{\partial C_{g,x}E(f,\theta,x,y,t)}{\partial x}+\frac{\partial C_{g,y}E(f,\theta,x,y,t)}{\partial y}+\frac{\partial C_{\theta}E(f,\theta,x,y,t)}{\partial \theta}=\sum_i S_i^*(f,\theta,x,y,t) \qquad (4.239)$$

donde, el cuarto término en el lado izquierdo de la ecuación representa el efecto de la refracción y de la difracción (cambio en la dirección de la propagación) por la variación espacial del fondo y de la altura de ola. Si el oleaje se propaga en presencia de una corriente el problema se formula en términos de la acción de onda tal y como se detalla en el apartado dedicado los modelos SWAN. Por último en el término de la derecha, término fuente, además de los términos asociados a la generación del oleaje en profundidades indefinidas, se debe incorporar la interacción por triadas, la disipación por fricción por fondo y por rotura de ola.

4.3.4.2 Aproximaciones al modelado de la transformación espectral

En estas Recomendaciones se proponen diferentes "grados de solución" para evaluar la transformación del espectro de energía del oleaje basados en los modelos promediados en la fase y modelos resolvedores de la fase y que no se formulan en términos de funciones armónicas.

Los modelos promediados en la fase que en general se formulan en términos de la función potencial armónica; teniendo en cuenta que la función de densidad de energía es una cantidad promediada, estos métodos son bastante recomendables para aplicar en las áreas protuarias, en particular cuando la rotura de la ola no es determinante. Estos modelos se pueden aplicar a:

a. los descriptores de estado solución estacionaria
b. las componentes espectrales, solución estacionara
c. formulación no estacionaria, grupos de olas

Por otra parte se pueden formular y resolver modelos numéricos integrales de evolución espacio-temporal del espectro: SWAN, siguiendo el planteamiento del apartado anterior: formulación euleriana del problema de la propagación del espectro, incluyendo los procesos de asomeramiento, refracción y difracción y considerando los términos fuente de interacción por triadas, fricción por fondo y rotura por fondo.

4.3.4.3 SWAN

Un modelo que estudia la propagación del oleaje en aguas someras conservando los términos fuente de mar abierto y añade los de disipación por fricción y por rotura de la ola por el fondo es el SWAN. Este modelo es una extensión del WAM incluyendo los fenómenos que ocurren en profundidades reducidas, y la ecuación de transporte se puede formula en términos de σ la frecuencia intrínseca o relativa y la dirección de propagación θ, dirección normal a la cresta de cada una de las componentes espectrales,

$$\frac{\partial N_*}{\partial t}+\frac{\partial(C_{gx}N_*)}{\partial x}+\frac{\partial(C_{gy}N_*)}{\partial y}+\frac{\partial(C_{g\sigma}N_*)}{\partial \sigma}+\frac{\partial(C_{g\theta}N_*)}{\partial \theta}=\sum_i \frac{S_i^*}{\sigma} \qquad (4.240)$$

donde N_* es la acción de onda definida por,

$$N_*(\sigma,\theta,\vec{x},t)=\frac{S(\sigma,\theta,\vec{x},t)}{\sigma} \qquad (4.241)$$

que se conserva en presencia de la corriente lo que no ocurre con la energía S.

El primer término es la variación local de la acción de onda, el segundo y el tercero representan la propagación de la acción de onda en el espacio físico en las direcciones x e y con sus respectivas velocidades de propagación C_{gx},C_{gy}, por tanto evalúan el asomeramiento, el cuarto término evalúa la modificación de la frecuencia relativa debido a las variaciones en la profundidad y la corriente, mientras que el último término en el lado izquierdo de la ecuación representa la refracción inducida por los cambio en la profundidad y la corriente. Los términos de la derecha son las fuentes, representando los efectos de generación, disipación por rotura por peralte en profundidad indefinida, interacción no lineal onda-onda, fricción en el fondo, rotura por fondo e interacción en triadas.

En general, el término $\partial(C_{g\theta}N_*)/\partial\theta$ no lleva completo el efecto de la difracción por lo que no se debe utilizar este modelo en aquellas situacione en las que se espera que la difracción sea importante. En realidad, *SWAN* incorpora una evaluación del parámetro la difracción en términos de la energía de cada componente, ignorando la fase de la onda, desacoplando los dos efectos del cambio de dirección, la refracción y la difracción.

En los modelos para áreas litorales es importante modelar adecuadamente el término fuente (sumidero) de disipación de energía por rotura de la ola por efecto del fondo. Dada la relevancia de la disipación de energía de la ola en los gradientes del tensor de radiación, motor de la circulación en la zona de rompientes, se recomienda prestar la atención debida al modelado de este término.

4.3.5 Modelos de transformación del oleaje

4.3.5.1 Transformación de los descriptores de estado

En algunos casos en los que la batimetría cambie suavemente y se puede admitir que el oleaje es un proceso de banda estrecha, cualquiera de los métodos presentados para un tren regular se puede aplicar a los descriptores de estado del oleaje en mar abierto es $(H_{rms},T_p,\overline{\theta})_0$, como si éstos se comportaran como un tren regular de ondas. En cualquier punto del mar los valores obtenidos $(H_{rms},T_p,\overline{\theta})_x$ representan el estado de oleaje transformado desde mar abierto y, en consecuencia, la altura de ola local se puede describir por un modelo de Rayleigh de parámetro $H_{rms,x}$. En principio se pueden aplicar, con sus limitaciones intrínsecas, todos los métodos recomendados, teoría del rayo, aproximaciones parabólicas, hiperbólicas y elípticas de la *MSP*.

4.3.5.2 Modelos de transformación del espectro: Fundamentos

El fundamento teórico del estudio de la evolución del espectro del oleaje $E(f, \theta, x, y, t)$ se apoya en el hecho que la función de densidad espectral expresada en términos del número de onda $E(k_x, k_y, x, y, t)$ permanece constante cuando se avanza con la celeridad de grupo por un rayo, es decir

$$\frac{\partial E}{\partial t}+\frac{\partial E}{\partial x}\frac{dx}{dt}+\frac{\partial E}{\partial y}\frac{dy}{dt}+\frac{\partial E}{\partial k_x}\frac{dk_x}{dt}+\frac{\partial E}{\partial k_y}\frac{dk_y}{dt}=0 \tag{4.242}$$

El primer término representa la variación local del espectro que para un estado de oleaje se anula. Los dos términos siguientes dan la variación convectiva o variación de la energía por cambio espacial; finalmente los dos últimos términos proporcionan el asomeramiento y la refracción,

$$\frac{dx}{dt}=\frac{d\sigma}{dk_x}=C_g\cos\theta \tag{4.243}$$

$$\frac{dy}{dt}=\frac{d\sigma}{dk_y}=C_g\sin\theta \tag{4.244}$$

donde la frecuencia angular $\sigma(k, x, y)$ se relaciona con la profundidad $h(x, y)$ y el número de onda k,

$$\sigma^2=gk\tanh kh \tag{4.245}$$

Entre los espectros en función del número de onda y de la frecuencial angular existe la siguiente relación,

$$E(f,\theta,x,y,t)=\frac{2\pi k}{C_g}E(k_x,k_y,x,y,t) \tag{4.246}$$

La condición de ecuación de conservación de la energía en el espacio del número de onda se expresa en función del espectro frecuencial por

$$\frac{C_g}{2\pi\sigma}\left\{\cos\theta\frac{\partial\left[CC_gE(f,\theta)\right]}{\partial x}+\sin\theta\frac{\partial\left[CC_gE(f,\theta)\right]}{\partial y}+\frac{1}{C}\left(\sin\theta\frac{\partial C}{\partial x}-\cos\theta\frac{\partial C}{\partial y}\right)\frac{\partial\left[CC_gE(f,\theta)\right]}{\partial\theta}\right\}=0 \tag{4.247}$$

Comentario. Un espectro unidreccional propagándose con las crestas paralelas a una batimetría recta y paralela, simplemente experimenta asomeramiento y el espectro de frecuencia en cualquier profundidad $h(x)$ se obtiene por,

$$S(f,h)=S_0(f)*\frac{C_{g,0}(f)}{C_g(f,h)} \tag{4.248}$$

$$K_s^2(f,h)=\frac{C_{g,0}(f)}{C_g(f,h)} \tag{4.249}$$

Cuando el oleaje irregular incide oblicuamente a la batimetría recta y paralela, además de asomerarse se refracta, y el coeficiente de refracción debe incluir el jacobiano de la transformación de la dirección de tal forma que

$$S(f,\theta,h)=S_0(f,\theta_0)*K_S^2(f,h)*K_R^2(f,\theta,h)*\frac{\partial\theta_0}{\partial\theta} \tag{4.250}$$

$$K_R^2(f,\theta,h)=\frac{\cos\theta_0}{\cos\theta} \tag{4.251}$$

$$\theta_0=\Psi(f,\theta,h);\ \frac{\partial\theta_0}{\partial\theta}=\frac{\partial\Psi}{\partial\theta} \tag{4.252}$$

donde Ψ es la función inversa de la dirección que, para un rayo es,

$$\theta_0=\Psi(f,\theta,h)=arc\sin\left(\frac{k}{k_0}\sin\theta\right) \tag{4.253}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial\theta_0}=\frac{C}{C_0}\frac{\cos\theta_0}{\cos\theta}=\frac{k_0}{k}\cos\theta_0 \tag{4.254}$$

y finalmente,

$$k_R^2(f,\theta,h)*\frac{\partial\theta_0}{\partial\theta}=\frac{k}{k_0}=\frac{1}{\tanh kh} \tag{4.255}$$

$$S(f,\theta,h)=S_0(f,\theta_0)*\frac{C_{g,0}(f)}{C_g(f,h)}\frac{k}{k_0}=\frac{1}{\left[\tanh kh\left(1+\frac{2kh}{\sinh 2kh}\right)^{\frac{1}{2}}\right]^2} \tag{4.256}$$

forma universal de la transformación independiente de la forma espectral para batimetría recta y paralela. Por otra parte, es necesario tener en cuenta que se debe cumplir que,

$$\sin\theta_0=\frac{k}{k_0}\sin\theta=\frac{\sin\theta}{\tanh kh}\le 1 \tag{4.257}$$

$$|\sin\theta|\le\tanh kh \tag{4.258}$$

Por tanto, los componentes espectrales que no satisfagan localmente esta condición no pueden aparecer en el espectro transformado, a no ser que hayan sido generadas en la zona de propagación. Es decir los ángulos de la componente espectral en profundidades indefinidas θ_0 y en reducidas θ deben pertenecer al mismo cuadrante.

4.3.5.3 Propagación de los componentes espectrales

Salvo en situaciones en los que los fenómenos no lineales y la interacción entre componentes sean importantes la propagación del espectro se puede hacer aplicando a cada una de las componentes frecuenciales y direccionales del espectro, modelos lineales de transformación, $MSPE$ elíptica o su aproximación parabólica, según los casos. Todos ellos se formulan asumiendo que la energía asociada a una banda (estrecha) de frecuencia permanece en esa banda durante la trasnformación y que los procesos admiten la superposición lineal. Para cada banda de frecuencia la cantidad de energía que contiene y que se cuantifica por el cuadrado del desplazamiento de la superficie libre es un invariante durante la transformación. En consecuencia, las leyes y métodos de cuantificar la transformación de trenes monocromáticos se pueden aplicar directamente a cada uno de las componentes espectrales teniendo en cuenta que su energía viaja por su correspondiente rayo con su velocidad de grupo.

4.3.5.4 Transformación del espectro por integración de la ecuación de conservación de la energía

De forma análoga a un tren de ondas, la transformación del espectro de energía teniendo en cuenta la refracción y la difracción se puede obtener integrando numéricamente la ecuación de la conservación de la energía en una malla rectangular con el eje x paralelo a la costa, en el supuesto de régimen estacionario, incorporando los términos fuente tal y como se describe en los apartados anteriores,

$$\frac{\partial C_{g,x} E(f,\theta,x,y,t)}{\partial x} + \frac{\partial C_{g,y} E(f,\theta,x,y,t)}{\partial y} + \frac{\partial C_\theta E(f,\theta,x,y,t)}{\partial \theta} = S^*(f,\theta,x,y,t) \tag{4.259}$$

$$C_{g,x} = C_g \cos\theta \tag{4.260}$$

$$C_{g,y} = C_g \sin\theta \tag{4.261}$$

$$C_\theta = \frac{C_g}{C}\left[\frac{\partial C}{\partial x}\sin\theta - \frac{\partial C}{\partial y}\cos\theta\right] \tag{4.262}$$

4.3.6 Descripción del oleaje en el plazo intermedio y a largo plazo

4.3.6.1 Ciclos de solicitación

Desde los puntos de vista de la seguridad y del servicio de la obra, el ciclo de solicitación es la secuencia de estados meteorológicos en los que la probabilidad de que ocurra un modo de fallo adscrito a los estados límite último o de servicio es significativa en el cómputo de la probabilidad conjunta de fallo en la vida útil. En los diques de abrigo el oleaje suele ser el agente predominante de aquellos modos.

Definido el estado límite umbral, un ciclo de solicitación está formado por todos los estados de oleaje que de forma consecutiva están por encima de un valor umbral crítico, $H_{s,cr}$, o en el caso de que descienda y vuelve a cruzar el valor umbral, todos los estados que se deben a la misma causa generadora, es decir a la misma borrasca [16].

(16) Esto suele ocurrir en el Mar de Alborán. La borrasca transita de oeste a este provocando un giro de la dirección media del viento, pasando de W-WSW a WSW-SW, cambiando el periodo y provocando una reducción inicial de la H_s para después volver a crecer.

El ciclo está formado por una secuencia temporal (aleatoria) de crestas y valles y los correspondientes valores máximos y mínimos relativos (véase figura 4.4.12), hasta que desciende por primera vez por debajo del valor umbral. Estos máximos y mínimos se encuentran en los instantes, en los que,

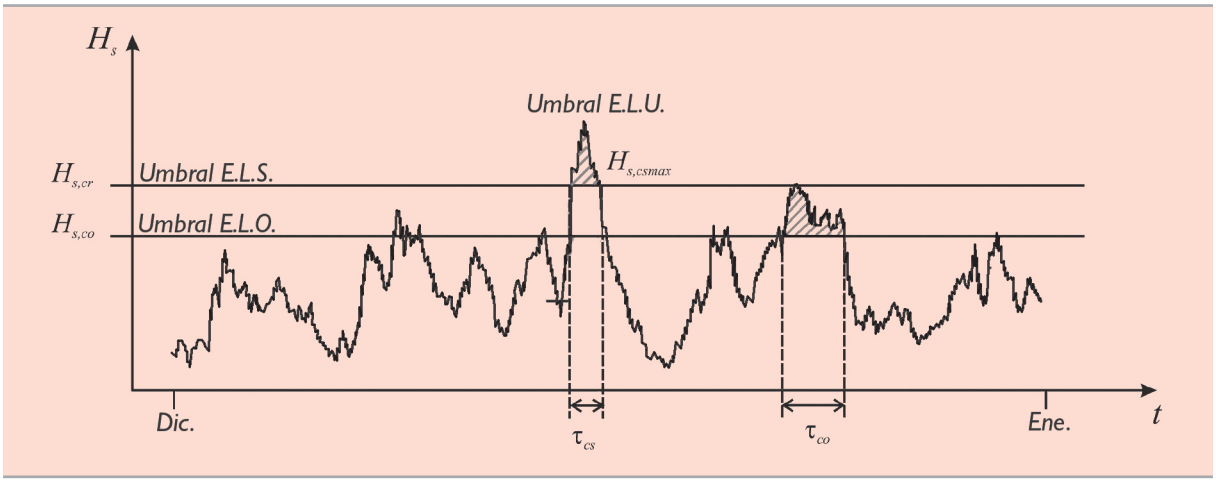
$$\frac{dH_s(t)}{dt} = 0 \tag{4.263}$$

Entre los máximos (o mínimos) uno de ellos será el mayor (menor) o máximo absoluto del ciclo que se corresponde con el estado máximo o pico del ciclo de solicitación.

Las variables que describen el ciclo son, entre otras

$H_{s,cr}$, valor del descriptor umbral crítico o valor del umbral de excedencia
$H_{s,\text{máx}}$, valor máximo relativo del descriptor de estado
$H_{s,\text{máx},ciclo}$, valor máximo absoluto o pico del descriptor de estado en el ciclo
τ_{cs}, duración del ciclo que en general es igual al tiempo de excedencia sobre el umbral
$\tau_{g,cs}$, $\tau_{pico,cs}$, $\tau_{d,cs}$, duraciones de las fases de crecimiento, estado máximo y de decrecimiento del ciclo

Figura 4.4.12. Ciclos de solicitación y de uso y explotación y valores umbrales



4.3.6.1.1 Valor umbral del ciclo de solicitación

Es habitual que para los diques de abrigo el estado límite umbral se defina por la altura de ola significante $H_{s,cs}$ acompañado por un intervalo de periodos medios y direcciones medias de propagación.

No existe un criterio general para determinar el valor umbral de un ciclo de solicitación ya que depende del modo de fallo considerado. No obstante, a los efectos prácticos y a falta de mejor información se puede adoptar el siguiente,

$$H_{s,cs} \sim (1{,}5 \ a \ 2)\overline{H_s} \tag{4.264}$$

donde $\overline{H_s}$ es la altura de ola significante media en la intervalo de tiempo adoptado en la descripción estadística que, en latitudes medias, suele ser el año meteorológico.

En general, los valores umbrales de los modos de fallo de servicio son inferiores a los valores umbrales de los modos de fallo últimos. No obstante, la diferencia suele ser pequeña por lo que se puede tomar el mismo valor umbral para el análisis del tramo y obra tanto frente a la seguridad como para el servicio.

4.3.6.2 Ciclo de uso y explotación u operatividad

Desde el punto de vista de la operatividad de la obra el ciclo de uso y explotación es la secuencia de estados meteorológicos en los que la probabilidad de que ocurra un modo de parada adscrito a los estados límite operativos es significativa bien en el cómputo de la probabilidad conjunta de parada operativa en la vida útil, bien en el número de paradas operativas, bien en la duración de la parada operativa.

El ciclo está formado por una secuencia temporal (aleatoria) de crestas y valles y los correspondientes valores máximos y mínimos relativos, hasta que asciende por primera vez por encima del valor umbral (véase figura 4.4.12).

Las variables que describen el ciclo son, entre otras

$H_{s,co}$, valor del descriptor umbral crítico o valor del umbral de no excedencia
τ_{co}, duración del ciclo que en general es igual al tiempo de no excedencia del umbral

4.3.6.2.1 Valor umbral del ciclo de uso y explotación

Es habitual que para los diques de abrigo y áreas portuarias y litorales el estado límite umbral se defina por la altura de ola significante $H_{s,co}$ acompañado por un intervalo de periodos medios y direcciones medias de propagación.

No existe un criterio general para determinar el valor umbral de un ciclo de uso y explotación ya que depende del modo de parada considerado. En general, este valor umbral será inferior al valor umbral que define el inicio del ciclo de solicitación. A los efectos prácticos y a falta de mejor información se puede adoptar el siguiente,

$$H_{s,co} \sim \overline{H_s} \tag{4.265}$$

donde $\overline{H_s}$ es la altura de ola significante media en la intervalo de tiempo adoptado en la descripción estadística que, en latitudes medias, suele ser el año meteorológico.

4.3.6.3 Año meteorológico, vida útil

En el año meteorológico se puede presentar una secuencia de ciclos de solicitación cuyo número, magnitud del pico y duración y tiempo entre ocurrencias sucesivas son variables aleatorias. Es decir en el año meteorológico entre otros se pueden definir las siguientes variables aleatorias:

$n_{c,año}$, número de ciclos de solicitación en el año meteorológico
$H_{s,\text{máx},año}$, valor del máximo estado en el año meteorológico
τ_o, tiempo transcurrido entre la presentación de dos ciclos consecutivos

Análogamente, la vida útil está formada por una secuencia determinada de años meteorológicos. En ella se pueden definir las variables aleatorias de ciclo de solicitación sin necesidad de identificar su variabilidad asociada al año meteorológico, tales como,

$n_{c,V}$, número de ciclos de solicitación en la vida útil
$H_{s,\text{máx},V}$, valor del máximo estado en la vida útil
$\tau_{c,V}$, duración del ciclo con el estado máximo en la vida útil

4.3.6.4 Cascada de los modelos de probabilidad

Cada una de estas variables aleatorias tienen un modelo de probabilidad que es válido en el intervalo de tiempo (estado, ciclo, año y vida útil) en el que se ha definido la variable. En cada intervalo de tiempo cada una

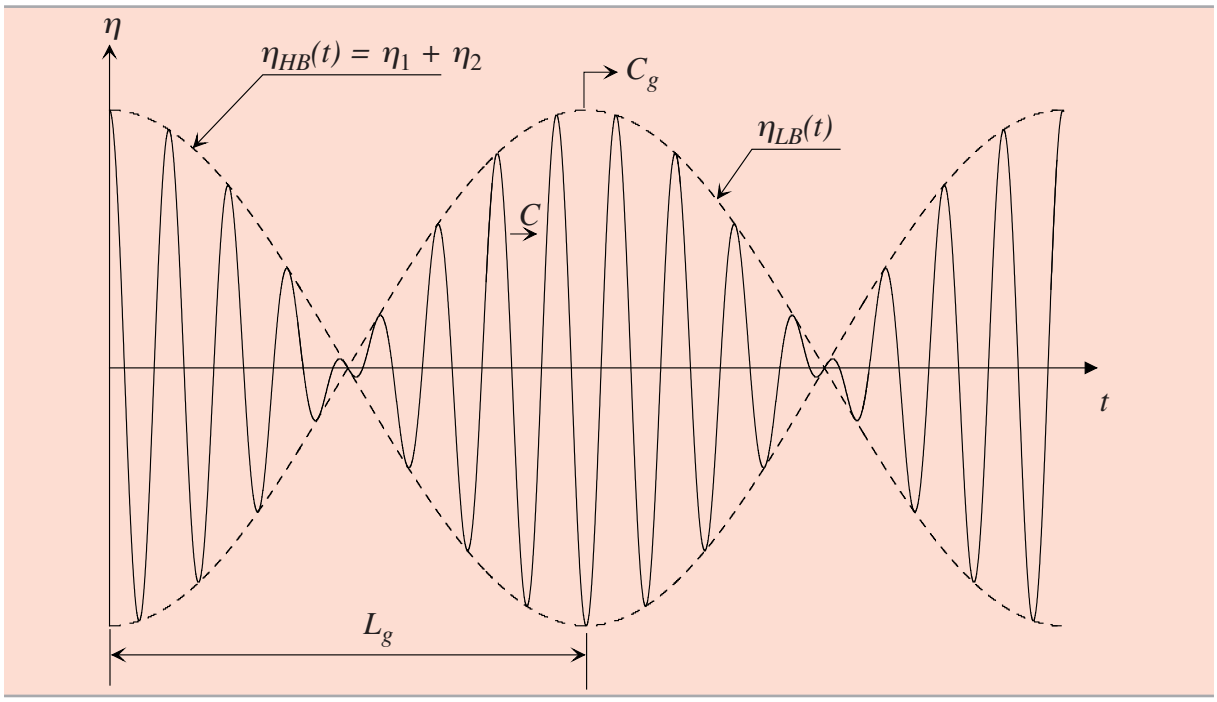
de estas variables aleatorias pueden tener asociadas otras variables aleatorias con diferente grado de dependencia, por ejemplo, el periodo medio, la dirección media, nivel del mar, etc. En estos casos es conveniente estimar las correspondientes funciones de distribución conjunta. Por otra parte, en muchos casos entre los modelos de probabilidad y sus parámetros correspondientes a diferentes intervalos de tiempo tienen relaciones funcionales o estadísticas entre ellos. Esta circunstancia se utiliza para obtener los modelos de probabilidad de algunas variables aleatorias en la vida útil, ya que en general la información disponible es escasa.

Por ejemplo, bajo ciertos supuestos, a partir de los modelos de probabilidad de la excedencia de $H_s > H_{s,cr}$, se pueden derivar modelos de probabilidad de $H_{s,\text{máx},ciclo}$, $H_{s,\text{máx},año}$ y $H_{s,\text{máx},V}$. Este cálculo en cascada de los modelos de probabilidad es útil a la hora de optimizar la información disponible y verificar los modelos obtenidos.

4.4 GRUPOS DE OLAS

La superposición lineal de dos componentes frecuenciales (f_1, f_2), relativamente próximas una de la otra, es otra onda que tiene una estructura de grupo de ondas, figura 4.4.13. Se puede comprobar (trabajando en el régimen de Stokes y extendiendo el análisis hasta el orden dos de aproximación) que al propagarse este tren por profundidades intermedias y reducidas aparecen dos oscilaciones nuevas una con la diferencia de las frecuencias $(f_1 - f_2)$ y otra con la suma de las frecuencias $(f_1 + f_2)$. Estas dos ondas están vinculadas (viajan con ellas) a las ondas lineales pero representan movimientos claramente diferenciados de ellas.

Figura 4.4.13. Características de un grupo de ondas formado por la suma de dos ondas sinusiodales con periodos cercanos



La onda de baja frecuencia $(f_1 - f_2)$ es una onda larga que viajan con la celeridad del grupo (no satisface la ecuación de dispersión lineal), y su desplazamiento vertical con respecto a un nivel de referencia $\eta_{LB}(t)$ describe las oscilaciones del nivel medio del mar. También se conoce con el nombre de oscilación subarmónica. Por el otro lado, la oscilación de alta frecuencia $(f_1 + f_2)$ es una onda corta que viaja con la celeridad que satisface la ecuación de la dispersión del tren lineal, y su desplazamiento vertical $\eta_{HB}(t)$ proporciona la asimetría al tren de ondas, crestas más altas que los senos, tal y como se puede comprobar en el caso en el que ambas componentes ten-

gan la misma frecuencia, $f_1 = f_2$. Entonces, $f_1 + f_2 = 2f_1$ es un armónico de frecuencia doble (periodo mitad del tren lineal) que viaja con la celeridad de la onda primaria provocando el apuntamiento de la cresta y el aplanamiento del seno. Esta onda se denomina onda de Stokes II.

4.4.1 Grupo de olas y función envolvente

En presencia de grupos de olas el desplazamiento vertical de la superficie libre $\eta(\vec{x}; t)$ en el dominio del oleaje, se puede aproximar por la superposición lineal de componentes de Fourier cuya amplitud a_n está definida por la función espectral y su fase ε_m es una variable aleatoria uniformemente distribuida en el intervalo $[0,2\pi]$, por tanto $\eta(\vec{x}; t)$ en un punto del mar se puede aproximar por,

$$\eta(t) = \sum_{n=1}^{N} c_n \exp\left[i\left(2\pi f_n t + \varepsilon_n\right)\right] \tag{4.266}$$

$$c_n = \sqrt{2S_\eta(f)\Delta f} \tag{4.267}$$

Eligendo una frecuencia media representativa de la oscilación corta, $\bar{f}$, se puede escribir,

$$\eta(t) = \sum_{n=1}^{N} c_n \exp\left[i\left(2\pi f_n t + \varepsilon_m\right)\right] \tag{4.268}$$

$$\eta(t) = \exp\left(i2\pi\bar{f}t\right)\sum_{n=1}^{N} c_n \exp\left[i\left\{2\pi\left(f_n - \bar{f}\right)t + \varepsilon_n\right\}\right] = \eta_E(t)\exp\left(i2\pi\bar{f}t\right) \tag{4.269}$$

que permite definir la función envolvente,

$$\eta_E(t) = \sum_{n=1}^{N} c_n \exp\left[i\left\{2\pi\left(f_n - \bar{f}\right)t + \varepsilon_n\right\}\right] = A(t)\exp\left[i\phi(t)\right] \tag{4.270}$$

donde $A(t)$ es la amplitud de la función envolvente y $\phi(t)$ su fase. El flujo de energía del tren irregular de olas es aproximadamente proporcional a $H^2(t) \approx 4A^2(t)$.

4.4.1.1 *Función envolvente*

Uno de los métodos más utilizados para identificar la estructura de grupo es a través de la función *SIWEH* $E_g(t)$ que calcula la serie temporal de la energía del registro.

$$\begin{aligned} E_g(t) &= \frac{1}{T_p}\int_{-\infty}^{\infty}\eta^2(t+\tau)Q(\tau)d\tau \\ Q(\tau) &= 1 - \frac{|\tau|}{T_p} \qquad |\tau| < T_p \\ Q(\tau) &= 0 \qquad\qquad |\tau| \geq T_p \end{aligned} \tag{4.271}$$

donde $Q(\tau)$ es una función de suavizado de Bratlett.

No obstante para evitar la contaminación de la señal con oscilaciones no deseadas, se recomienda calcular la función envolvente a partir de una señal $z(t)$ formada por el registro $\eta(t)$ y su correspondiente transformada de Hilbert $\widehat{\eta(t)}$,

$$z(t) = \eta(t) + i\widehat{\eta(t)} \tag{4.272}$$

bien como amplitud,

$$A(t) = |z(t)| \tag{4.273}$$

bien como energía,

$$E(t) = |z(t)|^2 \tag{4.274}$$

4.4.1.2 Variables básicas

Las variables básicas que definen la estructura de grupo son las siguientes,

H_*, altura (de ola) umbral a partir de la cual se considera que se inicia el grupo de olas mayores.
j_1, número de olas que superan consecutivamente la altura umbral, es decir, en el intervalo de tiempo comprendido entre la excedencia y el subsiguiente cruce descendente de la altura umbral.
j_2, número total de olas en el grupo contenidas en el intervalo de tiempo definido entre el instante en el que se supera la altura umbral hasta que se vuelve a superar. El intervalo de tiempo se define, por tanto, en forma similar al periodo de paso por cero.
T_{g1}, periodo del grupo de olas mayores
T_{g2}, periodo del grupo de olas o intervalo de tiempo entre dos pasos ascendentes por la altura umbral.
$\rho_{H_1H_2}$, coeficiente de correlación entre dos olas consecutivas

4.4.1.3 Variables de estado

Los estadísticos de estado que definen la estructura de grupo son las siguientes,

$\overline{j_1}$, número medio de olas que superan consecutivamente la altura umbral.
$\overline{j_2}$, número total medio de olas en el grupo contenidas en el intervalo de tiempo definido entre el instante en el que se supera la altura umbral hasta que se vuelve a superar.
$\overline{T_{g1,2}}$, periodo del grupo de olas
$\overline{L_g}$, longitud media del grupo
r_{HH}, coeficiente de correlación en el dominio del tiempo.

Las variables espectrales de estado son

$\overline{\kappa}$, coeficiente de correlación espectral
$\prod$, número medio de olas en un grupo

4.4.1.4 Ondas de baja y alta frecuencia vinculadas al oleaje irregular

La variable instantánea es el desplazamiento vertical $\eta_{LB}(t)$ tal y como se describe en el apartado 3.10.1.2. La variable básica es la amplitud de la onda ξ_{LB} que es el valor máximo positivo o negativo de $\eta_{LB}(t)$ con respecto al valor medio de $\overline{\eta_{LB}}$. De un registro con duración suficiente para disponer de una muestra de ξ_{LB} estadísticamente representativa, se puede calcular $\xi_{LB,rms}$, es decir, desplazamiento medio cuadrático de las amplitudes o cualquier otro estadístico.

Cuando el tren es irregular y está formado por un gran número de componentes, su transformación en aguas intermedias y reducidas implica la generación de una gran número de oscilaciones armónicas y subarmónicas con los pares de valores $(f_n - f_m)$ y $(f_n + f_m)$ donde n, m son las frecuencias presentes en el espectro de energía del oleaje. Si dos componentes espectrales arbitrarias se escriben de la siguiente forma,

$$\eta_{nm}(x,t) = \eta_n(x,t) + \eta_m(x,t) \tag{4.275}$$

$$\eta_n(x,t) = a_n \cos(2\pi f_n - k_n x) + b_n \sin(2\pi f_n - k_n x) \tag{4.276}$$

$$\eta_m(x,t) = a_m \cos(2\pi f_m - k_m x) + b_m \sin(2\pi f_m - k_m x) \tag{4.277}$$

la onda corta tiene la siguiente expresión,

$$\eta_{HB}(t) = \sum_{n=f_{mín}}^{N} \sum_{m=f_{mín}}^{M} \left\{ \begin{array}{l} (a_n a_m - b_n b_m) G_{nm}^{+} \cos[2\pi(f_n + f_m)t - (k_n + k_m)x] + \\ (a_n b_m - a_m b_n) G_{nm}^{+} \sin[2\pi(f_n + f_m) - (k_n + k_m)x] \end{array} \right\} \tag{4.278}$$

y la onda larga,

$$\eta_{LB}(t) = \sum_{n=f_{mín}}^{N} \sum_{m=f_{mín}}^{M} \left\{ \begin{array}{l} (a_n a_m - b_n b_m) G_{nm}^{-} \cos[2\pi(f_n - f_m)t - (k_n - k_m)x] + \\ (a_n b_m - a_m b_n) G_{nm}^{-} \sin[2\pi(f_n - f_m) - (k_n - k_m)x] \end{array} \right\} \tag{4.279}$$

donde $[G_{nm}^{+}, G_{nm}^{-}]$ son las funciones de transferencia para las ondas de frecuencias $(f_n + f_m)$ y $(f_n - f_m)$ respectivamente. En la figura 4.4.14 se representa G_{nm}^{-} en función de $(\sqrt{h/g})f$ y del cociente $\Delta f/f_n$, $\Delta f = f_n - f_m$.

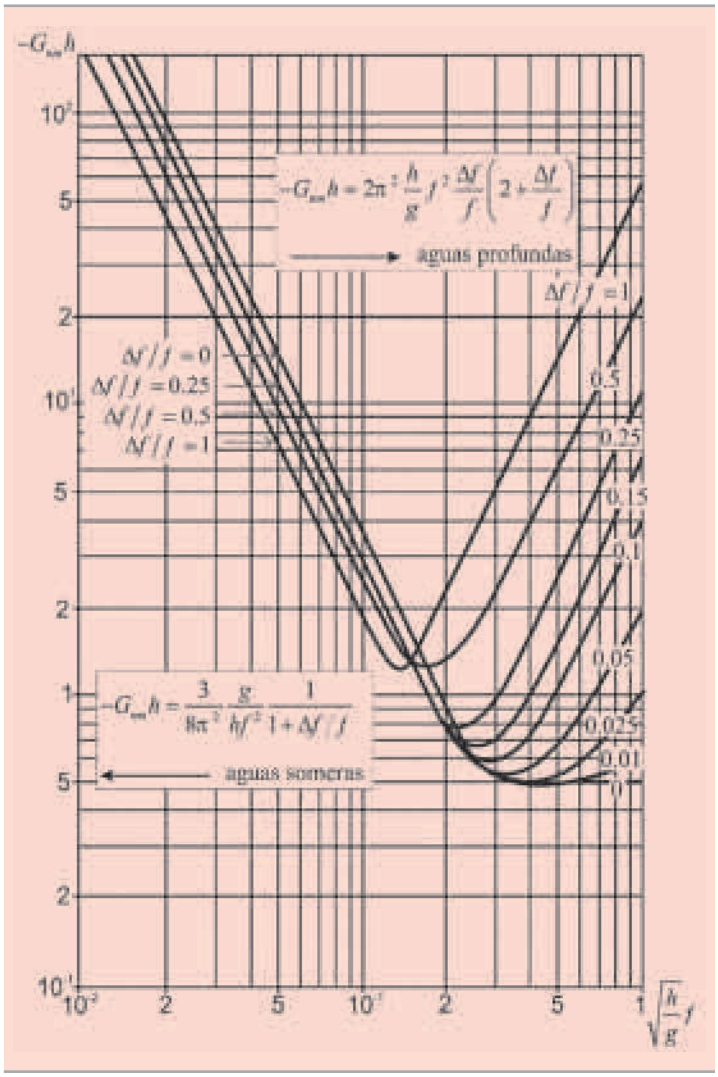
Comentario. Mediante la figura 4.4.14 se puede estimar el orden de magnitud de las ondas vinculadas, tanto larga como corta. Para el caso de un estado de oleaje de descriptores $H_s = 4$ metros, $T_p = 14$ segundos y profundidad de agua $h = 15$ metros, la amplitud de la onda larga se puede obtener de la siguiente forma,

Se supone que las dos componentes espectrales son iguales y tienen una amplitud cada una de ellas igual a $H_s/4$.

Se calcula $(\sqrt{h/g})f_p \approx 0{,}085$.

Suponiendo que el número de olas en el grupo se encuentra en el rango 4 a 10, entonces el cociente $0{,}1 \leq \Delta f \leq 0{,}25$, de la figura 4.4.15 se obtiene un valor de la función $G_{nm}^{-}h \approx 5$, con lo que el valor estimado de la amplitud de la onda larga es,

Figura 4.4.14. Funciones de transferencia G_{nm}^{-}



$$\widehat{\eta_{LB}} = G_{nm}^{-} \frac{H_s}{4} \frac{H_s}{4} = 0{,}30m \tag{4.280}$$

A partir de la figura 4.4.15 se puede obtener la amplitud de la segunda componente de Stokes. Si se considera una onda de $T_z = 8$ segundos en una profundidad de $h = 25$ metros, $h/L_o = 0{,}25$. En este caso $f_n = f_m$, la función de transferencia ($f_n/f_m = 1$) es $G^+_{nm} = 0{,}044$. Si la onda lineal tiene una amplitud $a_{(1)} = 2$ m, la componente de Stokes II de frecuencia doble tiene una amplitud de $a_{(2)} = 2^2 * 0{,}044 = 0{,}018$ m. La cresta de la ola alcanzará la cota $2{,}18$ y el seno descenderá hasta la cota $-1{,}82$.

4.4.1.5 Espectro de energía de las ondas vinculadas de alta y baja frecuencia

El espectro de energía de las oscilaciones de alta frecuencia ($f_n + f_m$) se obtiene aplicando la función de transferencia G^+_{nm} al producto de las componentes de la función de densidad espectral,

$$S_{\eta_{HB}}(f) = 2\int_0^{f/2} S_\eta(f) S_\eta(f - f^*)\left[G^+(f, f^*)\right]^2 df^* \tag{4.281}$$

donde $S_\eta(f)$ es el espectro del oleaje local tal y como se describen en el apartado 3.5.2.8. Debido a las fases relativas entre las componentes lineales y las de alta frecuencia el espectro total de los dos movimientos no es igual a la suma de los dos espectros.

Análogamente el espectro de energía de las oscilaciones de baja frecuencia ($f_n - f_m$) se obtiene aplicando al espectro del oleaje la función de transferencia $G^-(f, f^*)$,

$$S_{\eta_{LB}}(f) = 2\int_0^{f/2} S_\eta(f) S_\eta(f + f^*)\left[G^-(f, f^*)\right]^2 df^* \tag{4.282}$$

Estas son las ondas largas que constituyen la estructura de grupo y la amplitud de la componente espectral es proporcional al cuadrado de la onda envolvente.

4.4.1.5.1 Información contenida en la señal registrada

Cuando se registra el oleaje en un punto del mar donde se propagan conjuntamente con el tren irregular las componentes de alta y baja frecuencia, el registro contiene la información de los tres, es decir,

$$\eta_{registro}(t) = \eta_{ola}(t) + \eta_{LB}(t) + \eta_{HB}(t) \tag{4.283}$$

Por ello, para analizar el registro es necesario filtrar la señal de baja frecuencia, por ejemplo desechando las componentes en el dominio de la frecuencia $f < 0{,}04\ hz$ y posteriormente calcular las componentes de segundo orden empezando por las frecuencias más bajas del espectro cuya contribución al movimiento armónico es despreciable e ir calculando progresivamente la contribución de segundo orden y restándola del espectro. En los casos en los que se desee eliminar las altas y bajas frecuencias el corte debe establecerse en el rango $0{,}5 < f/f_p < 1{,}5$.

4.5 METEOMAREMOTOS

Los cambios de presión atmosférica, tanto bajo condiciones ciclónicas como anticiclónicas, pueden generar oscilaciones del nivel del mar en una banda de periodos que va desde unos pocos minutos hasta algunas horas. Se presentan en forma de trenes de ondas de gravedad atmosféricas o saltos bruscos de presión atmosférica que aparecen de forma asilada.

4.5.1 Generación

El origen de estas perturbaciones puede ser variado, inestabilidad dinámica, influencia de la orografía, paso de frentes cálidos, galernas, tornados, etc. En general, el salto de presión atmosférico y, por tanto, el contenido energético de estas perturbaciones atmosféricas es pequeño, incluso en las condiciones más severas por lo que

de no haber otro mecanismo adicional, su presencia sólo produciría una pequeña variación, del orden de centímetros, del nivel del mar. Sin embargo, es conocido que estas perturbaciones algunas veces ocasionan oscilaciones del nivel del mar de gran magnitud por lo que su desarrollo debe estar asociado a otros mecanismos resonantes entre el océano y la atmósfera.

Por ello, para que se produzcan oscilaciones del nivel del mar o meteomaremotos es necesario que se encadenen todos los procesos descritos a continuación, la existencia de la perturbación atmosférica, el acoplamiento entre las ondas marinas y atmosféricas y finalmente el forzamiento del área poryuario o litoral.

4.5.1.1 Pulsaciones barométricas en mar abierto

Estos mecanismos intervienen en la fase de propagación y adquieren su importancia en alguna de las tres regiones de transformación topográfica del maremoto (al igual que los de origen sísmico): global o mar abierto, regional o plataforma continental y local: bahía, ría, estuario o área portuaria. Los posibles mecanismos resonantes son:

1. Resonancia oceánica, se produce cuando en mar abierto la velocidad de propagación de la pulsación barométrica se iguala con la celeridad de la onda $(U_{pa} \approx C)$ donde $C = \sqrt{gh_0}$ y h_0 es la profundidad del océano en la zona de generación.
2. Resonancia de ondas de borde, se produce cuando la componente longitudinal de la pulsación barométrica es igual a la celeridad de alguno de los modos de ondas de borde.
3. Resonancia de plataforma, cuando la pulsación barométrica y la correspondiente onda oceánica tienen periodos coincidentes con los periodos propios de la plataforma continental
4. Resonancia local, se produice cuando la oscilación que alcanza el área portuaria o litoral tiene periodos cercanos a los del área en su conjunto o de alguna de sus dársenas o zonas litorales.

En este caso, la ocurrencia de la oscilación local a la entrada del puerto es una condición necesaria para que se produzca la oscilación resonante portuaria, pero su magnitud depende de la función de transferencia o función de amplificación,

$$H^2(f) = \frac{Q^2}{\left[Q\left(1-\frac{f}{f_0}\right)\right]^2 + \left(\frac{f}{f_0}\right)^2} \tag{4.284}$$

donde f, f_0 son las frecuencias de la señal del maremoto y la propia del área portuaria y Q es un parámetro que mide la capacidad amortiguadora de energía que tiene el área, por tanto permite evaluar la amplificación del sistema y el tiempo que tarda en reducir la oscilación hasta un cierto valor. Q depende esencialmente de la geometría del área y de su comunicación con el mar por donde es forzada a oscilar.

4.5.1.2 Pulsaciones barométricas locales

En las áreas litorales, debido a la influencia orográfica, edificios, grandes instalaciones o buques atracados o fondeados, se producen pulsaciones barométricas locales relacionadas con la emisión de vórtices y la readaptación del flujo a sotavento del obstáculo o por gradientes térmicos locales asociados a gradientes espaciales del albedo.

Estas pulsaciones pueden generar ondas de borde en las playas cercanas que se propagan por la bocana del área portuaria, o bien generar oscilaciones en la propia dársena. La oscilación puede ser resonante bien porque la pulsación barométrica es estacionaria (adosada al obstáculo) bien porque la componente de su velocidad de propagación en la dirección paralela a la costa es igual a la celeridad de alguno de los modos de ondas de borde o al modo propio de oscilación (longitudinal o transversal) de la dársena.

En ambos casos el tratamiento para su identificación y cuantificación es análogo al propuesto para pulsaciones atmosféricas en mar abierto.

4.5.1.3 Ecuaciones simplificadas y modelos

En el caso que se conozca la señal de presión en la zona porque se haya medido con microbarógrafos instalados al efecto, de tal forma que se pueda identificar su dirección de propagación (si es propagante), la oscilaciones del nivel del mar de largo periodo se pueden calcular resolviendo el sistema general de ecuaciones con condiciones de contorno apropiadas al dominio de trabajo, que aparecen en la sección de ondas largas. La escala de los gradientes de presión está relacionada con el agente generador, bien por pulsaciones de mar abierto, bien por la emisión de vórtices o de readaptación del flujo y su expresión matemática (F_x, F_y) depende, asímismo de su origen, por lo que se recomienda modelarlo a partir de medidas in situ; algunas veces es necesario incluir la velocidad de propagación, C_p. Aceptando que esta velocidad es aproximadamente constante, es fácil suponer que la presión atmosférica es una función de $(C_p t - x)$, donde t es el tiempo y x es la dirección de propagación de la onda barométrica, $p_a = f(C_p t - x)$.

4.6 MAREMOTOS

El maremoto puede estar generado por diversas causas tal y como se detalla en el apartado siguiente, y se propaga desde la zona de generación transformándose por el efecto de los cambios del fondo, pudiendo forzar oscilaciones del área portuaria o litoral que, en su caso, pueden ser resonantes, generar corrientes de gran magnitud e inundar amplias zonas de costa.

4.6.1 Generación

Un maremoto puede ser generado por diferentes mecanismos entre ellos, movimientos impulsivos del fondo del mar o de la costa, deslizamiento de taludes sumergidos o emergidos, erupciones volcánicas e impacto de asteroides; todos ellos puedan provocar movimientos verticales de la columna de agua. Una vez producido el movimiento vertical, la acción de la gravedad trata de restaurar el equilibrio de la masa de agua. El resultado es un tren de ondas que se propaga radialmente desde la zona de generación.

Los movimientos verticales más activos e importantes de la corteza terrestre ocurren en los bordes de la placas tectónicas, principalmente en las zonas de encuentro entre placas oceánicas más densas que deslizan por debajo de placas continentales en un proceso denominado subducción.

La magnitud del maremoto, en particular la masa de agua inicial, depende de muchos factores, principalmente de la localización del centroide del terremoto o mecanismo forzador (localización de la zona de liberación de energía, inclinación del plano de subducción, epicentro, propagación de la brecha y orientación), la profundidad de agua en la zona de generación, la aceleración y velocidad máxima alcanzada por el movimiento generador, sea terremoto, deslizamiento de laderas, etc, y la eficiencia y acoplamiento entre estos movimientos y los desplazamientos del agua, es decir de la eficiencia de los mecanismos transmisores de la energía al cuerpo de agua, los cuales están todavía en proceso de análisis y modelado. Este número importante de factores que controlan la magnitud inicial del maremoto dificultan notablemente su formulación y modelado.

Comentario. En general cuando se refiere a maremoto o tsunami sin ninguna otra calificación se suele referir a un maremoto generado por acción sísmica. La condición necesaria para generar un maremoto de gran magnitud es que a su vez la magnitud del terremoto sea de valor superior a 7 en la escala de Richter y cuyo foco se encuentre a menos de 30 km de profundidad en el interior de la Tierra. Es habitual que los maremotos generados por otra causa se identifiquen por ella, por ejemplo maremoto por deslizamiento de ladera, por deslizamiento profundo, por erupción volcánica, etc., o bien meteomaremoto.

4.6.2 Modelos de transformación

La descripción matemática de un maremoto sísmico debe contener las siguientes fases: generación, propagación y inundación, figura 4.4.15. En la fase de generación se necesita simular del comportamiento de la corteza

terrestre durante el terremoto, sus campos de velocidades y aceleraciones que, en general, es un problema complicado. Es práctica habitual reducir esta fase a la definición de la forma de la oscilación de la superficie libre.

A estos efectos, la generación de un maremoto por un terremoto submarino se puede considerar como un proceso impulsivo y, en consecuencia, se puede tratar como un problema de Cauchy-Poisson. Si bien el movimiento del fondo se puede representar adecuadamente por funciones de Heaviside, existe poca información sobre las dimensiones y la cinemática del movimiento. Por ello, se puede admitir que la elevación de la superficie libre inicial es igual al desplazamiento del fondo (ignorando el carácter dinámico de la rotura del suelo y considerando el campo inicial de velocidades nulo), de tal forma que el problema de la propagación y transformación del maremoto se convierte en un problema de propagación de ondas de valor inicial conocido.

Las ecuaciones que gobiernan el movimiento del maremoto son las ecuaciones de Navier-Stokes, integradas en la columna de agua tal y como se describe en la sección de ondas largas. Además, se supone que la presión p es hidrostática (es decir las aceleraciones verticales en el fluido son despreciables) y se escribe el sistema de ecuaciones en función de la variable instantánea η que representa el desplazamiento vertical de la superficie libre con respecto a un nivel de referencia,

$$p = \rho g \left(h_0 + \eta \right) \tag{4.285}$$

Si el fondo es horizontal, las ecuaciones del movimiento se reducen a la ecuación de ondas

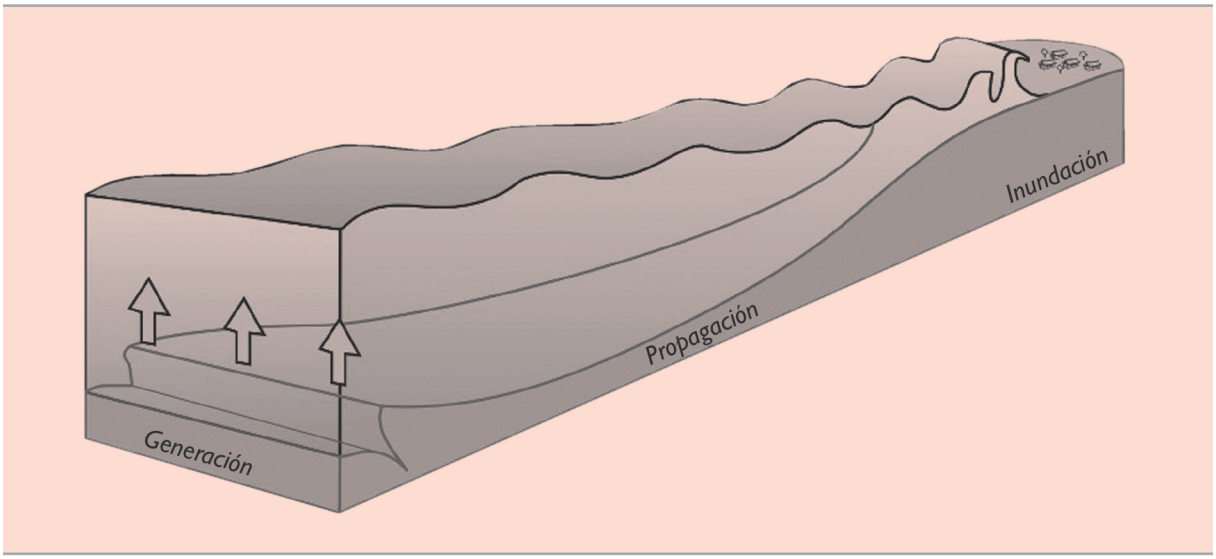
$$\nabla^2 \eta = \frac{1}{C^2} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \tag{4.286}$$

donde $C = \sqrt{g h_0}$ es la celeridad de la onda. Esta ecuación admite soluciones analíticas simples.

Si el fondo varía y se mantiene la hipótesis de presión hidrostática se obtienen las ecuaciones lineales de aguas someras. Si se incluye la aceleración convectiva se obtienen las ecuaciones no lineales de aguas someras, y si se considera que la celeridad de la onda no es constante, si no que ésta es dispersiva en frecuencias y en amplitudes se obtienen las ecuaciones de Boussinesq.

En los últimos años se ha progresado notablemente en la integración en tres dimensiones del problema completo. La resolución de cualquiera de estos sistemas de ecuaciones requieren técnicas numéricas, análogas a las recomendadas en los apartados específicos de propagación de ondas y oleaje.

Figura 4.4.15. Esquema de las fases de un maremoto sísmico



4.6.2.1 Modelado en las proximidades de las áreas portuaria y litoral

En algunas ocasiones no es necesario evaluar de forma completa la generación y propagación del maremoto hasta el emplazamiento siendo suficiente evaluar, por ejemplo, las condiciones pésimas de rebase o las condiciones de estabilidad de una obra marítima. En estos casos, se recomienda resolver onda a onda, definiendo como condición inicial del problema cada una de las ondas individuales del maremoto definidas por su amplitud y representando su forma mediante funciones de Gauss, positivas o negativas, o por ondas solitarias.

La propagación de esta "señal" hacia la costa se puede realizar integrando las ecuaciones de aguas someras completas no lineales transformadas en una ecuación hiperbólica y obtener el máximo ascenso y descenso por un talud, la propagación en el área portuaria etc. Este método de análisis no presenta grandes dificultades cuando se analiza la propagación de la onda en dos dimensiones. Cuando se necesita analizar la transformación de la señal teniendo en cuenta la batimetría en el emplazamiento, el problema se puede resolver, bien integrando el sistema de ecuaciones no lineal de aguas someras, bien formulando y resolviendo la propagación del maremoto como un problema de ondas de gravedad completo es decir con condiciones de contorno no lineales.

En este último caso, la solución puede seguir los mismos pasos que los recomendados para el problema de trenes de onda regulares. Algunas de ellas son las siguientes: descomponer la señal inicial (onda solitaria o curva gaussiana) en componentes de Fourier y propagarlas mediante modelos elípticos $MSPE$ y reunir en el emplazamiento los resultados parciales de las diferentes componentes propagadas para reconstruir la señal transformada. Se ha comprobado que este método es eficaz incluso para la propagación de ondas solitarias a través de medios porosos teniendo en cuenta la difracción por la bocana del puerto. Además, cada una de las componentes de la señal pueden ser utilizadas para analizar su capacidad de forzar oscilaciones resonantes en las áreas portuarias o litorales.

Cuando se necesite estudiar la evolución temporal del perfil superficial, la solución al problema se puede obtener aplicando la ecuación de pendiente suave no estacionaria o mediante alguno de los modelos de Boussinesq.

Es conveniente resaltar que la forma inicial de la señal influye de manera notable en los resultados; en general la señal gaussiana positiva y negativa producen los mismo valores de ascenso y descenso por el talud, pero una señal negativa seguida de una positiva con mayor o menor volumen provoca un comportamiento de la lámina de agua sobre el talud diferenciada.

4.6.2.2 Forzamiento oscilatorio de áreas litorales y portuarias

Además de la capacidad devastadora que tienen los grandes maremotos al inundar amplias zonas de costa, maremotos de menor intensidad también pueden tener graves consecuencias si son capaces de forzar oscilaciones resonantes en dársenas portuarias, ensenadas, rías y estuarios. La amplia capacidad de forzamiento que tiene un maremoto se debe al amplio rango de periodos que contiene su señal temporal que se extiende desde el par de minutos hasta las cuatro horas. La banda inferior $2\text{-}4$ minutos es la banda típica de oscilación de dársenas y áreas portuarias, mientras que la banda de 10 a 50 minutos es la banda típica oscilatoria de estuarios cortos, rías y dársenas muy alargadas. En aquellas zonas en las que es posible la ocurrencia de maremotos se recomienda analizar el forzamiento del puerto, el área litoral, el estuario o la ría por la banda de periodos contenida en la señal del maremoto y, en su caso, tener en cuenta su resultado en el desarrollo del área portuaria o las modificaciones que se realizan a lo largo del tiempo.

4.7 ONDAS LARGAS Y NIVEL DEL MAR

En esta sección se amplía la cinemática y la dinámica relacionada con las ondas largas que pueden afectar las áreas portuarias y litorales, en concreto las mareas meteorológicas y astronómica, los maremotos y las pulsaciones barométricas o meteomaremotos. Las oscilaciones forzadas en dársenas portuarias, conjuntamente con las ondas de borde y de cizalla, por su importancia en el uso y explotación portuario se analizan en la ROM 1.1. La onda de avenida fluvial puede ser importante en puertos ubicados en rías y estuarios y su análisis hidrodinámico se puede realizar de forma análoga a la descrita para la onda de marea en un río o en un estuario.

4.7.1 Introducción

Se considera que una onda es larga cuando su longitud L es mucho mayor que la profundidad h por la que se propaga; es habitual adoptar el siguiente criterio,

$$\frac{h}{L} \lesssim \frac{1}{20}$$

La marea astronómica semidiurna cuando se propaga por una profundidad de $200\ m$ tiene aproximadamente una longitud de onda del orden de $150\ km$, satisfaciendo el requisito anterior. Se define por marea astronómica a las oscilaciones regulares de la superficie del mar debidos a las variaciones de las fuerzas de atracción gravitatoria originadas por los movimientos relativos de los cuerpos celestes, principalmente, los de la luna alrededor de la Tierra y de la Tierra alrededor del Sol.

Existen otras ondas largas que son generadas por los movimientos en los contornos superficial atmosférico, fondo y lateral. Se engloba dentro del término marea meteorológica al conjunto de oscilaciones de la superficie libre del mar generadas durante el paso de los ciclones, extratropicales o tropicales y por la acción del viento asociado. Las ondas de presión de periodo corto (banda de periodos de minutos a pocas horas) generadas por la dinámica atmosférica, inducidas topográficamente o por procesos térmicos pueden forzar oscilaciones del mar en aquella banda de periodos, y que por coincidir, aproximadamente, con la banda de periodos de los maremotos sísmicos se denominan meteomaremotos.

Las ondas de traslación o maremotos son ondas largas generadas por movimientos de los contornos marinos, bien el fondo del mar debido a un sismo, bien al deslizamiento de acantilado, bien al deslizamiento submarino, y en su caso se denominan con el nombre de la causa generadora, maremoto sísmico, maremoto por deslizamiento aéreo o submarino.

Todas estas ondas al propagarse por contornos laterales y fondo variables se transforman por refracción, asomeramiento, reflexión y fricción por fondo. Las ondas más largas como la marea astronómica sólo rompe en casos muy especiales. Sin embargo los maremotos lo habitual es que alcancen la costa durante el proceso de rotura. En general, la descripción de las ondas largas se puede realizar en el ámbito de la teoría lineal. Para ello es suficiente que la amplitud relativa A/h sea pequeña (del orden de 0.1). En los casos en los que la hipótesis de linealidad (amplitud de la onda despreciable frente a la profundidad) no se cumpla, la transformación de la onda se realizará aplicando las ecuaciones completas previo análisis de la importancia de cada uno de los términos de las ecuaciones con vistas a simplificar al máximo el sistema a resolver.

Comentario. Cuando una onda larga, p. ej. la marea astronómica alcanza el talud continental, ya que la profundidad cambia, aproximadamente, $h_{pc}/h_o \approx 1/10$, en una distancia, $l_t \ll L$, el cambio es brusco y para la onda es como si se encontrara un escalón. La onda de marea se refleja en el talud, devolviendo parte de la energía al mar. Además, al propagarse la onda por la plataforma continental, dado que la celeridad depende de la profundidad, se produce el asomeramiento y la refracción de la onda, con el consiguiente cambio amplitud y de dirección de propagación, de la misma forma que el oleaje. Finalmente al alcanzar el borde litoral, la onda se refleja en este borde. Dado que la profundidad es pequeña, los efectos de fricción durante la porpagación por la plataforma no son despreciables, y, en consecuencia, se disipa energía, siendo este efecto más acusado en las rías y estuarios. La amplitud de la onda en cada punto es un equilibrio entre los efectos de asomeramiento y refracción que, en general, producen un aumento de la amplitud y los de fricción que la reducen.

Debido a que el peralte de la onda larga es, en general, muy pequeño, aunque la amplitud crezca por efecto del asomeramiento, no es frecuente que una onda larga al propagarse por la zona litoral rompa, tal y como ocurre, inexorablemente, con el oleaje. No obstante, cuando la onda larga se propaga por zonas lateralemente confinadas, tales como rías, estuarios y ensenadas o cuando la pendiente de la zona litoral es tan suave que la onda "inunda" zonas secas, es posible que se produzca su rotura. Estos casos son habituales con maremotos y la marea meteorológica.

4.7.2 Ecuaciones de ondas largas (o aguas someras)

Las ecuaciones que gobiernan el movimiento de ondas largas o de aguas someras (shallow water equations) son las de Navier-Stokes para flujo turbulento, integradas en la columna de agua y con la consideración de que al ser onda larga los movimientos verticales son mucho menores que los movimientos horizontales, de tal forma que el flujo se puede suponer plano y la presión hidrostática. Estas ecuaciones se pueden aplicar tanto el estudio de la propagación, transformación y disipación de las mareas astronómica y meteorológica, como a los maremotos o cualquier onda larga que satisfaga la condición de que su longitud de onda sea mucho mayor que la profundidad de propagación. Las ecuaciones de aguas someras con presión hidrostática son,

- Ecuación de conservación de la masa,

$$\frac{\partial(h_0+\eta)}{\partial t}+\frac{\partial\left[U(h_0+\eta)\right]}{\partial x}+\frac{\partial\left[V(h_0+\eta)\right]}{\partial y}=0 \tag{4.287}$$

- Ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento horizontal,

$$\frac{\partial\left[U(h_0+\eta)\right]}{\partial t}+\frac{\partial\left[U^2(h_0+\eta)\right]}{\partial x}+\frac{\partial\left[UV(h_0+\eta)\right]}{\partial y}=\frac{(h_0+\eta)}{\rho}\left(\frac{\partial\tau_{xx}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{yx}}{\partial y}\right)+Q_x^* \tag{4.288}$$

$$\frac{\partial\left[V(h_0+\eta)\right]}{\partial t}+\frac{\partial\left[VU(h_0+\eta)\right]}{\partial x}+\frac{\partial\left[V^2(h_0+\eta)\right]}{\partial y}=\frac{(h_0+\eta)}{\rho}\left(\frac{\partial\tau_{xy}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{yy}}{\partial y}\right)+Q_y^* \tag{4.289}$$

donde, h_0 es la profundidad del agua en reposo, medida a partir de un plano de referencia horizontal,(en general, la superficie del mar en reposo), η es la sobreelevación del nivel del mar medida a partir del plano de referencia, y, U y V son las componentes horizontales del campo de velocidades según los ejes x e y, respectivamente, promediadas en la profundidad total de la columna de agua, $h = h_0 + \eta$,

$$U=\frac{1}{h}\int_{-h_0}^{\eta} u\ dz \qquad V=\frac{1}{h}\int_{-h_0}^{\eta} v\ dz \tag{4.290}$$

Por tanto, $U(h_0 + \eta)$ y $V(h_0 + \eta)$ expresan los caudales totales por unidad de anchura o flujo de agua a través de planos perpendicualres a los ejes x e y, respectivamente. El primer término de la derecha de las ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento ($\partial\tau_{xx}/\partial x + \partial\tau_{yx}/\partial y$), son los gradientes horizontales de las tensiones tangenciales en el fluido, que representan la difusión horizontal relacionada, en general, con los procesos turbulentos. Por último los términos Q_x^*, Q_y^* que incluyen los efectos de:

1. los gradientes espaciales de la superficie libre, ($\partial\eta/\partial x$, $\partial\eta/\partial y$)
2. los gradientes espaciales de la presión atmosférica sobre la superficie del agua, $[\partial p_a/\partial x, \partial p_a/\partial y]_\eta$
3. las tensiones tangenciales en la superficie del mar, η, debidas a la acción del viento, $[\tau_x, \tau_y]_\eta$
4. la fricción ejercida por el fondo, $-h_0$, sobre el fluido, $[\tau_x, \tau_y]_{-h_0}$
5. la fuerza de Coriolis, $[r_x = -f_C V,\ r_y = f_C U]$, donde f_C es el coeficiente de Coriolis, dependiente de la latitud

Una estructura matemática del término fuente en forma general es,

$$Q_x^*=-g\frac{\partial\eta}{\partial x}+\left[\frac{\partial\left(-\frac{p_a}{\rho}\right)}{\partial x}+\frac{\tau_x}{\rho(h_0+\eta)}\right]_\eta-\frac{[\tau_x]-h_0}{\rho(h_0+\eta)}-f_C\frac{V}{(h_0+\eta)} \tag{4.291}$$

(1) (2) (3) (4) (5)

$$Q_y^* = -g\frac{\partial \eta}{\partial y} + \left[\frac{\partial\left(-\frac{p_a}{\rho}\right)}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho\left(h_0+\eta\right)}\right]_\eta - \frac{\left[\tau_y\right]_{-h_0}}{\rho\left(h_0+\eta\right)} + f_C\frac{U}{\left(h_0+\eta\right)} \qquad (4.292)$$

(1) (2) (3) (4) (5)

Este sistema de ecuaciones tiene como incógnitas U, V y η, y su solución requiere especificar unas condiciones iniciales y de contorno apropiadas. Además, es necesario especificar la acción tangencial del viento en la superficie libre, es decir, $[\tau_x, \tau_y]_\eta$, y las tensiones tangenciales en el fondo o fricción por fondo $[\tau_x, \tau_y]_{-h_0}$.

Comentario. Es necesario mencionar que en los libros y artículos sobre fluidos geofísicos la profundidad de agua se suele representar con la letra mayúscula H. Dado que en el ámbito de la ingeniería marítima esta nomenclatura es la habitual para representar la altura de ola, por conveniencia se utiliza h_0, para referir la profundidad de agua en reposo y h, para referenciar la columna total de agua. Por otra parte, la curvatura de la superficie libre de las ondas largas es muy grande por lo que, prácticamente, en todos los casos se pueden despreciar los efectos de la tensión superficial en la presión sobre la interfase.

4.7.2.1 Perfil de velocidad de la corriente

En general, para el dimensionamiento de áreas portuarias no suele ser necesario conocer el perfil de velocidad de la corriente siendo suficiente conocer la velocidad media, (U, V) integrada en la profundidad h, y el coeficiente de fricción (p.ej. Chezy). Cuando sea necesario conocer el perfil de velocidad, se recomienda tomar alguna medida de la velocidad media de la corriente u a una distancia z_1 próxima a la superficie de agua y suponer un perfil potencial de la velocidad [17],

$$u(z) = u(z_1)\left(\frac{x+h}{z_1+h}\right)^{\frac{1}{7}} \qquad (4.293)$$

donde h es la profundidad en el punto de la medida.

4.7.2.2 Importancia y determinación de los términos

Dada la complejidad de las ecuaciones y teniendo en cuenta las diferentes situaciones que pueden darse, seguidamente se analiza la importancia de los términos que aparecen en las ecuaciones generales con el fin de abordar con cierto rigor las dificultades de su simplificación. Las ecuaciones de conservación de la cantidad de movimiento representan el equilibrio entre las fuerzas inerciales, los gradientes de presión y densidad, los consumos internos de cantidad de movimiento debidos a viscosidad y la turbulencia y las fuerzas externas, unas aplicadas en el cuerpo de agua, debidas a la acción celeste (generan la marea astronómica) y a la rotación de la Tierra (efecto Coriolis), otras aplicadas en el contorno inferior, debidas a la fricción por fondo y a aceleraciones del mismo (maremotos), y otras aplicadas en la superficie del agua y debidas a la acción atmosférica (marea meteorológica). En los apartados siguientes se analiza la importancia de estas fuerzas, comenzando por el efecto Coriolis y la estratificación de la columna de agua. Seguidamente se adimensionalizan los restantes términos.

4.7.2.2.1 Importancia de la rotación terrestre

La rotación de la Tierra, o efecto Coriolis puede ser un factor importante en el movimiento de las oscilaciones del mar. El periodo del efecto Coriolis es, $T_\Omega = 1/\Omega\ (s)$, donde, $\Omega = 7{,}29 * 10^{-5}\ (1/s)$, es la rotación de la Tie-

(17) Cuando la velocidad de la corriente se denomina con mayúsculas hace referencia a su carácter de velocidad integrada en la columna de agua. La denominación con minúsculas es indicativa de la velocidad a una profundidad determinada.

rra. Si T, L y U son, respectivamente, las escalas temporal, espacial y de la velocidad del movimiento del fluido siendo $T = O(L/U)$, una partícula de agua que viaja a la velocidad U recorre una distancia L en un tiempo T. Si, $T > T_\Omega$, se espera que la trayectoria de la partícula esté influenciada por la rotación terrestre. Por tanto, si el cociente de ambos periodos, $\xi = T_\Omega/T = 2\pi U/\Omega L \lesssim 1$, la rotación es importante en el movimiento del fluido y el efecto Coriolis debe considerarse en las ecuaciones del movimiento. En la Tabla 4.4.4 se resumen las escalas de longitud y velocidad del movimiento para las cuales se cumple la condición $\xi \lesssim 1$, y, en consecuencia es necesario incluir el término de Coriolis en el análisis del movimiento.

Tabla 4.4.4. Escalas de longitud y velocidad para las que es necesario considerar la fuerza de Coriolis

L (Km)	U (m/s)
10^{-3}	$\leq 1{,}2 * 10^{-5}$
10^{-1}	$\leq 1{,}2 * 10^{-3}$
1	$\leq 1{,}2 * 10^{-2}$
10^{2}	$\leq 1{,}2$
10^{3}	$\leq 1{,}2 * 10$
6371	$\leq 7{,}2 * 10$

donde la última distancia es el radio terrestre $R = 6371\ km$. Estas velocidades y escalas se encuentran en diversas situaciones de propagación de ondas largas, mareas astronómica y meteorológica, principalmente, por el oceáno y plataforma continental.

4.7.2.2.2 Importancia de la estratificación

Habitualmente, los fluidos geofísicos consisten en masas de fluido con diferentes densidades que, por la acción gravitatoria, tienden a ordenarse en columnas verticales correspondientes a un estado de energía potencial mínima. El movimiento de los oceános altera continuamente este estado de equilibrio, produciendo ascensos de fluido denso y descensos de fluido liviano. Este incremento de energía potencial debe realizarse a expensas de energía cinética. Entonces, la importancia de la estratificación en la dinámica de las oscilaciones puede evaluarse comparando las energías potencial y cinética.

Si $\Delta\rho$ es la escala de la variación de la densidad y h es la escala de la columna de agua, un ascenso Δh de agua densa con densidad $\rho_0 + \Delta\rho$, debe compensarse con un descenso Δh de agua ligera de densidad, ρ_0, con lo que la variación de energía potencial por unidad de volumen es, $(\rho_0 + \Delta\rho)g\Delta h - \rho_0 g\Delta h = \Delta\rho g\Delta h$. Para una velocidad representativa del fluido U, la energía cinética disponible por unidad de volumen es $1/2(\rho_0 U^2)$. El cociente de ambas energías, σ_s, es,

$$\sigma_s = \frac{\frac{1}{2}\rho_0 U^2}{\Delta\rho g\Delta h} \tag{4.294}$$

Si $\sigma_s \sim 1$, la energía potencial disponible se consume en energía cinética, por tanto, la estratificación modifica sustancialmente el movimiento del fluido. Si $\sigma_s \ll 1$, no hay energía cinética suficiente para modificar significativamente el flujo. Por último si $\sigma_s \gg 1$, se consume muy poca energía cinética en el proceso y la estratificación no suele afectar el movimiento. En consecuencia la estratificación debe considerarse en todos los casos en los que $\sigma_s \lesssim 1$.

Para que la estratificación y la rotación terrestres sean ambos importantes y, por tanto, deban considerarse, ambos, en el estudio de las oscilaciones, deberá cumplirse que $\xi \lesssim 1$, $\sigma_s \lesssim 1$, lo que ocurre si, $L \sim U/\Omega$ y $U \sim \sqrt{(\Delta\rho/\rho_0)g\Delta h}$; eliminando la velocidad se tiene la siguiente escala espacial,

$$L \sim \frac{1}{\Omega}\sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho_0} g\Delta h} \tag{4.295}$$

Comentario. Para los valores, $\rho_0 = 1028\ kg/m^3$, $\Delta\rho = 2\ kg/m^3$, $\Delta h = 10\ m$, la escala del movimiento crítica es $L \sim 6000\ m$, y, $U \sim 0{,}4\ m/s$. Estas escalas no son frecuentes en los estudios de propagación de ondas largas en el ámbito portuario. No obstante, en los casos de mezcla de aguas dulces y saladas los efectos de la estratificación no son despreciables.

4.7.2.3 Evaluación del término por fricción con el fondo

El efecto de la fricción por fondo en la propagación de las ondas largas se manifiesta por una reducción gradual de su amplitud; en muchas ocasiones tales como la propagación por rías y estuarios este amortiguamiento no se debe ignorar.

En general, el término de fricción, $[\tau_{xz}, \tau_{yz}]_z = -h_0$ se expresa por una función cuadrática del campo de velocidades horizontal, afectada por un coeficiente de fricción o rozamiento, que depende de las condiciones de rugosidad del lecho e hidraúlicas del flujo. Estas condiciones se pueden evaluar mediante dos números adimensionales, la rugosidad relativa, k_s/h y el número de Reynolds, Uh/v dando lugar a la tradicional ordenación del flujo hidraúlico en laminar y turbulento, liso y rugoso. k_s se denomina rugosidad de Nikuradse, $h = h_0 + \eta$ es la altura total de la columna de agua y v es la viscosidad cinemática del agua $[\sim 10^{-6}(m^2/s)]$.

Esta relación funcional se encuentra en los cálculos de tuberías a presión y ha sido "importada" a los regímenes en lámina libre. Las formulaciones de Darcy-Weisbach, Manning-Strickler y Chezy siguen este esquema de trabajo. Las tres se pueden expresar de la siguiente forma,

$$\left[\tau_x\right]_{-h_0} = v_f U|U| \qquad \left[\tau_y\right]_{-h_0} = v_f V|V| \tag{4.296}$$

donde v_f es un coeficiente de fricción que depende de las formas del lecho y del régimen hidraúlico. Las relaciones entre este coeficiente global de fricción y los coeficientes de Chezy, Manning-Stickler y Darcy-Weisbach son la siguientes,

	Darcy – Weisbach	*Manning*	*Chezy*
v_f	$\frac{1}{8}\frac{f}{h^2}$	$\frac{g n_f}{h^{\frac{7}{3}}}$	$\frac{g}{C_f h^2}$

donde f es el coeficiente de fricción de Darcy-Weisbach, C_f es el coeficiente de Chezy, y n_f es el coeficiente de Manning. Tanto f como n_f son directamente proporcionales a la fricción. f toma valores en el rango, $10^{-1} - 10^{-4}$. C_f, por estar en el denominador, cuanto mayor es su valor, menor importancia tiene la fricción por el fondo; en estuarios y plataforma continental toma valores en el rango 30-80.

4.7.2.4 Importancia de los términos inerciales y de fricción

Al objeto de facilitar la presentación sólo se adimensionaliza la ecuación de conservación de cantidad de movimiento en la dirección del eje x, despreciando las fuerzas externas, $F_{c,x}$, F_x (puesto que su orden de magnitud ha sido analizado previamente),

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U\frac{\partial U}{\partial x} + g\frac{\partial(h+\eta)}{\partial x} + g\frac{U|U|}{C_f^2(h+\eta)} = 0 \tag{4.297}$$

El primer término (1) es la aceleración local, el segundo (2) representa los términos convectivos, el tercero (3) es la fuerza debida al gradiente de la columna de agua y el cuarto término (4) representa la fricción con el

fondo en formato Chezy. Si T, L y D son un tiempo, una longitud horizontal y una longitud vertical característicos del movimiento y υ, es la escala de la velocidad del flujo, $\upsilon = L/T$, la ecuación anterior se puede adimensionalizar considerando las siguientes variables adimensionales, $x^* = x/L$, $U^* = U/\upsilon$, $t^* = t/T$, $\eta^* = \eta/D$, $h^* = h/D$

$$\frac{\upsilon}{T}\frac{\partial U^*}{\partial t^*}+\frac{\upsilon^2}{L}U^*\frac{\partial U^*}{\partial x^*}+\frac{gD}{L}\frac{\partial\left(h^*+\eta^*\right)}{\partial x^*}+\frac{g\upsilon^2}{C_f^2 D}\frac{U^*\left|U^*\right|}{\left(h^*+\eta^*\right)}=0 \tag{4.298}$$

Cada término de la ecuación está multiplicado por un monomio con las dimensiones del término. Dado que el objeto del análisis es el movimiento de las ondas largas el término de fricción siempre deberá aparecer, por lo que dando a su monomio el valor unidad y multiplicando los restantes términos por su inversa, se obtiene la siguiente ecuación,

$$\frac{C_f^2 D}{g\upsilon T}\frac{\partial U^*}{\partial t^*}+\frac{C_f^2 D}{gL}U^*\frac{\partial U^*}{\partial x^*}+\frac{C_f^2 D^2}{\upsilon^2 L}\frac{\partial\left(h^*+\eta^*\right)}{\partial x^*}+\frac{U^*\left|U^*\right|}{\left(h^*+\eta^*\right)}=0 \tag{4.299}$$

Si se dan los siguientes valores representativos del movimiento de una onda larga, $C_f = 50\ m^{1/2}/s$ y un número de Froude, $F_r = u^2/gD \approx 0{,}10$, se obtienen los siguientes órdenes de magnitud de los monomios, Tabla 4.4.5,

Tabla 4.4.5. Órdenes de magnitud de los monomios adimensionales de la ecuación de propagación de ondas largas

Término	
(1)	$1000\sqrt{D}/T$
(2)	$250D/L$
(3)	$25000D/L$
(4)	1

Aplicando estos resultados a diferentes ambientes portuarios en relación con las ondas largas, se tiene, Tablas 4.4.6, 4.4.7 y 4.4.8,

Tabla 4.4.6. Órdenes de magnitud de los monomios para la marea astronómica

Marea astronómica	$D(m)$	$T(s)$	$L(m)$	(1)	(2)	(3)	(4)
Plataforma	10^2	10^4	10^6	1	10^{-2}	1	—
Rías y estuarios	1	10^4	10^4	10^{-1}	10^{-1}	10	1
Dársenas	10	10^4	10^5	1	10^{-1}	10	1

Tabla 4.4.7. Órdenes de magnitud de los monomios para las pulsaciones barométricas

Pulsaciones barométricas	$D(m)$	$T(s)$	$L(m)$	(1)	(2)	(3)	(4)
Plataforma	10^2	10^3	10^4	1	1	10^2	—
Rías y estuarios	1	10^3	10^3	1	10^{-1}	10	1
Dársenas	10	10^3	10^3	1	10^{-1}	10	1

En cada caso, a los términos de mayor orden habrá que añadir el término forzador o generador, F_x que será de $O(1)$. En el caso de propagación por la plataforma continental no se debe olvidar el efecto Coriolis, $F_{c,x}$ en el estudio de la marea astronómica y sin embargo se puede despreciar el efecto de la fricción puesto que, en general, la velocidad es muy pequeña. De las tablas se deduce que en la mayoría de los casos se pueden despreciar los términos convectivos. Sólamente en los casos en los que las velocidades $U \sim 1\ m/s$ y sus gradientes sean

importantes, los términos convectivos desempeñan un papel preponderante en la ecuación de gobierno. En estas condiciones no es habitual encontrar una solución analítica por lo que será necesario recurrir a métodos numéricos.

4.7.3 Problema lineal y efecto Coriolis: Ondas de Kelvin.

La influencia del efecto Coriolis en la propagación de las ondas largas cuya escala satisfaga la tabla anterior, p. ej. la marea astronómica propagándose por el Golfo de Vizcaya, $l = O(1000Km)$, $U < 1m/s$, se puede evaluar considerando las ecuaciones del movimiento sin fricción y fondo horizontal,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h\left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y}\right) = 0 \tag{4.300}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + f_c V + g\frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \tag{4.301}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + f_c U + g\frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \tag{4.302}$$

Tabla 4.4.8. Órdenes de magnitud de los monomios para los maremotos

Maremotos	$D(m)$	$T(s)$	$L(m)$	(1)	(2)	(3)	(4)
Plataforma	10^2	10^3	10^4	1	10^{-1}	10	—
Rías y estuarios	1	10^3	10^4	1	10^{-1}	10	1
Dársenas	10	10^3	10^3	1	10^{-1}	10	1

Orientando los ejes coordenados tal que el eje y coincida con la línea de acantilados, se puede admitir que no hay flujo en la dirección del eje y, por tanto la ecuación de cantidad de movimiento en la dirección se reduce al balance entre la pendiente longitudinal de la superficie libre y el flujo transvesal,

$$f_c U + g\frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \tag{4.303}$$

La onda larga progresiva de una sola componente de frecuencia σ, a este problema es,

$$\eta(x,y,t) = \alpha_\eta \exp\left(-\frac{f_c y}{c}\right)\exp[i(kx - \sigma t)] \tag{4.304}$$

$$U(x,y,t) = \frac{\alpha_\eta c}{d}\exp\left(-\frac{f_c y}{c}\right)\exp[i(kx - \sigma t)] \tag{4.305}$$

donde c es la celeridad de la onda, $c = \sqrt{gh} = \sigma/k$, y k es el número de onda y σ_η, es la amplitud de la onda en $y = 0$.

El efecto de Coriolis aparece en el término exponencial, $f_c y/c$. Cuando la onda recorre una distancia $y = c/f_c$, la amplitud de la onda decrece aproximadamente un 60%. La pendiente de la superficie libre en la dirección y es $\partial\eta/\partial y = (-fc/c)\eta$. Este gradiente se equilibra mediante una corriente perpendicular a él. Orientando el eje en el sentido de propagación de la onda, la solución indica que en la cresta de la onda el movimiento es en el sentido $y > 0$ la amplitud y la velocidad decrece, mientras que en el seno, el movimiento es en el sentido $y < 0$, luego la amplitud y la velocidad se amplifican.

Comentario. Esta solución se conoce con el nombre de ondas de Kelvin en honor a Sir W. Thompson, Lord Kelvin. La superposición de dos ondas de Kelvin iguales, viajando en sentidos opuestos permite calcular la distribución espacial de las isolíneas de pleamar en el ciclo de marea y definir los puntos anfidrómicos, o puntos en los que la onda de marea no oscila y está siempre en pleamar.

4.7.4 Problema lineal y forzamiento astronómico

La marea astronómica se genera en el océano donde las fuerzas gravitacionales debida a la acción del sol y de la luna son más efectivas. Allí la amplitud es pequeña pero la reflexión en la plataforma y las condiciones casi resonantes de las cuencas oceánicas para la marea semidiurna son factores importantes. Hasta que la onda no se propaga por la plataforma y se acerca a la costa los térmimos de fricción no son importantes. Por todo ello cuando se necesite trabajar con un modelo de generación y transformación de la marea astronómica deberá resolver el siguiente sistema de ecuaciones,

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial (Uh)}{\partial x}+\frac{\partial (Vh)}{\partial y}=0 \tag{4.306}$$

$$\frac{\partial (Uh)}{\partial t}=-gh\frac{\partial h}{\partial x}+\frac{1}{\rho}F_x \tag{4.307}$$

$$\frac{\partial (Vh)}{\partial t}=-gh\frac{\partial \eta}{\partial y}+\frac{1}{\rho}F_y \tag{4.308}$$

donde F_x, F_y incluye las fuerzas gravitacionales y de Coriolis tal y como se indica a continuación. En mar abierto la amplitud de la marea es del orden de un metro,

$$h=h_0+\eta\approx h_0 \tag{4.309}$$

donde h_0 es la profundidad en reposo en el punto considerado y η es el desplazamiento vertical de la superficie libre debida a la marea astronómica, por lo que las ecuaciones anteriores se pueden simplificar,

$$\frac{\partial h}{\partial t}+h_0\left(\frac{\partial U}{\partial x}+\frac{\partial V}{\partial y}\right)=0 \tag{4.310}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t}=-g\frac{\partial \eta}{\partial x}+\frac{1}{\rho h_0}F_x \tag{4.311}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t}=-g\frac{\partial \eta}{\partial y}+\frac{1}{\rho h_0}F_y \tag{4.312}$$

$$F_x=\rho h_0\left(fV+F_{MM,x}\right) \tag{4.313}$$

$$F_y=\rho h_0\left(-fU+F_{MM,y}\right) \tag{4.314}$$

donde $(F_{MM,x}, F_{MM,y})$,son las componentes gravitacionales por unidad de masa o fuerzas generadoras en las direcciones de los ejes coordenados. De todas ellas la más importante es la lunar debida a la M_2. En este caso la fuerza generadora resulta del equilibrio entre la fuerza de atracción del sistema tierra-luna y la fuerza centrífuga debida a la rotación de dicho sistema alrededor de su centro de gravedad.

La solución del sistema de ecuaciones se puede obtener por cualquiera de las técnicas habituales para resolver los sistemas de ecuaciones de aguas someras.

4.7.5 Problema lineal sin forzamiento y sin fricción

La teoría lineal de ondas se resuelve para un fluido incompresible, no viscoso, en flujo irrotacional con la condición de contorno en el fondo de deslizamiento, es decir sin fricción. Esta solución se puede obtener, asímismo, a partir de las ecuaciones generales de las ondas largas, tomando sólamente los términos lineales, asumiendo que $\eta \ll h_0$, y despreciando los términos de fricción y de fuerzas externas. En este caso, suponiendo que la onda se propaga en la dirección del eje x, y que el fondo es horizontal, $h = h_0 + \eta \approx h_0$, las ecuaciones generales se pueden simplificar tal que, finalmente se tiene,

Conservación de la masa,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + h_0 \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \tag{4.315}$$

Conservación de la cantidad de movimiento horizontal,

$$\frac{\partial U}{\partial t} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \tag{4.316}$$

Derivando la primera ecuación respecto a t y la segunda respecto a x, y restando ambas ecuaciones, se obtiene la ecuación lineal de ondas largas,

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + g h_0 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = 0 \tag{4.317}$$

cuya solución es una onda que progresa con forma constante en la dirección del eje t, con la celeridad $c = \sqrt{g h_0}$ y cuyo perfil superficial y velocidad horizontal son,

$$\eta = a \cos(kx - \omega t); \qquad U = c \frac{\eta}{h_0} \tag{4.318}$$

donde, k y ω son el número de onda y la frecuencia angular. La ecuación anterior indica que la velocidad integrada en la columna de agua es proporcional al desplazamiento vertical de la superficie libre. Esta onda sólo existe cuando la celeridad de la onda c, y la frecuencia angular, $\omega = 2\pi/T$, satisfacen la relación o ecuación de dispersión,

$$\omega^2 \eta \left(1 - \frac{g h_0}{c^2}\right) = 0 \tag{4.319}$$

lo que ocurre siempre que $c^2 = g h_0$, es decir la misma celeridad que se obtuvo de la teoría potencial. El número de onda $k = 2\pi/L$, se obtiene directamente de la relación $c = L/T = \omega/k$. L es la longitud de onda.

Comentario. La marea astronómica semidiurna tiene un periodo de aproximadamente 12 horas. En el océano Atlántico con una profundidad media de $\overline{h} \approx 4000$ m, la marea viaja a la celeridad del orden de $c \approx \sqrt{g\overline{h}} = 200$ m/s, y su longitud de onda es del orden de $L \approx cT = 8500$ km, con lo que $\overline{h}/L < 1/20$. La amplitud de la onda de marea en mar abierto es del orden de centímetros, por lo que su peralte es muy pequeño, que es la condición requerida para la aplicación de la teoría lineal.

4.7.5.1 Flujo de energía en una onda larga

De acuerdo con el desarrollo de la teoría lineal de ondas, la energía de una onda larga por unidad de superficie horizontal es,

$$E = \frac{1}{2} \rho g a^2 \tag{4.320}$$

donde A es la amplitud de la onda, y el flujo de energía en la columna de agua en al dirección de propagación,

$$F_x = Ec_g = Ec = \frac{1}{2}\rho g A^2 c \tag{4.321}$$

dado que al ser una onda larga, la celeridad de propagación de la energía, c_g y la celeridad de la onda c coinciden.

4.7.5.2 Conservación del flujo de energía en un volumen de control

Tomando un volumen de control de anchura unidad en la dirección de propagación de la onda, del lado del oceano entra una onda de amplitud A_1 y la porfundidad es h_1 y del lado de tierra la onda tiene amplitud A_2 a la profundidad h_2, ignorando los efectos de la fricción y la reflexión, la ecuación de conservación de la energía implica que la variación del flujo de energía en el volumen de control es nula, (el flujo de energía) se conserva y por tanto,

$$(F_x)_1 = (F_x)_2 \tag{4.322}$$

$$\frac{1}{2}\rho g A_1^2 c_1 = \frac{1}{2}\rho g A_2^2 c_2 \tag{4.323}$$

$$\frac{A_2}{A_1} = \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{\frac{1}{4}} \tag{4.324}$$

Esta solución se conoce con el nombre de ley de Green y establece que la amplitud de la onda crece con $h^{-1/4}$.

Comentario. Si se considera por ejemplo $h_1 = 200m.$, $h_2 = 10m.$, como magnitud típica del cambio de profundidad desde el talud continental hasta la plataforma continental interior, aplicando la ley de Green se tiene:

$$c_1 \approx 30m/s,\ c_2 \approx 10m/s$$
$$A_2 \approx 2{,}1A_1$$

Si $A_1 = 0{,}5m.$, $A_2 = 1{,}05m$. Estos valores deben tomarse como órdenes de magnitud, pues no se han tenido en cuenta reflexiones ni pérdidas de energía por fricción que en aguas someras pueden ser relevantes.

4.7.5.3 Transformación en el borde continental

Con las limitaciones previamente establecidas, la teoría lineal de ondas largas proporciona información sobre algunos procesos que más adelante, serán utilizados en el desarrollo de este capítulo al analizar las mareas astronómica y meteorológica. En todos los casos se supone que la onda larga está formada por una sola componente o armónico. En primer lugar se analiza la transformación de la onda larga cuando se encuentra con el borde continental que es un cambio brusco de profundidad, desde los fondos abisales hasta el borde exterior de la plataforma continental. A continuación se analiza la transformación de la onda transmitida por la plataforma continental; sobre ella, la onda se asomera, refracta, fricciona por el fondo, refleja en el borde litoral y eventualmente rompe.

Al objeto de facilitar la comprensión, se inicia con incidencia normal de la onda al borde continental; después se analiza el caso de la incidencia oblicua.

4.7.5.3.1 Reflexión y transmisión en el talud continental.

Si se considera una onda larga incidente η_I que se propaga en el sentido positivo del eje x, perpendicular a un cambio brusco de pendiente o escalón de anchura infinita, el flujo de energía incidente se transforma, (parti-

ciona), parte de él se refleja mientras que la otra se transmite, figura 4.4.16. Se supone que el proceso se produce sin pérdida o disipación de energía y dado que el análisis es lineal la partición del flujo de energía se produce sin interacción entre ondas, tal que se conserva el periodo y la forma de las ondas y la oscilación de la superficie libre en la zona profunda η_1, está formada por la superposición lineal de la onda incidente y la reflejada, mientras que en la zona somera la única onda es la transmitida η_2. Esto se expresa como:

$$\eta_1 = \eta_I + \eta_R \tag{4.325}$$

$$\eta_2 = \eta_T \tag{4.326}$$

Si se ubica el origen de coordenadas en la transición y el eje x positivo en el sentido de propagación del tren incidente, y si, A_I, A_R, A_T, son las alturas de las ondas incidente, reflejada y transmitida respectivamente, estas oscilaciones se pueden expresar,

$$\eta_I + \eta_R = \frac{A_I}{2}\cos\left(k_1 x - \omega t\right) + \frac{A_R}{2}\cos\left(k_1 x + \omega t + \varphi_R\right) \tag{4.327}$$

$$\eta_T = \frac{A_T}{2}\cos\left(k_2 x + \omega t + \varphi_T\right) \tag{4.328}$$

y φ_R, φ_T son los desfases que posiblemente se produzcan en la transformación.

En el escalón, $x = 0$, la superficie libre a un lado y al otro deben ser continuas, es decir, no hay rotura de lámina, y el caudal o flujo de masa entrante debe ser igual a los salientes. Estas dos condiciones se expresan:

$$\eta_1 = \eta_2 \qquad en\ x = 0 \tag{4.329}$$

$$(Uh)_1 = (Uh)_2 \qquad en\ x = 0 \tag{4.330}$$

Sustituyendo en estas condiciones las expresiones de la superficie libre, y teniendo en cuenta que la velocidad horizontal en una onda larga se expresa en función de la celeridad, $U = c(\eta/h)$ y que ésta depende sólo de la profundidad $c = \sqrt{gh}$, se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones,

$$1 \pm R = \pm T \tag{4.331}$$

$$1 \mp R = \pm T\left(\frac{h_2}{h_1}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{4.332}$$

donde

$$R = \frac{A_R}{A_I} \tag{4.333}$$

$$T_r = \frac{A_T}{A_I} \tag{4.334}$$

son los coeficientes de reflexión y transmisión respectivamente. Los valores posibles de las fase determinan los signos correspondientes. Denominando:

$$\alpha = \frac{C_2}{C_1} = \sqrt{\frac{h_2}{h_1}} \tag{4.335}$$

la expresión de los coeficientes de reflexión y transmisión en una transición abrupta, para la aproximación lineal de las ecuaciones es:

$$R = \left| \frac{1-\alpha}{1+\alpha} \right| \tag{4.336}$$

$$T_r = \left| \frac{2}{1+\alpha} \right| \tag{4.337}$$

Se pueden considerar diversos casos definidos en función de los valores adoptados por α,

- $\alpha = 0$. Casos en los cuales $h_1 \gg h_2$; en este caso se obtienen los valores:

$$|R| \simeq 1, \ |T_r| \simeq 2 \tag{4.338}$$

  que indican que debido a la gran diferencia de profundidad entre el océano (1) y la plataforma continental (2), en la interfase se produce reflexión casi perfecta, provocando una onda de amplitud doble en la región 1.
- $0 < \alpha < 1$. Los valores de los coeficientes de reflexión y de transmisión están en las regiones,

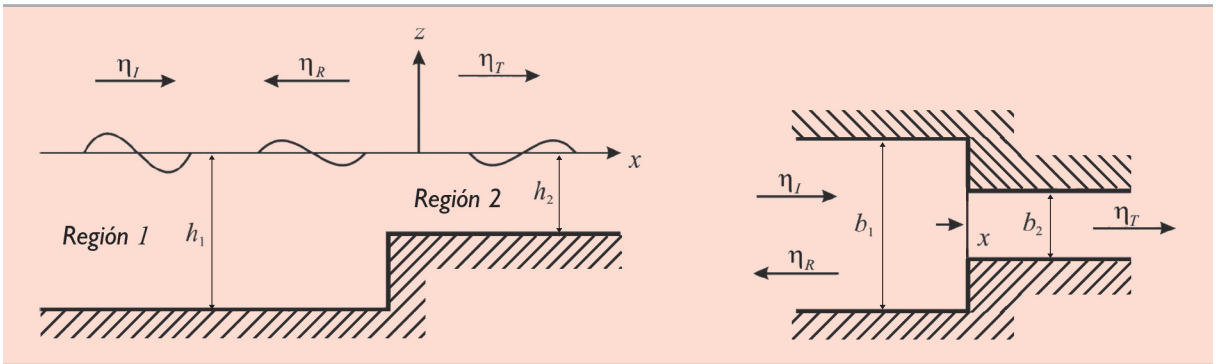
$$0 < |R| < 1, \ 1 < |T_r| < 2 \tag{4.339}$$

  La reflexión es parcial y la onda se propaga por la plataforma continental.
- $\alpha < 1$. Cuando $h_2 > h_1$, los valores de los coeficientes de reflexión y de transmisión están en las regiones,

$$0 < |R| < 1, \ 0 < |T_r| < 1 \tag{4.340}$$

  Este último caso representa la propagación de la onda larga a profundidades mayores.

Figura 4.4.16. Vista lateral y en planta de un canal con escalón



Comentario. El coeficiente de transmisión mayor que la unidad es por la forma en que se ha definido. Al propagarse la onda por fondos de menor profundidad, la amplitud debe crecer por simple consideración de la conservación del flujo de energía, $Ec_g = cte$. Puesto que, c (c_g) decrecen en la plataforma, E debe crecer y por tanto A_T crece también; luego, $T_r > 1$.

En el supuesto que la plataforma continental fuera horizontal, la onda transmitida se propaga hasta alcanzar el borde litoral, bien sea una playa, un acantilado o el extremo continental del estuario, en el que, en general, se refleja. La onda reflejada viaja de vuelta hacia el mar y su encuentro sin interacción con la onda incidente produce, en el caso de fondo horizontal, una onda estacionaria, con nodos y antinodos tal y como se obtuvo para el caso del oleaje,

$$\eta_T + \eta_{TR} = \frac{A_T}{2}\cos\left(k_2 x - \omega t\right) + \frac{A_{TR}}{2}\cos\left(k_2 x + \omega t + \varphi_{TR}\right) \tag{4.341}$$

donde A_{TR} es la amplitud de la onda reflejada y las restantes variables ya han sido definidas anteriormente. Los nodos aparecen en, $k_2 x = \pi/2$.

4.7.5.3.2 REFRACCIÓN Y ASOMERAMIENTO EN EL BORDE CONTINENTAL

En el supuesto que las batimétricas del borde continental sean rectas y paralelas, y la onda larga incida a él con oblicuidad, se puede definir un volumen de control con sus caras paralelas a las líneas de cresta de onda, expresando la conservación de la energía en un volumen de control, definido por dos ortogonales o líneas perpendiculares a las líneas de cresta, separadas una anchura b_1 en el lado del oceano y b_2 del lado de tierra, despreciando la disipación, la conservación del flujo de energía en el volumen de control proporciona la ley de Green generalizada,

$$\frac{A_2}{A_1} = \left(\frac{h_1}{h_2}\right)^{\frac{1}{4}} \left(\frac{b_1}{b_2}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{4.342}$$

Además, en el caso considerado de batimétricas rectas y paralelas y la onda entra en el volumen de control formando un ángulo α_1 con las batimétricas del lado del mar, y sale del volumen de control formando un ángulo α_2 del lado de tierra, la variación del ángulo en la propagación se puede evaluar estableciendo la conservación del número de onda longitudinal o ley de Snell,

$$k_1 \sin\alpha_1 = k_2 \sin\alpha_2 \tag{4.343}$$

$$\frac{\sin\alpha_2}{\sin\alpha_1} = \frac{k_1}{k_2} = \frac{c_2}{c_1} = \left(\frac{h_2}{h_1}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{4.344}$$

La variación de la amplitud por la refracción se obtiene por razones geométricas de la siguiente expresión,

$$K_r = \frac{b_1}{b_2} = \left(\frac{\cos\alpha_1}{\cos\alpha_2}\right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{1-\sin^2\alpha_1}{1-\sin^2\alpha_2}\right)^{\frac{1}{4}} \tag{4.345}$$

Estas dos ecuaciones proporcionan una evaluación simple de la refracción y del asomeramiento de la onda larga cuando se propaga por el talud continental y por una plataforma continental con pendiente suave y en la que no se produce reflexión en la línea de costa, bien porque la onda rompa o se disipe durante la propagación.

Suponiendo que la onda larga es un tren monocromático, conocida la amplitud de la onda y su dirección de propagación aplicando teoría lineal, se puede determinar el perfil de onda y sus propiedades cinemáticas y dinámicas. Este modelo no tiene en cuenta que la plataforma continental tiene pendiente bastante tendida del orden de $1/80$ en la plataforma cantábrica y que, en general, la onda larga se refleja en el borde litoral. Por ello, en el apartado siguiente se analiza el caso de la propagación de una onda larga por una plataforma con pendiente constante y un contorno reflejante.

Comentario. En el caso del talud continental cantábrico, el fondo abisal se encuentra a una profundidad de $d_1 \approx 2000m$, y la plataforma continental se inicia a la profundiad de $d_2 \approx 200m$, y una onda larga incidiendo con un ángulo de $\alpha_1 = 60^o$, se obtiene un ángulo de propagación en el borde de la plataforma continental de $\alpha_2 \approx 60^o$ y un coeficiente de refracción $K_R \approx 0{,}72$.

4.7.5.3.3 TRANSFORMACIÓN POR UNA PENDIENTE TENDIDA CON UN CONTORNO REFLEJANTE

Sea una onda larga monocromática que se propaga por una plataforma continental cuya pendiente varía linealmente, tal que $h = h_0 + \beta(x_R - x)$ donde β es un ángulo pequeño (del orden de 10^{-2}), y que finaliza en un contorno reflejante en $x = x_R$, a la profundidad h_0, las ecuaciones que gobiernan el movimiento son,

$$\frac{\partial(Uh)}{\partial x} = -\frac{\partial\eta}{\partial t} \tag{4.346}$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g\frac{\partial\eta}{\partial x} \tag{4.347}$$

Estas dos ecuaciones se pueden combinar para reducir el problema a una sola incógnita,

$$g\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial \eta}{\partial x}\right)-\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2}=0 \tag{4.348}$$

que tiene soluciones analíticas simples para una onda monocromática de frecuencia angular σ, es decir

$$\eta(x,t)=\xi(x)\exp(-i\sigma t) \tag{4.349}$$

Sustituyendo esta forma en la ecuación anterior se obtiene una ecuación diferencial ordinaria en x,

$$\frac{d}{dx}\left(h\frac{d\xi(x)}{dx}\right)+\frac{\sigma^2 h}{g}\xi=0 \tag{4.350}$$

y especificando la variación del fondo $h(x) = h_0 + \beta(x_R - x)$ y haciendo el cambio de variable, $X = h(x)$, se obtiene la ecuación de Bessel,

$$\frac{d^{2\xi}}{dX^2}+\frac{1}{X}\frac{d\xi}{dX}+k^2\xi=0 \tag{4.351}$$

donde $k^2 = \sigma^2/g\beta^2$, es el número de onda y la superficie libre es,

$$\eta(x,t)=\xi(x)\cos\sigma t=\left\{\alpha_1 J_0(kX)+\alpha_2 Y_0(kX)\right\}\cos\sigma t \tag{4.352}$$

Teniendo en cuenta que la onda, dependiendo del tipo de contorno, se refleja parcialmente en $x = x_R$ con un coeficiente de reflexión $R = |R|\,exp(i\varphi_R)$, siendo $|R|$ el módulo del coeficiente y φ_R su fase, la solución de la superficie libre es

$$\eta(x,t)=A_T\left[H_0^{(1)}\left(\frac{\sqrt{1+\beta(x_R-x)}}{\beta}\right)+RH_0^{(2)}\left(\frac{\sqrt{1+\beta(x_R-x)}}{\beta}\right)\right]\}\sigma t \tag{4.353}$$

donde $H_0^{(1)}$, $H_0^{(2)}$, son las funciones de Hankel y A_T es la amplitud de la onda en el borde de la plataforma costera, es decir la transmitida por el talud continental.

4.7.5.3.4 Transformación en estuarios y rías

Las ecuaciones linealizadas de las ondas largas incluyendo la anchura se derivan a partir de las ecuaciones generales, integrando en la anchura previamente a la integración en la profundidad obteniéndose,

$$\frac{\partial(Uhb)}{\partial x}=-b\frac{\partial \eta}{\partial t} \tag{4.354}$$

$$b\frac{\partial U}{\partial t}=-g\frac{\partial \eta}{\partial x} \tag{4.355}$$

donde U representa la velocidad horizontal en toda la anchura b. Estas dos ecuaciones se pueden combinar para reducir el problema a una sola incógnita,

$$\frac{g}{b}\frac{\partial}{\partial x}\left(bh\frac{\partial \eta}{\partial x}\right)-\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2}=0 \tag{4.356}$$

Para resolver esta ecuación se necesita especificar dos condiciones de contorno espaciales y dos condiciones iniciales. Esta ecuación tiene soluciones analíticas simples para una onda monocromática de frecuencia angular σ, propagándose por un fondo horizontal y con variación lineal de la anchura, con la forma siguiente,

$$\eta(x,t) = \xi(x)\cos\sigma t \tag{4.357}$$

fondo horizontal y variación lineal de la anchura. Sustituyendo esta forma en la ecuación anterior se obtiene una ecuación diferencial ordinaria en x,

$$\frac{g}{b}\frac{d}{dx}\left(bh\frac{d\xi(x)}{dx}\right) + \sigma^2\xi = 0 \tag{4.358}$$

Especificando una ley lineal de anchura del canal, $b(x) = (B_0/l)x$, donde l, es la longitud del canal, se obtiene la ecuación de Bessel,

$$\frac{d^2\xi}{dx^2} + \frac{1}{x}\frac{d\xi}{dx} + k^2\xi = 0 \tag{4.359}$$

donde $k = \sigma^2/\sqrt{gh}$, es el número de onda y la superficie libre es,

$$\eta(x,t) = \xi(x)\cos\sigma t = \left\{\alpha_1 J_0(kx) + \alpha_2 Y_0(kx)\right\}\cos\sigma t \tag{4.360}$$

donde α_1, α_2 son dos constantes que se deben evaluar obligando a que la solución satisfaga las dos condiciones de contorno. Si se especifica que la onda a la entrada de la ría esté acotada y que al final tenga una altura determinada, p.ej., $\xi(x = l) = H_{sup}$, la constante α_2 debe ser nula para eliminar la función Y_0 que toma el valor infinito en $x = 0$, y $\alpha_2 = H_{sup}/2J_0(kl)$, con lo que la solución final es,

$$\eta(x,t) = \xi(x)\cos\sigma t = \frac{H_{\sup}}{2}\frac{J_0(kx)}{J_0(kl)}\cos\sigma t \tag{4.361}$$

La amplitud de la onda larga crece en el interior del estuario con una longitud de onda aproximadamente $L_a = L/4$, donde $L_a = 2\pi/k$. En estuarios cuya longitud l, es del orden de esa distancia, la oscilación en la ría puede resonar. En estos casos, la fricción con el fondo desempeña un papel importante; en el siguiente apartado se analiza el efecto de la fricción.

4.7.6 Problema lineal sin forzamiento y con fricción

Cuando los términos no lineales se pueden despreciar, la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento horizontal se puede expresar incluyendo un término de fricción que es, asímismo lineal con la velocidad con la siguiente forma,

$$\{\tau_x\}_{-h_0} = \lambda_f\hat{U} \qquad \{\tau_x\}_{-h_0} = \lambda_f\hat{V}$$

donde, λ_f es un coeficiente de fricción que en el proceso de linealización debe ser constante, y $\hat{U}$, $\hat{V}$, son las velocidades representativas del campo de velocidades, tanto en el dominio temporal y como en el espacial considerado, p. ej. el valor medio, el valor medio cuadrático o aplicando el criterio de trabajo Ûequivalente de Lorentz. λ_f, toma valores del orden de $10^{-4}(1/s)$. Sustituyendo este término en la ecuación lineal de la cantidad de movimiento horizontal se tiene,

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -g\frac{\partial\eta}{\partial x} - \lambda_f U \tag{4.362}$$

mientras que la ecuación de la conservación de la masa permanece sin cambios,

$$\frac{\partial(Uh_0)}{\partial x} = -\frac{\partial\eta}{\partial t} \tag{4.363}$$

y combinando ambas ecuaciones se obtiene,

$$\frac{\partial^2\eta}{\partial t^2} + \lambda_f\frac{\partial\eta}{\partial t} - gh_0\frac{\partial^2\eta}{\partial x^2} = 0 \tag{4.364}$$

Comentario. Para el caso de un movimiento oscilatorio armónico simple en el que el campo de velocidades se pueda expresar por, $U = U_0\cos(\sigma t)$, donde, $T = 2\pi/\sigma$ es el periodo del movimiento oscilatorio, el proceso de linealización consiste en desarrollar en serie de Fourier el término cuadrático, $U|U|$, de la siguiente forma,

$$U|U| = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos(n\sigma t)$$

donde,

$$a_o = \frac{U_0^2}{T}\int_0^T \cos(\sigma t)|\cos(\sigma t)|dt \tag{4.365}$$

$$a_n = \frac{2U_0^2}{T}\int_0^T \cos(\sigma t)|\cos(\sigma t)|\cos(n\sigma t)\,dt \tag{4.366}$$

y evaluando las integrales se obtiene,

$$a_o = 0 \qquad a_1 = \frac{8U_0^2}{3\pi} \qquad a_2 = 0 \qquad a_3 = \frac{8U_0^2}{15\pi} \;\ldots\ldots$$

los coeficientes pares son todos nulos. Tomando sólamente el primer término, a_1 la expresión linealizada de la fricción en el caso de la formulación de Chezy es,

$$[\tau_x]_{-d} = \frac{8U_0^2\cos(\sigma t)}{3\pi}\frac{g}{C_f h_0^2} = \lambda_f \hat{U}\cos(\sigma t) \tag{4.367}$$

$$\lambda_f = \frac{8g}{3\pi}\frac{U_0}{C_f h_0^2} \qquad \hat{U} = U_0 \tag{4.368}$$

Para las restantes formulaciones se obtiene,

$$Darcy - Weisbach \quad \lambda_f = \frac{1}{3\pi}\frac{fU_0}{h_0^2} \tag{4.369}$$

$$Manning - Strickler \quad \lambda_f = \frac{8g}{3\pi}\frac{n_f^2 U_0}{h_0^{\frac{7}{3}}} \tag{4.370}$$

4.7.6.1 Soluciones analíticas

La solución a esta ecuación contiene el efecto de la fricción en el movimiento oscilatorio que consiste en una reducción de su amplitud y una modificación de la fase. Si la onda es estacionaria la evolución ocurre con el paso del tiempo y por tanto el efecto de la fricción se analiza en el dominio del tiempo expresando la frecuencia angular de la onda como un número complejo,

$$\sigma = \sigma_o - i\sigma_f \tag{4.371}$$

donde σ_0 o parte real de la frecuencia angular proporciona el periodo de la oscilación estacionaria, $T_0 = 2\pi/\sigma_0$, mientras que σ_f es la frecuencia o tasa temporal de amortiguamiento de la amplitud. Este comportamiento se observa al sustituir la expresión anterior en la parte temporal de fase de la onda,

$$\eta(x.t) = \xi(kx)\exp(-i\sigma t) = \xi(kx)\exp(-\sigma_f t)\exp(-i\sigma_o t) \tag{4.372}$$

Cuando la onda es progresiva, la disipación se produce en el dominio del espacio. En este caso el efecto de la fricción se puede analizar expresando el número de onda en forma compleja,

$$k = k_p + ik_f \tag{4.373}$$

donde, k_p es el número de onda propagante y proporciona la distancia o longitud de onda L_p entre dos puntos de igual fase de la onda, $L_p = 2\pi/k_p$ y k_f es la tasa espacial de amortiguamiento de la onda. Este comportamiento se observa al sustituir la expresión anterior en la parte espacial de fase de la onda,

$$\eta(x,t) = \Upsilon(\sigma t)\exp(ikx) = \Upsilon(\sigma t)\exp\left(-k_f x\right)\exp\left(ik_p x\right) \tag{4.374}$$

Ambas soluciones mantienen las relaciones entre las variables cinemáticas de la propagación de una onda larga,

$$c = R_e\left(\frac{\sigma}{k}\right) \tag{4.375}$$

donde R_e significa parte real de la expresión entre paréntesis.

4.7.6.1.1 Onda larga estacionaria con fricción

Las soluciones a esta ecuación para onda estacionaria y para onda progresiva se obtiene de forma inmediata mediante la técnica de separación de variables, $\eta(x, t) = \xi(x)\Upsilon(t)$. En el caso de onda estacionaria, es conveniente escribir la descomposición de la siguiente forma,

$$\xi = \xi(kx) = A_e \exp(ikx) \qquad \Upsilon = \Upsilon(\sigma t) \tag{4.376}$$

donde, $\sigma = \sigma_0 - i\sigma_f$, k, son la frecuencia angular y el número de onda de la onda larga incidente sin amortiguamiento, y A_e la amplitud de la onda en el instante inicial, $t = 0$, obteniéndose una ecuación diferencial ordinaria en t,

$$\frac{d^2\Upsilon}{dt^2} + \lambda_f \frac{d\Upsilon}{dt} + gdk^2\Upsilon = 0 \tag{4.377}$$

cuya solución es,

$$\Upsilon(t) = \exp\left(-\sigma_f t\right)\exp\left(-i\sigma_p t\right) \tag{4.378}$$

donde,

$$\sigma_f = \frac{\lambda_f}{2} \qquad \sigma_o = \sigma\sqrt{1 - \frac{1}{4}\left(\frac{\lambda_f}{\sigma}\right)^2} \tag{4.379}$$

$$\sigma^2 = \sigma_f^2 + \sigma_o^2 \tag{4.380}$$

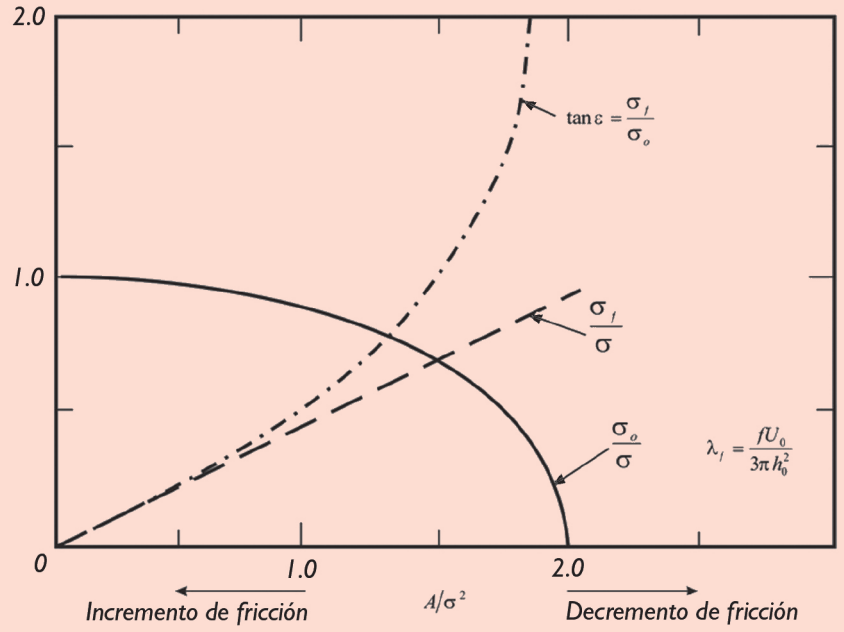
σ_f es la frecuencia de amortiguamiento de la onda y σ_0 es la frecuencia angular de la oscilación amortiguada; σ es la frecuencia angular del movimiento incidente sin amortiguación tal que, $c^2 = \sigma/k = \sqrt{gh}$. Para que el problema tenga solución oscilatoria es necesario que σ_0 sea un número real; para ello deberá cumplirse que, $\lambda_f/\sigma < 2$. En otro caso la solución no es oscilatoria en el tiempo. La solución del problema completo, es decir en el espacio y en el tiempo es,

$$\eta(x,t) = \xi(kx)\Upsilon(\sigma t) = \left\{A_e \exp\left(-\sigma_f t\right)\right\}\cos(kx)\exp\left(-i\sigma_o t\right) \tag{4.381}$$

La parte en corchetes es la amplitud decreciente en el tiempo, mientras que la parte fuera del corchete tiene la estructura funcional de una onda estacionaria con nodos y antinodos.

Comentario. Esta solución proporciona información sobre el comportamiento de una onda larga estacionaria en el interior de una dársena o puerto o la propagación de la onda de marea por una ría o estuario pequeño comparado con la longitud de onda. Es interesante observar que al crecer la fricción, es decir λ_f, crece σ_f y decrece σ_0, por tanto, crece el periodo de la oscilación, figura 4.4.17.

Figura 4.4.17. ***Número de onda y fase para una onda estacionaria con fricción***



4.7.6.1.2 ONDA LARGA PROGRESIVA CON FRICCIÓN

En este caso por analogía con el problema estacionario, la separación de las funciones $\eta(x, t) = \xi(kx)\Upsilon(t)$ es, $k = k_p + ik_f$,

$$\xi(x) = A_p \exp\left(-k_f x\right)\exp\left(ik_p x\right) \qquad \Upsilon(\sigma t) = \exp(-i\sigma t) \tag{4.382}$$

que sustituyendo en la ecuación diferencial en η proporciona una ecuación diferencial ordinaria en x,

$$\frac{d^2\xi(x)}{dx^2} + \frac{\sigma^2}{gh}\left(1 + i\frac{\lambda_f}{\sigma}\right)\xi(x) = 0 \tag{4.383}$$

y sustituyendo la expresión de $\xi(x)$ se obtiene la ecuación de dispersión de la onda progresiva con fricción, que se puede descomponer en dos ecuaciones igualando sus partes real e imaginaria a cero respectivamente, obteniéndose,

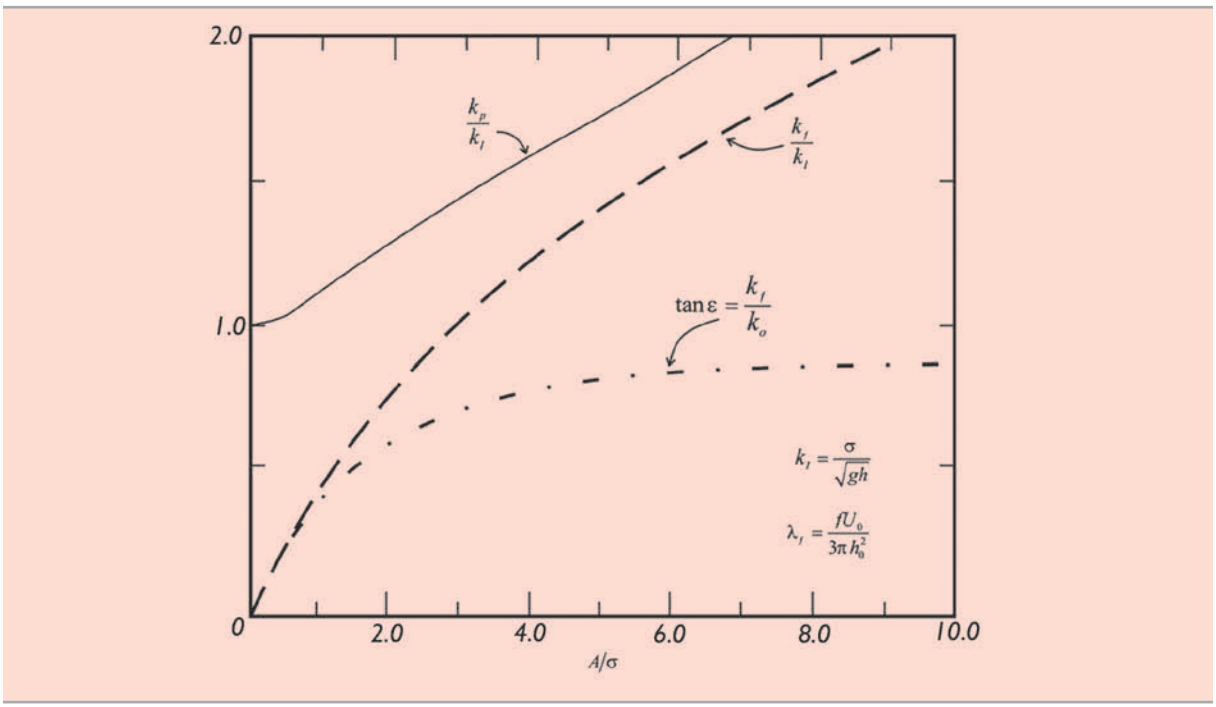
$$k_p = \frac{\sigma}{\sqrt{gh}}\frac{\left[1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\lambda_f}{\sigma}\right)^2}\right]^{\frac{1}{2}}}{\sqrt{2}} \qquad k_f = \frac{\sigma}{\sqrt{gh}}\frac{\left[-1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\lambda_f}{\sigma}\right)^2}\right]^{\frac{1}{2}}}{\sqrt{2}} \tag{4.384}$$

con lo que la solución es,

$$\eta(x,t) = \xi(kx)\Upsilon(\sigma t) = \left\{A_p \exp\left(-k_f x\right)\right\}\cos\left(k_p x - \sigma t\right) \tag{4.385}$$

La parte en corchetes es la amplitud decreciente en el espacio, mientras que la parte fuera del corchete tiene la estructura funcional de una onda progresiva, viajando con la celeridad $c_p = \sigma/k_p$. Es interesante observar que al crecer la fricción, es decir λ_f, crece k_f aumentando el amortiguamiento de la onda, y crece k_p, por tanto, decreciendo la longitud de la onda, figura 4.4.18

Figura 4.4.18. ***Número de onda y fase para una onda larga progresiva con fricción***



Comentario. Siendo $c = \sqrt{gh}$ la celeridad de la onda sin amortiguar, $c_p = \sigma/k_p$ la celeridad de la onda progresiva amortiguada y $c_e = \sigma_0/k$ la relación de la onda estacionaria amortiguada, se satisfacen las siguientes desigualdades,

$$k < k_p, \quad c_p < \sqrt{gh} \tag{4.386}$$

$$\sigma < \sigma_o, \quad c_e < \sqrt{gh} \tag{4.387}$$

es decir, para ambas ondas el efecto de la fricción es ralentizar el movimiento oscilatorio. Ralentizar en la onda progresiva significa una reducción de la celeridad de propagación, y en la onda estacionaria un incremento del periodo de la oscilación.

4.7.7 Problema lineal con forzamiento atmosférico y fricción

Recapitulando las hipótesis: ecuaciones lineales, término lineal de fricción con el fondo; además, duración del forzamiento atmosférico (la marea meteorológica) es mucho menor que la escala temporal de los forzamientos geostróficos debidos a la aceleración de Coriolis (el periodo inercial es $2\pi/f_C$) ;la variación de la superficie libre, η, debido a la marea meteorológica es pequeña frente a la profundidad local, h_0, $(\eta \ll h_0)$, y no varía con el tiempo; términos difusivos no son importantes. Con estas hipótesis, el sistema general de ecuaciones se reduce al siguiente,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (Uh_0)}{\partial x} + \frac{\partial ((Vh_0)}{\partial y} = 0 \tag{4.388}$$

$$\frac{\partial (Uh_0)}{\partial t} = -gh_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + g(h_0 + \eta)\left[-\left\{ \frac{\partial \left(\frac{p_a}{\rho g} \right)}{\partial x} \right\}_\eta + \frac{\{\tau_x\}_\eta}{\rho g (h+\eta)} \right] - \lambda_f (Uh) \tag{4.389}$$

$$\frac{\partial(Vh_0)}{\partial t} = -gh_0\frac{\partial\eta}{\partial y} + g(h_0+\eta)\left[-\left\{\frac{\partial\left(\frac{p_a}{\rho g}\right)}{\partial y}\right\}_\eta + \frac{\{\tau_y\}_\eta}{\rho g(h+\eta)}\right] - \lambda_f(Vh) \tag{4.390}$$

$$Uh = q_x = \int_{-h_0}^{0} u\ dz \qquad Vh = q_y = \int_{-h_0}^{0} \upsilon\ dz \tag{4.391}$$

$$F_x = g(h_0+\eta)\left[-\frac{\partial\left(\frac{p_a}{\rho g}\right)}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho g(h_0+\eta)}\right]_\eta \tag{4.392}$$

$$F_y = g(h_0+\eta)\left[-\frac{\partial\left(\frac{p_a}{\rho g}\right)}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho g(h_0+\eta)}\right]_\eta \tag{4.393}$$

donde, (q_x, q_y) son las componentes horizontales linealizadas, integradas en la columna de agua, del caudal transportado por el movimiento del fluido, λ_f es un coeficiente de fricción constante, que para el modelo de Chezy, se puede estimar por, $\lambda_f = g/C_f^2h^2\ \langle u\rangle$, y $\langle u\rangle$ es un caudal de descarga representativo de la variabilidad espacial y temporal del caudal real en el dominio de trabajo. Los términos forzadores se identifican por (F_x, F_y). Además, si la profundidad de la columna de agua no depende del tiempo, los términos de la aceleración local se pueden escribir, $[(\partial U/\partial t)h, (\partial V/\partial t)h]$.

La escala de los gradientes de presión está relacionada con el agente generador, bien por pulsaciones de mar abierto, bien por la emisión de vórtices o de readaptación del flujo y su expresión matemática (F_x, F_y) depende, asímismo de su origen, por lo que se recomienda modelarlo a partir de medidas in situ; algunas veces es necesario incluir la velocidad de propagación, C_p. Aceptando que esta velocidad es aproximadamente constante, es fácil suponer que la presión atmosférica es una función de $(C_pt - x)$, donde t es el tiempo y x es la dirección de propagación de la onda barométrica, $p_a = f(C_pt - x)$.

Si la profundidad de la columna de agua no depende del tiempo, los términos de la aceleración local se pueden escribir, $[(\partial U/\partial t)h, (\partial V/\partial t)h]$. La solución de este sistema se debe hacer numéricamente, aunque en algunas ocasiones en los que las condiciones de contorno son simples, hay soluciones analíticas que permite analizar la importancia del problema de forma rápida.

Comentario. Estas ecuaciones tienen tres incógnitas, la superficie libre, η y los caudales en cada una de las direcciones horizontales, (U,V), que dependen de las coordenadas espaciales horizontales, x e y, y del tiempo t. La acción de la perturbación atmosférica en cada una de los direcciones coordenadas se concreta en dos términos, uno debido al gradiente de la presión atmosférica, $(\partial p_a/\partial x, \partial p_a/\partial y)_\eta$ y otro que cuantifica la tensión tangencial sobre la superficie del agua debida al viento, $(\tau_x, \tau_y)_\eta$. Estos dos términos se conocen con el nombre de forzadores por ser los causantes de la variación de la superficie libre del mar y del movimiento de las partículas de agua; por eso se dice que suministran o aportan cantidad de movimiento al sistema. Las unidades de los términos forzadores son las mismas que las de los restantes términos de las ecuaciones de conservación de cantidad de movimiento, es decir $(L^2/T^2, p.ej.\ m^2/s^2)$.

El término $\lambda_f Uh$, $\lambda_f Vh$ evalúa el consumo de cantidad de movimiento por fricción con el fondo cuando el fluido se mueve. La cantidad de movimiento residual (positiva o negativa) definida por la diferencia entre la aportada por la acción atmosférica y la consumida por la fricción, acelera (positiva o negativamente) el fluido, modificando los caudales de agua transportados, produciendo variaciones espaciales y temporales de la superficie libre. En general, este caudal representativo es el caudal medio, el medio cuadrático o el obtenido al obligar a que el trabajo realizado por el término lineal sea igual al trabajo realizado por el término cuadrático en un tiempo y una distancia determinadas.

El estado de equilibrio del sistema consiste en una variación espacial y temporal de la superficie libre y un transporte espacial y temporal de agua. Desde que se inicia el forzamiento hasta que se alcanza el estado de equilibrio hay un transitorio que, en algunos casos que se verán más adelante, es dominante.

Comentario. A los efectos de encontrar una solución de la ecuación, es conveniente definir un sistema de coordenadas que viaje con la onda y convierta el problema en estacionario, $x' = C_p t - x$.

4.7.7.1 Problema unidimensional

En este apartado se presentan diferentes casos simples que ilustran la utilización de las ecuaciones anteriores. En primer lugar se analiza lo que acontece en un canal estrecho, en el que se pueda suponer que los forzamientos y movimientos transversales son nulos, es decir, $(\tau_y = \partial p_a/\partial y = 0)$ y $(\partial\eta/\partial y = V = 0)$ y el fondo es horizontal, $h = h_0$. El problema queda reducido a una dimensión, en este caso el eje x, pudiendo simplificar las ecuaciones de la siguiente forma,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U h_0}{\partial x} = 0 \tag{4.394}$$

$$\frac{\partial U h_0}{\partial t} = -gh\frac{\partial \eta}{\partial x} + \lambda U h_0 + F_x \tag{4.395}$$

$$F_x = g\left(h_0 + \eta\right)\left[-\frac{\partial\left(\frac{p_a}{\rho g}\right)}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho g\left(h_0 + \eta\right)}\right]_\eta \tag{4.396}$$

4.7.7.1.1 Forzamiento por gradiente espacial de presión estacionario

Se comienza analizando por aislado, los dos casos posibles de forzamiento; en el primero de ellos se considera que se produce un variación espacial de la presión atmosférica pero que no hay viento asociado, $\{\tau_x\}\eta = 0$. Seguidamente, se considera el caso en el que sólamente hay viento, $\{\partial(p_a/\rho_g)/\partial_x\}\eta = 0$.

Considérese un canal cuya dimensión transversal es pequeña comparada con su longitud y sus márgenes son paralelas al eje x y supóngase que la perturbación atmosférica que produce el gradiente de presiones aparece instantáneamente, permanece sobre el canal indefinidamente sin modificaciones y no se propaga, es decir está fija en el espacio y no genera viento, consecuentemente el gradiente de presiones no depende del tiempo, y el término forzador es,

$$F_x = -g\left(h_0 + \eta\right)\left[\frac{\partial\left(\frac{p_a}{\rho g}\right)}{\partial x}\right]_\eta \tag{4.397}$$

Si además, se supone que el cuerpo de agua en el canal responde instantáneamente a la acción forzadora de la variación de la presión, se alcanza el equilibrio instantáneamente es decir, la variación del nivel del mar no depende del tiempo, $\partial\eta/\partial t = 0$ y de la ecuación de la conservación de la masa se obtiene que el gradiente espacial del caudal es nulo, $\partial q_x/\partial x = 0$. Esta ecuación indica que el caudal, $q_x = U h_0$, es constante en todo el dominio. De forma análoga se puede concluir que q_x no depende del tiempo. Por lo tanto, si el canal tiene un contorno fijo e impermeable en el que la velocidad de agua sea nula, se concluye que el caudal debe ser nulo, $q_x = 0$, en todo el canal.

Con estas hipótesis, la ecuación de conservación de cantidad de movimiento es,

$$0 = -gh_0\frac{\partial \eta}{\partial x} + F_x \tag{4.398}$$

$$\frac{d\eta}{\partial x}+\left[1+\left(\frac{\eta}{h_0}\right)\right]\frac{d\left(\frac{p_a}{\rho g}\right)}{dx}=0 \tag{4.399}$$

que, en la hipótesis de $\eta/h_0 \ll 1$, admitida para el proceso de linealización se obtiene, que las variaciones espaciales de presión atmosférica y del nivel medio del mar o sobreelevaciones son proporcionales, $\eta + p_a/\rho g = c^{te}$.

Comentario. La expresión unidimensional simplificada obtenida permite una estimación grosera del orden de magnitud de la marea de presión; una variación de 1 milibar de presión atmosférica produce una variación de 0.01 m. en el nivel del mar. Además, si se supone que la borrasca tiene una configuración aproximadamente circular y que la presión atmosférica decrece exponencialmente al alejarse del centro de la borrasca,

$$p_a(r)=p_e-(p_e-p_0)\left(1-\exp\left(-\frac{R-r}{r}\right)\right) \tag{4.400}$$

donde:
p_r, presión en un punto a una distancia, r del centro de la borrasca
p_c, presión en el exterior de la borrasca
p_0, presión en el centro de la borrasca
R, radio de la borrasca
r, distancia del punto considerado medida desde el centro de la borrasca.
sustituyendo la coordenada x por la coordenada radial r, se obtiene que la tasa de variación del nivel medio de la superficie libre del mar, moviéndose por un radio vector de la borrasca es constante,

$$\eta(r)+\frac{p_a(r)}{\rho g}=c^{te} \tag{4.401}$$

4.7.7.1.2 Forzamiento por gradiente espacial de velocidad del viento estacionario

En general, las tensiones tangenciales en la superficie debidas al viento $[\tau_x, \tau_y]_\eta$, se expresan en función del cuadrado de la velocidad media del viento en la dirección considerada, p.ej., $[\tau_x]_\eta/\rho = k_f \overline{u_{10}}\,|\,\overline{u_{10}}\,|$, siendo la constante de proporcionalidad, k_f del orden de 10^{-6}, cuando la velocidad se expresa en m/s. Para la dirección y, $[\tau_y]_\eta/\rho$, la expresión es análoga y, en general, se aplica la misma constante de proporcionalidad.

Para el canal considerado en el caso anterior, fondo horizontal de profundidad constante, h_0, el término forzador es, $F_x = \{\tau_x\}_\eta/\rho$. Debido a este término, la masa de agua se pondrá en movimiento a lo que se opondrá el fondo. Cuando se alcance el equilibrio, la sobreelevación, η y la velocidad de la corriente U, no dependerán del tiempo. Por ello, la ecuación lineal simplificada de la sobreelevación del nivel del mar en función de la tensión cortante producida por el viento debe incluir también el término de fricción por fondo linealizado,

$$-g(h_0+\eta)\frac{d\eta}{\partial x}+\frac{\{\tau_x\}_\eta-\{\tau_x\}_{-d_0}}{\rho}=0 \tag{4.402}$$

Para resolver este problema es necesario especificar la fricción en el fondo. Para evitar tener que resolver la ecuación en velocidades, el término de fricción se puede expresar proporcional a la tensión tangencial debida al viento, $\{\tau_x\}_{-d_0} = (1-n)\{\tau_x\}_\eta$, donde n es un factor de proporcionalidad que, evidentemente depende de la naturaleza del fondo pero, que, en general,se encuentra en el rango, $1{,}15 < n < 1{,}30$. Sustituyendo $\{\tau_x\}_\eta - \{\tau_x\}_{-d_0} = n\{\tau_x\}_\eta$ en la ecuación se obtiene,

$$\frac{d\eta}{\partial x}=\frac{n\{\tau_x\}_\eta}{\rho g(h_0+\eta)} \tag{4.403}$$

Esta aproximación no es consistente con el análisis lineal realizado en los apartados anteriores al no ser todos los términos del mismo orden.

Si el canal tiene una longitud l, en las condiciones definidas para el caso estacionario, la ecuación obtenida se puede escribir,

$$\frac{1}{2}\frac{d\left(h_0+\eta\right)^2}{dx}=\frac{n\left\{\tau_x\right\}_\eta}{\rho g} \tag{4.404}$$

cuya solución es,

$$\eta\left(x\right)=\sqrt{h_0^2+\frac{2n\left\{\tau_x\right\}_\eta x}{\rho g}}-h_0 \tag{4.405}$$

que escrita en variables adimensionales es,

$$\frac{\eta\left(x\right)}{h_0}=\sqrt{1+\frac{2Ax}{l}}-1 \tag{4.406}$$

donde el parámetro adimensional $A = n\{\tau_x\}_\eta l/(\rho g h_0^2)$, define la relación entre la fuerza resultante de las tensiones debidas al viento en la superficie y las debidas a la fricción en el fondo en toda la longitud del canal, y la presión hidrostática.

Comentario. La solución particular se ha obtenido considerando que $\eta = 0$ en el origen del canal. A medida que la profundidad se hace más grande, (teóricamente cuando $h_0 \to \infty$ la superficie libre tiende a cero, $\eta \to 0$. Es inmediato obtener una solución de la ecuación anterior para el caso en el que la pendiente del fondo es constante, $h(x) = h_0[1 - (x/l)]$, donde h_0, es la profundidad a la entrada del canal. La solución expresada en forma implícita es,

$$\frac{x}{l}=\left(1-\frac{h+\eta}{h_0}\right)-A\ \ln\left(\frac{\frac{h+\eta}{h_0}-A}{1-A}\right)$$

por lo que se requiere resolver la ecuación para encontrar η, (p. ej. Newton-Raphson). La pendiente de la superficie libre aumenta a medida que se reduce el calado.
Para apreciar órdenes de magnitud del fenómeno, considérese una velocidad de viento de $20\ m/s$. La tensión tangencial resultante es del orden de $1\ N/m^2$. A la profundidad de $50\ m$, la pendiente de la superficie libre del mar es, aproximadamente, $2{,}10^{-6}$; si la plataforma litoral tiene una extensión de $500\ km$, la sobreelevación en un punto cercano de la costa es del orden de $1\ m$.

4.7.7.1.3 Presión y velocidad de viento

Finalmente se considera el caso en el que el forzamiento incluye tanto la acción del viento como la del gradiente de presión. Partiendo del sistema lineal de ecuaciones anterior,

$$\frac{\partial\eta}{\partial t}+\frac{\partial q_x}{\partial x}=0 \tag{4.407}$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t}=-gh\frac{\partial\eta}{\partial x}+\lambda_f q_x+F_x \tag{4.408}$$

$$F_x=g\left(h+\eta\right)\left[-\frac{\partial\left(\frac{p_a}{\rho g}\right)}{\partial x}+\frac{\tau_x}{\rho g\left(h+\eta\right)}\right]_\eta \tag{4.409}$$

donde, $q_x = Uh_0$, representa el caudal total en la columna de agua debido al paso de la onda, y derivando la ecuación de conservación de la masa con respecto al tiempo y la de conservación de cantidad de movimien-

to con respecto a x, y eliminando los términos que contienen el caudal, se obtiene la siguiente ecuación en derivadas parciales,

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - C^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \lambda_f \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial F_x}{\partial x} \tag{4.410}$$

Operando de forma análoga, pero eliminando los términos en η, se obtiene la ecuación de gobierno del caudal,

$$\frac{\partial^2 q_x}{\partial t^2} - C^2 \frac{\partial^2 q_x}{\partial x^2} + \lambda_f \frac{\partial q_x}{\partial t} = -\frac{\partial F_x}{\partial t} \tag{4.411}$$

donde, $C = \sqrt{gh}$ es la velocidad de propagación de la onda. Si ésta y el coeficiente de fricción λ_f, son constantes, las dos ecuaciones anteriores tienen soluciones analíticas que proporcionan una información completa del comportamiento de la marea meteorológica en el litoral. La ecuación diferencial es del tipo hiperbólico y no homogénea pues contiene un término forzador, $\partial F_x/\partial_x$ (o $\partial F_x/\partial t$). Dado que es de segundo orden en el tiempo y en el espacio, para obtener una solución es necesario especificar dos condiciones iniciales (en el instante inicial, $t = 0$), y dos condiciones espaciales o de contorno, (para un dominio finito, en sus extremos, $x = 0$ y $t = l$).

Con amplia generalidad las condiciones iniciales para el problema descrito en η, pueden ser,

$$\eta(x,0) = f(x) \qquad y \qquad \frac{\partial \eta(x,0)}{\partial t} = g(x) \tag{4.412}$$

Las condiciones de contorno pueden ser del tipo de Dirichlet o de Neumann, de la forma,

$$\eta(0,t) = \varphi_0(t) \quad ó \quad \frac{\partial \eta(o,t)}{\partial x} = \varphi_0(t) \tag{4.413}$$

$$\eta(l,t) = \varphi_l(t) \quad ó \quad \frac{\partial \eta(l,t)}{\partial x} = \varphi_l(t) \tag{4.414}$$

Ya que, en general, $\varphi_0(t) \neq 0$, $\varphi_l(t) \neq 0$, las condiciones de contorno son no homogéneas.

Comentario. Cuando λ y $\partial F_x/\partial_x$ son nulos, la ecuación de la superficie libre es la ecuación clásica de ondas largas o de Helmholtz, cuya solución se puede obtener por separación de variables. Esta ecuación permite estudiar, entre otras, las oscilaciones en cuerpos cerrados de agua y por, tanto proporcionar una aproximación sobre los periodos propios de dársenas y puertos o cuerpos de agua "casi cerrados". La solución así obtenida es sólo aproximada porque en la ecuación Helmholtz no aparece explícito ningún término que evalúe la radiación de la energía oscilatoria por la bocana.

4.8 MAREA ASTRONÓMICA

4.8.1 Datos astronómicos

Las características del movimiento del sistema formado por la Tierra, la Luna y el Sol se definen al combinar movimientos fundamentales, dos rotaciones, de la Tierra sobre sí misma y de la Luna sobre sí misma, y dos traslaciones, de la Tierra alrededor del Sol y de la Luna alrededor de la Tierra. Un giro completo de la Tierra respecto de su eje se denomina día solar medio y su duración es de 24 *horas*. A su vez, la Tierra realiza un giro completo alrededor del Sol en un año tropical , cuya duración es de 365 *días*, 5 *horas*, 48 *minutos* y 45,68 *segundos*. Estos tiempos son medidos respecto al Sol. Si se considera como referencia a estrellas fijas, la duración de una rotación terrestre sobre sí misma (día sidereo) es de 23 *horas*, 56 *minutos* y 4,09 *segundos* en tiempo solar, siendo su órbita alrededor del Sol de 366,256 *días* sidereos (año sidereo).

En su órbita elíptica alrededor del Sol, la Tierra se encuentra en el punto más cercano al Sol el día 3 de enero, (perihelio), mientras que se halla en el punto más alejado del Sol el día 4 de julio (afelio).

La Luna gira sobre sí misma en torno a un eje aproximadamente paralelo al de la Tierra y en la misma dirección, realizando un giro completo cada 27,3216 *días* sidéreos. Su movimiento de traslación elíptico forma un ángulo de 5,15º con el plano que contiene la órbita de la Tierra (eclíptica). En su órbita alrededor de la Tierra, el punto de la órbita más cercano a la Tierra se denomina perigeo, mientras que el más alejado se denomina apogeo. El tiempo transcurrido entre dos pasos sucesivos de la Luna por un mismo meridiano de la Tierra es de 24 *horas*, 50 *minutos* y 28,33 *segundos*.

La declinación es el ángulo que forma la línea que une el centro de un cuerpo celeste y el centro de la Tierra respecto del plano del Ecuador. La declinación del Sol varía entre 23,45º en el solsticio de verano y –23,45º en el solsticio de invierno, mientras que la Luna tiene un rango total de 57,20º alcanzando su máximo 28,60º cada 28.5 *años.* Su ciclo completo de declinación, desde la declinación máxima sur hasta la máxima norte y nuevamente la sur es de 27,2 *días*, denominado mes tropical.

4.8.2 Mareas vivas y mareas muertas

La amplitud del movimiento mareal depende de la posición relativa de los astros. Cuando se encuentren alineados, provocan que las carreras de mareas sean máximas, dado que los efectos están en fase. Estos estados se denominan mareas vivas, y coinciden, aproximadamente, con los períodos de luna llena y luna nueva; la diferencia entre ambos sucesos es por lo general de 1 a 3 *días*. Este desfase se conoce con el nombre de edad de la marea. Por el contrario, cuando los astros se encuentran en ángulo recto, se producen las mínimas carreras de mareas, denominadas mareas muertas. Esta situación coincide, aproximadamente, con las fases lunares de cuarto creciente y cuarto menguante. El intervalo de tiempo entre las mareas vivas y muertas es de 14,8 *días*.

La marea viva equinoccial se produce cuando la alineación de los tres astros coincide con el instante de mínimas distancias del Sol y de la Luna de la Tierra, que serán las mareas máximas. Por el contrario, las mínimas serán cuando se produzcan mareas muertas en el instante de máxima distancia del Sol y de la Luna respecto de la Tierra.

4.8.3 Efectos en la marea del sistema Luna - Tierra

En el curso de un día lunar, un punto dado de la superficie terrestre experimentará dos niveles máximos y dos mínimos. Este movimiento se denomina marea semidiurna lunar. Su período puede ser calculado y es de 12,42 *horas*. Dada la declinación lunar respecto del ecuador, los máximos y mínimos no tendrán las mismas amplitudes. Además, la declinación de la Luna afecta al carácter de la marea, manteniéndose semidiurna en las proximidades del Ecuador y convirtiéndose en diurnas en latitudes elevadas. Si la declinación fuese cero, es decir, si la Luna permaneciera siempre en el Ecuador, las mareas producidas por la Luna serían semidiurnas en todo el planeta.

El período de tiempo entre el perigeo y el perigeo siguiente es de 27,55 *días*, intensificándose la marea lunar durante el perigeo y atenuándose durante el apogeo. La posición del perigeo sobre la órbita varía con un período de 8,85 *años*.

La marea nodal lunar se produce por el movimiento de retroceso a lo largo de la eclíptica del nodo ascendente de la Luna, definido como el punto en que la Luna cruza la eclíptica de Sur a Norte. Este movimiento de retroceso completa una revolución en 18,61 *años*, siendo el responsable de que la declinación de la Luna varíe entre 18,5º y 28,5º en ese período. Esta variación de la declinación produce la denominada marea nodal.

Si se efectúa el cálculo para las condiciones de equilibrio (lunar) de la carrera de marea máxima, se obtendría un valor aproximado de 0,53 *m*. Este valor es próximo a los valores medidos en aguas profundas, siendo, sin embargo, un orden de magnitud menor a valores observados en regiones costeras.

4.8.4 Efectos en la marea del sistema Sol - Tierra

Las mismas consideraciones realizadas para la marea lunar permiten evaluar la marea de equilibrio solar. La relación entre máximas carreras de marea solar y lunar es de $0{,}46\ m$. Se desprende, obviamente, que la mayor masa solar es compensada por la mayor distancia en la ley gravitatoria universal.

Comentario. La intensificación de la marea cuando la declinación es cero se produce, lógicamente, tanto para el caso del Sol como para el caso de la Luna. Las mareas semidiurnas lunares se reducen en un 23% cuando la Luna alcanza su máxima declinación, mientras que las mareas semidiurnas solares se reducen en un 16% en junio y diciembre, en el que se producen las máximas declinaciones solares.
Las fuerzas extremas de marea se producen cuando la Luna y el Sol están alineados con la Tierra y en sus posiciones más cercanas. Por otra parte, en el caso de mareas semidiurnas, los dos astros deben estar también sobre el Ecuador. Para que esta situación coincida, es decir, que coincidan el perihelio y declinación solar nula (equinoccio), se deberá esperar hasta el año 6581.
El perigeo lunar y la declinación lunar nula coinciden cada 6 años. La coincidencia del perigeo lunar y alguno de los equinoccios (de verano o invierno) tiene un período de 8.85 años.

4.8.5 Marea de equilibrio

Se entiende como marea de equilibrio a la respuesta instantánea del océano debida a la acción de la fuerza gravitatoria, asumiendo que cubre la totalidad de la superficie terrestre. La hipótesis de equilibrio, permite definir la distribución de elevaciones de la superficie del mar en función de la fuerza generadora y de su posición relativa. Las órbitas de la luna alrededor de la Tierra y de la Tierra alrededor del Sol son elípticas, ocasionando máximos y mínimos en las fuerzas gravitacionales; Además, los ejes de la Tierra y de la Luna están inclinados con respecto a sus respectivos planos orbitales. Todo ello hace que la evaluación de las fuerzas generadoras de la marea en un punto de la Tierra sea un ejercicio complicado pero determinista, no exento de periodicidad.

Comentario. La respuesta instantánea de las masas de agua es una hipótesis que facilita la resolución de las ecuaciones del movimiento. Por ello, son de esperar desviaciones de los valores obtenidos mediante el modelo de marea de equilibrio y los observados. Por ejemplo, cabría esperar que en un punto determinado se produjese la pleamar cuando la Luna pase por el meridiano correspondiente al punto. Sin embargo, ocurre un desfase, debido a la inercia de las masas de agua. Lo mismo ocurre en el caso de las mareas vivas, que se producen con fases de uno a tres días después de la luna llena o nueva. El desfase dependerá de la situación geográfica del punto.

4.8.6 Componentes de marea

Aprovechando la periodicidad de los movimientos del sistema Luna, Tierra y Sol, es posible expresar la función potencial de la fuerza generadora de la marea por una combinación lineal de términos sinusoidales con su propia amplitud, fase y período, es decir se puede aproximar la función por un desarrollo en serie finita de senos. Cada una de los términos del desarrollo se denomina componente armónico. Si se asume la hipótesis de que la marea posee la misma periodicidad que la fuerza generadora, es posible describir la marea mediante un desarrollo en serie finita de senos con las mismas frecuencias, es decir, con las mismas componentes, denominadas, entonces, componentes de la marea astronómica. Aunque la frecuencia de cada una de las componentes se mantiene, tanto la amplitud como la fase de cada componente pueden verse modificadas sustancialmente en regiones costeras.

4.8.6.1 Efectos debidos al fondo y los contornos

En aguas someras, la interacción nolineal entre diferentes componentes puede crear nuevas componentes, la fuerza de fricción produce variaciones de fase y la configuración geométrica y batimétrica, además de crear nuevas componentes, puede producir amplificaciones importantes de las amplitudes de las componentes de

marea. Por lo tanto, para caracterizar las componentes de marea en un punto en aguas someras no será suficiente la marea de equilibrio. En estos casos será necesario la medición sistemática de la marea en un período suficientemente largo que permita la definición de las componentes principales

4.8.6.2 Mareas compuestas

Son las componentes calculadas como suma o resta de las dos o más componentes astronómicas. Las mareas compuestas cuyo origen son las componentes M_2 y S_2 son las más destacadas. Por ejemplo, las componente $2MS_6$, suma de dos veces la velocidad angular de la lunar semidiurna y solar semidiurna.

Se detalla en la tabla 4.4.9 siguiente las sobremareas y mareas compuestas más relevantes; los coeficientes de cada una de ellas dependen del lugar.

4.8.7 Importancia de la circulación mareal

Las corrientes producidas por la onda de marea pueden ser mucho más importantes como agentes a considerar en una obra marítima que las sobrelevaciones producidas en la superficie del mar. Estas corrientes son más pronunciadas en regiones costeras semicerradas como bahías, estuarios, y regiones fluviales.

Las actividades realizadas en áreas portuarias y litorales además de estar afectadas por la carrera de la marea astronómica pueden estar afectadas por algunos de los fenómenos asociados a las corrientes de marea, entre ellos,

- La magnitud de las velocidades
- El transporte de sustancias naturales y contaminantes en regiones costeras, estuariales y fluviales.
- Fenómenos asociados al transporte salino:
  - Formación de cuñas salinas o frentes de salinidad con distribuciones no uniformes en profundidad.
  - Cambios en la distribución salina con efectos en la vida animal y vegetal en estuarios y ríos.

Comentario. Las corrientes de marea son un factor importante en el transporte de sustancias contaminantes. La ubicación de un emisario u otra obra marítima que descargue alguna sustancia contaminante debe, obviamente, depender de las corrientes de marea en la zona. Las mismas consideraciones pueden hacerse respecto al transporte sólido y transporte salino. En este último caso, así como en el caso de sustancias contaminantes, deben también tenerse en cuenta factores medioambientales y de vida marina y fluvial.

Tabla 4.4.9. Componentes de marea astronómica, sobremareas y mareas compuestas más relativas y periodo asociado

Símbolo	Origen	Periodo *(h)*	Símbolo	Origen	Periodo *(h)*
MNS_2	$M_2 + N_2 - S_2$	13.1273	M_6	$3M_2$	4.1402
$2MS_2$	$2M_2 - S_2$	12.8718	$2MS_6$	$2M_2 + S_2$	4.0924
$2MS_2$	$2S_2 - M_2$	11.6069	$2MN_6$	$2M_2 + N_2$	4.1663
MK_3	$M_2 + K_1$	8.1771	$2SM_6$	$2S_2 + M_2$	4.0457
$2MK_3$	$2M_2 - K_1$	8.3863	MSN_6	$M_2 + S_2 + N_2$	4.1179
SK_3	$S_2 + K_1$	7.9927	S_6	$3S_2$	4.00
SO_3	$S_2 + O_1$	8.1924	M_8	$4M_2$	3.1051
M_4	$2M_2$	6.2103	$3MS_8$	$3M_2 + S_2$	3.0782
MS_4	$M_2 + S_2$	6.1033	$2(MS)_8$	$2M_2 + 2S_2$	3.0517
MN_4	$M_2 + N_2$	6.2692	$2MSN_8$	$2M_2 + S_2 + N_2$	3.0926
MK_4	$M_2 + K_2$	6.0949	S_8	$4S_2$	3.00
S_4	$2S_2$	6.00			

4.9 EL TERRENO FRENTE A LOS AGENTES MARINOS

De acuerdo con la ROM 0.0 los agentes del terreno se considera como agente cuando pueda provocar acciones tales como, presiones, empujes y demás esfuerzos, movimientos y deformaciones sobre los distintos elementos de una estructura resistente. Estas acciones se podrán ordenar según sean debidas a su actuación directa $Q_{t,1}$, (por ejemplo empujes sobre muros) o indirecta debidas a movimientos del terreno $Q_{t,2}$, (por ejemplo efectos parásitos en pilotes).

Por su importancia en la seguridad y el servicio de los diques de abrigo, se recomienda analizar el comportamiento del terreno identificando (1) su parte superficial y su resistencia a la erosión y licuefacción frente a la acción de las oscilaciones del mar sobre el fondo, (2) el conjunto del terreno como estructura portante resistente y su estabilidad geotécnica frente al deslizamiento y hundimiento por las acciones del dique de abrigo y de las oscilaciones del mar al propagarse a través de él.

Ya que las oscilaciones del mar varían la amplitud y el periodo en el tiempo y se propagan por el terreno, pueden forzar comportamientos muy diferentes a los del régimen hidráulico permanente. Esta oscilaciones son aleatorias y se manifiestan por estados meteorológicos que evolucionan con el ciclo de solicitación y éstos se presentan aleatoriamente a lo largo de los años meteorológicos en la vida útil de la obra. Consecuentemente el comportamiento geotécnico del terreno evoluciona también localmente con el paso del tiempo durante la vida útil de la obra tanto por la evolución temporal del agente forzador (las oscilaciones del mar) como por la propia respuesta dinámica del suelo. Ya que el agente forzador es aleatorio, la respuesta dinámica del suelo en la vida útil también lo es.

Comentario. El proyecto de un dique de abrigo suele conllevar la necesidad de cimentar un sólido rígido, en general de grandes dimensiones, en un terreno con una cierta capacidad portante bajo deformación. Éste es el caso de los diques verticales, diques mixtos e incluso espaldones. A tal efecto, es necesario cimentar estas obras rígidas sobre banquetas de escollera o gravas con el fin de reducir los asientos diferenciales y las cargas excéntricas. La banqueta transmite al terreno, o al núcleo en el caso de un dique en talud, los movimientos de la estructura. El terreno responde frente a dichos movimientos y todo proyecto de dique de abrigo deberá evaluar dicha respuesta.
En aquellos casos en los que las condiciones del terreno o de los materiales lo admitan, para el estudio del comportamiento en presencia del oleaje y otras oscilaciones del mar se podrá aplicar el modelo físico-matemático de Biot, fundamentado en las ecuaciones completas del suelo poro-elástico.

4.9.1 Interacción terreno - oleaje

Por su naturaleza, las oscilaciones del mar representan una carga dinámica que solicita el terreno. El comportamiento de un suelo, formado por un esqueleto mineral y una fase intersticial, depende de la interacción entre las fases. De forma general, la deformación y la resistencia de una masa de suelo están controladas por las interacciones entre partículas individuales, principalmente por el deslizamiento entre ellas.

Con su presencia, la fase intersticial afecta a la naturaleza química de las superficies minerales, por tanto, afecta a la transmisión de fuerzas en los puntos de contacto entre partículas. Además, la fase intersticial forzada por las oscilaciones del mar puede moverse a través del suelo, ejerciendo un efecto sobre el esqueleto mineral que modifica la magnitud de las fuerzas en los puntos de contacto entre partículas, influyendo sobre la resistencia y deformación del suelo.

Cuando se aplica de forma repentina una carga a un suelo, esta acción se transmite conjuntamente al esqueleto mineral y al fluido intersticial. El reparto de cargas es función de la compresibilidad de cada una de las fases. Debido a que el fluido es prácticamente incompresible en comparación con el esqueleto sólido es el que absorbe toda la carga aplicada. La carga aplicada al fluido provoca un aumento de presión intersticial que, si tiene capacidad para ello, le obliga a moverse a través del suelo.

A medida que el agua va drenando, el esqueleto sólido va soportando una parte cada vez más importante de la carga aplicada. El movimiento del agua a través del suelo produce una variación en las propiedades del suelo

con respecto al tiempo. Si la carga aplicada al terreno es constante bien por la obra o bien por un flujo permanente y uniforme, lo más probable es que el drenaje alcance un régimen permanente con una red de filtración bien establecida. Si además, el medio es poco permeable, el gradiente hidráulico será proporcional a la velocidad de descarga, indicativo de un régimen laminar conocido en los ámbitos geotécnicos con el nombre de régimen de Darcy de filtración. En estos casos la relación tensión-deformación del terreno suele ser conocida.

Finalmente, puede ser posible, si las condiciones de carga no cambian significativamente que se alcance un estado en el que el esqueleto sólido resiste la totalidad de la carga aplicada y la presión del agua vuelve a su valor inicial.

4.9.1.1 El régimen oscilatorio hidráulico

En presencia de las oscilaciones del mar el comportamiento geotécnico del terreno, capacidad portante y deformabilidad varía localmente con el tiempo y espacialmente puediendo forzar comportamientos muy diferentes a los obtenidos en régimen hidráulico permanente. Cuando el suelo es poco permeable es posible que el régimen hidráulico sea laminar pero oscilatorio, es decir con una notable influencia de la aceleración local del fluido. Para suelos más permeables, rellenos y mantos, el régimen hidráulico del fluido intersticial suele ser de Forchheimer. En este régimen durante los semiciclos el flujo es turbulento, mientras que en las proximidades de la cresta y el seno el régimen es laminar. Esta circunstancia dificulta notablemente la resolución del problema ya que el consumo de la cantidad de movimiento depende del régimen hidráulico, el cual no se conoce hasta que se tiene resuelto el problema.

En función del periodo principal de la energía oscilatoria (magnitud proporcional al cuadrado de la amplitud de la oscilación) las oscilaciones del mar se pueden ordenar en cuatro bandas oscilatorias. De ellas, únicamente aquellas cuyo periodo es del orden de magnitud o inferior al tiempo necesario para que el drenaje alcance el régimen permanente influyen significativamente en su comportamiento. Excepto en el caso de ondas largas (marea astronómica) es poco probable que durante el drenaje se alcance el régimen permanente.

La relación tensión-deformación del terreno en presencia de la oscilaciones del mar es compleja y puede estar influenciada por diferentes condiciones de carga previas. Según sea ésta, un suelo puede ser rígido o deformable. Los suelos, tanto los rígidos como los deformables, pueden ser porosos, es decir, que pueden tener la capacidad de permitir flujo de agua a su través.

4.9.1.2 Clasificación de los suelos frente a las oscilaciones del mar

Un suelo rígido es aquel que no sufre deformación cuando se le aplica una tensión. Su comportamiento varía según sean porosos o no porosos. En los suelos rígidos no porosos, no es necesaria una relación constitutiva de comportamiento del material, ya que la deformación es nula, sin embargo, es necesario verificar que la tensión aplicada al material es inferior a su capacidad resistente. Los suelos rígidos porosos permite el paso del agua a través de él, y su deformación ante la acción marina se puede despreciar.

Un suelo deformable es aquel que experimenta cierta deformación bajo la actuación de una tensión. El comportamiento ideal de los suelos deformables se divide en dos categorías, según sea independiente del tiempo o dependiente de él. El comportamiento del suelo independiente del tiempo se puede describir por modelos elásticos y plásticos, mientras que en el comportamiento dependiente del tiempo, requieren modelos de viscoelasticidad y viscoplasticidad

En estas Recomendaciones el comportamiento del suelo frente a las variaciones de presión oscilatoria en la fase intersticial se ordena en tres grandes grupos: (1) rígido poroso, (2) elástico poroso, (3) viscoplástico. El primer grupo representa los suelos cuya superficie no sigue el movimiento periódico forzador, pero las partículas de agua fluyen entre los poros y drenan el exceso de presión intersticial. La onda se propaga u oscila en fase en el fluido exterior y en el suelo. El flujo de agua entre los poros provoca una pérdida de la cantidad de movimiento y disipa energía mecánica en turbulencia y finalmente en calor. Las características cinemáticas de

la onda son las debidas a un medio bifásico, agua y suelo y la ecuación de dispersión combina la profundidad del fluido exterior, la del suelo y las propiedades del medio poroso, porosidad y fricción. Este comportamiento se encuentra en lechos de arenas y gravas y en rellenos clasificados, núcleos y mantos de piedras naturales y artificiales.

La superficie de un suelo elástico poroso no drenado sigue el movimiento periódico, es decir, oscila forzado por la presión exterior, generando tensiones tangenciales, deformaciones tamgenciales y el movimiento de los granos del suelo, además de la circulación del agua intersticial. Una vez cesado el movimiento oscilatorio forzador, el suelo recupera su situación inicial. La velocidad horizontal del suelo también está desfasada con respecto a la velocidad del agua exterior. La percolación hacia y del suelo inducida por el movimientos oscilatorio es menor que la predicha para un suelo poroso rígido.

Comentario.
- *Suelo elástico. Se considera que un suelo tiene un comportamiento elástico si la deformación que provoca una tensión aplicada, desaparece al desaparecer la tensión. Si, además, la relación entre la tensión y la deformación es lineal, se le considera elástico lineal.*
- *Suelo plástico. En el caso en que la deformación no desaparezca al desaparecer la tensión, se considera que el suelo tiene un comportamiento plástico. Un caso particular es el comportamiento elasto-plástico, caracterizado por un comportamiento elástico del material cuando las tensiones aplicadas son pequeñas y plástico cuando la tensión supera un cierto valor. El comportamiento elasto-plástico puede producirse con aumento de la resistencia al incrementarse las deformaciones.*
- *Suelo viscoelástico. Cuando al someter al suelo a una tensión, la deformación que éste experimenta es función del tiempo y la deformación desaparece totalmente.*
- *Suelo viscoplástico. Cuando al someter al suelo a una tensión, la deformación que éste experimenta es función del tiempo y la deformación no desaparece totalmente al quitar la tensión.*

4.9.1.3 Presiones intersticiales en el terreno

La presencia de las oscilaciones del mar puede modificar sustancialmente las presiones intersticiales en el suelo cuya magnitud varía en el espacio y en el tiempo dependiendo del régimen oscilatorio y de las propiedades mecánicas e hidrodinámicas del suelo. La presión intersticial en un punto del suelo es una variable instantánea que varía con el tiempo. En un registro temporal se puede identificar los ciclos y en cada uno de ellos las amplitudes máximas y mínimas de la presión. En general, el periodo del ciclo está relacionado con el periodo de la oscilación forzadora.

El análisis frecuencial de la señal proporciona el espectro de la presión intersticial y el área bajo el mismo es un descriptor de estado que se puede relacionar con la amplitud media cuadrática de la presión. Estos son descriptores de estado.

Las variaciones de la presión intersticial, además de estar asociadas al forzamiento externo, dependen del régimen de drenaje del suelo, pudiendo modificar sustancialmente las tensiones efectivas en la matriz del suelo lo que, finalmente, puede afectar el régimen de drenaje. Este esquema tensional puede tener un tratamiento por estados análogo al de otras oscilaciones.

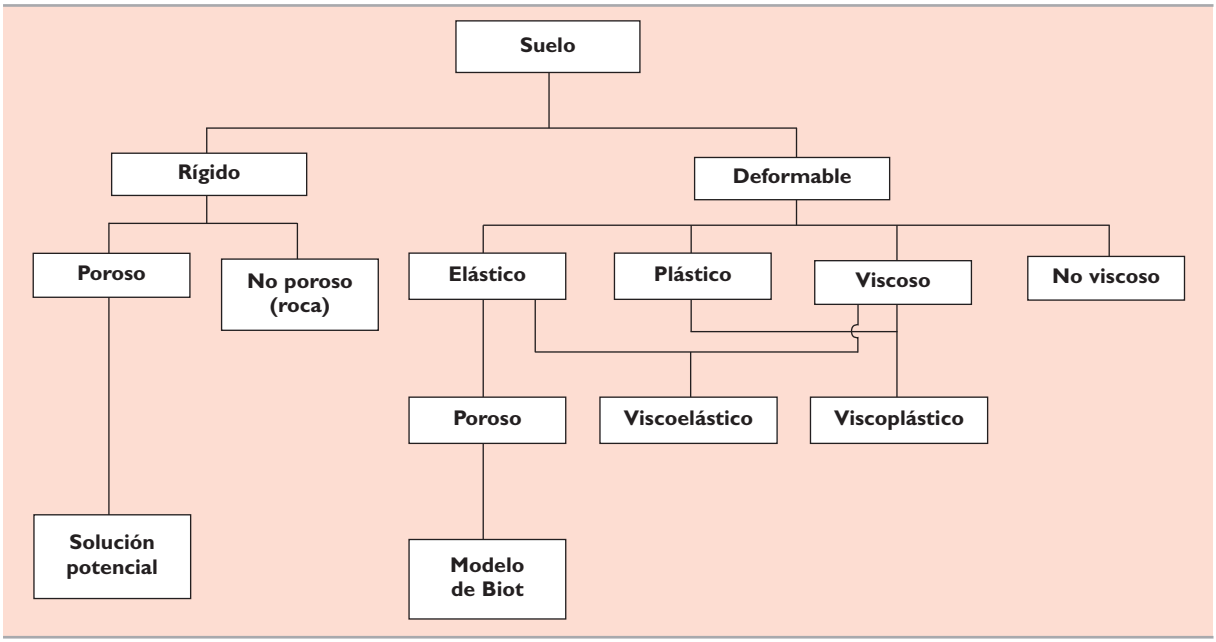
4.9.2 Descripción en el estado

4.9.2.1 Modelos de comportamiento del terreno con flujo oscilatorio:

De acuerdo con la clasificación anterior se recomienda analizar el comportamiento del terreno en presencia de las oscilaciones del mar en el marco de los siguientes modelos (véase figura 4.4.19):

- Suelo rígido poroso y no poroso.
- Suelo deformable elástico, viscoso y viscoelástico
- Suelo deformable poroelástico

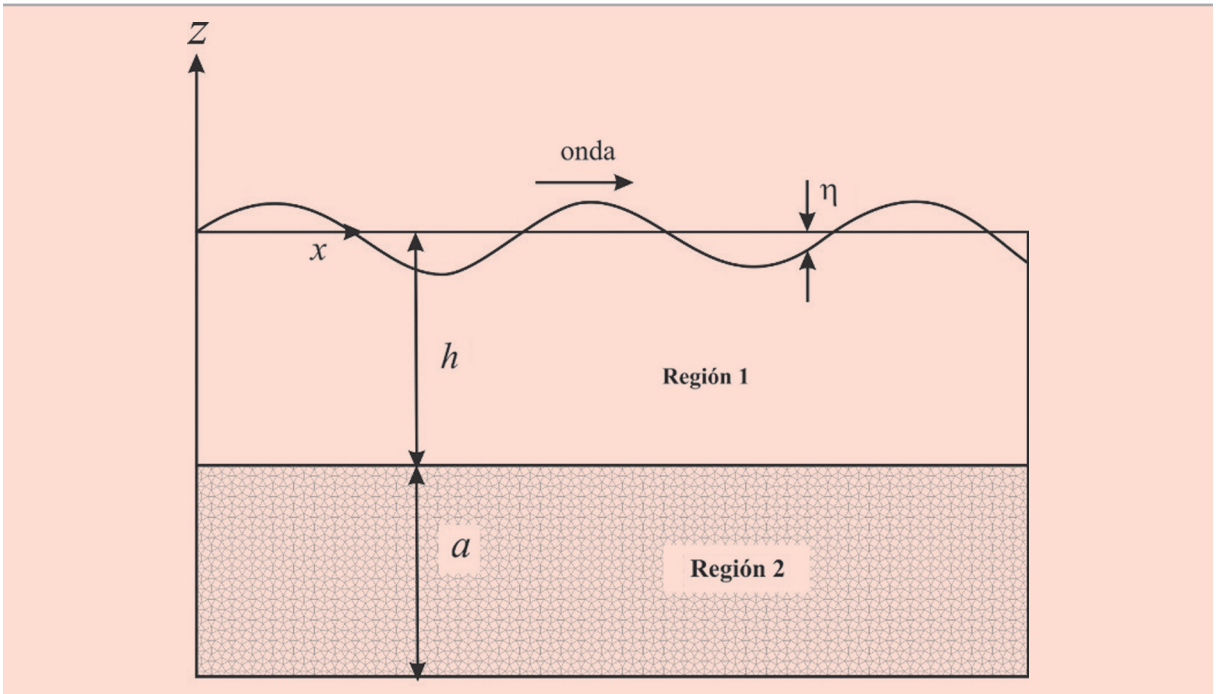
Figura 4.4.19. ***Modelos de comportamiento del suelo***



4.9.2.2 *Oleaje progresivo sobre suelo rígido poroso*

Para formular la propagación de un tren oscilatorio sobre un lecho poroso, rígido, se supone que el fluido es incompresible, el flujo en el suelo rígido poroso expresado en términos de la velocidad de filtración es irrotacional al igual que el flujo exterior y el movimiento es lineal (véase figura 4.4.20). La solución es un movimiento oscilatorio lineal que se propaga sin desfase por el fluido exterior y el medio poroso, que satisface la relación de dispersión,

Figura 4.4.20. ***Oleaje progresivo sobre un suelo rígido poroso***



$$\sigma^2 - gK \tanh Kh_w = F\left(\omega^2 \tanh Kh_\omega - gK\right) \tag{4.415}$$

$$F = \left(1 - \frac{n}{S_p - if}\right) \frac{\tanh Kh_p}{1 - \frac{n}{S_p - if} \tanh^2 Kh_p} \tag{4.416}$$

que permite obtener el número de onda K, para una frecuencia angular $\sigma = 2\pi/T$, donde n representa la porosidad del suelo, S_p el coeficiente de masa añadida (habitualmente $S_p = 1$), f el coeficiente de fricción y h_p el espesor del medio poroso y h_w la profundidad de la columna de agua. El número de onda así obtenido es complejo, $K = K_R + iK_I$, $L = 2\pi/K_R$ y la oscilación de la superficie libre es,

$$\eta = \frac{H_I}{2} \exp\left[-K_I\left(x - x_0\right)\right] \cos\left[K_R\left(x - x_0\right) - \sigma t\right] \tag{4.417}$$

siendo $(x - x_0)$ la distancia desde el punto en el que se calcula la onda y el punto de referencia (x_0). El término $\exp[-K_I(x - x_0)]$ cuantifica la reducción de la altura por presencia del medio poroso.

4.9.2.2.1 Profundidad de penetración del movimiento oscilatorio en el suelo poroso rígido

El espesor de suelo h_p, medido desde el fondo, por debajo del cual el movimiento oscilatorio dentro del medio poroso es despreciable se puede calcular de la siguiente forma,

$$h_p > \frac{\pi}{K_R} - h_w, \; para \; \frac{h_w}{L_w} < \frac{1}{2} \tag{4.418}$$

$$L_w = \frac{2\pi}{k_w}, \; \sigma^2 = gk_w \tanh k_w h_w \tag{4.419}$$

$$\sigma = \frac{2\pi}{T} \tag{4.420}$$

donde h_w, L_w son la profundidad de agua sobre el fondo y la longitud de la onda cuando se propaga por un fondo impermeable, respectivamente.

4.9.2.3 Regímenes hidráulicos en suelos rígidos porosos

En regímenes no permanente y oscilatorio el gradiente horizontal de presiones, $\partial p/\partial x$ se puede relacionar con la velocidad horizontal de "filtración" u_f, mediante la siguiente ecuación,

$$I = \frac{1}{\gamma_w} \frac{\partial p}{\partial x} = au_f + bu_f \left|u_f\right| + c \frac{\partial u_f}{\partial t} \tag{4.421}$$

$$u_f = nu \tag{4.422}$$

donde, n es la porosidad u la velocidad instantánea del agua. Los coeficientes a, b tienen unidades (T/L) y $(T/L)^2$ respectivamente, y el coeficiente c evalúa la masa añadida y suele tomar un valor cercano a la unidad. Se recomienda estimar estos coeficientes mediante las siguientes expresiones,

$$a = \alpha_n \frac{(1-n)^2}{n^3} \frac{v}{gD_{50}^2} \tag{4.423}$$

$$b = \beta_n \frac{(1-n)}{n^3} \frac{1}{gD_{50}} \tag{4.424}$$

v es la viscosidad cinemática del agua [~10^{-6}(m²/s)] y α_n y β_n dependen, entre otros, de la graduación y forma de los granos. En ausencia de información específica se recomienda tomar $\alpha_n = 1000$ y $\beta_n = 1{,}1$. El término cuadrático evalua el consumo de cantidad de movimiento turbulento, mientras que el término lineal evalua el consumo de cantidad de movimiento por fricción viscosa. En régimen laminar, $\beta_n = 0$ y la ecuación se simplifica

$$bI = \frac{1}{\gamma_w} \frac{\partial p}{\partial x} = au_f \tag{4.425}$$

y se define la permeabilidad en régimen laminar o de Darcy por, $K_f = 1/a$. Los valores de la permeabilidad para régimen permanente son bien conocidos pero estos valores no suelen ser representativos para régimen oscilatorio.

La resolución del problema se obtiene linelizando el término consumidor de cantidad de movimiento mediante la hipótesis de Lorentz del trabajo equivalente,

$$au_f + bu_f |u_f| \approx fu_f \tag{4.426}$$

mientras que el término inercial aparece explícitamente en el problema de contorno.

4.9.2.4 Coeficiente de fricción y porosidad del suelo poroso rígido

A falta de mejor información, se recomienda tomar los siguientes valores de f en función del diámetro mediana del sedimento, Tabla 4.4.10,

Tabla 4.4.10. Coeficiente de fricción y porosidad de suelos porosos rígidos

Tamaño sedimento	Porosidad, n	Fricción, f
Grava, escollera	0,40	0,5
Arena gruesa y núcleo	0,38	1,0
Arena media	0,35	1,5
Arena fina	0,32	2,0
Arena limosa	0,30	10,0

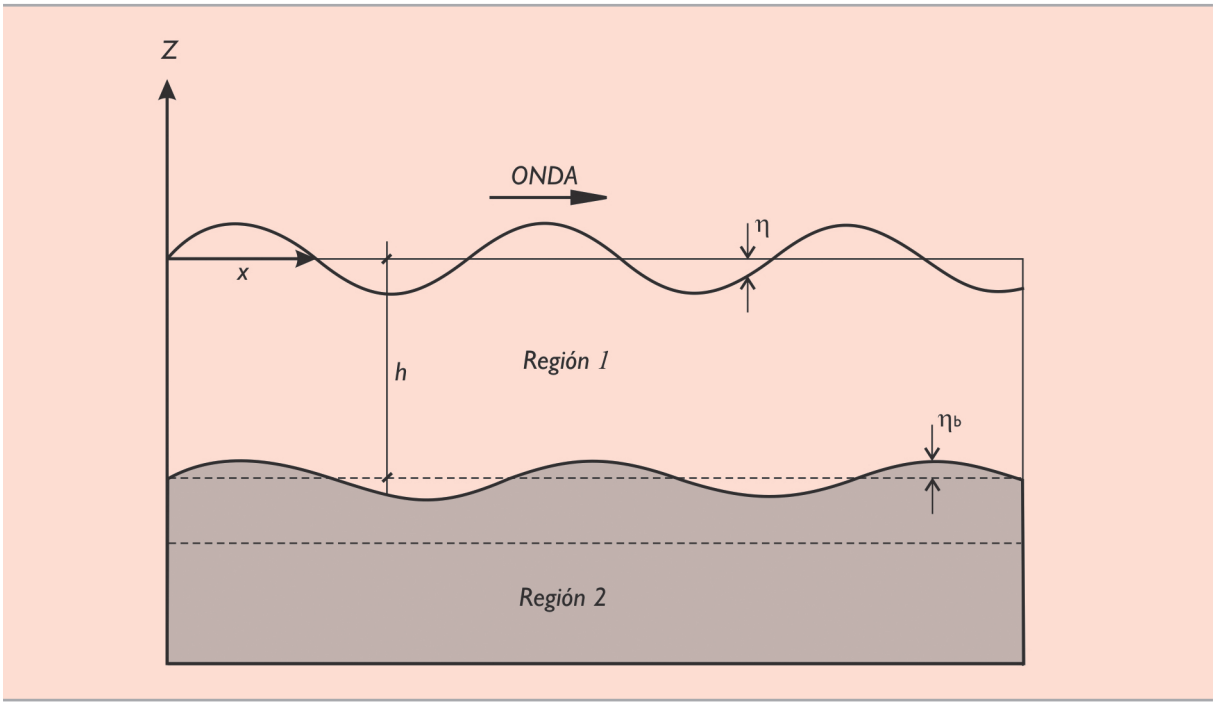
En los casos de suelos heterogéneos, el flujo de agua está condicionado por el tamaño de los poros que quedan definidos por los diámetros más pequeños. En estos casos se recomienda aplicar valores de f próximos a los propuestos para el tamaño menor de la muestra.

4.9.2.5 Oleaje progresivo sobre suelo elástico

Se supone que el suelo es elástico e incompresible cuyos movimientos son pequeños y satisface la ley de Hooke como relación constitutiva tensión-deformación (véase figura 4.4.21). Los desplazamientos sólidos se expresan en términos de una función potencial ϕ, y una función de corte, ψ. Además, se asume que el fluido es no viscos, el flujo irrotacional, las ecuaciones de gobierno del fluido son la ecuación de Laplace y la ecuación de Bernoulli linealizada.

La relación de dispersión de la onda de gravedad hidroelástica es,

Figura 4.4.21. ***Oleaje progresivo sobre suelo elástico***



$$\frac{\dfrac{\rho_w}{\rho_s}\left(1-\left(\dfrac{Kg}{\sigma^2}\right)^2\right)\tanh Kh}{\left(\dfrac{Kg}{\sigma^2}\right)\tanh Kh-1}+\frac{Kg}{\sigma^2}-\left(\frac{2K^2}{s^2}-1\right)^2+\left(\frac{2K^2}{s^2}\right)^2\left(1-\frac{s^2}{K^2}\right)^{\frac{1}{2}}=0 \qquad (4.427)$$

que relaciona la frecuencia angular σ y K el número de onda. s, representa el número de onda de la onda elástica de corte en el suelo,

$$s^2=\frac{\rho_s\sigma^2}{G} \qquad (4.428)$$

donde G es el módulo a cortante del suelo y ρ_s su densidad. La altura de la onda en el agua H y la amplitud del movimiento del suelo alrededor del nivel del fondo que se encuentra a la profundidad h, se relacionan por la siguiente expresión,

$$\frac{A_b}{H}=\frac{1}{2}\left[\cosh Kh-\frac{gK}{\sigma^2\sinh Kh}\right] \qquad (4.429)$$

4.9.2.5.1 Parámetros geotécnicos del suelo poroso elástico

La propagación de ondas sobre un lecho poroso puede producir notables modificaciones en las propiedades de la onda y en las presiones intersticiales en el lecho, figura 4.4.22. Entre ellas son significativas, la reducción de la longitud de onda y de su energía. Estas modificaciones dependen del espesor y de la porosidad y, en el caso de suelos cohesivos, además de la composición del sedimento, y de las características cinemáticas de la onda, periodo y altura.

El espesor de suelo h_p, medido desde el fondo, por debajo de la cual el movimiento oscilatorio dentro del medio poroso es despreciable se puede calcular de la siguiente forma,

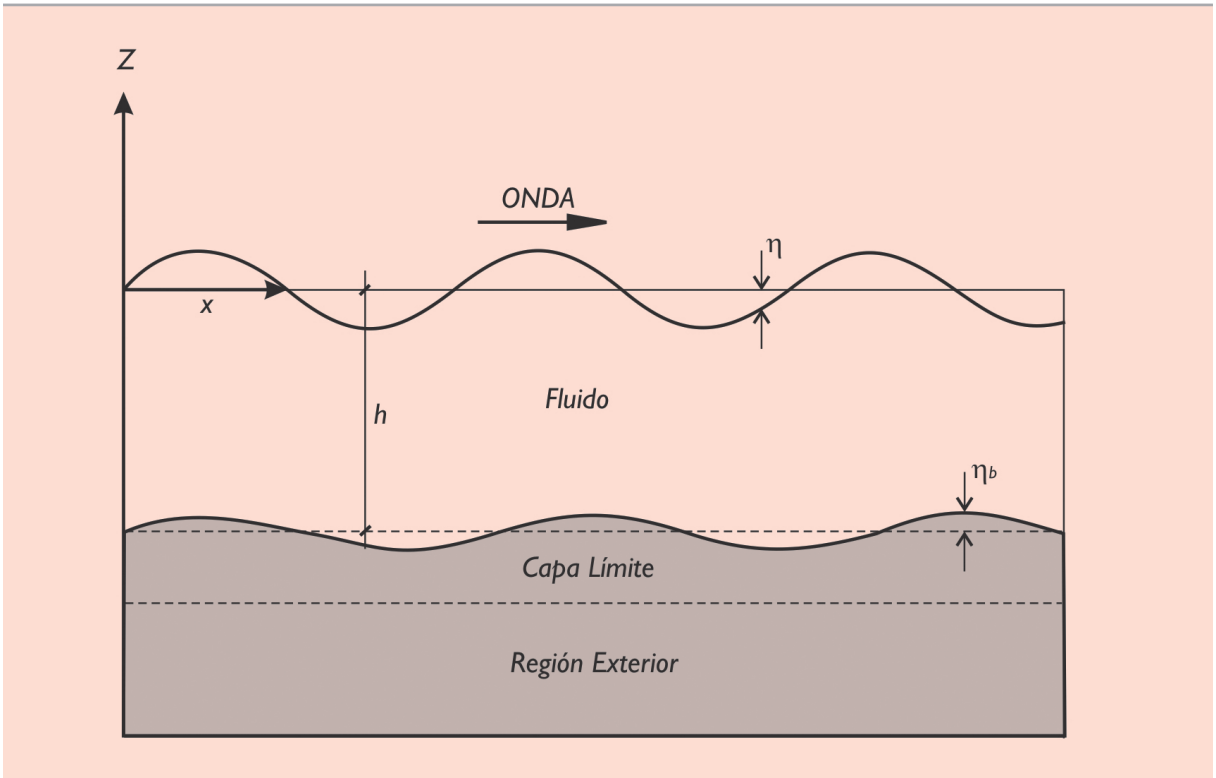
$$h_p > \frac{\pi}{K} - h_w, \; para \; \frac{h_w}{L_w} < \frac{1}{2} \tag{4.430}$$

$$L_w = \frac{2\pi}{k_w}, \; \sigma^2 = gk_w \tanh k_w h_w \tag{4.431}$$

$$\sigma = \frac{2\pi}{T} \tag{4.432}$$

donde K_R es la parte real del número de onda obtenido de la ecuación de dispersión h_w, L_w y T son la profundidad de agua sobre el fondo, la longitud y el periodo de una onda propagándose por un fondo impermeable.

Figura 4.4.22. ***Oleaje progresivo sobre suelo poro-elástico***



4.9.2.6 *Oleaje progresivo sobre suelo viscoso-elástico*

La relación de dispersión en este caso viene dada por:

$$\frac{\frac{\rho}{\rho_s}\left(1-\left(\frac{kg}{\omega^2}\right)^2\right)\tanh kh}{\left(\frac{kg}{\omega^2}\right)\tanh Kh - 1} + \frac{kg}{\omega^2} - \left(\frac{2k^2}{s^2}-1\right)^2 + \left(\frac{2k^2}{s^2}\right)^2\left(1-\frac{s^2}{k^2}\right)^{\frac{1}{2}} = 0 \tag{4.433}$$

con

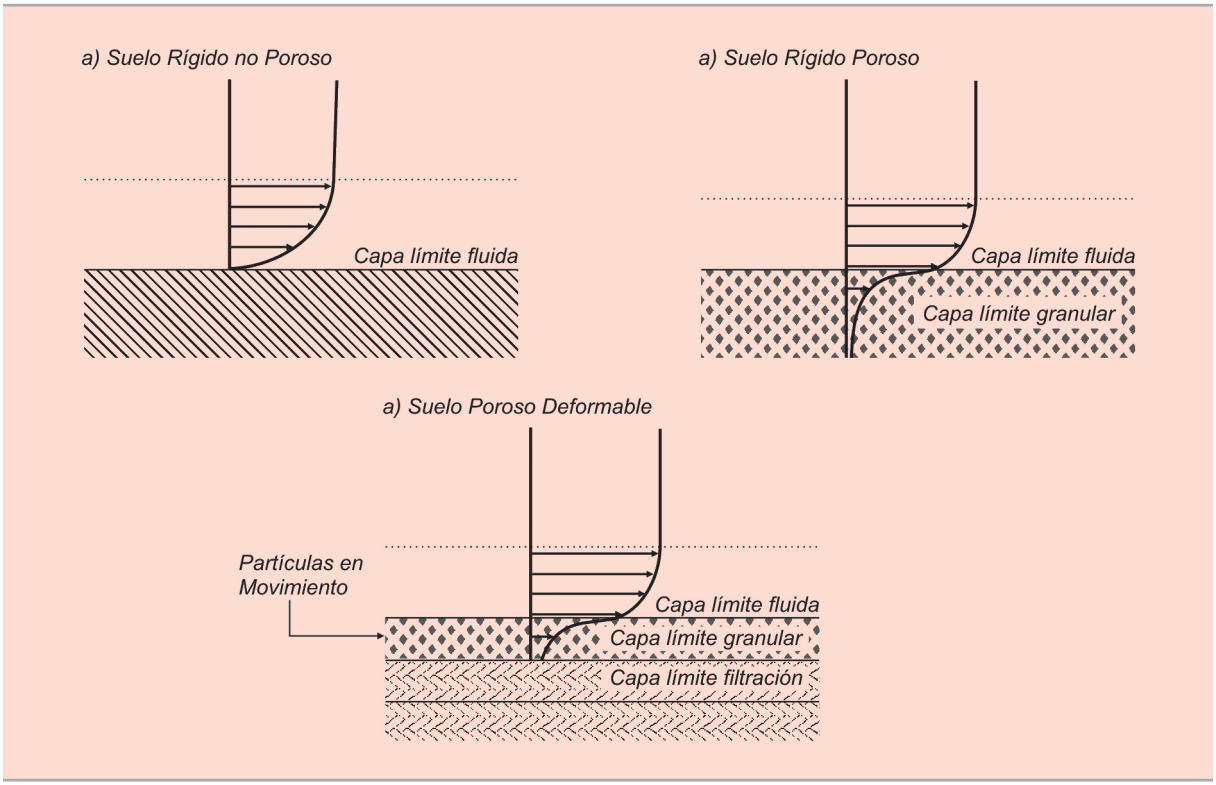
$$s^2 = \frac{\rho_s \omega^2}{G_v} \tag{4.434}$$

4.9.2.7 *Interfases suelo-agua y estrato-estrato: Capa límite*

La interfase suelo-agua tiene unas características particulares, ya que en ella, la respuesta al problema de interacción entre el fluido y el terreno tiene una transición brusca. En general, se asume que el agua es un fluido incompresible (densidad constante), y puede ser viscoso o no viscoso. En caso de que se considere no viscoso, no pueden existir en él tensiones tangenciales y, por tanto, no puede haber una capa límite. En el caso en el que se considere que el fluido es viscoso, la existencia de tensiones tangenciales da lugar a la capa límite.

Se han identificado distintos tipos de capa límite, cada uno de las cuales se describe a continuación (véase figura 4.4.23).

Figura 4.4.23. **Tipos de capa límite**



4.9.2.7.1 Capa límite en un suelo rígido no poroso

Las tensiones tangenciales del fluido sobre el suelo desarrollan esta capa límite viscosa o capa límite fluida, generalmente turbulenta, sobre el suelo. Debido a la longitud finita del oleaje, los términos convectivos no lineales de inercia no son nulos. El producto de los términos armónicos del oleaje da lugar a nuevos armónicos. De especial importancia es el armónico de orden cero, que representa un flujo de agua débil, inducido por el oleaje, y que es capaz de transportar masa sobre el suelo.

4.9.2.7.2 Capa límite en un suelo rígido poroso

En el caso de que el suelo sea poroso, la capa límite se extiende por debajo de la interfase suelo-agua. La parte superior de la capa límite, formada por la capa límite fluida ya descrita, enlaza con la capa límite granular que constituye una capa de pequeño espesor en la superficie del terreno en la que el perfil de velocidades se adapta al perfil en el interior del suelo.

4.9.2.7.3 Capa límite en un suelo poroso deformable

En este caso, bajo la capa límite fluida, existe una capa de pequeño espesor formada por un flujo de partículas granulares extraídas del suelo. El flujo granular se mantiene por efecto de la fuerza tangencial que ejerce el fluido que hay sobre él. Dentro de este flujo de partículas se distinguen dos tipos: transporte por fondo y transporte por suspensión. El transporte por fondo comprende las partículas cuyo peso es soportado por las tensiones sólidas debidas a colisiones y deslizamientos entre granos, que se transmiten al fondo como tensiones efectivas. El transporte por suspensión comprende las partículas cuyo peso es soportado por la presión del fluido, que se transmite al fondo como un exceso de presión intersticial.

Junto a este flujo granular, en el que la distribución vertical del esfuerzo tangente es casi uniforme, existe un modo de transporte de deslizamiento confinado a la base de la capa granular, en lo que sería una capa límite de segundo orden. En este caso, el movimiento debido al esfuerzo cortante se produce en una fina capa mientras que el resto de la masa de partículas se mueve a una velocidad casi constante, prácticamente sin mezcla.

Además de las capas límite descritas, existe una capa límite dentro del suelo no fluidificado. En esta capa el fluido se mueve entre las partículas del suelo en lo que se conoce como flujo de filtración.

4.9.3 Comportamiento del terreno superficial

Se denomina terreno superficial la parte superior del suelo sobre el que se desarrolla la capa límite del fluido y que está sometido a la acción directa de los campos de velocidades y aceleraciones debidos a los movimientos oscilatorios del agua, con el resultado de su posible erosión, transporte y acumulación.

El espesor del terreno superficial depende de la capacidad erosiva de las oscilaciones y de su resistencia a dicha acción. En terrenos sueltos no cohesivos el espesor puede ser del orden de metros, dependiendo del tamaño del material y de las propiedades hidrodinámicas de la acción, mientras que en terrenos cohesivos el espesor suele del orden de decímetros.

Cuando el terreno sea roca se recomienda determinar su composición mineralógica y los restantes parámetros tal y como se detalla en el apartado Terreno portante. En el caso de que la superficie del fondo sea un terreno suelto cohesivo o no cohesivo se determinará la potencia de los sedimentos y sus propiedades de acuerdo con el apartado siguiente.

Los principales modos de fallo que se producen en esta zona son, la licuefacción, la erosión y socavación y la penetración entre estratos

4.9.3.1 Variables instantáneas, básicas y de estado

Siguiendo la ROM 0.0, se recomienda caracterizar el terreno superficial, al menos por los siguientes parámetros.

4.9.3.1.1 Parámetros de Identificación

Se identificarán las diferentes capas que puedan formar parte del terreno superficial, determinando su granulometría y composición en suelos no cohesivos y granulometría y plasticidad de los finos y composición en suelos cohesivos. Las muestras para analizar la composición y granulometría deberán tomarse por debajo de la superficie del fondo, aproximadamente a unos 10-30 *cms* del mismo, evitando la contaminación de la muestra. De las restante capas deberán extraerse testigos sin contaminar por las capas superiores.

La curva granulométrica se expresará por tanto por ciento en peso seco del total de la muestra retenida en tamiz correspondiente. Asímismo se determinará el índice de poros de las diferentes capas.

4.9.3.1.2 Parámetros de estado

Se determinará la densidad seca del terreno superficial. A falta de esta información y para el predimensionamiento se podrá considerar los siguientes valores nominales.

4.9.3.1.3 Parámetros mecánicos

Se determinarán los parámetros resistentes del modelo Mohr-Coulomb, ángulo de rozamiento interno en suelos no cohesivos, y cohesión y la resistencia al corte sin drenaje en suelos cohesivos.

4.9.3.1.4 Resistencia al flujo oscilatorio

Se determinará la permeabilidad del suelo frente al movimiento oscilatorio teniendo en cuenta la porosidad y la resistencia al flujo de agua, evaluando el régimen hidráulico: laminar, transitorio o turbulento al que se encuentra sometido el suelo por presencia de las oscilaciones del mar, en función del número de Reynolds, Re.

Comentario. Si bien los parámetros de resistencia al flujo son estrictamente parámetros mecánicos, por su importancia en el comportamiento de los diques de abrigo se incluyen en otro tipo de parámetros relacionados con su comportamiento a la acción del flujo de agua en la superficie y a través del medio poroso.

4.9.3.2 Erosión, socavación y depósito

Bajo la acción de las oscilaciones del mar, el terreno suelto superficial podrá iniciar el movimiento, producir formas rítmicas de pequeña longitud: rizaduras y dunas, erosionado, transportado o depositado, generar forma rítmicas de gran escala, barras longitudinales, oblicuas, lentejones, etc. En el proyecto de áreas portuarias es importante conocer la variabilidad del espesor del terreno superficial para, en su caso, tomar las medidas correctoras pertinentes. La profundidad de la acción de las ondas sobre el fondo depende del periodo y su magnitud de la altura. La respuesta del fondo depende del diámetro y densidad del sedimento y de su espesor; en el caso de suelos cohesivos, además depende de su composición.

En cualquier caso se debe tener presente que la presencia de la obra puede modificar sustancialmente las oscilaciones del mar, tanto en magnitud como en dirección, por lo que, una vez dimensionada la planta de los diques de abrigo se deberá analizar, de nuevo, el comportamiento superficial del terreno.

Comentario. La formación y ubicación de líneas de acumulación y socavación en el lecho, paralelas a la alineación principal del dique depende, principalmente, del periodo del oleaje, del ángulo de incidencia, de la magnitud de la reflexión (módulo y fase) y del tamaño del sedimento, según domine el transporte por fondo o en suspensión. La distribución espacial de la resultante neta del transporte de masa en la capa límite oscilatoria es el mecanismo que regula la evolución del proceso.

4.9.3.3 Acción del flujo sobre las partículas del lecho en el estado

El flujo de agua debido al movimiento oscilatorio, independientemente de su periodo, al moverse sobre la superficie del fondo produce fuerzas de superficie, tensión tangencial y presión, sobre ella que dependen de la estructura de la capa límite. En suelos cohesivos y no cohesivos, se recomienda evaluar la condición de inicio de movimiento del lecho en función de una ecuación del tipo margen de seguridad,

$$\tau_t - \tau_c \geq 0 \qquad (4.435)$$

donde τ_c es la tensión tangencial crítica de inicio de movimiento y τ_t es la tensión tangencial que genera el fluido sobre el lecho.

4.9.3.3.1 Movimiento oscilatorio progresivo

En el caso de que el inicio del movimiento esté relacionado sólamente por la presencia del oleaje propagándose por un fondo de pendiente suave, de frecuencia angular $\omega = 2\pi/T_z$, la amplitud de la velocidad en el fondo u_{bw} se podrá obtener aplicando una teoría de ondas, seleccionada en función de la profundidad relativa h/L y el peralte relativo H_I/L del oleaje en el emplazamiento. En estas condiciones la tensión tangencial en el fondo debida a la presencia del oleaje, en la dirección de propagación del tren de olas, se podrá calcular por,

$$\tau_w = \frac{1}{2}\rho_w f_w u_{bw} \tag{4.436}$$

$$u(t) = u_{bw} \sin \omega t \tag{4.437}$$

$$f_w = \exp\left[-6{,}0 + 5{,}2\left(\frac{A_{bw}}{k_r}\right)^{-0{,}19}\right] \tag{4.438}$$

$$f_{w,máx} = 0{,}3 \tag{4.439}$$

donde, A_{bw} es la amplitud del movimiento en el fondo debido al oleaje y que en teoría lineal se relaciona con la amplitud de la velocidad en el fondo,

$$u_{bw} = \omega A_{bw} = \frac{\omega H_I}{2 \sinh kh} \tag{4.440}$$

siendo la altura de la ola incidente $H_I \approx 1{,}8H_{s,I}$, y la frecuencia angular $\omega = 2\pi/\overline{T_z}$, y k_r es la rugosidad del lecho que en el caso de inicio de movimiento y suelo no cohesivo en la fase arena y grava se podrá aproximar por,

$$k_r = 2D_{90} \tag{4.441}$$

siendo D_{90} el diámetro no excedido por el 90% (en peso) de los granos de la muestra.

4.9.3.3.2 Movimiento estacionario y parcialmente estacionario

Para determinar la velocidad en el fondo en el caso de los regímenes estacionario y parcialmente estacionario, se deberá conocer en el punto considerado el coeficiente de reflexión y la fase del oleaje reflejado e irradiado. El módulo de la velocidad se podrá determinar por,

$$\left|u_{b,e}\right| = \omega A_b \left(1 + \left|C_R\right|\right) = \frac{\omega H_I \left(1 + \left|C_R\right|\right)}{2 \sinh kh} \tag{4.442}$$

En estos casos se deberá tener en cuenta que la oscilación presenta puntos nódales y antinodales; dependiendo de las características del oleaje incidente, incluida la dirección de abordaje, el nivel de reflexión y la granulometría de los granos del suelo, se podrán formar diferentes estructuras ondulatorios en el fondo y a pié de dique con zonas localizadas erosivas y acumulativas.

En presencia de ola y corriente

En el caso en el que el oleaje sea concomitante con una corriente oblicua a él (o un movimiento oscilatorio de periodo mucho mayor que el del oleaje, p.ej. mareas astronómica y meteorológica, corriente fluvial, etc,) la estructura de la capa límite es muy compleja y la tensión tangencial y su dirección resultante

Para determinar la tensión en el suelo debida a la acción del oleaje en presencia de una corriente se podrá aplicar la siguiente ecuación,

$$\tau_{w,c} = \rho_w \kappa u_{w,c}^2 \tag{4.443}$$

$$u_{w,c}^2 = \frac{g}{\kappa^2 C_f} u_c^2 + \frac{f_w}{2\kappa^2} u_b^2 (\sin \omega t)^2 + s \frac{\sqrt{g}}{\kappa C_f} u_c \frac{1}{\kappa} \sqrt{\frac{f_w}{2}} u_b (\sin \omega t) \sin \phi \tag{4.444}$$

C_f es el coeficiente de Chezy, $\kappa \approx 0{,}4$ y u_c es la velocidad de la corriente y ϕ es el ángulo entre la corriente y las olas ($\phi = 0$, olas perpendiculares a la corriente). En general el coeficiente de Chezy varía en el rango $[35 < C_f < 85]$, correspondiendo el valor más pequeño con la fricción máxima y recíprocamente.

4.9.3.4 Formas rítmicas de pequeña escala y lecho plano

Una vez superada la tensión tangencial de inicio de movimiento, los suelos no cohesivos comienzan a desarrollar formas rítimicas de pequeña escala, rizaduras y dunas, hasta alcanzar un valor a partir del cual el lecho entero desliza en láminas, movilizando los granos hasta una cierta profundidad pudiendo alcanzar espesores de lecho del orden de $10D_{50}$.

La presencia de rizaduras y dunas puede ser importante porque, en la mayoría de los casos, su evolución está acompañada con un refuerzo de la puesta en suspensión del sedimento. En estas condiciones, la presencia de una corriente débil ayuda a transportar este sedimento en sentidos preferenciales.

4.9.3.5 Formas rítmicas de gran escala

Cuando el oleaje es parcialmente estacionario, p.ej. frente a un dique de abrigo, se desarrollan barras longitudinales y radiales cuya amplitud, longitud de onda y ubicación depende de las características del movimeinto oscilatorio, principalmente coeficiente de reflexión y desfase, y del diámetro y densidad de los granos del lecho. En función de ellos, se podrá acumular sedimento a pié de dique o producir su socavación.

En el capítulo 2 de la ROM 1.0 dedicado al predimensionamiento de los diques de abrigo, se detalla la estructura local del flujo producido por la interacción del movimiento del fluido y la presencia del dique, los cambios de alineación y el morro, en particular la generación y emisión de vórtices de diferentes escalas. Este aspecto es relevante y se recomienda tenerlo en cuenta en el proyecto de diques sobre lechos erosionables.

4.9.3.6 Licuefacción y "atubamiento"

La licuefacción se produce cuando el material granular pierde su resitencia al corte y se comporta como una masa fluida. La tensión efectiva puede anularse por aumento de la presión intersticial, por la aplicación de cargas estáticas o dinámicas (sismo, oleaje, deslizamientos, etc.). Los fondos marinos más sensibles a la licuefacción son los constituidos por arenas finas, arenas saturadas sin drenaje y arenas sueltas (de baja densidad relativa). La presencia de gas mezclado con agua aumenta la probabilidad de licuefacción. La licuefacción inducida por el oleaje puede ser momentánea (sifonamiento inducido) o residual.

Comentario. Cuando la superficie libre del mar oscila, la presión en el fondo varía periódicamente. En el caso de un movimiento progresivo, la presión aumenta con el paso de la cresta y se reduce con el paso del seno; Si el movimiento es estacionario, la presión no cambia en los nodos y pasa de máxima a mínima en un semiperiodo en los antinodos. Por tanto, el suelo se comprime durante las crestas y en los antinodos positivos y se expande con los senos y en los antinodos negativos. La superficie libre y la superficie del suelo están desfasadas del orden de π, por lo que se generan tensiones tangenciales y tensiones normales en el suelo que varían periódicamente con el tiempo. Las deformaciones tangenciales del suelo

provocan un reacomodo de los granos del suelo a expensas del volumen de poroso, presionando el agua contenida en ellos y, posiblemente, aumentando la presión intersticial si el drenaje o el flujo no se establece de forma inmediata y tarda un cierto tiempo en iniciarse.
Como el movimiento externo y forzador es periódico, el proceso en el suelo se repite con el periodo de movimiento. Por tanto si el periodo es inferior al tiempo que tarda el suelo en recuperarse (drenar el exceso de presión intersticial), se produce una acumulación o exceso de presiones en el fluido. Este exceso de presiones intersticiales puede modificar la magnitud de las fuerzas en los puntos de contacto entre partículas, influyendo sobre los parámetros de resistencia y deformación del suelo. En el proceso se puede exceder la presión de confinamiento de los granos del suelo, los granos quedan libres y suelo comienza a actuar como un líquido; este estado se conoce con el nombre de licuefacción residual del suelo.
Por otra parte, durante el paso del seno en la onda progresiva y en el antinodo en una onda estacionaria, el exceso de la presión intersticial sobre la hidrostática es negativa; si el suelo está saturado el gradiente de presiones no es muy grande, pero si el suelo no está saturado, porque contiene, bolsas de aire o gas, el gradiente de presiones puede ser muy importante, particularmente en las proximidades de la superficie del lecho. El flujo vertical de agua simultáneo con el gradiente de presiones, produce una fuerza de arrastre en las partículas del suelo que conjuntamente con la acción del gradiente de presiones, puede exceder el peso sumergido de los granos del lecho, alcanzando el estado de licuefacción. Este mecanismo se denomina licuefacción momentánea.
El papel de los grupos de olas en ambos mecanismos de licuefacción puede ser relevante. En el caso de la licuefacción residual la acumulación de la presión intersticial depende del tiempo, pasando de presiones máximas a mínima en el semiperiodo del grupo. Además, el nivel "medio" del mar sigue el movimiento de la superficie del fondo, desciende con el paso de las olas grandes del grupo y asciende con el paso de las olas pequeñas. Ambos procesos aumentan la posibilidad de provocar la licuefacción del suelo. Esta situación es aún más relevante cuando el grupo es reflejado en un dique porque los procesos descritos se refuerzan aún más en los antinodos, es decir en el pié del paramento del dique. Además, las velocidades máximas ascensionales se producen $T/4$ antes que la producción de la presión máxima, reforzando "el aflojamiento" de los granos del suelo.
La licuefacción residual del suelo se puede alcanzar también por la ocurrencia de terremotos. La licuefacción instantánea puede ocurrir con los maremotos, oscilaciones en dársenas y otras ondas largas que provocan gradientes verticales de presión y velocidad importantes.

4.9.3.6.1 LICUEFACCIÓN RESIDUAL

Se genera por la acción cíclica del oelaje y las tensiones tangenciales; los factores principales que afectan este proceso son la densidad relativa de las arenas y las condiciones de drenaje. Puede producirse, no sólo por la acción de las oscilaciones del mar, sino también por terremotos, explosiones submarinas, deslizamiento de un talud y por el movimiento de "cabeceo" inducido en diques verticales, p.ej. construidos con cajones prefabricados, por las oscilaciones del mar. En el emplazamiento, en ausencia de contornos reflejantes la licuefacción residual puede ocurrir durante el paso de ondas progresivas.

Comentario. La presencia de un estrato impermeable, a poca profundidad, bajo arenas sueltas favorece su licuefacción.

4.9.3.6.2 LICUEFACCIÓN MOMENTÁNEA

En mantos granulares de tamaños de arena o inferiores se recomienda comprobar su sensibilidad a la licuefacción debido a los excesos de presión intersticial, en función de su capacidad de drenaje del flujo inducido por las oscilaciones del mar, de sus escalas temporales y espaciales: olas, grupo de olas y mareas y tipos de oscilación: progresivo, estacionario y parcialmente estacionario.

Alcanzada la velocidad crítica, el grano flota y el suelo "fluidifica". Se recomienda considerar el inicio de la licuefacción cuando la fuerza ascensional debida al flujo de salida iguala el peso específico del suelo saturado,

$$I_{lím} = (1-n)(S-1) \tag{4.445}$$

$$S = \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \tag{4.446}$$

donde n es la porosidad del suelo y ρ_s y ρ_w son las densidades del sedimento y del agua, respectivamente. Si el espesor de la capa de suelo es d_s la condición de licuefacción se puede escribir de forma análoga, expresando el gradiente hidráulico I

$$I = \left(\frac{\Delta h}{d_s}\right)_{lím} = (S-1) \tag{4.447}$$

El problema se puede agudizar si la erosión progresa y se forma un canal continuo o "tubo", que se propaga en la dirección de propagación de las olas, reduciendo el recorrido o longitud del flujo de filtración, L_f. En estas condiciones, el máximo gradiente hidráulico admisible para evitar el "atubamiento" debe satisfacer la siguiente desigualdad,

$$I_{lím} = \left(\frac{\Delta h}{L_f}\right)_{lím} \leq 0{,}87\alpha_f c_f (S-1)\left(0{,}68 - 0{,}10 \ln c_f\right) \tag{4.448}$$

$$\alpha_f = \left(\frac{d_s}{L_f}\right)^{\frac{0{,}28}{\left(\frac{d}{L_f}\right)^{2{,}8} - 1}} \tag{4.449}$$

$$c_f = 0{,}25 D_{70} \left(\frac{g}{\nu K_f L_f}\right)^{\frac{1}{3}} \tag{4.450}$$

donde $g = 9{,}8 (m^2/s)$ y en ausencia de información específica se podrá adoptar $D_{70} \approx 1{,}25 D_{50}$.

Comentario. La licuefacción momentánea que se produce por un gradiente vertical de presiones se ve favorecida por la presencia de gas mezclado con el agua. Las zonas intermareales y las que tienen una gran actividad biológica son las más susceptibles de experimentar esta modalidad de licuefacción.

4.9.4 Comportamiento de mantos, núcleo y rellenos

En este apartado se dan algunas recomendaciones para la descripción y caracterización del terreno atendiendo sus propiedades geotécnicas: mecánicas y deformabilidad y su comportamiento hidráulico frente a las oscilaciones del mar. Éstas se pueden aplicar tanto al terreno natural como a los mantos, rellenos y núcleos ampliamente utilizados en las obras marítimas y portuarias y que, con carácter general se denomina, en estas recomendaciones, suelo.

4.9.4.1 Descripción en el estado

Se recomienda que la descripción y caracterización terreno, mantos, núcleo y rellenos frente a las oscilaciones del mar se realice en función de los valores de los parámetros de identificación, de estado, mecánicas y otros, de acuerdo con la ROM 0.0 (18). En cualquier caso, tanto en fase de predimensionamiento como de verificación, se deberá tener en cuenta la ROM 0.5-05.

4.9.4.1.1 Arenas y gravas

En el caso de capas de arena y grava el ángulo de rozamiento interno ϕ es una propiedad del material y de su estado tal y como se recoge en la Tabla 4.4.11,

(18) En la R.O.M. 0.5-05 se proporciona una descripción detallada de los parámetros del terreno, suelos y rocas.

Tabla 4.4.11. Ángulo de rozamiento interno de los sistemas granulares

Tipo de suelo	ϕ
Grava suelta	35
Grava muy densa	44
Arena suelta	30
Arena muy densa	39

El material vertido o descargado desde tubería estará suelto y por tanto los ángulos de fricción, activo y pasivo serán iguales.

4.9.4.1.2 Piedras

En el caso de piedras, el ángulo de rozamiento interno depende del estado de los puntos o superficies de contacto entre las piedras del manto ya que éstos son posibles zonas de rotura de la roca. En estos casos el ángulo ϕ depende del ángulo en reposo ϕ_0 de la roca sin roturas, de un parámetro R^* $[0 \leq R^* < 15]$ representativo de la forma de la piedra y su grado de empaquetamiento (porosidad) y del cociente de la tensión efectiva equivalente de la roca (particulada) s^*, y de la tensión normal efectiva σ_c obtenida de ensayos de resistencia a compresión simple. En general, este cociente es función del diámetro de la piedra, $[0{,}2 \leq s^*/\sigma_c \leq 1{,}0]$ y $s^*/\sigma_c = f(l_p)$, donde l_p es el lado de cubo equivalente o diámetro mediana de la piedra.

$$\phi = \phi_0 + R^* \log\left(\frac{s^*}{\sigma_c}\right) \tag{4.451}$$

4.9.4.1.3 Fricción entre mantos y capas y rellenos

El ángulo medio de rozamiento interno entre mantos y capas depende de la relación de diámetros de los materiales de cada manto o capa, de la forma de las partículas y de la granulometría, uniforme o no uniforme. Para piedras y suelos relativamente uniformes, una ecuación general para determinar este ángulo medio se puede expresar por,

$$\phi = a\left(\frac{l_{s,i}}{l_{s,i+1}}\right)^{-0{,}3} \tag{4.452}$$

donde, $l_{s,i}$, $l_{s,i+1}$ son los lados de cubo equivalente del manto superior e inferior respectivamente y a es un coeficiente que varía con la forma de las piedras, Tabla 4.4.12,

Tabla 4.4.12. Coeficiente para calcular el ángulo medio de fricción entre mantos

	Irregular	Redondeada	Esférica
a	70,0	61,5	50,0

Comentario. Esta expresión se puede extrapolar para estimar el ángulo medio de fricción entre dos mantos de bloques. El coeficiente de fricción entre espaldón y escollera y cajón y banqueta se recomendará en la ROM 1.1.

4.9.4.2 Propiedades geotécnicas

Se recomienda describir las propiedades geotécnicas de los terrenos sueltos mantos de escollera, núcleo, rellenos y suelos por los parámetros resistentes del modelo de Mohr-Coulomb en presiones efectivas y por los

parámetros de deformabilidad, módulos de elasticidad y de Poisson para un comportamiento elástico e índices de compresión y entumecimiento en los modelos edométricos.

Se tendrá en cuenta que, las propiedades geotécnicas de un manto de piedras dependen de la granulometría, tamaño y peso de las piedras y de su distribución espacial que definen su densidad aparente d_{ap} y permeabilidad.

El comportamiento geotécnico de los macizos rocosos se puede analizar mediante los siguientes parámetros de estado: índice de calidad geomecánica GSI, y factor de alteración D, y mecánicos: resistencia a compresión simple de la roca matriz σ_{ci}, y litología del macizo rocoso m_i.

Excepto en los casos en los que haya información específica, las propiedades geotécnicas para el predimensionamiento, con carácter general, se podrán describir con los valores nominales recogidos en la ROM 0.5.

4.9.4.3 Propiedades hidráulicas

Los dos parámetros principales que definen las propiedades hidráulicas de los mantos de piedras, núcleos, rellenos y suelo son la porosidad y la permeabilidad. Éstas, análogamente a las propiedades geotécnicas, dependen de su granulometría, tamaño y peso de las piedras y de su distribución espacial que definen su densidad aparente d_{ap}.

4.9.4.3.1 Índice de huecos y porosidad

La porosidad real del núcleo y de los mantos secundarios y principal depende, además, del grado de empaquetamiento y, por tanto, del método constructivo. Se recomienda que la porosidad real se ajuste a los intervalos indicados en la Tabla 4.4.13:

Tabla 4.4.13. Porosidad real de los mantos de piedras

Núcleo y Mantos	Porosidad
Todo uno	[0,32 – 0,38]
Piedras y escolleras	[0,35 – 0,42]

En el caso de mantos de piedras, el valor de la porosidad llevará asociado el valor de la compacidad y del número de piezas por unidad de superficie ajustándose a los siguientes criterios.

4.9.4.3.2 Permeabilidad

La permeabilidad de los mantos de piedras depende del régimen hidráulico y de la porosidad. En el mar y en los diques, en general, el régimen es turbulento. En el laboratorio, el régimen puede ser laminar o turbulento, dependiendo de la escala del ensayo [19]. En la tabla 4.4.14 se proporcionan los valores representativos de la permeabilidad de escolleras y suelos.

En general, la permeabilidad crece con el cuadrado del tamaño de la piedra D_{50}, en régimen laminar y con la raíz cuadrada del tamaño en régimen turbulento. D_{50} es el tamaño mediana de la granulometría de las piedras o suelo.

(19) Véase en el Anejo la sección "Análisis dimensional y efectos de escala en la experimentación hidráulica".

Tabla 4.4.14. ***Permeabilidad de los mantos de piedra y lechos***

	Tamaño, D_{50}	Reg. hidráulico	Permeabilidad *(m/s)*
Escollera 1	[0,85 – 2,5] *(m)*	Turbulento	1.00
Escollera 3	[0,1 – 0,3] *(m)*	Turbulento	0.30
Grava	[1 – 8] *(cm)*	Turbulento	0.10
Arena gruesa	[0,7 – 3] *(mm)*	Transitorio	10^{-3}
Arena fina	[0,12 – 0,75] *(mm)*	Laminar	10^{-5}
Limo y arcilla	[0,001 – 0,05] *(mm)*	Laminar	10^{-7}

4.9.4.4 Regímenes hidráulicos

El carácter cíclico de las oscilaciones del mar y la variabilidad temporal de la amplitud puede influir significativamente en el comportamiento del terreno. La velocidad de drenaje depende de la permeabilidad, la cual depende del régimen hidráulico y éste depende del periodo y de la amplitud de la oscilación y de la porosidad del lecho granular.

4.10 VARIABLE ALEATORIA Y PROBABILIDAD

Una variable aleatoria X es una función medible que asigna valores reales a los elementos del espacio muestral S_p, sobre el que se realiza el experimento, $X : S_p \rightarrow (-\infty,\infty)$, con $\omega \rightarrow x = X(\omega)$. Dependiendo de la naturaleza del conjunto de valores que puede tomar la variable, ésta se clasifica como discreta o continua. Una variable aleatoria que toma valores en un conjunto contable $\{x_1, x_2, x_3, \ldots, x_n, \ldots\}$ se dice que es una variable discreta; si la variable puede tomar cualquier valor real entre dos límites (acotados o no), se dice que es continua.

4.10.1 Funciones de densidad y de distribución

La finalidad de estas funciones es describir de la forma más precisa posible la incertidumbre de la variable aleatoria. La función de densidad de probabilidad de una variable aleatoria, X, continua, $f(x)$, mide la intensidad o tasa de probabilidad del valor x, de forma que la probabilidad de ocurrencia de un suceso, A, se determina como

$$\Pr[A] = \int_A f(x)\,dx \tag{4.453}$$

$f(x)$ es una función no negativa, integrable y el dominio de definición de la variable X es $(-\infty,\infty)$, se verifica:

$$\lim_{x\to\infty} f(x) = 0 \qquad \lim_{x\to-\infty} f(x) = 0 \qquad \int_{-\infty}^{\infty} f(x)\,dx = 1 \tag{4.454}$$

Comentario. Si el dominio de definición de la variable aleatoria se discretiza en pequeños incrementos, Δx, la función de densidad de probabilidad se puede definir por la probabilidad de que el valor, x_0 la variable aleatoria caiga dentro del intervalo, $[x - \Delta x/2,\ x + \Delta x/2]$, de tal forma que,

$$\Pr\left[x - \frac{\Delta x}{2} \le x_0 \le x + \frac{\Delta x}{2}\right] = f(x_0)\,\Delta x \tag{4.455}$$

Comparando esta definición con la del apartado se observa que el suceso A es el suceso que el valor de la variable aleatoria esté en el intervalo $[x - \Delta x/2,\ x + \Delta x/2]$.

La función de distribucion de probabilidad de X o función de distribución acumulada, es una funcion $F(x)$ que asigna a cada suceso $X(\omega) \le x$, su probabilidad de ocurrencia,

$$F(x) = \Pr[X(\omega) \le x] \tag{4.456}$$

donde, $F(x)$ es una función creciente que toma valores en el intervalo $[0,1]$, que se calcula a partir de la función de densidad como,

$$F(x) = \int_{-\infty}^{x} f(u)\,du, \quad F(x=\infty) = 1 \tag{4.457}$$

Por otra parte, la funcion de densidad, $f(x)$, puede calcularse como la derivada de la función de distribución,

$$f(x) = \frac{dF}{dx} \tag{4.458}$$

Si X es una variable aleatoria discreta, la función de de masa de probabilidad se define como la función que asigna a cada suceso $X(\omega) = x_i$, su probabilidad de ocurrencia, $p = \Pr(X = x_k)$, donde, x_k, es un valor que puede tomar la variable aleatoria y, k, indica el número de orden del valor. $F(x)$ se calcula como la suma de las probabilidades de todos los posibles valores de X, menores o iguales que x,

$$F(x) = \sum_{x_k \le x} \Pr(X = x_k) \tag{4.459}$$

Comentario. Las variables aleatorias discretas sólamente pueden tomar valores en puntos concretos y por ello el valor de la función de densidad en el punto, x_0, es el valor de la "masa de probabilidad allí concentrada", $p(x_0)$. Cuando la variable aleatoria es continua, el valor de la probabilidad en el intervalo es igual al producto del valor unitario de probabilidad o densidad de probabilidad, $f(x)$ por la anchura del intervalo, $f(x_0)\Delta x$.

En cada uno de los casos, el nombre de la función de probabilidad lleva asociado "de masa" o "de densidad". Por simplicidad, en estas notas se usará el nombre de función de densidad de probabilidad para ambas funciones, puesto que el contexto de aplicación, variables aleatorias discretas y continuas, es, por sí mismo, suficientemente aclaratorio.

La función de distribución, en ambos casos, se denomina, acumulada, lo que es una explicación de cómo se calcula, en un caso, como suma de valores discretos, $p(x_0)$ y, en el otro, por la suma o integral del área bajo la función de densidad en el intervalo, $f(x_0)\Delta x$.

4.10.2 Población y Muestra

La población de un determinado factor de proyecto está formada por todos los valores posibles que puede tomar. En general, no es posible conocer la población sino una pequeña parte de ella, una muestra que es, por tanto, una información incompleta de la población.

La muestra es la información disponible y, partir de ella, se puede obtener información referente a la población mediante la elaboración de un modelo de probabilidad. El proceso de construir este modelo se conoce con el nombre de inferencia estadística; este proceso es inductivo puesto que se procede desde lo específico, la muestra, hacia lo general la población. Los procedimientos más comunes para la inferencia son el estimador puntual, la estimación del intervalo de confianza y el test de hipótesis.

Una vez que se dispone de un modelo de probabilidad, éste se puede utilizar para obtener información sobre una muestra. El procedimiento viene gobernado por las reglas de la probabilidad y es, esencialmente, un proceso deductivo puesto que se procede desde lo general, modelo, y se aplica a lo particular, la muestra.

4.10.2.1 Espacio muestral, S_p y muestra, S_m

Cuando no es posible anticipar los valores de observaciones repetidas de un factor de proyecto, es práctico describir el factor como una variable aleatoria, U, que representa la población. El conjunto de todos los valores posibles de la población se denomina espacio muestral, S_p. Las realizaciones (observaciones) de U se representan por u. Un conjunto de realizaciones es una muestra, S_m, la cual es un subconjunto de S_p.

4.10.2.2 Medidas muestrales y valores muestrales

Un experimento en el cual se mide u observa, en un intervalo de tiempo, n veces de forma aleatoria un factor de proyecto, U, proporciona una muestra de n valores, u_i, $i = 1, \ldots, n$, o $\{u_i\}_n$. A partir de esa muestra, se pueden obtener unos valores muestrales o estadísticos descriptivos, de acuerdo con el siguiente procedimiento:

1. Ordenación de los datos en función de su magnitud creciente, produciendo una secuencia ordenada de valores $\{u_{(i)}\}_n$ donde $u_{(1)}$ es la observación de valor más pequeña y $u_{(n)}$ es la observación mayor. El rango de los datos viene definidio por $[u_{(n)} - u_{(1)}]$.
2. Algunas valores muestrales son:

- media muestral: $\bar{u} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} u_i$
- media cuadrática muestral: $u_{rms} = \frac{1}{n}\sqrt{\sum_{i=1}^{n} u_i^2}$
- moda muestral: $\breve{u}$ el valor más frecuente en la muestra
- mediana muestral: $\tilde{u}$ el valor centrado de las medidas
- varianza muestral: $s_u^2 = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n} u_i\left(u_i - \bar{u}\right)^2$
- desviación estandar muestral: s_u
- coeficiente de variación muestral: $c_\upsilon = \frac{s_u}{\bar{u}}$

Para el caso de dos o más variables se pueden definir, entre otros, la covarianza muestral y el coeficiente de correlación muestral:

- covarianza muestral: $C_{u,v} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(u_i - \bar{u}\right)\left(\upsilon_i - \upsilon\right)$
- coeficiente de correlación muestral, $r_{u,v} = \frac{C_{u,v}}{s_u s_v}$, $-1 \le r_{u,v} \le 1$

Comentario. Durante el experimento se pueden observar simultáneamente más de una variable aleatoria de tal forma que la muestra estaría formada por n vectores, $\hat{u}_i$, $i = 1, \ldots, n$, que podrían analizarse conjunta o separadamente.

Para el caso de dos o más variables se pueden definir, entre otros, la covarianza muestral y el coeficiente de correlación muestral.

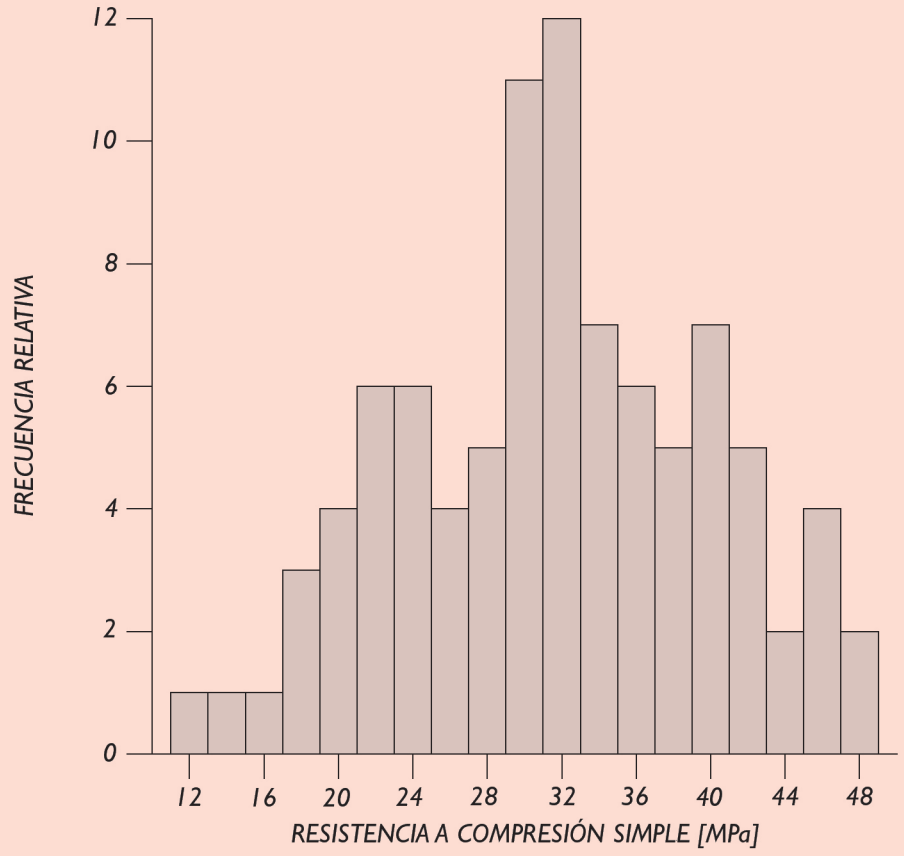
- covarianza muestral: $C_{u,v} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(u_i - \bar{u}\right)\left(\upsilon_i - \upsilon\right)$
- coeficiente de correlación muestral, $r_{u,v} = \frac{C_{u,v}}{s_u s_v}$, $-1 \le r_{u,v} \le 1$

4.10.2.3 Histograma de frecuencias

Si el tamaño de la muestra es suficientemente larga, es útil agrupar los datos en k intervalos de anchura Δu_j de frecuencias q_j igual al número de observaciones x incluídas en Δu_j. Definida la frecuencia relativa por $f_j = q_j/n$, se puede dibujar un histograma o distribución frecuencial de la muestra, $[j * \Delta u_j, f_j]$ y el histograma de frecuencias relativas acumuladas, $[j * \Delta u_j, F_j]$ donde $F_j = \sum_{i=1}^{j} f_i$.

Ejemplo. En la figura 4.4.24 se muestrean simultánemente dos propiedades del hormigón, la densidad y la resistencia a compresión simple que son parámetros de estado y mecánico, respectivamente.

Figura 4.4.24. ***Ejemplo de un histograma de frecuencias para la resistencia a la comprensión simple del hormigón***



4.10.3 Variables aleatorias continuas y discretas

Una variable aleatoria, *(v.a.)*, que toma valores en un conjunto contable, $\{x_1, x_2, x_3, \ldots, x_n, \ldots\}$, se dice que es una v.a. discreta. Una variable aleatoria que puede tomar cualquier valor real entre dos límites (acotados o no), se dice que es una v.a. continua.

Ejemplo. En un punto fijo del mar, el desplazamiento vertical de la superficie libre del mar, $\eta(t)$, medido durante un intervalo de tiempo $t_o \leq t \leq t_o + D_t$, es una variable aleatoria. En principio, $\eta(t)$ puede ser cuaquier valor real, se trata, por tanto, de una variable aleatoria continua. A partir de ella se puede definir la variable altura de ola como la máxima distancia vertical entre dos pasos ascendentes consecutivos por el nivel medio. La altura de ola es una variable aleatoria discreta puesto que toma valores en el conjunto de los números naturales.

En general, los valores que toma una variable aleatoria son inciertos, impredecibles o no deterministas. Por esta razón, la variable aleatoria se describe a través de la probabilidad de ocurrencia de los sucesos o conjuntos de valores posibles que la variable puede tomar.

La incertidumbre de la variable aleatoria U se modela por la función de distribución $F(u;\ \theta)$ donde F es una función matemática de los valores de u que la variable U puede tomar en el espacio muestral S_p El modelo teórico tiene uno o varios parámetros, representados por θ por tanto, $F(u;\ \theta)$ representa una familia de funciones dependiendo del valor del parámetro o parámetros, $\theta \subset \Omega_p$ donde Ω_p es el espacio paramétrico.

4.10.3.1 Funciones de densidad y de distribución de una variable discreta

La función de densidad, $p(u;\ \theta)$, se define tal que, $Pr[U = u] = p(u;\ \theta)$. Dado que esta función sólo está definida para valores concretos de u, se conoce también con el nombre de función de masa de probabilidad. La función de distribución F se calcula por, $F(u;\ \theta) = \sum_{t \le u} p(t;\ \theta)$, por ello, también se conoce con el nombre de función de probabilidad acumulada.

4.10.3.2 Funciones de distribución y de densidad de una variable continua

La función de densidad de probabilidad, $f(u;\ \theta)$ se define por,

$$\Pr\left[u - \frac{du}{2} \le U \le u + \frac{du}{2}\right] = f(u;\theta)\,du \tag{4.460}$$

La función $F(u;\ \theta)$, es la función de distribución acumulada y se define por $Pr[U \le u] = F(u;\ \theta)$ que expresa que, la probabilidad de que la variable aleatoria U tome un valor menor o igual que u viene dada por F. Si la variable U puede tomar valores en el dominio $[a,\ b]$, estas funciones se relacionan entre sí por,

$$F(u;\theta) = \int_a^u f(t,\theta)\,dt \tag{4.461}$$

$$\Pr[a \le u \le b] = F(b,\theta) = \int_a^b f(u,\theta)\,du = 1 \tag{4.462}$$

Ejemplo. La altura de las sucesivas olas que se presentan en un estado de mar es aleatoria. Bajo ciertas condiciones, bastante generales, la variable aleatoria altura de ola, $H = U$, sigue una función de distribución de Rayleigh,

$$F(H;H_{rms}) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2\right] \tag{4.463}$$

donde $H_{rms} = \theta$, es la altura de ola media cuadrática y es el parámetro de la distribución. La función de densidad, f se obtiene derivando al función de distribución, F,

$$f(H;H_{rms}) = \frac{2H}{H_{rms}} \exp\left[-\left(\frac{H}{H_{rms}}\right)^2\right] \tag{4.464}$$

El parámetro de la distribución, θ, no es único; en el caso de la distribución de Rayleigh se puede utilizar cualquier otro parámetro estadístico como p. ej. la altura de ola significante, H_s, la altura de ola media, H_m, etc.

4.10.3.3 Descriptores estadísticos: esperanza y momentos

La esperanza de una función h de una variable aleatoria discreta se define por,

$$E[h(U)] = \sum_{\forall t} h(t)\,p(t;\theta) \tag{4.465}$$

Si la variable es continua en un dominio acotado $[a \le u \le b]$, la esperanza de la función h se define por,

$$E[h(U)] = \int_a^b h(u)\,f(u;\theta)\,du \qquad a \le u \le b \tag{4.466}$$

probado que la integral es finita. [20]

(20) $p(u;\theta)$ y $f(u;\theta)du$ en realidad son factores de peso que permiten evaluar el promedio ponderado de $h(U)$.

4.10.3.3.1 Valor esperado y varianza

El momento de orden r alrededor del origen se calcula mediante la operación anterior con, $h(U) = U^r$. Para $r = 1$ se obtiene el valor esperado de U, $E[U] = \mu_1$. El valor medio cuadrático de U se define haciendo, $r = 2$, $E[U^2] = \mu_2$.

El momento de orden r alrededor de la media $E[U]$, se define mediante la operación anterior, haciendo,

$$h(U) = [U - E[U]]^r \tag{4.467}$$

La varianza de U se obtiene con $r = 2$

$$Var[U] = E\left[\{U - E[U]\}^2\right] = E\left[U^2\right] - \{E[U]\}^2 = \mu_2 \tag{4.468}$$

La raíz cuadrada de la varianza es la desviación estándar, $s[U]$, de U.

Además del valor esperado $E[U]$ y de la varianza en estas Recomendaciones se emplean otros valores relacionados con la función F.

4.10.3.3.2 Cuantil

El cuantil de orden q, representado por u_q, se define por la ecuación, $F(u_q;\theta) = q$ (21).

4.10.3.3.3 Moda

Para una variable continua, la moda, $\breve{u}$, es el valor mas probable de la muestra y se obtiene como la raíz de la ecuación, $d/du\{f(\breve{u};\theta)\} = 0$, que es el valor máximo de la función de densidad, f.

4.10.3.3.4 Coeficiente de variación

Es el cociente entre la desviación estándar y la media,

$$c_v(U) = \frac{S(U)}{E[U]} = \frac{\sqrt{\mu_2}}{\mu_1} \tag{4.469}$$

4.10.3.3.5 Sesgo y curtosis

Son factores que definen la forma de la función F. El sesgo se define por, $\gamma_1 = \mu_3/(\mu_2)^{3/2}$ (22). La curtosis se define por, $\gamma_2 = \mu_4/(\mu_2)^2$ (23).

4.10.3.3.6 Valores característicos e intervalo de confianza

Tal y como se ha visto, dada una variable aleatoria U y un nivel de probabilidad requerido $p(0 \le p \le 1)$, se define el valor cuantil pésimo, u_p, como el menor valor de u, que satisface la desigualdad $F(u) > p$.

(21) P.ej. el cuantil de orden 0.05, denominado también percentil del 5%, es excedido por el 95% de todas las medidas. El cuantil de orden 0.5 corresponde con el valor mediana de la muestra.
(22) Valores positivos del sesgo indica que la cola de la derecha de la función de densidad es mayor que la cola de la izquierda. Cuando el sesgo es nulo, la función de densidad es simétrica.
(23) La función de densidad normal tiene una curtosis igual a 3. Cuando la función de densidad tiene $\gamma_2 > 3$, la función es más picuda que la normal.

Para toda variable aleatoria, se puede definir un rango de valores, acotado superior e inferiormente, denominado intervalo de confianza, en el que, realizada una prueba estadística y repetida en condiciones idénticas, es esperable que los sucesivos valores muestrales tomen valores en un tanto por ciento de los casos.

Los valores que definen el intervalo de confianza, se denominan valor característico superior e inferior respectivamente. Por definición, para variables continuas, la probabilidad de que un valor dado del parámetro o variable de proyecto, caiga dentro del intervalo de confianza es,

$$\Pr\left[U_{k,\inf} < U < U_{k,\sup}\right] = \Pr\left[U_{k,\sup} < U\right] - \Pr\left[U_{k,\inf} > U\right] = \left(1-\alpha\right) \qquad 0 < \alpha < 1 \tag{4.470}$$

El valor de la probabilidad $(1 - \alpha)$, se conoce con el nombre de nivel o coeficiente de confianza.

4.10.4 Funciones de densidad y distribución conjunta

De forma análoga al caso de una sóla variable aleatoria se pueden definir las funciones de densidad y distribución de varias variables aleatorias denominadas, genéricamente, con el nombre de conjunta. Para el caso de dos variables aleatorias continuas, $(u - v)$, la función de densidad conjunta se define de la siguiente forma,

$$\Pr\left[\left(u-\frac{du}{2} \le U \le u+\frac{du}{2}\right) \cap \left(\upsilon-\frac{d\upsilon}{2} \le V \le \upsilon+\frac{d\upsilon}{2}\right)\right] = f\left(u,\upsilon;\theta\right)dud\upsilon \tag{4.471}$$

y la función de distribución conjunta,

$$F\left(u,\upsilon;\theta\right) = \int_a^u \int_c^\upsilon f\left(u,\upsilon;\theta\right)dud\upsilon \tag{4.472}$$

donde, θ, son los parámetros de la función y los dominios de las variables son, $[a \le u \le b]$ y $[c \le \upsilon \le e]$, y, en consecuencia,

$$f\left(u,\upsilon;\theta\right) = \frac{\partial^2 F\left(u,\upsilon;\theta\right)}{\partial u \partial \upsilon} \tag{4.473}$$

4.10.4.1 Funciones condicionadas

Las funciones de densidad y distribución de una de las variables condicionada a la ocurrencia de un valor o un rango de valores de la otra se conocen con el nombre de funciones condicionadas. La función de densidad de la variable u, condicionada a que la variable υ esté en el intervalo $[\upsilon - d\upsilon \le \upsilon \le \upsilon + d\upsilon]$ es,

$$f\left(u|\upsilon;\theta\right) = \frac{f\left(u,\upsilon;\theta\right)}{f\left(\upsilon;\theta\right)} \tag{4.474}$$

$$f\left(u,\upsilon;\theta\right) = f\left(u|\upsilon;\theta\right)f\left(\upsilon;\theta\right) = f\left(\upsilon|u;\theta\right)f\left(u;\theta\right) \tag{4.475}$$

Si las variables u y υ son independientes, $f(u|\upsilon;\theta) = f(u;\theta)$, y, por tanto,

$$f\left(u,\upsilon;\theta\right) = f\left(\upsilon;\theta\right)f\left(u;\theta\right) \tag{4.476}$$

4.10.4.2 Funciones marginales

Son las funciones de densidad y de distribución de una de las variables, independientemente de los valores de la otra y se obtienen por,

$$f(u;\theta)=\int_c^e f(u,v;\theta)\,dv; \qquad F(u;\theta)=\int_a^u ds\int_c^e f(s,t;\theta)\,dt \tag{4.477}$$

$$f(v;\theta)=\int_a^b f(u,v;\theta)\,du; \qquad F(v;\theta)=\int_c^v ds\int_a^b f(s,t;\theta)\,dt \tag{4.478}$$

4.10.4.3 Valor condicionado esperado y varianza condicionada

Si U y V son variables aleatorias discretas con función de densidad conjunta, $p(u,v;\theta)$, la media condicionada de U a un valor dado de V es,

$$E\left[U\middle|V=v_j\right]=\sum_{i=1}^{n}u_i\,p\left(u_i\middle|v_j;\theta\right) \tag{4.479}$$

donde $p(u_i|v_j)$ es la probabilidad condicionada del valor u_i sabiendo que ha ocurrido el valor v_j. Análogamente,

$$E\left[V\middle|U=u_j\right]=\sum_{i=1}^{n}v_i\,p\left(v_i\middle|u_j;\theta\right) \tag{4.480}$$

El valor esperado de la media condicionada es,

$$E\left[E\left[U\middle|V\right]\right]=\sum_{i=1}^{n}E\left[U\middle|V=v_j\right]p\left(v_j;\theta\right) \tag{4.481}$$

Si U y V son variables continuas el valor medio condicionado de U dado que, $V=v$, es

$$E\left[U\middle|V=v\right]=\int_a^b uf\left(u\middle|v;\theta\right)du \tag{4.482}$$

Análogamente,

$$E\left[V\middle|U=u\right]=\int_c^e vf\left(v\middle|u;\theta\right)dv \tag{4.483}$$

La varianza condicional de U dado que $V=v$, es

$$Var\left[U\middle|V\right]=E\left[U^2\middle|V\right]-\left\{E\left[U\middle|V\right]\right\}^2 \tag{4.484}$$

4.10.4.4 Covarianza y correlación

La covarianza de dos variables aleatorias U y V, $Cov[U,V]$, es el valor esperado de los productos de sus desviaciones con respecto a sus medias,

$$Cov[UV]=E\left[\left(U-E[U]\right)\left(V-E[V]\right)\right]=E[UV]-E[U]E[V] \tag{4.485}$$

El coeficiente de correlación o covarianza normalizada, $\rho_{U,V}$, es

$$\rho_{U,V}=\frac{E\left[\left(U-E[U]\right)\left(V-E[V]\right)\right]}{\sqrt{Var[U]Var[V]}} \tag{4.486}$$

Si, $\rho_{U,V}=\pm 1$, la relación lineal entre las dos variables es pefecta y dibujados los pares de valores en un sistema cartesiano de coordenadas U y V, todos ellos caen encima de una recta. Si, $\rho_{U,V}=0$, no hay correlación o relación lineal entre las dos variables, lo que no quiere decir que las dos variables sean estadísticamente independientes. Por el contrario, si dos variables son estadísticamente independientes su coeficiente de correlación es

nulo. El coeficiente de correlación informa sobre el grado de asociación de dos variables, pero no da ninguna información sobre su relación de causa-efecto.

Comentario. Una vez definidas las variables aleatorias y las funciones de probabilidad, el siguiente objetivo es la descripción y la aplicación de diversos modelos que pueden ser utilizados en la descripción de los factores de proyecto, la evaluación de la probabilidad de fallo de un modo y la probabilidad conjunta de fallo. En la siguiente sección, se estudian las funciones de probabilidad, de densidad y de distribución, necesarias para modelar el comportamiento de una población, distinguiendo entre modelos de variables discretas y modelos de variables continuas.

4.10.5 Modelos de una Variable Discreta

En esta sección se estudian las distribuciones estadísticas, funciones de densidad y de distribución, necesarias para modelar el comportamiento de variables discretas. Entre ellas se encuentran las distribuciones de Bernoulli, Binomial, Geométrica, Binomial Negativa, Multinomial y Poisson. Estos modelos se utilizan para evaluar la probabilidad conjunta de fallo de un tramo de obra en un intervalo de tiempo y, todos ellos, tienen por fundamento común el experimento de Bernoulli, también conocido con el nombre de proceso de Bernoulli.

4.10.6 Proceso de Bernoulli

El experimento estadístico más simple es aquel en el que sólo hay una prueba, tal y como es el caso de echar una moneda al aire y comprobar si cae de cara o de cruz. Análogamente, observado el estado de un dique de abrigo, la prueba tiene dos posibles resultados, que ha fallado o que no ha fallado. Ambos sucesos, fallo o no fallo, cara o cruz, son mutuamente excluyentes y forman una colección completa del conjunto de resultados posibles de la prueba. El resultado del experimento de esta naturaleza es una variable aleatoria de Bernoulli que sólo puede tomar dos valores. La función de distribución de este resultado se conoce con el nombre de distribución de Bernoulli.

Cuando en el experimento, en vez de realizar una sóla prueba, se hacen muchas, por ejemplo n, la serie de n pruebas se dice que constituye un proceso de Bernoulli. El término proceso puede aplicarse tanto al experimento realizado para analizar el comportamiento de un sistema en el espacio como en el tiempo.

Comentario. A la luz de lo expuesto, el año, se puede considerar como una prueba estadística. Así, observado durante un año el comportamiento de una sección de un dique de abrigo, se pueden obtener dos resultados, que ha fallado o que no ha fallado. La vida útil, V años, del dique, puede considerarse como un experimento estadístico formado por una secuencia de V pruebas, una por año, constituyendo un proceso de Bernoulli. Cada una de las pruebas (años) tiene dos resultados posibles, fallo o no fallo.
Análogamente, se puede dividir un dique de abrigo en tramos y analizar, en cada uno de ellos, si ha fallado o no. En este caso, cada tramo es una prueba y el estudio del fallo o no fallo en cada tramo, puede constituir una secuencia de pruebas, o experimento, denominada proceso de Bernoulli.
Para que la prueba y el experimento constituyan un proceso de Bernoulli deben cumplirse unos criterios generales que se analizan a continuación.

4.10.6.1 Criterios para la aplicación de un proceso de Bernoulli

Los criterios que gobiernan un proceso de Bernoulli son:

1. Cada prueba sólo tiene dos resultados posibles, $s = 2$, fallo o no fallo.
2. Fallo y no fallo forman una colección completa de sucesos (resultados).
3. Además, estos dos resultados son mutuamente excluyentes.
4. La probabilidad de ocurrencia del suceso fallo es constante, sea, p.
5. Por formar los sucesos una colección completa y ser mutuamente excluyentes, la probabilidad del suceso no fallo es constante e igual a $1 - p$.

6. Cada una de las n pruebas del experimento son independientes; el resultado de cualquiera de las pruebas no depende del resultado de las otras pruebas.

A partir de estos criterios, se pueden definir los principales modelos de probabilidad de variables aleatorias discretas. Para ello, se prestará especial atención a la identificación de la variable aleatoria y de los parámetros de la distribución.

Comentario. En ingeniería marítima interesa evaluar la probabilidad de fallo del tramo de la obra, por ello, la presentación de los modelos de probabilidad se realiza tomando el suceso fallo como suceso principal y, por tanto, es el que lleva asociado la probabilidad de ocurrencia p.

4.10.6.2 Distribución de Bernoulli, $B(n = 1;p)$

Las características de esta distribución son:

1. El experimento está formado por una sóla prueba, $n = 1$, valor determinado.
2. La variable aleatoria, X, es el resultado de la prueba, que, sólo puede ser fallo o no fallo $(1 \text{ ó } 0)$.

4.10.6.2.1 Función de densidad

La función de densidad de Bernoulli es,

$$\begin{aligned} p_X(x) &= \Pr[X = x; p] = p^x (1-p)^{(1-x)} \\ x &= 0,1 \qquad 0 \le p \le 1 \\ p_X(x) &= 0, \textit{ en otro caso} \end{aligned} \tag{4.487}$$

4.10.6.2.2 Descriptores estadísticos

- Valor medio de la variable: $E[X] = p$
- Varianza de la variable: $Var[X] = p(1-p)$

Ejemplo. La estabilidad de un dique en el laboratorio se realiza sometiendo la sección a un experimento formado por una única prueba. El resultado que se obtiene al final del experimento es si la sección ha fallado o no. Si la probabilidad de que la sección falle en el experimento es p, el resultado experimental sigue una distribución de Bernoulli. En general, se suele aceptar que la probabilidad p es la probabilidad de presentación del agente predominante que causa el fallo y por tanto presentado éste el fallo es un hecho cierto.

4.10.6.3 Distribución Binomial, $BN(n;p)$

Además de satisfacer las propiedades de un proceso de Bernoulli, las principales características de esta distribución son:

1. El experimento está formado por n pruebas; n es un valor determinado.
2. La variable aleatoria, X, es el número de fallos en las n pruebas (el experimento).
3. La probabilidad de fallo en cada una de las pruebas es constante e igual a p.

4.10.6.3.1 Funciones de densidad y distribución

La función de densidad de probabilidad Binomial es,

$$p_X(x) = \Pr[X = x; n; p] = \binom{n}{x} p^x (1-p)^{n-x}$$
$$x = 0,1,\ldots,n \qquad 0 \le p \le 1 \qquad \binom{n}{x} = \frac{n!}{x!(n-x)!} \tag{4.488}$$
$$p_X(x) = 0, \textit{ en otro caso}$$

La función de distribución es,

$$F_X(n) = \sum_{k=0}^{k=n} \binom{n}{k} p^k (1-p)^{n-k} \tag{4.489}$$

La función de probabilidad tiene $n + 1$ términos que representan las probabilidades de que ocurra ningún fallo $x_n = 0$ que ocurra un fallo, dos,…, n, $x_k = n$.

4.10.6.3.2 Descriptores estadísticos

- Valor medio del número de fallos en n pruebas:

$$E[X] = np \tag{4.490}$$

- Varianza del número de fallos en n pruebas:

$$Var[X] = np(1-p) \tag{4.491}$$

Si X_1 y X_2 son dos variable binomiales de parámetros (n_1, p) y (n_2, p) respectivamente, entonces $Y = X_1 + X_2$ es una variable aleatoria binomial de parámetros (n = $n_1 + n_2, p$).

Ejemplo. En el caso expuesto anteriormente sobre el resultado del ensayo, se supone ahora que la sección se somete a n *pruebas iguales, es decir se reconstruye la sección al final de cada prueba y se somete a la acción del mismo temporal. Supuesto que en las* n *pruebas se obtiene que en* m *de ellas el dique falla y en* n – m *no falla, la variable aleatoria* X *número de fallos sigue una distribución Binomial.*
El resultado de la prueba es un suceso compuesto que puede presentarse en diferentes combinaciones. Si $n = 4$ *y* $m = 1$*, la sección puede fallar en la primera prueba (ensayo) o en la segunda o en la tercera o en la cuarta. En consecuencia la probabilidad de fallo del suceso compuesto: un fallo en cuatro pruebas, es la suma de las probabilidades de cada uno de ellos, es decir,*

$$\Pr[X; n = 4, m = 1] = p(1-p)^3 + (1-p)p(1-p)^2 + (1-p)^2 p(1-p) + (1-p)^3 p = \binom{4}{1} p^1 (1-p)^{4-1} \tag{4.492}$$

Si presentado el agente la probabilidad de que falle la sección es $p = 0{,}1$*, la probabilidad de que ocurra un fallo en uno de los cuatro ensayos es* $\Pr[X;n = 4, m = 1] \simeq 0{,}29$ *y la probabilidad de que falle en los cuatro ensayos es* $\Pr[X;n = 4, m = 4] \simeq 10^{-4}$*. Si* $p = 0{,}85$*, entonces,* $\Pr[X;n = 4, m = 1] \simeq 0{,}01$*, y* $\Pr[X;n = 4, m = 4] \simeq 0{,}52$*. Estos resultados indican cómo crece la probabilidad de que en el experimento se produzcan más pruebas con fallo y se reduce la probabilidad de que el experimento acabe con pocos fallos. Si* $p = 0{,}5$ *los resultados más probables son: tener dos o tres fallos en los cuatro experimentos con la función de densidad asociada* $\Pr[X;n = 4, m = 1] \simeq 0{,}31$*. El número medio de fallos y la varianza del experimento son*

$$E[X, n = 4, p = 0{,}5] = np = 2 \tag{4.493}$$

$$Var[X, n = 4, p = 0{,}5] = E[X^2] - (E[X])^2 = np(1-p) = 1 \tag{4.494}$$

4.10.6.4 Distribución Geométrica, $G(r = 1;p)$

Las características de esta distribución son:

1. El experimento está formado por x pruebas.
2. El experimento continua hasta que ocurre el primer fallo, $r = 1$, valor determinado.
3. La variable aleatoria, X, es el número de pruebas realizadas hasta que ocurra el primer fallo

4.10.6.4.1 Funciones de densidad y distribución

La función de densidad de probabilidad geométrica es,

$$\begin{aligned} p_X(x) &= \Pr[X = x; r = 1; p] = p(1-p)^{x-1} \\ x &= 1,2,\ldots, \qquad 0 \le p \le 1 \\ p_X(x) &= 0, \textit{ en otro caso} \end{aligned} \tag{4.495}$$

La función de distribución es,

$$F_X(n) = \sum_{k=1}^{x} p(1-p)^{k-1} \tag{4.496}$$

4.10.6.4.2 Descriptores estadísticos

- Valor medio del número x de pruebas para tener el primer fallo,

$$E[X] = \frac{1}{p} \tag{4.497}$$

- Varianza del número x de pruebas para tener el primer fallo,

$$Var[X] = \frac{1-p}{p^2} \tag{4.498}$$

Comentario. El modelo geométrico se emplea para definir el periodo de retorno, que, con generalidad, se define como el número medio de años que deben transcurrir hasta que se produzca el primer fallo de la obra.
Supóngase que, un dique de abrigo ha sido calculado para resistir, sin fallo, la presentación de un estado de mar máximo cuya probabilidad de ocurrencia tomada del régimen extremal de oleaje o régimen de temporales es p. Este régimen se obtiene tomando el estado de mar máximo de cada año.
De esta forma el año es una prueba de Bernoulli; si se presenta un estado de mar de altura de ola significante mayor que la de cálculo, el dique falla; si es menor, el dique no falla. A la pregunta, cuántos años se debe esperar para que se produzca el primer fallo, se puede responder aplicando el modelo geométrico, tomando año por prueba y, preguntando, cuántas pruebas se deben hacer para obtener el primer fallo.
El valor esperado del número de pruebas es una primera aproximación a la respuesta. Dado que cada prueba es un año, el número medio de años que deben transcurrir hasta ocurrir el primer fallo es, $E[X] = 1/p = T_R$. Si, p.ej. la probabilidad asociada al estado de mar de cálculo es, $p = 0{,}05$, el periodo de retorno es $T_R = 20$ años.
Es interesante comparar este resultado con la probabilidad de que ocurra al menos un fallo durante la vida útil de la obra. Sea ésta $V = 25$ años; la probabilidad de que ocurra, al menos un fallo es, $p_f = 1 - (1-p)^V = 0{,}7226$. Ambos cálculos indican que es muy probable que la obra falle, al menos una vez, durante su vida útil, ya que p_f es muy alta y $T_R < V$.
Otra pregunta que frecuentemente se hace es cual es la probabilidad de que pasen n años antes se produzca un solo fallo; el valor de la variable aleatoria: número de pruebas (años) hasta que se produzca el primer fallo, en esquema binomial es que haya un fallo en dos pruebas del experimento, es decir, $n = 2$, $X = x = 1$.

$$F_X(2) = \sum_{x=1}^{2} \binom{2}{1} p^1 (1-p)^{2-1} = p + p(1-p) \simeq 0{,}14 \tag{4.499}$$

y la probabilidad de que al menos en dos años no ocurra el primer fallo es el valor complementario es decir $1 - F_X(2) \simeq 0.86$

Algunas veces se desea conocer la probabilidad de que haya al menos un fallo en la vida útil del tramo. Si la probabilidad de fallo anual es p*, la probabilidad,* $p_{f,ELU}$ *de tener en* V *años al menos un fallo se puede calcular como la suma de las probabilidades de que el fallo ocurra en el primer año, el segundo, … en el año* $n = V$*. Es decir,*

$$p_{f,ELU} = 1 - \sum_{x=1}^{x=V} \binom{V}{x} p^x (1-p)^{V-x} \tag{4.500a}$$

Lo que implica calcular $n = V$ *términos binomiales. Otra aproximación más directa puede obtenerse considerando la probabilidad del suceso complementario, es decir, que no haya ningún fallo* $(x = 0)$*, en los* $n = V$ *años.*

$$p_{f,ELU} = 1 - \binom{V}{x} p^x (1-p)^{V-x} = 1 - \binom{V}{0} p^0 (1-p)^{V-0} = 1 - \frac{V!}{0!(V-0)!} p^0 (1-p)^{V-0} = 1 - (1-p)^V \tag{4.500b}$$

4.10.6.5 Distribución Binomial Negativa, $BNn(n,r \geq 1;p)$

Las características de esta distribución son:

1. El experimento está formado por x pruebas.
2. El experimento continua hasta que ocurren, $r \geq 1$ fallos, donde r es un valor determinado.
3. La variable aleatoria, X, es el número de pruebas realizadas hasta que ocurren los r fallos.

4.10.6.5.1 Funciones de densidad y distribución

La función de densidad de probabilidad Binomial Negativa es,

$$\begin{aligned} p_X(x) &= \Pr[X = x; r; p] = \binom{x-1}{r-1} p^r (1-p)^{x-r} \\ x &= r, r+1, \ldots, \qquad 0 \leq p \leq 1 \\ p_X(x) &= 0, \textit{ en otro caso} \end{aligned} \tag{4.501}$$

La función de distribución es,

$$F_X(x) = \sum_{k=r}^{x} \binom{k-1}{r-1} p^r (1-p)^{k-r} \tag{4.502}$$

4.10.6.5.2 Descriptores estadísticos

- Valor medio del número x de pruebas para tener r fallos,

$$E[X] = \frac{r}{p} \tag{4.503}$$

- Varianza del número x de pruebas para tener r fallos,

$$Var[X] = \frac{r(1-p)}{p^2} \tag{4.504}$$

Este modelo de probabilidad generaliza el modelo geométrico en el cual la variable aleatoria es el número de pruebas que es necesario realizar hasta encontrar un fallo $(r = 1)$. Es frecuente encontrar la denominación de función binomial negativa al modelo de probabilidad cuya variable aleatoria es el número de fallos Y hasta que se produzcan r no fallos. De acuerdo con la nomenclatura anterior, esta variable es $Y = X - r$, y denominanado $1 - p$ es la probabilidad de que ocurra el fallo, entonces

$$\begin{aligned} p_Y(y) &= \Pr[Y = y; r; p] = \binom{r+y-1}{y} p^r (1-p)^y = \\ &= (-1)^y \binom{-r}{y} p^r (1-p)^y, \qquad y = 0,1,2,\ldots \\ p_Y(y) &= 0, \textit{ en otro caso} \end{aligned} \tag{4.505}$$

Si $r = 1$ el número de no fallos es uno, entonces la distribución binomial negativa es igual a la distribución geométrica.

4.10.6.6 Distribución de serie Logarítmica, $SL(r = 1;p)$

La distribución geométrica tiene la propiedad de conservar la probabilidad asociada a x pruebas hasta que ocurra el primer fallo, aunque en las primeras k pruebas del experimento haya habido k fallos. Para dotar al modelo de probabilidad de memoria de tal forma que, considere los resultados obtenidos a lo largo de las pruebas, se puede aplicar la distribución de serie logarítmica cuyas características son:

1. El experimento está formado por x pruebas.
2. El experimento continua hasta que ocurre el primer fallo, $r = 1$, valor determinado
3. La variable aleatoria, X, es el número de pruebas realizadas hasta que ocurra el primer fallo.

4.10.6.6.1 Funciones de densidad y distribución

La función de densidad de probabilidad serie logarítmica es,

$$\begin{aligned} p_X(x) &= \Pr[X = x; r = 1; p] = -\frac{(1-p)^x}{x \ln(p)} \\ x &= 1,2,\ldots, \qquad 0 \le p \le 1 \\ p_X(x) &= 0, \textit{ en otro caso} \end{aligned} \tag{4.506}$$

La función de distribución es,

$$F_X(x) = \sum_{k=1}^{x} \left(-\frac{(1-p)^k}{k \ln(p)} \right) \tag{4.507}$$

4.10.6.6.2 Descriptores estadísticos

- Valor medio del número x de pruebas para tener el primer fallo,

$$E[X] = \frac{1}{\ln(p)} \frac{1-p}{p} \tag{4.508}$$

- Varianza del número x de pruebas para tener el primer fallo,

$$Var[X] = \frac{E[X]}{p} - \{E[X]\}^2 \tag{4.509}$$

Comentario. En la distribución geométrica la probabilidad de ocurrencia del primer fallo, tras haber realizado $x-1$ pruebas sin fallo y realizar la prueba x decrece proporcionalmente a $1-p$, que es un valor constante e independiente de x. Por el contario la distribución de serie logarítmica decrece, $(1-p)^{x-1/x}$, que depende de x. Cuando x es pequeño, es decir, para las primeras pruebas, el factor de corrección es pequeño.

4.10.6.7 Distribución Multinomial, $MN(n;x_i;p_i;i = 1, \ldots, m)$

La distribución binomial se puede ampliar a un caso más general en el que el espacio muestral del experimento se divide en m sucesos mutuamente excluyentes con probabilidades de presentación, $p_1, p_2, \ldots, p_m$, y número de fallos por cada uno de las m particiones, $x_1, x_2, \ldots, x_m$. Las características de esta distribución son:

1. El experimento está formado por n pruebas; n es un valor determinado.
2. Los resultados se agrupan en m particiones, donde m es un valor determinado.
3. La probabilidad de fallo en cada una de las particiones es, $p_1, p_2, \ldots, p_m$ tal que $p_1 + p_2 + \ldots + p_m = 1$
4. Las variables aleatorias, X_i, $i = 1, \ldots, m$, es el número de fallos en cada una de las particiones y los valores adscritos satisfacen la condición $x_1 + x_2 + \ldots + x_m = \mathrm{n}$
5. Cada partición tiene una función de distribución marginal binomial, $B(n,p_i)$.

4.10.6.7.1 Funciones de densidad y distribución

La función de densidad de probabilidad Multinomial es,

$$\begin{aligned} p_{Xi=1,m}\left(x_{i=1,m}\right) &= \Pr\left[X_1 = x_i; \ldots\ X_m = x_m; n; p_1, \ldots\ p_m\right] \\ &= \frac{n!}{x_1!x_2!\ldots x_m!} p_1^{x_1} p_2^{x_2} \ldots p_m^{x_m} \\ 1 &= p_1 + p_2 + \ldots + p_m \end{aligned} \tag{4.510}$$

4.10.6.7.2 Descriptores estadísticos

- Valor medio del número de fallos en cada partición en n pruebas,

$$E\left[X_i\right] = np_i \tag{4.511}$$

- Varianza del número de fallos en cada partición en n pruebas,

$$Var\left[X_i\right] = np_i\left(1 - p_i\right) \tag{4.512}$$

Ejemplo. Esta distribución se puede aplicar para estimar la probabilidad de fallo de todo el dique de abrigo considerando que sus modos de fallo principales forman un conjunto completo de elementos mutuamente excluyentes. Supóngase que el dique tiene cinco modos de fallo $n = 5$, cuyas probabilidades de fallo en V años son $p_1, p_2, \ldots, p_5$. Si se normaliza esta probabilidad se tiene

$$p_{f,ELU} = p_1 + p_2 + \ldots + p_5 \tag{4.513}$$

$$p_m^* = \frac{p_m}{p_{f,ELU}}, m = 0,1,2\ldots,5 \tag{4.514}$$

el experimento consta de $n = 5$ respuestas; para cada modo de fallo se tiene una variable aleatoria X_r que define el número de respuestas que le corresponden a cada modo de fallo. Cada uno de los modos sigue una distribución binomial, basada en una prueba de Bernoulli, $BN(n = 5; p_m^*)$ de valor medio y varianza,

$$E\left[X_m\right] = np_m^* \tag{4.515}$$

$$Var\left[X_m\right] = np_m^*\left(1 - p_m^*\right) \tag{4.516}$$

La probabilidad de que sólo falle un modo cinco veces es,

$$p\left[X_1\right] = 5, X_2 = 0, \ldots, X_5 = 0, n, p_1^*, \ldots, p_5^* = \frac{5!}{5!0!\ldots,0!}\left(p_1^*\right)^5 = \left(p_1^*\right)^5 \tag{4.517}$$

y la probabilidad de que la sección falle una vez con cada modo es,

$$p\left[X_1 = 1, X_2 = 1, \ldots, X_5 = 1, n, p_1^*, \ldots, p_5^*\right] = \frac{5!}{1!1!\ldots,1!}\left(p_1^*\right)\left(p_2^*\right)\left(p_3^*\right)\left(p_4^*\right)\left(p_5^*\right) \tag{4.518}$$

Si se reparten las probabilidades por igual para los cinco modos entonces ambas probabilidades son iguales. Este mismo esquema se puede aplicar cuando se desea calcular la probabilidad de que un dique con cinco tramos independientes falle en la vida útil siempre en el mismo tramo, o una vez en cada tramo. Si todos los tramos se han calculado con la misma probabilidad porque el carácter de cada tramo es igual, entonces ambas probabilidades son iguales.

4.10.6.8 Distribución de Poisson, $P(v)$

En el caso en el que, n, el número de pruebas del experimento es muy grande y la probabilidad del suceso fallo es muy pequeña, pero se conservan todos los criterios requeridos para un proceso de Bernoulli, se puede definir el parámetro, v, o parámetro de Poisson, $v = np$, que representa el número medio de fallos habidos en el experimento de n pruebas y la función binomial se puede aproximar por la función de probabilidad de Poisson. Las características son:

1. El experimento está formado por n pruebas, donde n debe ser un número grande.
2. La variable aleatoria, X, es el número de fallos en las n pruebas, $X \geq 0$.
3. La probabilidad de fallo es p que debe ser un número pequeño.
4. El parámetro de Poisson es, $v = np$.

4.10.6.8.1 Funciones de densidad y distribución

La función de densidad de probabilidad de Poisson es,

$$\begin{aligned} p_X\left(x\right) &= \Pr\left[X = x; \nu\right] = \frac{\nu^x e^{-\nu}}{x!} \\ x &= 0,1,\ldots,n, \quad \nu = np, \quad 0 \leq p \leq 1 \\ p_X\left(x\right) &= 0, \textit{ en otro caso} \end{aligned} \tag{4.519}$$

La función de distribución es,

$$F_X\left(k\right) = \sum_{k=0}^{x} \frac{\nu^k e^{-\nu}}{k!}, \; x = 0,1,\ldots,n \tag{4.520}$$

4.10.6.8.2 Descriptores estadísticos

- Número medio de fallos: $E[X] = v$
- Varianza del número de fallos: $Var[X] = v$

4.10.6.9 Distribución de Poisson truncada, $P(v; X \geq 1)$

En el caso en el que el suceso $x = 0$, es decir, ningún suceso fallo en las n pruebas y las restantes condiciones requeridas para la distribución de Poisson se conservan, se puede definir la distribución de Poisson

truncada, eliminando el resultado, $x = 0$, del espacio de sucesos y calculando la probabilidad condicionada al suceso $X \geq 1$. Las características de esta distribución son:

1. El experimento está formado por n pruebas, donde n debe ser un número grande
2. La variable aleatoria, X, es el número de fallos en las n pruebas está truncada, $X \geq 1$
3. La probabilidad de fallo es p que debe ser un número pequeño.
4. El parámetro de Poisson es, $v = np$.

4.10.6.9.1 Funciones de densidad y distribución

La función de densidad de probabilidad de Poisson truncada es,

$$\begin{aligned} p_X(x) &= \Pr\left[X = x \middle| X \geq 1; \nu\right] = \frac{\nu^x}{x!\left(e^\nu - 1\right)} \\ x &= 1,2,\ldots,n, \quad \nu = np, \quad 0 \leq p \leq 1 \\ p_X(x) &= 0, \textit{ en otro caso} \end{aligned} \tag{4.521}$$

La función de distribución es,

$$F_X(k) = \sum_{k=1}^{x} \frac{\nu^x}{k!\left(e^\nu - 1\right)}, \; x = 1,2,\ldots,n \tag{4.522}$$

4.10.6.9.2 Descriptores estadísticos

- Valor medio del número x de pruebas para tener r fallos,

$$E[X] = \frac{\nu e^\nu}{\left(e^\nu - 1\right)} \tag{4.523}$$

- Varianza del número x de pruebas para tener r fallos,

$$Var[X] = \frac{\nu e^{2\nu} - \nu(\nu+1)e^\nu}{\left(e^\nu - 1\right)^2} \tag{4.524}$$

4.10.7 Procesos de Poisson

La secuencia de pruebas que cumple los requisitos de la distribución de Poisson, truncada o no, se dice que es un proceso de Poisson. La aplicación de este proceso se extiende tanto al dominio del tiempo como del espacio. Si el número de pruebas o experimentos es igual al número de años, t_p, entonces se puede definir un subintervalo de tiempo $\Delta t = t_p/n$ que cumpla las condiciones siguientes,

1. La probabilidad de que ocurra más de un suceso en el subintervalo de tiempo es nula.
2. Cada intervalo de tiempo se comporta como un proceso de Bernoulli.
3. La ocurrencia de un fallo en cualquiera de los subintervalos es independiente de las ocurrencias en otros subintervalos
4. La probabilidad de que ocurra el suceso fallo en un subintervalo es constante.

De acuerdo con estas condiciones, se define el número, o tasa, de ocurrencias de fallo por unidad de tiempo por, $\lambda = v/t_p$. Teniendo en cuenta la definición del subintervalo, Δt, y del parámetro de Poisson, $v = np$, se puede obtener, $\lambda\Delta t = p$, es decir, que la probabilidad de ocurrencia del suceso fallo en un subintervalo es p. Un

experimento construído aleatoriamente y basado en las condiciones anteriores se dice que es un proceso de Poisson.

Si el proceso de Poisson se aplica a un dominio espacial, s_p, de forma análoga se puede definir el número o tasa de fallos por unidad de espacio (longitud, anchura, etc.), $\lambda = v/s_p$, donde el parámetro de Poisson, $v = np$, representa el número medio de fallos en el espacio s_p. Dividiendo el espacio en subespacios, $\Delta s = s_p/n$, la probabilidad de tener un fallo en un subintervalo es, $\lambda\Delta s = p$, cumpliéndose el resto de las condiciones descritas para el caso temporal.

Comentario. Obsérvese que en el caso espacial, el dominio de aplicación está formado por n tramos mutuamente excluyentes, siendo cada uno de ellos una prueba de Bernoulli, con probabilidad p de ocurrencia de fallo. Para poder aplicar la aproximación de Poisson es necesario que p sea pequeño y n grande.

4.10.7.1 Procesos de Poisson no homogéneos y no estacionarios

Tanto en el caso espacial como en el temporal, es posible definir procesos de Poisson no homogéneos o no estacionarios en los que la tasa de ocurrencia dependa del espacio o del tiempo, es decir, $\lambda(s)$ o $\lambda(t)$ y los resultados del proceso, número de fallos en las n pruebas, dependen del espacio, $X(s)$ o del tiempo, $X(t)$.

La variable aleatoria incremento del número de fallos en el intervalo espacial o temporal, $X(t_1) - X(t_2)$, informa sobre el número fallos en el intervalo, (t_1,t_2); esta variable sigue un proceso de Poisson de parámetro v, número medio de fallos en un intervalo espacial, (s_1,s_2) o temporal, (t_1,t_2), que se define por,

$$v = \int_{s_1}^{s_2} \lambda(s)\,ds \quad y \quad v = \int_{t_1}^{t_2} \lambda(t)\,dt \tag{4.525}$$

Los incrementos del número de fallo constituyen una secuencia de variables aleatorias independientes, tal que la probabilidad conjunta de dos de ellas es igual al producto de sus probabilidades.

Comentario. Se define un temporal, (o ciclo de solicitación) por una secuencia de estados de mar cuya altura de ola significante supera, continuamente, un cierto valor umbral, que para el mar Cantábrico puede ser $H_s \geq 3(m)$. El número de temporales que se pueden presentar en el Puerto de Gijón a lo largo del año constituye un proceso de Poisson no estacionario, ya que durante el invierno y la primavera es habitual que haya mayor número de temporales que en el verano o el otoño. Se puede dividir el año en cuatro intervalos de tiempo, donde el primer intervalo incluye los meses de septiembre noviembre con una duración de tres meses, el segundo de diciembre a marzo con una duración de cuatro meses, el tercero de abril a junio con una duración de tres meses, y, finalmente el último intervalo que incluye julio y agosto es de dos meses de duración. Para cada uno de ellos se puede definir una tasa de ocurrencia de temporales, $\lambda_i(t)$, $i = 1,2,3$ y 4, que pueden ser constantes o variar con t. El parámetro de Poisson para cualquiera de los intervalos se obtiene por integración en la duración del intervalo, $v_i = \int_i \lambda_i(t)dt$. También se puede obtener el parámetro de Poisson para más de un intervalo de tiempo, $v_{1,2} = \int_{i=1,2} \lambda_i(t)dt$ o todo el año, $v = \int_{año} \lambda_i(t)dt$.

4.10.8 Funciones Derivadas y Variables Asociadas

En muchas ocasiones durante la aplicación del procedimiento general de cálculo necesario obtener un modelo de probabilidad de una variable que está relacionada funcionalmente con otras variables, p. ej. la amplitud de la marea meteorológica en un punto de la costa que depende funcionalmente del gradiente de presión atmosférica y de la velocidad del viento. Los términos de una ecuación de verificación suelen obtenerse por relaciones funcionales entre factores de proyecto. Así, p. ej. la ecuación para verificar el peso, W, de las piezas de un dique en talud es,

$$S = W - \gamma_w R \Psi H^3 = X_1 - X_2 \tag{4.526}$$

donde, S es el margen de seguridad, $R = \gamma_w/(\gamma_w/\gamma_s - 1)^3$, γ_w y γ_s son los pesos específicos del agua y del material, Ψ es la función de estabilidad y h es la altura de ola. Bajo ciertas condiciones bastante generales, la altura de las olas que pueden presentarse en un estado de mar es una variable aleatoria con modelo de probabilidad la función de Rayleigh. Desde el punto de vista de la verifiación interesa conocer el modelo de probabilidad de S; para ello, se necesita conocer el modelo de probabilidad de los dos términos, $W = X_1$, y, $\gamma_w R\Psi H^3 = X_2$. Parece lógico pensar que, si se conocen los modelos de probabilidad de los factores de proyecto que intervienen, es posible obtener el modelo de probabilidad de dichos términos X_1 y X_2, y, a partir de ellos, obtener el modelo de probabilidad de $S = X_1 - X_2$.

Los modelos obtenidos de esa manera se llaman modelos de probabilidad "derivados" y las variables aleatorias, variables asociadas. A continuación se desarrolla la obtención de estos modelos comenzando por el caso de funciones de una sola variable.

4.10.8.1 Funciones de una variable

Supóngase que se conoce la función de densidad, $f_X(x)$ de una variable aleatoria X, que tiene una relación funcional con otra variable Y, tal que, $Y = \varphi(X)$, donde h debe ser una función monótona creciente o decreciente (p.ej., $Y = exp(aX)$, a un valor de X le corresponde un único valor de Y), que tiene por función inversa,

$$X = 1/a.\ln(Y) = \psi(Y), a \neq 0 \tag{4.527}$$

Dado que X es una variable aleatoria, Y, lo es. La función de densidad, $f_Y(y)$ de la variable aleatoria Y se obtiene por,

$$f_Y(y) = |J| f_X[x = \psi(y)] \tag{4.528}$$

donde, $|J| = d\psi(y)/dy$, se conoce con el nombre de jacobiano de la transformación de X en Y, y que para el caso de una sola variable es igual a la derivada de la función inversa, ψ.

Ejemplo. En el ejemplo mencionado, $|J| = d\psi(y)/dy = (1/a)(1/y)$, *con lo que la función de densidad de* y *es,*

$$f_Y(y) = \frac{1}{a}\frac{1}{y} f_X\left[\frac{1}{a}\ln(y)\right], \quad y > 0 \tag{4.529}$$

Este ejemplo anticipa la dificultad principal para obtener la función de probabilidad derivada: el domino de existencia de la función inversa, su derivada y su evaluación. En muchas ocasiones no se pueden evaluar analíticamente las funciones y es necesario, cuando sea posible, recurrir a métodos numéricos.

4.10.8.2 Funciones de dos o más variables

Supóngase que la variable aleatoria multidimensional, $X_1, X_2, \ldots, X_r$, tiene la función de densidad,

$$f_{X_1, X_2, \ldots X_r}(x_1, x_2, \ldots, x_r) \tag{4.530}$$

y que, $Y_1, Y_2, \ldots, Y_s$, es otra variable definida por la transformación biunívoca,

$$Y_j = \varphi_j(X_1, X_2, \ldots, X_r), j = 1, \ldots s \tag{4.531}$$

que tiene función inversa es continua con derivadas primeras continuas,

$$X_i = \psi_i(Y_1, Y_2, \ldots, Y_s), i = 1, \ldots r, \quad \frac{\partial x_i}{\partial y_j}, i, j \tag{4.532}$$

la función de densidad de la variable multidimensional Y es,

$$f_{Y_1,Y_2,\ldots,Y_s}\left(y_1,y_2,\ldots,y_s\right)=|J|f_{X_1,X_2,\ldots,S_r}\left(x_1,x_2,\ldots,x_r\right) \tag{4.533}$$

donde, $|J|$ es el jacobiano de la transformación, que debe ser no nulo, dado por,

$$|J|=\begin{vmatrix} \frac{\partial x_1}{\partial y_1} & \frac{\partial x_1}{\partial y_2} & \cdots & \frac{\partial x_1}{\partial y_s} \\ \frac{\partial x_2}{\partial y_1} & \frac{\partial x_2}{\partial y_2} & \cdots & \frac{\partial x_2}{\partial y_s} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \frac{\partial x_r}{\partial y_1} & \frac{\partial x_r}{\partial y_2} & \cdots & \frac{\partial x_r}{\partial y_s} \end{vmatrix} \tag{4.534}$$

4.10.8.3 Esperanza y momentos de las variables asociadas

Si, $Y = \varphi(X_1, X_2,\ldots, X_r)$ es una variable asociada a la variable multidimensional, $X_1, X_2,\ldots, X_r$, el valor de orden n de la variable Y es,

$$E\left[Y^n\right]=E\left[\left\{\varphi\left(X_1,X_2,\ldots,X_r\right)\right\}^n\right]= \tag{4.535}$$

$$\int_{a_1}^{b_1}\ldots\int_{a_r}^{b_r}\left\{\varphi\left(X_1,X_2,\ldots,X_r\right)\right\}^n f_{X_1,X_2,\ldots,X_r}\left(x_1,x_2,\ldots,x_r\right)dx_1\ldots dx_r \tag{4.536}$$

donde $a_1, a_2,\ldots, a_r, b_r$, definen los dominios de existencia de la variable multidimensional, y el valor esperado o media se obtiene haciendo $n = 1$. La varianza de Y se puede obtener de la definición,

$$Var[Y]=E\left[\left\{\varphi\left(X_1,X_2,\ldots,X_r\right)\right\}^2\right]-\left\{E\left[\varphi\left(X_1,X_2,\ldots,X_r\right)\right]\right\}^2 \tag{4.537}$$

4.10.8.4 Algunos casos particulares

En muchas ocasiones la variable asociada depende, sólamente, de una variable aleatoria bidimensional, X_1, X_2, y la relación entre ellas son operaciones algebráicas sencillas: suma, $Y = X_1 + X_2$ resta, $Y = X_1 - X_2$, producto, $Y = X_1X_2$ y cociente, $Y = X_1/X_2$. Los dos primeros casos se pueden tratar conjuntamente:

Caso (1): $Y = X_1 \pm X_2$. Este caso se puede aplicar a las ecuaciones de verificación en la forma de margen de seguridad. La función de distribución de Y es,

$$F_Y\left(y\right)=\Pr\left[Y\le y\right]=\int_{a_1}^{b_1}dx_1\int_{a_2}^{y-x_1}f_{X_1,X_2}\left(x_1,x_2\right)dx_2 \tag{4.538}$$

y la función de densidad de y se obtiene por derivación de la función de distribución,

$$f_Y\left(y\right)=\frac{dF_Y\left(y\right)}{dy}=\int_{a_1}^{b_1}f_{X_1,Y}\left(X_1,y\mp x_1\right)dx_1 \tag{4.539}$$

y si, X_1 y X_2, son estadísticamente independientes,

$$f_Y\left(y\right)=\int_{a_1}^{b_1}f_{X_1}\left(x_1\right)f_{X_2}\left(y\mp x_1\right)dx_1 \tag{4.540}$$

donde las dos variables aleatorias, X_1 y X_2, se pueden intercambiar. El valor esperado y la varianza de Y son,

$$E[Y]=E\left[X_1\right]\pm E\left[X_2\right] \tag{4.541}$$

$$Var[Y] = Var[X_1] + Var[X_2] \pm 2\rho_{X_1X_2} Cov[X_1, X_2] \tag{4.542}$$

Caso (2): $Y = X_1X_2$. Al igual que el caso anterior en primer lugar se obtienen la función de distribución de la variable Y por integración en el dominio definido por $x_1x_2 \le y$, y definiendo la variable auxiliar, $u = x_1x_2$

$$F_Y(y) = \Pr[Y \le y] = \int \int_{x_1x_2 \le y} f_{X_1,X_2}(x_1, x_2)\, dx_1 dx_2 = \int_{a_1}^{y} \left\{ \int_{a_2}^{b_2} \frac{1}{|x_1|} f_{X_1,X_2}\left(x_1, \frac{u}{x_1}\right) dx_1 \right\} du \tag{4.543}$$

y derivando al función de distribución con respecto a la variable y,

$$f_Y(y) = \int_{a_1}^{b_1} \frac{1}{|x_1|} f_{X_1,X_2}\left(x_1, \frac{y}{x_1}\right) dx_1 = \int_{a_2}^{b_2} \frac{1}{|x_2|} f_{X_1,X_2}\left(x_1, \frac{y}{x_2}\right) dx_2 \tag{4.544}$$

Si X_1 y X_2 son estadísticamente independientes entonces,

$$f_Y(y) = \int_{a_1}^{y} \left\{ \int_{a_2}^{b_2} \frac{1}{|x_1|} f_{X_1}(x_1) f_{X_2}\left(\frac{u}{x_1}\right) dx_1 \right\} du \tag{4.545}$$

La media y la varianza son,

$$E[Y] = E[X_1]E[X_2] + Cov[X_1, X_2] \tag{4.546}$$

$$Var[Y] = E\left[(X_1X_2)^2\right] - \{E[X_1X_2]\}^2 \tag{4.547}$$

donde,

$$X_1X_2 = E[X_1]E[X_2] + E[X_2](X_1 - E[X_1]) + E[X_1](X_2 - E[X_2]) + (X_1 - E[X_1])(X_2 - E[X_2]) \tag{4.548}$$

Si X_1 y X_2 son independientes, las expresiones anteriores se simplifican,

$$E[Y] = E[X_1]E[X_2] \tag{4.549}$$

$$Var[Y] = Var[X_1]Var[X_2] + Var[X_1]\{E[X_2]\}^2 + Var[X_2]\{E[X_1]\}^2 \tag{4.550}$$

Caso 3: $Y = X_1/X_2$. Éste es el caso de las ecuaciones de verificación que tienen la forma de coeficiente de seguridad. El método de trabajo es análogo al de los dos casos anteriores.

4.10.9 Análisis estadístico de valores extremos

Con carácter general, el término valor extremo se adjudica al valor mayor que una variable aleatoria puede tomar en un número de observaciones dado. El valor mayor es, a su vez, una variable aleatoria que depende del tamaño de la muestra.

4.10.9.1 Función de distribución límite de los valores extremos

De acuerdo con la teoría de extremos el valor mayor de un conjunto variables aleatorias independientes identicamente distribuidas se ajusta a una distribución asintótica que sólo depende de la cola superior de la función de distribución de la variable inicial. Sea $X_1, X_2, \ldots, X_n$ un conjunto de variables aleatorias independientes (variable inicial) con la función de distribución común $F_X(x)$ donde x es una valor observado y n es el número de datos igualmente espaciados en un intervalo de tiempo determinado. Este conjunto se puede ordenar de menor a mayor $X_{(1)}, X_{(2)}, \ldots, X_{(n)}$, donde $X_{(1)}$ es el menor y $X_{(n)}$ el mayor. La distribución de $X_{máx} = X_{(n)}$ es,

$$G_{X_{máx}}(x) = \left[F_X(x)\right]^n \tag{4.551}$$

Al crecer n indefinidamente, $G_{X_{máx}}(x)$ se aproxima a cero para todos los valores (finitos) de x pertenecientes al dominio de X. Por esta causa y para obtener la distribución límite es necesario realizar un cambio de coordenadas, definiendo una nueva variable aleatoria Y_n (denominada variable estandarizada) tal que,

$$Y_n = \frac{X_{(n)} - b_n}{a_n} \tag{4.552}$$

donde $a_n > 0$ es un parámetro de escala y b_n es un parámetro de localización. La función de distribución límite de la nueva variable aleatoria solo pueden ser una de los tres tipos siguientes, Tabla 4.4.15,

Tabla 4.4.15. Funciones de distribución límite de la variable aleatoria reducida

Tipo	$F_Y(y) = Pr[Y \leq y]$	$-\infty < y < \infty$
I. EV1 o de Gumbel	$exp(-e^{-y})$	$-\infty < y < \infty$
II. EV2 o de Frechet	$exp(-y^{-\gamma})$ 0	$y > 0$ $y \leq 0$
III. EV3 o de Weibull	$exp[-(-y^{\gamma})]$ 0	$y < 0$ $y \geq 0$

donde $\gamma > 0$ es una constante e Y es el valor asintótico de Y_n, es decir el que toma cuando $n \Rightarrow \infty$. La condición suficiente para la convergencia es que $F_X(x)$ sea estrictamente monótona y continua en el dominio de aplicación.

Este resultado se apoya en el postulado de estabilidad en el que se establece que si X tiene una función de distribución extremal, el valor máximo de n observaciones independientes de X tiene la misma distribución pero con diferentes parámetros de localización y escala. En consecuencia, la solución de la igualdad,

$$G_{X_{máx}}(x) = \left[F_X(x)\right]^n = F_X\left(\frac{x - b_n}{a_n}\right) \tag{4.553}$$

proporciona toda las formas posibles de la cola superior de $F_X(x)$ cuando $n \Rightarrow \infty$, donde a_n y b_n son funciones de n.

Las distribuciones exponencial, gamma, Rayleigh, Weibull de mínimos, normal, lognormal y la $EV1$, entre otras, tienen por función de distribución asintótica la $EV1$ (asíntota I de máximos). Las distribuciones Pareto, student, Cauchy, log-gamm y la $EV2$, entre otras, tienen por función de distribución asintótica la $EV2$. Por último, las distribuciones uniforme,beta y $EV3$, entre otras, tienen por función de distribución asintótica la $EV3$.

4.10.9.2 Funcion de distribución generalizada del valor extremo en una serie de n datos

Sea una serie temporal de valores aleatorios e independientes que tienen el mismo modelo de probabilidad en un intervalo de tiempo, la función de distribución del valor máximo de la serie de datos de tamaño n, cuando $n \Rightarrow \infty$ tiende asintóticamente a la función generalizada de valores extremos $GEV(\sigma_E, \delta_E, \mu_E)$. Si X es la variable aleatoria (valor máximo cuando $n \Rightarrow \infty$), entonces su función de distribución es,

$$G_{X_{máx}}(x) = \Pr[X \leq x] = \exp\left\{-\left[1 + \delta_E \frac{(x - \mu_E)}{\sigma_E}\right]^{-\frac{1}{\delta_E}}\right\} \tag{4.554}$$

donde los tres parámetros de la distribución son:

- μ_E parámetro de localización
- σ_E $(\sigma_E > 0)$ parámetro de escala
- δ_E parámetro de forma

Las distribuciones de Weibull $(\delta_E < 0)$, Frechet $(\delta_E > 0)$ y Gumbel $(\delta_E = 0)$ son distribuciones límite y aparecen como casos particulares de la GEV. La media y la varianza de la función GEV son respectivamente,

$$\mu_{X_{máx}} = E\left[X_{máx}\right] = \mu_E + \frac{\sigma_E}{\delta_E}\left[1-\Gamma\left(1+\delta_E\right)\right], \qquad \delta_E > -1 \tag{4.555}$$

$$\sigma^2_{X_{máx}} = Var\left[X_{máx}\right] = \left(\frac{\sigma_E}{\delta_E}\right)^2 \left\{\Gamma\left(1+2\delta_E\right) - \Gamma^2\left(1+\delta_E\right)\right\} \qquad \delta_E > -0,5 \tag{4.556}$$

donde Γ representa la función gamma. El coeficiente de sesgo se calcula por,

$$\gamma_{1,X_{máx}} = sign\left(\delta_E\right)\frac{-\Gamma\left(1+3\delta_E\right)+3\Gamma\left(1+\delta_E\right)\Gamma\left(1+2\delta_E\right)-2\Gamma^3\left(1+\delta_E\right)}{\left\{\Gamma\left(1+2\delta_E\right)-\Gamma^2\left(1+\delta_E\right)\right\}^{\frac{3}{2}}} - 1, \quad \delta_E > -\frac{1}{3} \tag{4.557}$$

La excedencia del valor x_P cuya probabilidad es P, es decir

$$\Pr\left[X > x_p\right] = P \tag{4.558}$$

es,

$$x_P = \mu + \sigma_E\left\{\frac{\left[\ln\left(1-P\right)^{\delta_E}+1\right]}{\delta_E}\right\} \tag{4.559}$$

Con carácter general, se puede definir el periodo de retorno $T_R = 1/P$ como el número de unidades de tiempo observaciones que, en promedio deben ocurrir para que se produzca la primera excedencia $X = x_P$.

4.10.9.3 Ajuste de la distribución GEV

Si los tres primeros momentos estadísticos de $X_{máx}$ existen y se conocen, es posible determinar los valores de los tres parámetros de la distribución $(\sigma_E, \delta_E, \mu_E)$ a partir de la media, la varianza y el sesgo de los datos. Ya que el sesgo depende sólo de δ_E se recomienda obtener primeramente este parámetro en función del sesgo de la muestra utilizando la expresión dada en el apartado anterior sustituyendo $\gamma_{1,X_{máx}}$ por el valor muestral. Seguidamente se puede obtener el parámetro de escala,

$$\sigma_E = \frac{\delta_E \sigma_m}{\sqrt{\Gamma\left(1+2\delta_E\right)-\Gamma^2\left(1+\delta_E\right)}} \tag{4.560}$$

donde σ^2_m es la varianza muestral. Finalmente, el parámetro de localización se obtiene por,

$$\mu_E = \mu_m - \frac{\sigma_E}{\delta_E}\left[1-\Gamma\left(1+\delta_E\right)\right] \tag{4.561}$$

donde μ_m es la media muestral.

4.10.10 Inferencia Estadística, Estimador y Estimación

Es el proceso por el cual se obtiene un comportamiento probabilista de una población a partir de una muestra de ella. El modelo probabilista obtenido es una función de distribución o modelo probabilístico, $F(u;\vartheta)$ donde F es una familia seleccionada de funciones de distribución y ϑ es un valor estimado del parámetro, θ de la función F. Dada una muestra de valores se pueden utilizar diferentes técnicas o métodos para estimar, el o los parámetros de la función de distribución.

4.10.10.1 Función de distribución muestral

Un experimento proporciona una muestra de tamaño n, del cual se puede inferir un valor ϑ del parámetro θ de la función de distribución, F. Si se repite el experimento m veces, se obtienen m muestras de tamaño n; de cada una de ellas, se infiere un valor de ϑ diferente. La función de distribución muestral modela y cuantifica esta variabilidad. La variable muestral se representa, con carácter general, por T y los valores muestrales por $t_{i=1,\ldots,m}$.

4.10.10.2 Propiedades de los estimadores

A este respecto es necesario precisar algunos conceptos. Cualquier función de los valores observados o muestrales que sea cuantificable y no contenga ningún parámetro desconocido se denomina estadístico. Un estadístico es una variable aleatoria que nos permite realizar estimaciones. Un estimador es el método o forma de hacer una estimación; p.ej. la media muestral es un estimador de punto de la media de la población. Una estimación es el valor que el estimador proporciona al aplicarlo a un caso concreto, ϑ.

Es deseable trabajar con estimadores (métodos de hacer la estimación) que aplicados repetidas veces proporcionen una muestra estadística de valores que siga un modelo de probabilidad cuyo valor medio coincida con el valor del parámetro buscado. Se dice que los estimadores que cumplen la condición, $E(\vartheta) = \theta$ no tienen sesgo.

Un estimador se dice que es consistente cuando produce estadísticos que convergen al valor del parámetro en términos de probabilidad, es decir, $\lim_{n\to\infty}\Pr[\,|\vartheta_n - \theta| \le \varepsilon] = 1$ donde ε es cualquier número positivo y ϑ_n se basa en una muestra de tamaño n.

4.10.10.3 Función de verosimilitud de la muestra

Dada una muestra de valores u_i del factor de proyecto U, se denomina función de verosimilitud de la muestra a, $L(\theta) = \Pi_{i=1}^{n} f(u_i;\theta)$. La cantidad de información disponible en una muestra para inferir el valor del parámetro de la función de distribución está definida por el siguiente valor esperado: $I_\theta = -E[\partial^2 ln\{L(\theta)\}/\partial\theta^2]$, que varía linealmente con el tamaño, n, de la muestra; cuanto mayor es la muestra, mayor es la información disponible para estimar θ.

Ejemplo. La función de densidad exponencial es,

$$\begin{aligned} f(u;\lambda) &= \lambda\exp(-\lambda x), \qquad x \ge 0 \;\; y \;\; \lambda > 0 \\ f(u;\lambda) &= 0, \; en\ otro\ caso \end{aligned} \tag{4.562}$$

donde, $\theta = \lambda$, es el parámetro de la distribución. La media, μ, y la varianza, σ^2, del modelo exponencial son $1/\lambda$ y $1/\lambda^2$, respectivamente. La función de verosimilitud es,

$$L(\lambda) = \prod_{i=1}^{n} f(u_i;\lambda) = \lambda^n \exp\left\{-\lambda\sum_{i=1}^{n} u_i\right\} \tag{4.563}$$

y la segunda derivada del logaritmo de $L(\lambda)$ es,

$$\frac{\partial^2 \ln\{L(\lambda)\}}{\partial\lambda^2} = \frac{n}{\lambda^2} \tag{4.564}$$

con lo que la información esperada es, $I_\lambda = -n/\lambda^2$, que es una medida de la información disponible en una muestra de tamaño n para estimar el valor del parámetro λ.

4.10.10.4 Distribución muestral de mínima varianza

Al igual que cualquier variable aleatoria se define el valor esperado o media de t, $E[T]$ y la varianza de T, $Var[T]$. Entre ésta y el valor esperado de la información, I_θ existe la siguiente relación: $Var[T] \ge 1/I_\theta$. Las fun-

ciones muestrales para las cuales la relación anterior es una igualdad se denominan funciones de mínima varianza. Cuando la desigualdad anterior se convierte en igualdad se dice que el estimador es de mínima varianza acotada.

4.10.10.5 Error estándar de la función muestral

Se define por $s_e(\vartheta) = Var[T_\vartheta]$. El valor estimado de cualquier parámetro debe ir acompañado del error estándar, $\vartheta \pm s_e(\vartheta)$. Cuando el factor de proyecto depende de varios parámetros, T_i, T_j, etc, representando genéricamente esta dependencia por una función $g(\theta)$, la estimación de g debe estar acotada con el error estándar; éste se define, análogamente, por, $s_e(g) = \sqrt{Var[g]}$ con,

$$Var(g) = \sum_i \sum_j \left(\frac{\partial g}{\partial T_i}\right)\left(\frac{\partial g}{\partial T_j}\right) Cov(T_i, T_j) \tag{4.565}$$

donde, Cov, representa los elementos de la matriz de covarianza de los estimadores.

Ejemplo. Es habitual emplear la función de densidad de Gumbel como modelo de probabilidad de los estados de mar máximos o régimen de temporales, que tiene dos parámetros, a y b,

$$f(u;a,b) = \frac{1}{b}\exp\left[-\frac{u-a}{b}\right]\exp\left[-\exp\left\{-\frac{u-a}{b}\right\}\right]; \qquad b > 0; -\infty < u \ y \ a < \infty \tag{4.566}$$

$$F(u;a,b) = \exp\left[-\exp\left\{-\frac{u-a}{b}\right\}\right] \tag{4.567}$$

Supóngase que se decide seleccionar como valor de cálculo el valor asociado al cuantil del 95%, $u_{0,95}$, valor que se puede expresar en función de los dos parámetros de la distribución,

$$u_{0,95} = a - b\left[\ln\left\{\ln\left(\frac{1}{0,95}\right)\right\}\right] = g(a,b) \tag{4.568}$$

Derivando la función g con respecto a a y b se obtiene, $\partial g/\partial a = 1$, y $\partial g/\partial b = -ln\{ln(1/0,95)\} = -2,97$, y aplicando la expresión de la varianza de g y tomando su raíz cuadrada se obtiene el error estandar del valor del cuantil del 95%,

$$se(u_{0,95}) = \sqrt{Var(T_a) + 8,82Var(T_b) + 5,94Cov(T_a, T_b)} \tag{4.569}$$

donde T_a y T_b son los estimadores de los parámetros a y b, respectivamente.

4.10.10.6 Error estándar de una función medida

Cuando el factor de proyecto depende de una muestra de tamaño n de k variables medidas, $U_{s=1,\ldots,k}$, el error estándar aproximado del factor de proyecto se puede obtener a partir de la matriz de covarianza del valor adoptado.

4.10.10.7 Estimadores óptimos

Son aquellos que no tienen bias [24] y cuya varianza es mínima.

(24) Un estimador que calculado de varias muestras produce en promedio el valor del parámetro buscado, se dice que es un estimador sin bias. También se dice que un sistema de medidas no tiene bias cuando efectuadas varias medidas del mismo objeto proporciona en promedio la medida del objeto.

4.10.11 Métodos de ajuste de modelos de probabilidad

Estos métodos se aplican cuando se analiza la información disponible en una muestra para obtener conclusiones sobre la población y, en particular, para obtener el valor del parámetro θ. Los métodos que se presentan a continuación se conocen con el nombre de métodos de punto para diferenciarlos de aquellos otros que localizan el valor del parámetro en un intervalo. A todos los efectos, para la aplicación de estos métodos se supone que la función de distribución de la problación es conocida y se acepta que los valores de sus parámetros se pueden obtener a partir de la muestra, la cual se supone, asímismo que es aleatoria. Los métodos más aplicados som el de los momentos y de los mínimos cuadrados.

4.10.11.1 Método de la máxima verosimilitud

Es un método universal para determinar el estimador ϑ de un parámetro desconocido θ de tal forma que se maximice la función de verosimilitud de una muestra dada, u_i, es decir, $\left| \partial L(\theta)/\partial\theta \right|_{\vartheta} = 0$ (25). Los estimadores de máxima verosimilitud tiene tres propiedades importantes para la decisión, no tienen bias, son del tipo de mínima varianza acotada y las funciones muestrales son gaussianas.

4.10.12 Métodos de estimación de intervalos de confianza

En algunas ocasiones en vez de obtener una estimación única, ϑ del parámetro θ puede ser necesario definir un rango de valores $(\vartheta_i,\vartheta_s)$, que contenga el valor de θ con una garantía o confidencia estadística previamente establecida. Antes de realizar un experimento o una medida, el estimador T del parámetro θ es una variable aleatoria muestral con función de densidad $f(t)$. Se puede definir un intervalo, (t_1,t_2) tal que $\Pr[t_1 \le T \le t_1] = 1 - \alpha$. Si se impone la condición que la probabilidad adscrita a cada cola de la función de densidad sea igual a $\alpha/2$, entonces el intervalo, (t_1,t_2), es único. Los extremos del intervalo t_1 y t_2, son los cuantiles $\alpha/2$ y $(1 - \alpha/2)$ de la función de densidad muestral, f(t), respectivamente.

El suceso aleatorio $[t_1 \le T \le t_1]$ se puede transformar en el intervalo aleatorio,

$$\left[l_1(T) \le \theta \le l_2(T)\right] = 1 - \alpha, \tag{4.570}$$

que incluye el parámetro θ con la misma probabilidad. Una vez que se dispone de una muestra, el intervalo $[l_1(T), l_2(T)]$ es conocido: $[l_1(t), l_2(t)]$; este intervalo se conoce con el nombre de intervalo de confianza y el valor $(1 - \alpha)$ se denomina confianza estadística del intervalo. Puesto que cada muestra proporciona diferentes valores del intervalo, la proporción de intervalos conteniendo el valor desconocido de θ se aproxima a $(1 - \alpha)$ cuando el número de muestras es suficientemente grande. Por tanto, $(1 - \alpha)$ es una medida de la confianza estadística que, un intervalo determinado contenga el parámetro θ. Para determinar el intervalo de confianza es necesario conocer la función de densidad muestral, $f(t)$. Cuando ésta no es conocida es necesario aplicar métodos aproximados.

4.10.13 Test de significancia

Muchas veces no es necesario encontrar un estimador o un intervalo de confianza del parámetro θ sino que es suficiente determinar si un determinado valor del parámetro caracteriza el factor de proyecto observado o analizado. De la información muestral se puede inferir que el valor del parámetro es razonable o no lo es y si los datos se desvían de forma significativa de las colas de la distribución. Este método de trabajo se denomina test; se distinguen dos tipos de test: de hipótesis y gráfico. adem;as de los que se presentan aquí se pueden aplicar, entre otros, los tests de Chi-Cuadrado y de Kolmogorov-Smirnov.

(25) Hay funciones para las cuales el estimador $\vartheta(U)$ tiene expresión explícita; sin embargo otras el valor de ϑ se obtiene como la raíces de una ecuación.

4.10.13.1 Test de hipótesis

Cuando se dispone de una familia de funciones de distribución F y sus parámetros se han estimado a partir de una muestra U, es conveniente comprobar el ajuste del modelo de probabilidad estimado, $F(u;\vartheta)$ a los datos. En otras palabras, realizar el test de significancia de la hipótesis nula $\{H_0 : F_0(u;\vartheta)\}$ utilizando la misma muestra con la cual se hizo la estimación. Existen diversos métodos de medida de la discrepancia entre el modelo estimado y la distribución muestral.

4.10.13.2 Test de Anderson-Darling

Este test se diseñó para dar más peso a las colas de la distribución, mediante la división de la diferencia de las funciones de distribución empírica F_n y teórica supuesta F_0 por $\sqrt{F_0(1-F_0)}$. Anderson y Darling mostraron que esa operación es equivalente a

$$A^2 = -n - \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(2i-1)\left[\ln\left(w_i\right)+\ln\left(1-w_{n-i+1}\right)\right] \tag{4.571}$$

donde w_i es la función de distribución teórica, $F_0(u;\theta)$, evaluada en el estadístico de orden $u_{(i)}$, y, por ejemplo, el valor del estimador de máxima verosimilitud ϑ. Para muestras de tamaño suficiente, $n > 10$, los valores de A^2 correspondientes al $0{,}05$ y $0{,}01$ nivel de significancia son $2{,}492$ y $3{,}857$, respectivamente. La hipótesis nula de que la función experimental y la teórica tienen la misma distribución debe rechazarse para valores altos de A^2.

4.10.13.3 Test gráfico

El método anterior no es capaz de detectar si los datos se desvían de forma significativa de las colas de la distribución. Una manera de observar este desvío es representar gráficamente la función de distribución estimada, $F(u_{(i)};\vartheta)$ y los datos punteados con la probabilidad de punteo muestral $p(u_{(i)})$. Una probabilidad de punteo apropiada es $p_i = (i - 0{,}3)/(n + 0{,}4)$, donde i indica la posición del estadístico de orden y n es el tamaño de la muestra. Siempre que sea posible, es conveniente transformar la función de distribución de tal forma que su representación resulte en una línea recta. Si bien el sistema gráfico ofrece la posibilidad de estimar los parámetros de la función de distribución directamente del dibujo, puesto que la probabilidad de punteo es subjetiva, en todos los casos, es recomendable emplear para ello el método de máxima verosimilitud. En los casos en los que las muestras estén incompletas, y haya datos censurados, se recomienda aplicar la función de fiabilidad de Kaplan-Meier para obtener la probabilidad de punteo,

$$p_i = 1 - \frac{n+0{,}7}{n+0{,}4}\prod_{j=1}^{i}\frac{n-q_j+0{,}7}{n-q_j+1{,}7} \tag{4.572}$$

donde q_j es el número de orden de la observación en la muestra total, incluyendo los datos censurados.

4.10.13.4 Papeles probabilísticos

Un papel probabilístico es un gráfico XY, en el que se han cambiado las escalas de los ejes de modo que las funciones de distribución de un cierto modelo de probabilidad sean rectas. Sea $F(x;\theta_1,\theta_2)$ una función de distribución de un modelo de probabilidad donde θ_1 y θ_2 son los parámetros del modelo. Se busca una transformación definida por, $\xi = g(x)$ y $\eta = h(y)$ tal que la familia de curvas $y = F(x;\theta_1,\theta_2)$ se convierta en una familia de rectas, es decir,

$$h(y) = h\left[F\left(x;\theta_1,\theta_2\right)\right] = \theta_1 g(x) + \theta_2 \tag{4.573}$$

$$\eta = \theta_1\xi + \theta_2 \tag{4.574}$$

donde la variable η se denomina variable reducida.

4.10.13.4.1 PAPEL PROBABILÍSTICO NORMAL

Si la función F es la función de distribución gaussiana, $F(x;\ \theta_1,\ \theta_2) = \Phi(x - \mu/\sigma)$, donde μ y σ son la media y la desviación típica respectivamente y Φ es la distribución de la variable normal $N(0,1)$. En este caso, $\xi = x$ y $\eta = h(y) = \Phi^{-1}(y)$, con lo que $\theta_1 = 1/\sigma$ y $\theta_2 = -\mu/\sigma$ y la familia de rectas es $\eta = \xi/\sigma - \mu/\sigma$. La estimación de los parámetros de la función de distribución se obtienen tomando dos ordenadas en la recta, $\eta = 0$ y $\eta = 1$, obteniéndose un sistema de dos ecuaciones en μ y σ: $\xi = \mu$ y $\xi = \mu + \sigma$.

Para otros modelos de probabilidad se procede de la misma manera, es decir, se define la transformación de variables y se estiman los parámetros de la distribución en función de las variables reducidas. A continuación se resumen las funciones de transformación y las ecuaciones de los parámetros para algunos de los modelos de probabilidad estudiados anteriormente.

4.10.13.4.2 PAPEL PROBABILÍSTICO LOG-NORMAL

$$F\left(x;\theta_1,\theta_2\right) = \Phi\left(\frac{\log(x) - \mu}{\sigma}\right) \tag{4.575}$$

$$\xi = g(x) = \log(x) \tag{4.576}$$

$$\eta = h(y) = \Phi^{-1}(y) \tag{4.577}$$

$$\theta_1 = 1/\sigma;\ \theta_2 = -\mu/\sigma \tag{4.578}$$

$$\eta = \xi/\sigma - \mu/\sigma \tag{4.579}$$

$$\eta = 0;\ \ \xi = \mu;\ \ \eta = 1;\ \ \xi = \mu + \sigma \tag{4.580}$$

Algunas recomendaciones. En problemas de valores extremos, existe una gran diferencia entre el hecho de que la muestra proceda de una determinada distribución y el hecho de sólo tienda a ella asintóticamente.

Debido a que la cola (derecha o izquierda) es la única parte de la función de distribución que interviene en el comportamiento de extremos (máximos o mínimos, respectivamente), el resto de la información de la función de distribución es innecesaria. Así, dos distribuciones con idénticos valores en la cola de interés tienen exactamente la misma distribución extremal, aun cuando el resto de las distribuciones de partida sean muy diferentes. Por este motivo, la utilización del resto de datos originales no hace más que entorpecer el análisis. Por todo ello, cuando no se conoce exactamente la distribución, es necesario dar pesos a los datos antes de proceder al ajuste. Estos pesos pueden ser nulos. En otras palabras, algunos puntos serán excluidos y, al resto de los datos, se les asignarán diferentes pesos.

En el proceso de selección de pesos hay que tener en cuenta dos aspectos fundamentales. Por un lado, los percentiles estimados en la cola de interés tienen las mayores varianzas y, por otro, son los que más se aproximan a los valores teóricos de la distribución límite. Es necesario, por tanto, establecer un equilibrio entre ambos. Sin embargo, lo que es evidente es que los valores de la cola contraria deben tener pesos muy pequeños o nulos.

4.11 ELEMENTO Y ESPACIO MUESTRAL

Durante su vida útil, un tramo de obra puede alcanzar un estado en el cual se producen uno o varios modos de fallo relacionados con alguno de los estados límite últimos, de servicio u operativos. La vida útil puede entenderse como un experimento y los estados como realizaciones de dicho experimento; en algunos de ellos la obra podrá fallar o perder la operatividad. El procedimiento recomendado en la ROM 0.0 para verificar un proyecto incluye el método de los estados límite y los modos de fallo o de parada adscritos. La teoría de los espacios muestrales y de los espacios de sucesos es el fundamento conceptual sobre el cual se desarrolla el cálculo de la probabilidad conjunta de fallo o parada de un tramo de obra en un intervalo de tiempo.

El conjunto de modos de fallo, $\{s_0, s_1, \ldots, s_8\}$, es una colección de posibles estados de la obra, también denominados elementos muestrales, donde, s es el elemento muestral que representa la no ocurrencia de modos de fallo, El término "muestra" se aplica para tener en cuenta la incertidumbre asociada a la ocurrencia de cada elemento muestral.

4.11.1 Elementos mutuamente excluyentes y colección completa

Si cada elemento muestral es un mecanismo o modo de fallo que es exclusivo, es decir su ocurrencia excluye la participación de cualquier otro elemento muestral (el modo de fallo del manto principal se refiere solamente a él y no a la berma, p.ej.), se dice que los elementos muestrales son mutuamente excluyentes.

El conjunto que contiene todos los modos posibles se dice que es el espacio muestral de los modos de fallo de la sección y se representa por S_p. Dicho espacio es una colección completa o exhaustiva de elementos muestrales.

4.11.2 Representación gráfica del espacio muestral

Los elementos muestrales y el espacio muestral se pueden representar, gráficamente, mediante el diagrama de Venn. Si los elementos muestrales son mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos, las áreas representativas de los diferentes puntos no se interseccionan. El conjunto de todas ellas representa el espacio muestral, S_p.

4.11.3 Sucesos y Espacio de Sucesos

Un suceso puede estar formado por un elemento muestral o una combinación de elementos muestrales y representa una manifestación o un estado de proyecto. Los elementos muestrales son los sucesos "más simples" que permiten la descripción del conjunto de los sucesos posibles.

4.11.3.1 Sucesos nulo y complementario

Uno de los resultados de un experimento es que no ocurra ninguno de los elementos muestrales. El suceso nulo es el que no contiene elementos muestrales y se representa por la letra griega, ϑ. Un suceso complementario de otro es aquel que no contiene ninguno de sus elementos muestrales y se representa por $S_i[s_i^c] \equiv S_i^c$.

4.11.3.2 Combinación de sucesos: unión e intersección

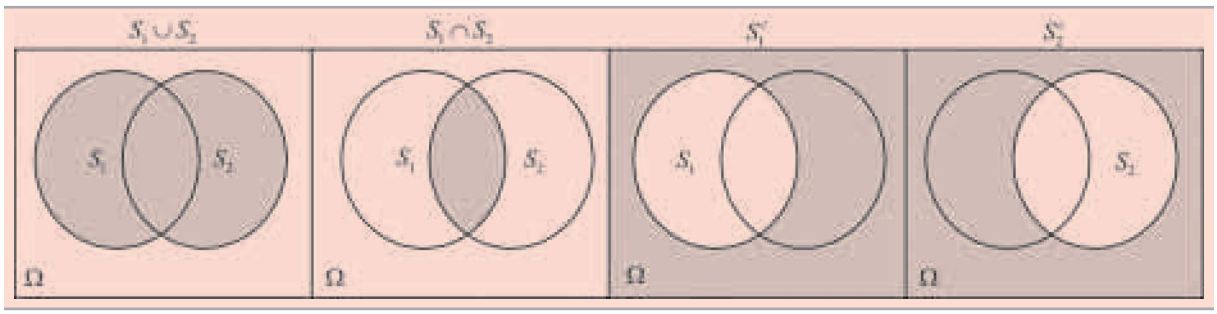
La unión de dos sucesos, S_i y S_j que se representa por $S_i \cup S_j$ se conoce también con el nombre de "combinación o", y contiene todos los elementos muestrales, comunes y no comunes, de S_i y de S_j. La intersección de dos sucesos, S_i y S_j que se representa por $S_i \cap S_j \equiv S_iS_j$ se conoce también con el nombre de "combinación y", y contiene solamente los puntos muestrales comunes de S_i y de S_j.

Ejemplo. La figura 4.4.25, son varios diagramas de Venn, en el que se identifican la unión, la intersección de dos sucesos, S_1 y S_2, sus complementarios, S_1^c, S_2^c, el espacio de sucesos, y los sucesos complementarios de la unión, $\{S_1 \cup S_2\}^c$ de la intersección, $\{S_1S_2\}^c$ y la intersección de los complementarios, $S_1^cS_2^c$, llamado suceso nulo o suceso de no fallo.

4.11.3.3 Sucesos mutuamente excluyentes y suceso vacío

Al igual que los elementos muestrales, los sucesos tales que la presentación de uno impide la ocurrencia del otro, son sucesos mutuamente excluyentes. En un diagrama de Venn, estos sucesos no tienen área común, es decir

Figura 4.4.25. ***Diagrama de Venn***



no se interseccionan. Esta intersección se puede observar como el suceso vacío, ϕ o el suceso que no puede existir o es imposible.

4.11.3.4 Colección completa de sucesos

El conjunto formado por todos los sucesos posibles es el espacio de sucesos. Se dice, entonces, que los sucesos forman una colección completa, Ψ. Este colección puede formarse con diferentes combinaciones de sucesos. Cada colección que permite la describir todo el espacio de sucesos posibles, se dice que es completa. Un suceso y su complementario son una colección completa porque su unión describe totalmente el espacio de sucesos.

Se pueden formar diversas colecciones completas de sucesos. Si, además, la colección completa está formada por sucesos cuya intersección es el conjunto vacío, se dice que la colección completa es de sucesos mutuamente excluyente. Todo suceso y su complementario forman una colección completa de sucesos mutuamente excluyentes.

Ejemplo. Un espacio formado por los sucesos, S_1, S_2, y sus complementarios. $\{S_1 \cup S_1^c\}$, $\{S_2 \cup S_2^c\}$, $\{S_1 \cup S_2, (S_1 \cup S_2)^c\}$, $\{S_1 \cup S_2, (S_1^c\ S_2^c)\}$, son diversas maneras de construir un espacio completo. Todas ellas están formadas por sucesos mutuamente excluyentes. El espacio se puede construir mediante diversas combinaciones de los sucesos $\{S_1, S_2, S_1^c, S_2^c, S_1S_2, S_1^cS_2^c\}$, que es completo pero los sucesos no son mutuamente excluyentes.
La importancia de que el espacio de sucesos se construya mediante sucesos mutuamente excluyentes se hace aparente al estudiar la probabilidad de los sucesos. Si el espacio de sucesos es completo la suma algebraica de las probabilidades de los sucesos que lo forman debe ser la unidad. Si los sucesos son mutuamente excluyentes sus probabilidades intervienen siempre con el signo positivo. Si hay sucesos que no son mutuamente excluyentes para obtener la probabilidad del espacio completo unos términos serán positivos y otros negativos.

4.11.3.5 Reglas para la combinación de sucesos

Para poder combinar sucesos es necesario definir unas reglas básicas, éstas son,

$$\begin{aligned} S_i \cup S_i &= S_i;\ S_i \cap S_i = S_i;\ S_i \cup \phi = S_i;\ S_i \cap \phi = \phi \\ S_i \cup \Psi &= \Psi;\ S_i \cap \Psi = S_i;\ S_i \cup S_i^c = \Psi;\ S_i \cap S_i^c = \phi \\ \left\{S_i^c\right\}^c &= S_i \end{aligned} \tag{4.581}$$

4.11.3.5.1 Propiedades conmutativa, asociativa y distributiva

Al igual que otras operaciones algebráicas, las combinaciones de sucesos, unión e intersección, tienen, individualmente, las propiedades conmutativa, asociativa y la propiedad distributiva de una con respecto a la otra. Éstas propiedades se expresan de la forma siguiente:

- Propiedad conmutativa: $S_i \cup S_j = S_j \cup S_i$ y $S_iS_j = S_jS_i$
- Propiedad asociativa: $(S_i \cup S_j) \cup S_k = S_i \cup (S_j \cup S_k)$, y $(S_iS_j)S_k = S_i(S_jS_k)$
- Propiedad distributiva (de la unión respecto a la intersección): $(S_i \cup S_j)\ S_k = S_iS_k \cup S_jS_k$

Con la ayuda de estas propiedades es fácil comprobar que: (1) dos sucesos S_i y S_j son mutuamente excluyentes si su intersección es el suceso vacío, es decir, $S_iS_j = \phi$; (2) los elementos muestrales comunes de dos sucesos, S_i y S_j pertenecen a su intersección, S_iS_j y, (3) la unión de dos sucesos contiene los elementos muestrales, comunes y no comunes, de ambos sucesos, pudiendo escribirse que, $S_i \cup S_j = S_i + S_j$.

4.11.3.6 Elaboración del espacio de sucesos

El espacio de sucesos es el conjunto de todos los sucesos posibles y se puede construir mediante la unión y combinación de una colección completa de elementos muestrales. A los efectos prácticos del cálculo de la probabilidad de fallo es conveniente que, además de formar una colección completa, los sucesos sean mutuamente excluyentes.

4.11.4 Probabilidad de Sucesos

Una vez definidos el espacio de los sucesos posibles, Ψ es necesario evaluar, en el intervalo de tiempo, la probabilidad de presentación o de ocurrencia de cada uno de ellos. La ocurrencia de un suceso se puede considerar como el resultado de un experimento al que se puede adscribir el valor de una variable aleatoria, X. Se necesita determinar la función de probabilidad de esta variable. Para ello, se adoptan los siguientes axiomas sobre los cuales se construye una teoría de probabilidad de sucesos.

4.11.4.1 Axiomas de probabilidad

Si se expresa la probabilidad de un suceso por $\Pr[S]$,

- Axioma I: La probabilidad de un suceso es una magnitud que verifica, $0 \le \Pr[S_i] \le 1$, para todo $S_i \in \Psi_S$
- Axioma II: La probabilidad de un suceso cierto o del espacio muestral, Ω es igual a la unidad, $\Pr[\Omega] = 1{,}0$
- Axioma III: La probabilidad de la ocurrencia de la unión de dos sucesos, S_i y S_j, mutuamente excluyentes y pertenecientes al espacio de sucesos Ψ_S es igual a la suma de las probabilidades de ocurrencia de los sucesos individuales, $\Pr[S_i \cup S_j] = \Pr[S_i] + \Pr[S_j]$

4.11.4.2 Probabilidad de la unión de sucesos complementarios

A partir de estos axiomas, aplicando las operaciones de combinación de sucesos se pueden obtener los siguientes resultados,

$$\Pr\left[S_i \cup S_i^c\right] = \Pr\left[S_i\right] + \Pr\left[S_i^c\right] = 1{,}0 \tag{4.582}$$

$$\Pr\left[S_i^c\right] = 1{,}0 - \Pr\left[S_i\right] \tag{4.583}$$

Comentario. Obsérvese que la probabilidad de ocurrencia del suceso nulo, ϑ_S, es la probabilidad de que el tramo de obra no falle en el intervalo de tiempo. En el caso de la sección de un dique vertical con tres modos de fallo, deslizamiento, vuelco y erosión de la banqueta, considerados como sucesos muestrales mutuamente excluyentes, la probabilidad de que ocurra o el deslizamiento o el vuelco o la erosión de la banqueta, es decir, al menos un modo de fallo en la sección, es,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_2 \cup S_3\right] = 1{,}0 - \Pr\left[\vartheta_S\right] \tag{4.584}$$

donde $\Pr[\vartheta_S]$, *es la probabilidad de ocurrencia del suceso nulo,* $\vartheta_S = S_1^c S_2^c S_3^c$,
En el caso de que el espacio muestral contenga n sucesos mutuamente excluyentes, $S_i (i = 1,\ldots, n) \in \Psi_S$, *generalizando el axioma III se tiene,*

$$\Pr[S_1 \cup S_2 \cup \ldots \cup S_n] = \Pr[S_1] + \Pr[S_2] + \ldots + \Pr[S_n] \tag{4.585}$$

4.11.4.3 Probabilidad de la unión e intersección de sucesos mutuamente excluyentes

Si dos sucesos, S_i y $S_j \in \Psi_S$ son mutuamente excluyentes, su intersección es el suceso imposible o suceso vacío, ϕ, y, en consecuencia, la probabilidad de ocurrencia del suceso intersección es nula, $\Pr[\phi] = \Pr[S_i S_j] = 0$.

Si los sucesos no son mutuamente excluyentes, $S_i S_j \neq \phi$, y, en general, $\Pr[S_i S_j] \neq \phi$. Se puede obtener una expresión de esta probabilidad a partir de la definición del suceso complementario y de la probabilidad de la unión de dos sucesos,

$$\Pr[S_1 \cup S_j] = \Pr[S_i \cup S_i^c S_j] = \Pr[S_i] + \Pr[S_i^c S_j] \tag{4.586}$$

Por otra parte, el suceso S_j es la unión de los sucesos $S_i^c S_j$ y $S_i S_j$, por lo que

$$\Pr[S_j] = \Pr[S_i^c S_j] + \Pr[S_i S_j] \tag{4.587}$$

y por tanto,

$$\Pr[S_i^c S_j] = \Pr[S_j] - \Pr[S_i S_j] \tag{4.588}$$

sustituyendo en la primera ecuación, se tiene,

$$\Pr[S_i \cup S_j] = \Pr[S_i + S_j] = \Pr[S_i] + \Pr[S_j] - \Pr[S_i S_j] \tag{4.589}$$

que relaciona la probabilidad de ocurrencia de la unión de dos sucesos que no son mutuamente excluyentes con la probabilidad de su intersección.

Comentario. En una sección de dique vertical con dos modos de fallo, deslizamiento y erosión de la banqueta, y, en el supuesto de que no son mutuamente excluyentes la probabilidad de que ocurra al menos uno de ello es igual a la suma de sus probabilidades individuales de ocurrencia menos la probabilidad de ocurrencia conjunta.

4.11.4.4 Probabilidad de la unión de *n* sucesos no mutuamente excluyentes

Cuando el espacio de sucesos está formado por n sucesos, la ecuación para evaluar la probabilidad de la unión amplía notablemente el número de términos. Por ejemplo para tres sucesos, S_1, S_2 y S_3.

$$\Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3] = \Pr[S_1] + \Pr[S_2] + \Pr[S_3] - \Pr[S_1 S_2] - \Pr[S_1 S_3] - \Pr[S_2 S_3] + \Pr[S_1 S_2 S_3] \tag{4.590}$$

En algunos casos la evaluación de alguno de los términos de la derecha puede ser complicado. El término de la izquierda se puede escribir en función de la intersección de los sucesos complementarios,

$$\Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3] = 1 - \Pr[\{S_1 \cup S_2 \cup S_3\}^c] \tag{4.591}$$

que se puede expresar en función de la intersección de los sucesos complementarios,

$$\Pr[S_1 \cup S_2 \cup S_3] = 1 - \Pr[S_1^c S_2^c S_3^c] \tag{4.592}$$

lo que en muchas ocasiones es más fácil de evaluar. Esta expresión se puede generalizar para n sucesos,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_2 \cup \ldots \cup S_n\right] = 1 - \Pr\left[\left\{S_1^c S_2^c \ldots S_n^c\right\}\right] \tag{4.593}$$

Si, además, los sucesos son mutuamente excluyentes, entonces,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_2 \cup \ldots \cup S_n\right] = \sum_{i=1}^{n} \Pr\left[S_i\right] \tag{4.594}$$

Comentario. Considérese el caso del dique vertical en el supuesto de que los tres modos principales son mutuamente excluyentes. Si las probabilidades de ocurrencia del suceso S_1 : deslizamiento, S_2 : vuelco, y S_3 : erosión de banqueta en el intervalo de tiempo son $\Pr[S_1] = p_1$, $\Pr[S_2] = p_2$ y $\Pr[S_3] = p_3$, la probabilidad de que ocurra al menos uno de los modos de fallo es,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_2 \cup S_3\right] = \sum_{i=1}^{3} \Pr\left[S_i\right] = p_1 + p_2 + p_3 \tag{4.595}$$

Por otra parte, si, p.ej. los sucesos erosión de la banqueta y deslizamiento no son mutuamente excluyentes, la probabilidad del suceso intersección,

$$\Pr\left[S_1 S_3\right] = p_{13} \neq 0 \tag{4.596}$$

entonces, la probabilidad de que ocurra, al menos uno de los modos de fallo es,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_2 \cup S_3\right] = \Pr\left[S_1\right] + \Pr\left[S_2\right] + \Pr\left[S_3\right] - \Pr\left[S_1 S_3\right] = p_1 + p_2 + p_3 - p_{13} \tag{4.597}$$

4.11.4.5 Otras propiedades de la probabilidad de sucesos

A partir de los axiomas de la probabilidad se pueden demostrar las siguientes propiedades de la probabilidad de sucesos.

4.11.4.5.1 Probabilidad del suceso vacío

La probabilidad del suceso, ϕ vacío o suceso imposible es cero, $\Pr[\phi] = 0$.

4.11.4.5.2 Probabilidad del suceso contenido en otro suceso

Si el suceso $S_i \subset S_j$, (S_i está contenido en S_j), se cumple que $\Pr[S_i] \leq \Pr[S_j]$.

4.11.4.5.3 Desigualdad de Boole

La probabilidad de la unión de n sucesos no excede la suma de sus probabilidades individuales,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_2 \cup \ldots \cup S_n\right] \leq \Pr\left[S_1\right] + \Pr\left[S_2\right] + \ldots + \Pr\left[S_n\right] \tag{4.598}$$

Comentario. La aplicación de esta desigualdad permite obtener una estimación conservadora de la probabilidad de fallo de un tramo de obra. Si, además, los sucesos son mutuamente excluyentes, la probabilidad de los sucesos intersección es nula, y, por tanto, la probabilidad de que ocurra, al menos uno de los modos de fallo (unión de dichos sucesos), es igual a la suma de las probabilidades individuales de cada uno de ellos.

4.11.4.6 Probabilidad condicionada de sucesos

En muchas ocasiones es necesario determinar la probabilidad de ocurrencia de sucesos que no son mutuamente excluyentes, por lo que es necesario conocer la probabilidad de su intersección. Si S_i y S_j son dos suce-

sos, la probabilidad del suceso intersección, S_iS_j se puede obtener a partir de la probabilidad de que ocurra el suceso S_i sabiendo que ha ocurrido el suceso S_j, (probabilidad condicionada),

$$\Pr\left[S_iS_j\right]=\Pr\left[S_i\left|S_j\right.\right]P\mathrm{r}\left[S_j\right]=\Pr\left[S_j\left|S_i\right.\right]P\mathrm{r}\left[S_i\right] \tag{4.599}$$

donde los términos, $\Pr[S_i \mid S_j]$, (o $\Pr[S_j \mid S_i]$), representa la probabilidad de ocurrencia del suceso S_i, (o S_j), condicionado a que ocurra el suceso S_j, (o S_i), y, $\Pr[S_j]$, (o $\Pr[S_i]$), representa la probabilidad de que ocurra el suceso S_j, (o S_i).

La probabilidad condicionada de la ocurrencia de diversos sucesos se puede calcular mediante las siguientes expresiones.

Un suceso y su complementario,

$$\Pr\left[S_i^c\left|S_j\right.\right]=1-\Pr\left[S_i\left|S_j\right.\right] \tag{4.600}$$

Unión de dos sucesos condicionada a un tercer suceso,

$$\Pr\left[S_1\cup S_2\left|S_3\right.\right]=\Pr\left[S_1\left|S_3\right.\right]+\Pr\left[S_2\left|S_3\right.\right]-\Pr\left[S_1S_2\left|S_3\right.\right] \tag{4.601}$$

Intersección de dos sucesos condicionada a un tercer suceso de probabilidad no nula,

$$\Pr\left[S_1S_2\left|S_3\right.\right]=\frac{\Pr\left[S_1S_2S_3\right]}{\Pr\left[S_3\right]} \tag{4.602}$$

Generalización de la intersección de n sucesos,

$$\Pr\left[S_1S_2\ldots S_n\right]=\Pr\left[S_1\left|S_2S_3\ldots S_n\right.\right]\Pr\left[S_2\left|S_3S_4\ldots S_n\right.\right]\ldots\Pr\left[S_{n-1}\left|S_n\right.\right]\Pr\left[\left|S_n\right.\right] \tag{4.603}$$

4.11.4.7 Sucesos estadísticamente independientes

Cuando la probabilidad de ocurrencia de un suceso no está condicionada a la ocurrencia de otro, aunque no sean mutuamente excluyentes, se dice que los sucesos son estadísticamente independientes y la probabilidad condicionada es igual al producto de sus probabilidades individuales,

$$\Pr\left[S_iS_j\right]=\Pr\left[S_i\right]\Pr\left[S_j\right]=\Pr\left[S_j\right]\Pr\left[S_i\right] \tag{4.604}$$

4.11.4.8 Intersección de n sucesos estadísticamente independientes

Aplicando los resultados anteriores se obtiene,

$$\Pr\left[S_1S_2\ldots S_n\right]=\Pr\left[S_1\right]\Pr\left[S_2\right]\ldots\Pr\left[S_{n-1}\right]\Pr\left[S_n\right]=\prod_{i=1}^{n}\Pr\left[S_i\right] \tag{4.605}$$

Ejemplo. En el caso analizado del dique vertical se supuso que los sucesos deslizamiento y erosión de la banqueta no eran mutuamente excluyentes y por tanto la probabilidad de la intersección $\Pr[S_1S_3] = p_{13} \neq 0$. *De acuerdo con el desarrollo de este apartado, esta probabilidad se puede escribir,*

$$\Pr\left[S_1S_3\right]=\Pr\left[S_1\left|S_3\right.\right]\Pr\left[S_3\right]=\Pr\left[S_3\left|S_1\right.\right]\Pr\left[S_1\right] \tag{4.606}$$

La probabilidad conjunta de fallo se expresa por,

$$\Pr\left[S_1\cup S_2\cup S_3\right]=\Pr\left[S_1\right]+\Pr\left[S_2\right]+\Pr\left[S_3\right]-\Pr\left[S_1\left|S_3\right.\right]\Pr\left[S_3\right] \tag{4.607}$$

Esta ecuación aclara la dificultad principal del problema que se trata de resolver: el cálculo de la probabilidad condicionada, $\Pr[S_1 \mid S_3]$, (o $\Pr[S_3 \mid S_1]$), *de que ocurra el deslizamiento del dique conociendo que se ha producido la erosión de la banqueta. En general, la experiencia y la información disponible sobre la ocurrencia de modos de fallo condicionados es pequeña.*
En el supuesto de que los dos modos de fallo, deslizamiento y erosión de banqueta sean estadísticamente independientes, entonces

$$\Pr\left[S_1 | S_3\right] = \Pr\left[S_1\right] = p_1 \tag{4.608}$$

y, sustituyendo en la expresión anterior,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_2 \cup S_3\right] = p_1 + p_2 + p_3 - \left(p_1 p_3\right) \tag{4.609}$$

En algunas ocasiones puede interesar conocer la probabilidad de que se produzca el deslizamiento sin que haya erosión de la banqueta, es decir del suceso $S_1 S_3^c$. *Aplicando la definición de probabilidad condicionada se tiene,*

$$\Pr\left[S_1 S_3^c\right] = \Pr\left[S_3^c | S_1\right]\Pr\left[S_1\right] = \left(1 - \Pr\left[S_3 | S_1\right]\right)\Pr\left[S_1\right] \tag{4.610}$$

4.11.4.9 Importancia de trabajar con sucesos mutuamente excluyentes

En el apartado anterior se ha visto que el espacio de sucesos se puede construir con diferentes combinaciones de sucesos que constituyen una colección completa. Sin embargo, algunas de estas colecciones está formada por sucesos mutuamente excluyentes y otras no. Desde el punto de vista del cálculo de la probabilidad conjunta de fallo, la solución más conveniente es trabajar con una colección completa de sucesos mutuamente excluyentes. No obstante, en muchas ocasiones esto no es posible y es necesario trabajar con sucesos cuya intersección no es el suceso vacío.

Supóngase el caso de un dique vertical con, sólamente, dos modos de fallo, S_1 deslizamiento y S_3 erosión de la banqueta. Un espacio de sucesos completo está formado por, $\Psi = \{S_1, S_3, S_1^c S_3^c\}$, donde el suceso intersección de los sucesos complementarios es el suceso nulo o no fallo. Este espacio es completo, (el espacio se puede construir por la unión de los sucesos, $\Psi = S_1 \cup S_3 \cup S_1^c S_3^c$), pero, en general, no está formado por sucesos mutuamente excluyentes. Los dos modos de fallo pueden ocurrir simultáneamente y que, $S_1 S_3 \neq \phi$.

En el diagrama de Venn, este espacio está representado por un rectángulo, y en su interior aparecen dos rectángulos que interseccionan, figura 4.4.26.

La probabilidad de la colección completa o suceso cierto es igual a la unidad, es decir,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_3\right] + \Pr\left[\left(S_1 \cup S_3\right)^c\right] = \Pr\left[S_1 \cup S_3\right] + \Pr\left[S_1^c S_3^c\right] = 1 \tag{4.611}$$

Se observa que el cumplimiento del axioma II de la probabilidad no se escribe en términos de los sucesos de la colección, si no como combinaciones de ellos. La probabilidad del suceso que el dique falle por deslizamiento o por la erosión de la banqueta es,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_3\right] = \Pr\left[S_1\right] + \Pr\left[S_3\right] - \Pr\left[S_1 S_3\right] \tag{4.612}$$

En el diagrama Venn,se representa una colección completa de sucesos mutuamente excluyentes, formada por combinaciones de los sucesos S_1 y S_3, figura 4.4.27.

Este espacio es, $\Psi = \{S_1 S_3, S_1 S_3^c, S_1^c S_3, S_1^c S_3^c\}$, y, al igual que en el caso anterior, la unión de los sucesos forma el espacio de sucesos,

$$\Psi = S_1 S_3 \cup S_1 S_3^c \cup S_1^c S_3 \cup S_1^c S_3^c \tag{4.613}$$

Figura 4.4.26. **Diagrama de Venn del espacio de dos sucesos mutuamente excluyentes**

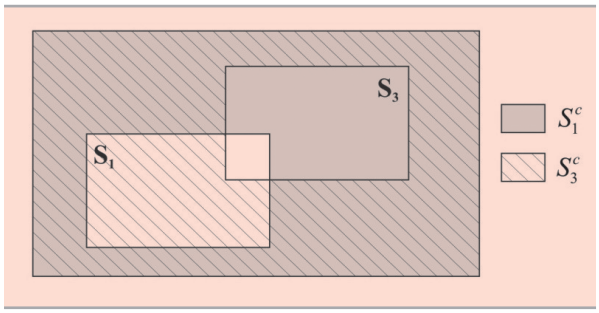
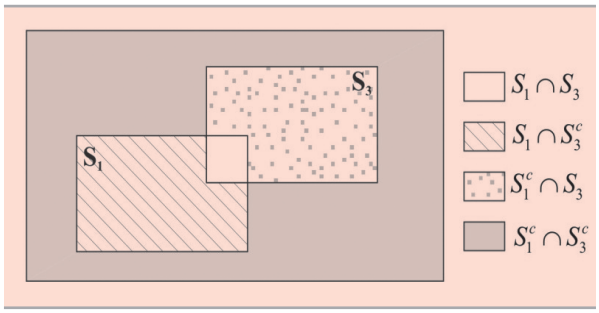


Figura 4.4.27. **Diagrama para una colección completa de sucesos mutuamente excluyentes**



y, en consecuencia,

$$\Pr\left[S_1S_3 \cup S_1S_3^c \cup S_1^cS_3 \cup S_1^cS_3^c\right] = \Pr\left[S_1S_3\right] + \Pr\left[S_1S_3^c\right] + \Pr\left[S_1^cS_3\right] + \Pr\left[S_1^cS_3^c\right] = 1 \tag{4.614}$$

De acuerdo con las definiciones de unión e intersección se tiene,

$$\Pr\left[S_1 \cup S_3\right] = 1 - \Pr\left[S_1^cS_3^c\right] = \Pr\left[S_1S_3\right] + \Pr\left[S_1S_3^c\right] + \Pr\left[S_1^cS_3\right] \tag{4.615}$$

Para calcular la probabilidad de la unión de los dos modos de fallo, todos los términos son positivos, si bien todos ellos están formados por intersección de sucesos.

4.12 TEOREMA DE LA PROBABILIDAD TOTAL

Uno de los requisitos de proyecto es que un tramo de obra en la fase de proyecto sea segura con una fiabilidad o cota superior de la probabilidad conjunta de no fallo. Para ello se debe verificar que la probabilidad conjunta de fallo en la fase de proyecto frente a todos los modos de fallo adscritos a los estados límite últimos sea inferior al valor propuesto en el capítulo 2 en función del índice de impacto social y ambiental del tramo, Tabla 2.2.3, capítulo 2. La ocurrencia de los modos de fallo está asociada a la ocurrencia de diferentes combinaciones de agentes. Para evaluar la probabilidad de ocurrencia de un modo de fallo se aplica el teorema de la probabilidad total sobre un nuevo espacio de sucesos, Ψ_T, formado por el producto escalar de los dos subespacios de sucesos modos de fallo y de agentes.

4.12.1 Espacio muestral de modos de fallo y factores de proyecto

Si el suceso modo de fallo, S_j, depende de la ocurrencia de m agentes, $A_1,\ldots, A_m$, y éstos forman una colección completa y mutuamente excluyente tal que, $\Pr[A_i] > 0$, $i = 1,2,\ldots,$, entonces,

$$S_j = S_j \cap \left(A_1 \cup A_2 \cup \ldots \cup A_m\right) = \left(S_j \cap A_1\right) \cup \left(S_j \cap A_2\right) \cup \ldots \cup \left(S_j \cap A_m\right) = \left(S_jA_1\right) \cup \ldots \cup \left(S_jA_m\right) \tag{4.616}$$

Aplicando el axioma III de la probabilidad de sucesos,

$$\Pr\left[S_j\right] = \Pr\left[S_jA_1\right] + \Pr\left[S_jA_2\right] + \ldots + \Pr\left[S_jA_m\right] = \sum_{i=1}^{m} \Pr\left[S_jA_i\right] \tag{4.617}$$

y teniendo en cuenta la probabilidad condicionada,

$$\Pr\left[S_j\right] = \Pr\left[S_j|A_1\right]\Pr\left[A_1\right] + \Pr\left[S_j|A_2\right]\Pr\left[A_2\right] + \ldots + \Pr\left[S_j|A_m\right]\Pr\left[A_m\right] = \sum_{i=1}^{m} \Pr\left[S_j|A_i\right]\Pr\left[A_i\right] \tag{4.618}$$

Expresión que se conoce con el nombre de teorema de la probabilidad total. El requisito necesario para poder aplicar el teorema de la porbabilidad total es que los agentes, A_i, del espacio muestral sean mutuamente excluyentes.

4.12.1.1 Probabilidad de ocurrencia del deslizamiento

En el estudio de la probabilidad de presentación de sismo y oleaje para el dique vertical se ha visto que, A_2A_3, $A_2A_3^c$, $A_2^cA_3$, ϑ, son mutuamente excluyentes por lo que aplicando el teorema de la probabilidad total se obtiene,

$$\begin{aligned}\Pr[S_1] &= \Pr[S_1|A_2A_3]\Pr[A_2A_3]+\Pr[S_1|A_2A_3^c]\Pr[A_2A_3^c]+\\ &\Pr[S_1|A_2^cA_3]\Pr[A_2^cA_3]+\Pr[S_1|A_2^cA_3^c]\Pr[A_2^cA_3^c]\end{aligned} \tag{4.619}$$

Comentario. Tal y como se ha visto en el ejemplo del dique vertical, este teorema es esencial para el desarrollo de la metodología que permite evaluar la probabilidad conjunta de fallo de un tramo de obra como consecuencia de su interferencia con los factores de proyecto. Éstos, como se verá más adelante forman, asímismo, un espacio muestral de elementos mutuamente excluyentes cuya combinación permite construir el espacio de sucesos (presentación de factores de proyecto). Aplicando el teorema total de la probabilidad se puede evaluar la probabilidad de ocurrencia de un suceso de fallo supuesto que se han presentado una colección completa, mutuamente excluyente de factores de proyecto.

4.12.1.2 Teorema de Bayes

El teorema de Bayes formula el problema inverso del que se resuelve con el teorema de la probabilidad total. Conocido que el tramo de obra ha fallado por vuelco, S_1, se desea calcular la probabilidad de que el fallo esté causado por la presentación del agente oleaje A_2. Teniendo en cuenta las definiciones anteriores si, S_1, es un suceso de probabilidad no nula, esta probabilidad se puede calcular por,

$$\Pr[A_2|S_1] = \frac{\Pr[S_1|A_2]\Pr[A_2]}{\Pr[S_1]} \tag{4.620}$$

y generalizando para cualquiera de los, $m-1$, agentes, y ya que los, $A_1, \ldots, A_m$, forman una colección completa y mutuamente excluyente de agentes de probabilidad no nula, $\Pr[A_i] > 0$, $i = 1,2,\ldots,m$,

$$\Pr[A_i|S_1] = \frac{\Pr[S_1|A_i]\Pr[A_i]}{\sum_{j=1}^{m}\Pr[S_i|A_j]\Pr[A_j]} \tag{4.621}$$

4.13 PROBABILIDAD DE FALLO: NIVELES II Y III

Las ecuaciones de verificación que se emplean para determinar si la obra es segura frente a un determinado modo de fallo están formadas por términos, los cuales a su vez son funciones de los factores de proyecto. Considérese el caso de un modo de fallo, en el cual intervienen n factores de proyecto, definidos por, el vector n-dimensional, $X(X_1, X_2, \ldots, X_n)$ cuya función de densidad conjunta es, $f_{X_1,\ldots,X_n}(x_1,\ldots, x_n)$. Sea la ecuación de verificación $S = G(X_1, X_2, \ldots, X_n)$, que define una hipersuperficie crítica en el espacio n-dimensional tal que, $S = G > 0$, es el dominio de seguridad y $S = G \leq 0$, define el dominio de fallo. De acuerdo con lo desarrollado en la sección anterior, en el intervalo de tiempo, la probabilidad de fallo, p_f y la fiabilidad, r_f de la obra frente al modo de fallo, viene dada por la siguientes integrales n-múltiple,

$$p_f = \int_{G(X_1,X_2,\ldots X_n)\leq 0}\cdots\int f_{X_1,X_2,\ldots X_n}(x_1,x_2,\ldots x_n)\,dx_1dx_2\ldots dx_n \tag{4.622}$$

$$r_f = 1 - p_f \tag{4.623}$$

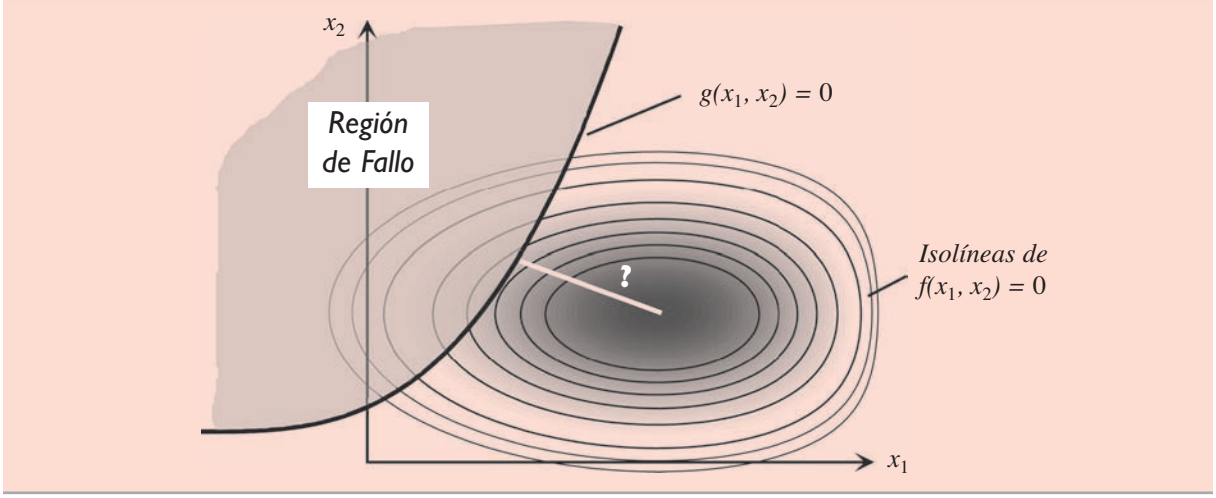
La evaluación de la integral o de la probabilidad de fallo se puede hacer por integración directa, lo cual raramente se puede realizar, o por simulación, por ejemplo Monte Carlo (Nivel III) y por transformación del integrando (Nivel II) para trabajar con variables gaussianas independientes.

4.13.1 Ecuación de verificación con dos términos

Se supone un modo de fallo cuya ecuación de verificación, $G(X_1, X_2)$, se expresa en función de dos términos, uno favorable, X_1, y otro desfavorable X_2. El margen de seguridad se define entonces, $S = G(X_1, X_2)$. De acuerdo con estas definición, se considera que, la obra es segura es fiable o no falla frente al modo de fallo cuando $S > 0$, y falla cuando $S \leq 0$. El valor de la variable $S = 0$, separa el dominio de fallo, D_f, del dominio de seguridad o fiabilidad, D_r. La curva, $G(X_1, X_2)$, interfase entre los dos dominios, D_f y D_r, es el lugar geométrico de los valores de los términos, X_1 y X_2 de la ecuación que cumplen estrictamente la condición crítica o el estado límite de la obra frente al modo de fallo. Dado que los términos X_1 y X_2 son variables aleatorias, S, margen de seguridad, también lo es.

En un intervalo de tiempo, la probabilidad de fallo, p_f de la obra frente al modo de fallo es la probabilidad de todas las ocurrencias $S \leq 0$, en el intervalo de tiempo, es decir, $p_f = \Pr[S \leq 0]$, y sustituyendo S por su expresión, $p_f = \Pr[G(X_1, X_2) \leq 0]$, figura 4.4.28.

Figura 4.4.28. ***Región y criterio de fallo e isolíneas de probabilidad de dos valores aleatorias***



Supóngase que, los términos de la ecuación, X_1 y X_2, son variables aleatorias, definidas en un cierto dominio bidimensional D, con función de densidad conjunta, $f_{X_1X_2}(x_1x_2)$. El dominio D contiene dos subdominios, D_f, al que pertenecen todos los pares de valores $(X_1, X_2) \in D$, para los cuales satisfacen la desigualdad, $S = G(X_1, X_2) \leq 0$ y el subdominio de seguridad o fiabilidad, D_r al cual pertenecen todos los pares de valores, $(X_1, X_2) \in D$ que satisfacen la desigualdad, $S = G(X_1, X_2) > 0$. La probabilidad de fallo se obtiene integrando la función de densidad en el dominio de fallo, D_f,

$$p_f = \Pr\left[G\left(X_1, X_2\right)\right] = \iint_{D_f} f_{X_1X_2}\left(x_1, x_2\right) dx_1 dx_2 \qquad (4.624)$$

En general, hay tres procedimientos para resolver esta integral: (1) integración directa por vía analítica, lo cual sólo es posible en algunos casos especiales; (2) resolución por métodos numéricos, por ejemplo aplicando la técnica de Monte Carlo y (3) obviando la integración mediante la transformación del integrando en una función de densidad de variables gaussianas. El procedimiento segundo se conoce con el nombre de Nivel III, mientras que el procedimiento fundamentado en la transformación del integrando se incluye en los denominados de Nivel II.

4.13.1.1 Evaluación analítica de la integral

En algunos casos particulares, la integral tiene solución analítica. Considérense dos variables aleatorias no correlacionadas, cuyas funciones de densidad marginales, f_{X_1} y f_{X_2}, y de distribución F_{X_1} y F_{X_2}, son funciones gaussianas de media y desviación típica, μ_{X_1}, σ_{X_1} e μ_{X_2}, σ_{X_2}, respectivamente. Entonces, la probabilidad de fallo se puede escribir,

$$p_f = \iint_{D_f} f_{X_1}(x_1) f_{X_2}(x_2)\, dx_1 dx_2 \tag{4.625}$$

siendo D_f el dominio del fallo. Teniendo en cuenta la definición de función de distribución,

$$F_{X_2}(x_1) = \int_{-\infty}^{x_1} f_{X_2}(u)\, du = \Pr\left[X_2 \le x_1\right] \tag{4.626}$$

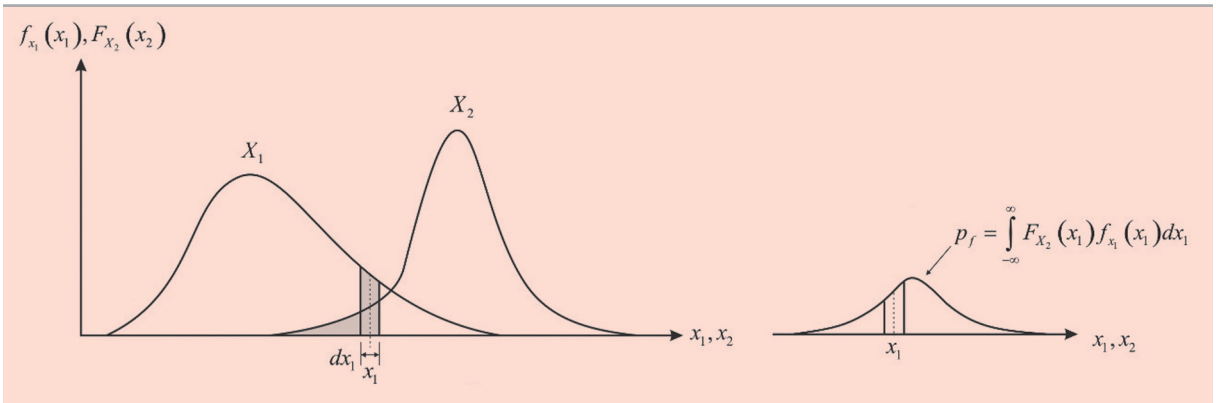
que, sustituída en la anterior expresa la probabilidad de fallo mediante una integral simple,

$$p_f = \int_{-\infty}^{\infty} F_{X_2}(x_1) f_{x_1}(x_1)\, dx_1 \tag{4.627}$$

conocida también como integral de convolución y donde, $F_{X_2}(x_1)$, representa la probabilidad de que la variable X_2 tome valores menores o iguales que x_1. La función de densidad marginal, $f_{X_1}(x_1)dx_1$ representa la probabilidad de que la variable X_1 tome valores en el intervalo, $(x_1, x_1 + dx_1)$.

Considerando todos los valores posibles que puede tomar la variable X_1, se obtiene la probabilidad de fallo, p_f. En las definiciones anteriores se ha supuesto que el dominio de integración para ambas variables es el conjunto de los números reales. Estos resultados se muestra en la figura 4.4.29; se puede apreciar que la probabilidad de fallo frente al modo de fallo no es igual al área de la intersección de las funciones de densidad, f_{X_1} y f_{X_2}.

Figura 4.4.29. **Probabilidad de fallo de dos variables X_1 y X_2**



4.13.1.2 Evaluación mediante simulación numérica

El método de simulación de Monte Carlo permite evaluar una integral definida. A modo de introducción se presenta un caso simple. Considérese la evaluación de la integral definida,

$$I = \int_a^b G(X_1)\, dx_1 \tag{4.628}$$

donde $G(X_1) > 0$ en el intervalo $[a,b]$. El valor de la integral es el área bajo la curva en el intervalo $[a,b]$. Se define un rectángulo de altura h que contenga la curva G, es decir, $h \ge G(X_1)$; el área del rectángulo es $h(b - a)$. Se definen dos variables aleatorias independientes, u y v, uniformemente distribuídas en los intervalos, $a \le u \le b$ y $0 \le v \le b$, respectivamente. Generando N pares de valores $[u,v]$, se puede contar aquellos casos en los que $v \le G(u)$; supóngase que este número es n. Para N suficientemente grande, el valor de la integral se puede aproximar por,

$$I \simeq h(b-a)\frac{n}{N} \tag{4.629}$$

Este ejemplo muestra cómo se puede aplicar un experimento estadístico para evaluar un problema que no es estadístico. Este procedimiento es la base del método de simulación de Monte Carlo incluído en el Nivel III.

4.13.1.3 Función de densidad del margen de seguridad

Si los términos de la ecuación de verificación son variables gaussianas independientes existe una relación funcional entre el índice de fiabilidad y la probabilidad de fallo. Esta relación se explota para el desarrollo de los métodos de Nivel II. Por ejemplo, en el caso de una ecuación de verificación lineal, $S = G(Y_1,Y_2) = Y_1 - Y_2$, diferencia de dos variables aleatorias gaussianas no correlacionadas, Y_1 y Y_2, la probabilidad de fallo se puede evaluar mediante una transformación del integrando. Los momentos estadísticos de primer orden, media, μ_S, y de segundo orden, varianza, σ_S, de la variable aleatoria, S, margen de seguridad, en función de los momentos de primer y segundo orden de Y_1 e Y_2 son,

$$\mu_S = \mu_{Y_1} - \mu_{Y_2} \tag{4.630}$$

$$\sigma_S^2 = \sigma_{Y_1}^2 + \sigma_{Y_2}^2 \tag{4.631}$$

siendo la variable, S, una variable gaussiana, $N(\mu_S,\sigma_S)$. La variable reducida, $S_* = (S - \mu_S) / \sigma_S$, es gaussiana de media cero y varianza unidad, $N(0,1)$. Por claridad, las variables aleatorias gaussianas se denominan por Y, mientras que cualquier otra variable aleatoria se denomina por X.

Dado que la condición crítica de fallo se corresponde cuando $S = 0$, existe fallo, siempre que el valor del margen de seguridad se encuentre en el dominio, $S \leq 0$, y, teniendo en cuenta la definición de la función de distribución, la probabilidad de fallo se expresa por,

$$p_f = \Pr[S \leq 0] = \Phi\left[\frac{0-\mu_S}{\sigma_s}\right] = \Phi\left[-\frac{\mu_S}{\sigma_s}\right] = \Phi\left(-\frac{\mu_{Y_1} - \mu_{Y_2}}{\sqrt{\sigma_{Y_1}^2 + \sigma_{Y_2}^2}}\right) \tag{4.632}$$

donde Φ, es la función de distribución normal estandar.

El resultado anterior se puede aplicar de manera inmediata al caso en que las variables X e Y son variables aleatorias gaussianas correlacionadas, con coeficiente de correlación $\rho_{Y_1Y_2} \leq |1|$ conocido. Para el caso concreto analizado anteriormente, $S = G = Y_1 - Y_2$, se tiene

$$\mu_S = \mu_{Y_1} - \mu_{Y_2} \tag{4.633}$$

$$\sigma_S^2 = \sigma_{Y_1}^2 + \sigma_{Y_2}^2 - 2\rho_{Y_1Y_2}\sigma_{Y_1}\sigma_{Y_2} \tag{4.634}$$

con lo que basta sustituir la varianza σ_S por su valor en función de las varianzas de las variables y el coeficiente de correlación, $\rho_{Y_1Y_2}$ en la ecuación de p_f.

Definiendo el índice de fiabilidad, $\beta = \mu_S/\sigma_S$, por el cociente de la media y la desviación estandar del margen de seguridad, la probabilidad de fallo se obtiene por el valor de la función de distribución gaussiana para el índice de fiabilidad,

$$p_f = \Phi(-\beta) \tag{4.635}$$

Obsérvese que, debido a la simetría de la función de Gauss, $\Phi(\beta) = 1 - p_f = r_f$, que es la fiabilidad o probabilidad de que la obra no incurra en el modo de fallo.

4.13.1.4 Evaluación mediante la optimización de la distancia al origen

Si la ecuación de verificación, $S = G(Y_1,Y_2) = Y_1 - Y_2$, es lineal y ambos términos, Y_1 e Y_2, son variables gaussianas independientes, se pueden definir las variables gaussianas reducidas, Y_1^* e Y_2^*,

$$Y_1^* = \frac{Y_1 - \mu_{Y_1}}{\sigma_{Y_1}} \tag{4.636}$$

$$Y_2^* = \frac{Y_2 - \mu_{Y_2}}{\sigma_{Y_2}} \tag{4.637}$$

que sustituídas en la ecuación de verificación para la condición crítica de seguridad queda,

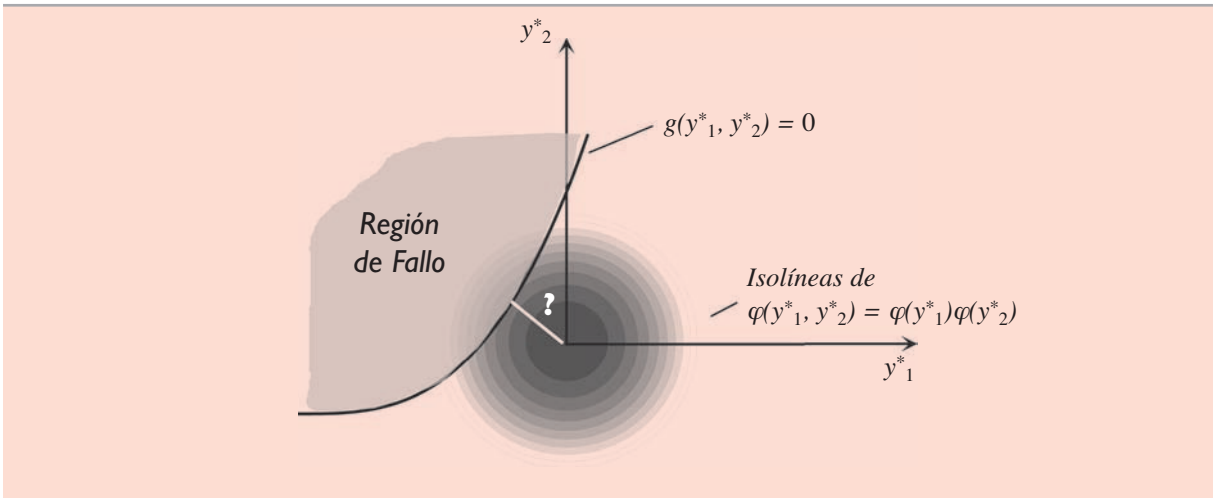
$$G(Y_1, Y_2) = g(Y_1^*, Y_2^*) = \sigma_{Y_1} Y_1^* - \sigma_{Y_2} Y_2^* + (\mu_{Y_1} - \mu_{Y_1}) = aY_1^* + bY_2^* + c = 0 \tag{4.638}$$

que, es la ecuación de una recta, con $a = \sigma_{Y_1}$, $b = -\sigma_{Y_2}$, y, $c = -\mu_{Y_1} - \mu_{Y_2}$. Al objeto de evitar confusiones la ecuación de verificación en coordenadas reducidas, Y_1^*, Y_2^*, se representa por letra minúscula, g. El dominio de seguridad, D_r, es el conjunto de puntos del plano que se encuentran de un lado de la recta tal que $S = g(Y_1^*, Y_2^*) > 0$; el dominio de fallo, D_f, es el conjunto de puntos del plano que se encuentran del otro lado de la recta de fallo tal que $S = g(Y_1^*, Y_2^*) \leq 0$. La distancia, Δ del origen de coordenadas $O(0, 0)$ a dicha recta es,

$$\Delta = \frac{c}{\sqrt{a^2 + b^2}} = \frac{\mu_{Y_1} - \mu_{Y_2}}{\sqrt{\sigma_{Y_1}^2 + \sigma_{Y_2}^2}} = \beta \tag{4.639}$$

En palabras, la distancia mas corta del origen de coordenadas a la recta de fallo o interfase de los dominios de seguridad y de fallo es el índice de fiabilidad. Esta recta, expresada en las coordenadas reducidas, (Y_1^*, Y_2^*), se encuentra desplazada del origen una distancia igual al valor numérico del índice de fiabilidad. Denominando, en coordenadas reducidas, el punto de corte o punto crítico por $P_c(y_{1c}^*, y_{2c}^*)$, entonces, $\beta = (y_{1c}^{*2} + y_{2c}^{*2})^{1/2}$, figura 4.4.30.

Figura 4.4.30. Región y criterio de fallo e isolíneas de dos variables aleatorias reducidas



Este resultado sólo es válido para variables gaussianas no correlacionadas y una ecuación de verificación lineal. Si la ecuación de verificación no es una función lineal de las variables reducidas, pero es estrictamente monótona, entonces el índice de fiabilidad es la distancia mas corta del origen a la curva $g(Y_1^*, Y_2^*)$. Con estos supuestos, la probabilidad de fallo, $p_f = \Phi(-\beta)$, se obtiene calculando el índice de fiabilidad, $\beta = min(\Delta)$, siendo, Δ, la distancia desde el origen a la curva definida por la ecuación de verificación, $g(Y_1^*, Y_2^*) = 0$, expresada, ésta, en coordenadas reducidas. De esta forma, la evaluación de la probabilidad de fallo de la obra frente a un modo de fallo se transforma en la resolución de un problema de extremos con constricciones expresado por,

$$\begin{aligned} \beta &= \text{mín}(\Delta) = \text{mín}\left(Y_1^{*2} + Y_2^{*2}\right)^{\frac{1}{2}} \\ g\left(Y_1^*, Y_2^*\right) &= 0 \qquad \text{cosntricción} \end{aligned} \tag{4.640}$$

Una vez obtenido el valor del índice de fiabilidad la probabilidad de fallo se obtiene tal y como se explica en el subapartado anterior.

4.13.1.5 Relación entre el punto crítico y el índice de fiabilidad

Desde el punto de vista de procedimiento de cálculo es conveniente establecer una relación entre el punto crítico o de comprobación (y_{1c}^*, y_{2c}^*) y el índice de fiabilidad, β. Para ello, en primer lugar se obtiene las componentes de la normal exterior a la curva $g(Y_1^*, Y_2^*)$ por el punto crítico,

$$\alpha_{Y_1^*} = \frac{\frac{\partial g}{\partial Y_1^*}}{l} = \frac{\sigma_{Y_1^*}}{l} \tag{4.641}$$

$$\alpha_{Y_2^*} = \frac{\frac{\partial g}{\partial Y_2^*}}{l} = \frac{\sigma_{Y_2^*}}{l} \tag{4.642}$$

$$l = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial Y_1^*}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial Y_2^*}\right)^2} \tag{4.643}$$

donde $\alpha_{Y_1^*}$, $\alpha_{Y_2^*}$, son los cosenos directores o componentes de la normal exterior a la curva, y, l, es la longitud de dicha normal. Las coordenadas del punto crítico, (y_{1c}^*, y_{2c}^*), se pueden expresar en función de las componentes de la normal exterior y del índice de fiabilidad,

$$y_{1c}^* = -\alpha_{Y_1^*}\beta \tag{4.644}$$

$$y_{2c}^* = -\alpha_{Y_2^*}\beta \tag{4.645}$$

y la ecuación de la interfase $g(Y_1^*, Y_2^*) = 0$, se puede escribir en términos de $\alpha_{Y_1^*}$, $\alpha_{Y_2^*}$ y β,

$$g\left(Y_1^*, Y_2^*\right) = \beta + \alpha_{Y_1^*} Y_1^* + \alpha_{Y_2^*} Y_2^* = 0 \tag{4.646}$$

y deshaciendo el cambio de variables,

$$G\left(Y_1, Y_2\right) = b_0 + b_{Y_1} Y_1 + b_{Y_2} Y_2 \tag{4.647}$$

$$b_0 = \beta - b_{Y_1}\mu_{Y_1} - b_{Y_2}\mu_{Y_2} \tag{4.648}$$

$$b_{Y_1} = \frac{\alpha_{Y_2^*}}{\sigma_{Y_1}} \tag{4.649}$$

$$b_{Y_2} = \frac{\alpha_{Y_2^*}}{\sigma_{Y_2}} \tag{4.650}$$

se obtiene la ecuación de verificación, G, expresada en el sistema de coordenadas Y_1 y Y_2, en función del índice de fiabilidad y de los momentos estadísticos de primer y segundo orden de los términos de la ecuación.

El índice de fiabilidad se obtiene a partir de la ecuación de verificación, $g(Y_1^*, Y_2^*) = 0$, en el punto crítico, (y_{1c}^*, y_{2c}^*)

$$\beta = -\alpha_{Y_1^*} y_{1c}^* - \alpha_{Y_2^*} y_{2c}^* \tag{4.651}$$

y la media y la varianza de la variable aleatoria margen de seguridad, S, se obtienen calculando la media y la varianza de la función G,

$$\mu_S = E\left[G\left(Y_1, Y_2\right)\right] = E\left[b_0 + b_{Y_1} Y_1 + b_{Y_2} Y_2\right] = b_0 + b_{Y_1}\mu_{Y_1} + b_{Y_2}\mu_{Y_2} \tag{4.652}$$

$$\sigma_S^2 = E\left[\left(S - \mu_S\right)^2\right] = b_{Y_1}^2 \sigma_{Y_1}^2 + b_{Y_2}^2 \sigma_{Y_2}^2 = 1 \tag{4.653}$$

con lo que, $\beta = \mu_S = \mu_g = \mu_G$; es decir, el valor del índice de fiabilidad no depende del sistema de coordenadas utilizado. Este resultado sólamente es válido si la ecuación de verificación es lineal.

4.13.1.5.1 Índices de sensibilidad

Las componentes, $\alpha_{Y_1^*}$, $\alpha_{Y_2^*}$, son elementos importantes en la aplicación de este procedimiento. Ya que, β se calcula como la suma de los productos de la componente por la coordenada reducida del puento crítico, la contribución al sumatorio depende del valor de la componente. Por tanto, dicho valor es una indicación de la importancia que la variabilidad de esa coordenada tiene en el valor de β y, por tanto, en la probabilidad de fallo. Aquella variable cuya componente es muy pequeña, influyen poco en el resultado final y en consecuencia no es necesario determinar su variabilidad con mucha precisión; en otras palabras, a todos los efectos esa variable se puede tratar como determinista. Evidentemente, el argumento se puede aplicar también en el sentido opuesto y utilizar el valor de la componente para cuantificar el efecto en el valor de β, cuando la variable correspondiente se trata como determinista en vez de aleatoria.

Por todo ello, las componentes se conocen con el nombre de índices de sensibilidad, de omisión o de ignorancia, según se empleen para convertir una variable aleatoria en determinista o evaluar el efecto que tiene considerar una variable aleatoria como determinista.

4.13.2 Desarrollo del Método de Monte Carlo

En la sección de evaluación de la probabilidad de fallo se ha presentado una justificación de la técnica de simulación de Monte Carlo para obtener el valor de una integral definida. En esta sección se formula este procedimiento de simulación y se presentan diversas técnicas de generación de números aleatorios.

La aplicación del método de Monte Carlo permite evaluar la integral que define la probabilidad de fallo, en el dominio de fallo, D_f, por,

$$p_f = \int_{D_f} f_{X_1}\left(x_1\right) dx_1 \tag{4.654}$$

que puede escribirse de la siguiente forma,

$$p_f = \int_D J\left[G\left(X_1\right) \le 0\right] * f_{X_1}\left(x_1\right) dx_1 \tag{4.655}$$

donde, D es el dominio de definición de la ecuación de verificación y, J [] es una función índice que toma el valor unidad si lo que está en el corchete es cierto, es decir si se cumple la condición de fallo, y toma el valor cero si no se cumple, es decir si la obra es segura. Si, X_1, son observaciones aleatorias de la variable cuya función de densidad es f_{X_1}, entonces, la función índice, J, que sólo toma dos valores, 0 o 1, también es una variable aleatoria, y la integral anterior se puede expresar por,

$$p_{f,J} \approx \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} J\left[G\left(X_{1,i}\right) \le 0\right] \tag{4.656}$$

donde $p_{f,J}$, es un estimador, sin sesgo (bias), de p_f. Para que la aplicación de la simulación proporcione resultados fiables, es necesario cumplir una serie de requisitos relacionados con el tamaño de la muestra, número de mues-

tras, técnicas de transformación de variables aleatorias, etc. En este apartado se justifican algunas de las recomendaciones propuestas para su utilización en la verificación y cálculo de la obra frente a un modo.

4.13.2.1 Número de muestras requeridas

El valor de $p_{f,J}$, se obtiene como suma de valores independientes, por lo tanto por el teorema central del límite, para una muestra suficientemente grande, $N \to \infty$, la variable aleatoria, $p_{f,J}$, se aproxima a una gaussiana, cuyos valores medio y varianza se pueden calcular por,

$$E\left(p_{f,J}\right) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left[G\left(X_{1,i}\right) \le 0\right] = E\left[G\left(X_{1,i}\right) \le 0\right] \tag{4.657}$$

$$\sigma^2_{p_{f,J}} = \frac{1}{N^2}\sum_{i=1}^{N}\left[G\left(X_{1,i}\right) \le 0\right]^2 = \frac{\sigma_{G(X_{1,i})} \le 0}{N} \tag{4.658}$$

Se puede apreciar que la varianza de la estimación de la probabilidad de fallo, varía directamente con la varianza de la función índice e inversamente con $N^{-1/2}$; en otras palabras el error de la estimación de la probabilidad de fallo decrece con $N^{-1/2}$. Este resultado se puede utilizar para determinar el número de simulaciones requerido para evaluar la probabilidad de fallo con un cierto nivel de confianza.

Cuando se utiliza la simulación para evaluar la probabilidad, p, de que se produzca un cierto suceso, p. ej. que se incumpla la ecuación de verificación, $S \le 0$, y siendo, N, el tamaño de la muestra o número total de simulaciones, y, n, el número de veces que $S \le 0$, un estimador de p, sea p' es el cociente, n/N. Si cada una de las sucesivas simulaciones son independientes n es una variable aleatoria binomial de parámetros N y p, y el error estándar, $\sigma_{p'}$, de la estimación de p' es,

$$\sigma_{p'} = \sqrt{\frac{p(1-p)}{N}} \tag{4.659}$$

Para valores grandes de N, $(N > 30)$, y Np, $(Np > 5)$, la función de distribución muestral se aproxima a una función de Gauss de media $\mu_p = Np$ y de varianza, $\sigma_p = Np(1 - p)$. Se puede definir un error, ε, $(0 \le \varepsilon \le 1)$, como la diferencia relativa entre el valor de p' estimado y su valor medio, es decir,

$$\varepsilon = \frac{p' - Np}{Np} \tag{4.660}$$

tal que la estimación de la probabilidad p tenga un error menor o igual que ε, con un nivel de confianza del $100(1 - \alpha)$ por ciento. Los dos extremos del intervalo se pueden calcular por,

$$p' - z_{\frac{\alpha}{2}}\sqrt{\frac{p'(1-p')}{N}};\ p' + z_{\frac{\alpha}{2}}\sqrt{\frac{p'(1-p')}{N}} \tag{4.661}$$

donde, $z_{\alpha/2}$, es el valor de una variable normal reducida que es excedido con probabilidad $\alpha/2$. Elegido un nivel de confianza, α, y un error ε, el tamaño mínimo de muestra necesaria se obtiene acotando la desviación, es decir,

$$z_{\frac{\alpha}{2}}\sqrt{\frac{p'(1-p')}{N}} \le \varepsilon p' \tag{4.662}$$

y despejando n y sustituyendo el valor muestral p' por p, se tiene que,

$$N \ge \frac{z^2_{\alpha/2}(1-p)}{\varepsilon^2 p} \tag{4.663}$$

Ya que N es una función de p y ésta es desconocida antes de realizar la simulación, es necesario hacer una estimación de p a priori. Para el caso de $\alpha = 95\%$, $\varepsilon = 0{,}05$, y $p = 0{,}1$, $N > 13400$.

4.13.2.2 Tamaño de la muestra y convergencia

En muchas ocasiones, en vez de evaluar a priori el tamaño de la muestra necesario para alcanzar una determinada precisión en el cálculo de la probabilidad de fallo, es mejor dibujar las sucesivas evaluaciones de p_f, y la estimación de su varianza, en función del tamaño de la muestra, N. En general esta curva suele ser decreciente y las oscilaciones (es decir la estabilidad del cálculo) suelen reducirse al aumentar el tamaño de la muestra.

4.13.2.3 Mejora de la precisión

Se ha visto que la precisión del método de simulación de Monte Carlo está relacionada con el tamaño, N, de las muestras generadas, tal y como se observa en la expresión de la varianza. No obstante, existen métodos que permiten reducir la varianza sin aumentar el tamaño de la muestra.

Uno de ellos, llamado de las variables antitéticas, consiste en generar una secuencia de variables uniformes estandar, u_i, obtener un estimador $X_{1,i}$, y utilizar la secuencia, $1 - u_i$, para obtener otro estimador $X_{2,i}$, el cual tiene correlación negativa con $X_{1,i}$. En consecuencia, el estimador, $X_i^* = (X_{1,i} + X_{2,i})/2$, tiene una varianza inferior a $(var[X_1] + var[X_2])/4$.

En otros casos, tal y como puede ocurrir cuando se comparan dos tipologías frente a las mismas condiciones de trabajo, la diferencia de las respuestas estructurales simuladas con la misma secuencia de variables uniformes $(0,1)$, tiene una varianza menor que la de cada una de ellas individualmente.

Otras técnicas de mejorar la precisión de la simulación, es decir de la reducción de la varianza, son empleando información a priori del problema a resolver, y, en particular, aquella que permite acotar la región de fallo.

4.13.2.4 Generación mediante la transformación integral de probabilidad

Tal y como se ha descrito en el apartado anterior, la aplicación de la simulación de Monte Carlo requiere trabajar con números aleatorios con función de distribución uniforme. Sin embargo, en la mayoría de los casos las variables aleatorias tienen función de distribución diferente a la uniforme. La transformación integral de la probabilidad proporciona el fundamento teórico para generar números aleatorios a partir de cualquier función de distribución.

Si una variable aleatoria, X, sigue una función de distribución continua, $F_X(x)$, la transformación, $u = F_X(x)$, da lugar a una variable aleatoria U con distribución uniforme $(0,1)$. La recíproca, también es cierta; si U es una variable con distribución uniforme $(0,1)$, entonces, $X = \Psi(U)$, es una variable aleatoria con función de distribución $F_X(x)$, siempre que exista una correspondencia entre u y la x menor, tal que, $F_X(x) \geq u$.

4.13.2.4.1 Justificación del método

Este resultado se desprende de forma inmediata, teniendo en cuenta que el valor de ambas funciones de distribución debe ser el mismo para los valores, u y x, tal que, $u = F_X(x)$, con, $x = \Psi(U)$,

$$F_U(u) = \Pr[U \leq u] = \Pr[F_X(x) \leq u] \tag{4.664}$$

$$F_X(x) = \Pr[X \leq \Psi(u)] \tag{4.665}$$

$$F_X(x) = F_U(u) \Rightarrow F_X[\Psi(u)] = u \tag{4.666}$$

Es habitual suponer que, las alturas de ola en un estado de mar siguen una distribución de Rayleigh de parámetro λ cuyas funciones de densidad y distribución son:

$$f_X(x) = \frac{x}{\lambda^2}\exp\left[-\frac{\left(\frac{x}{\lambda}\right)^2}{2}\right] \tag{4.667}$$

$$F_X(x) = 1 - \exp\left[--\frac{\left(\frac{x}{\lambda}\right)^2}{2}\right] \tag{4.668}$$

Haciendo $u = F_X(x)$, e invirtiendo esta ecuación, se obtiene un valor de x en función de la variable u que es una variable uniforme $(0,1)$,

$$x = \lambda[-2\ln(1-u)]^{\frac{1}{2}} \tag{4.669}$$

La ecuación de verificación establece una relación entre los agentes y los parámetros de proyecto y la respuesta de la obra o de alguna de sus partes. Algunos agentes y parámetros pueden ser variables aleatorias de función de distribución conocida pero no de distribución uniforme.

Por ello, la derivación de la funcion de distribución de la respuesta de la obra, necesaria para evaluar la probabilidad de fallo, puede ser suficientemente compleja. Por medio de la simulación numérica se puede generar una secuencia de valores de agentes y parámetros, y aplicando la ecuación de verificación obtener una secuencia de respuestas de la obra; a partir de ella, se pueden derivar sus propiedades estadísticas.

4.13.2.4.2 Ajuste de la función de distribución, $F_X(x)$

Para estimar la probabilidad de fallo es necesario conocer el rango de valores para los cuales se cumple la condición de fallo, es decir $G(x) \leq 0$. La estimación de p_f, se puede mejorar ajustando una función de distribución solamente a los puntos x, para los cuales se cumple la condición de fallo. En general, el fallo se produce para valores de la variable que se encuentran en la cola de la distribución que es donde el ajuste suele ser más complicado por la falta de datos y por el comportamiento de la variable aleatoria en la cola de la distribución. Esto es particularmente importante cuando se está trabajando con valores extremos que, por lo que el ajuste de las colas se convierte en aspecto crítico en el uso del método de simulación numérica. En estos casos es recomendable ajustar diversas distribuciones a los punto muestrales y optimizar sus parámetros para obtener una curva de mejor ajuste.

4.13.2.5 Generación de números aleatorios en otros supuestos

En este apartado se desarrolla la generación de números aleatorios para factores y términos discretos y mutuamente dependientes.

4.13.2.5.1 Generación con variables discretas

El método de la transformación inversa también se puede aplicar para generar números aleatorios de una función de distribución discreta, $F_X(x_i)$, utilizando números aleatorios, u, con distribución uniforme, $(0,1)$. Para ello, la condición para obtener un valor de x es que el valor de u se encuentre en el intervalo, $F_X(x_{i-1}) < u \leq F_X(x_i)$, con lo que el valor del número aleatorio es x_i. Este método es lento porque cada vez que se genera un número u, es necesario evaluar el intervalo en el cual se encuentra u para obtener x_i.

4.13.2.5.2 Generación con variables mutuamente dependientes

En la mayoría de los casos la ecuación de verificación está formada por un conjunto de términos aleatorios, formados por agentes y parámetros de proyecto, $(X_1, X_2, \ldots, X_n)$. En el caso en el que estos términos sean estadísticamente independientes, la generación de números aleatorios se puede realizar de forma independiente para cada una de las variables. Cuando los n términos son mutuamente dependientes, la generación de números aleatorios se debe realizar en cascada, teniendo en cuenta que la probabilidad conjunta se puede escribir como el producto de la probabilidad marginal de una de las variables por las probabilidades condicionales,

$$F_{X_{1\ldots}X_n}\left(x_1,\ldots,x_n\right) = F_{X_1}\left(x_1\right) F_{X_2|X_1}\left(x_2|x_1\right) \ldots\ldots\ldots F_{X_n|X_{1\ldots}X_{n-1}}\left(x_n|x_1,\ldots,x_{n-1}\right) \tag{4.670}$$

Entonces, el procedimiento de generación es el siguiente: (1) se obtiene un valor x_1 como el u_i cuantil de la función de distribución marginal de X_1. Con este valor de x_1 la función de dsitribución de X_2 dado X_1 es una función de x_2 solamente, por lo que se puede obtener un valor x_2 como el cuantil u_2 de la función de distribución de X_2 dado X_1. Usando los dos valores x_1, x_2, el valor de x_3 se obtiene como el cuantil u_3 de la función de distribución de X_3, dados X_2 y X_3, y así sucesivamente hasta obtener un conjunto de valores, $(x_1, \ldots, x_n)$ de n variables aleatorias dependientes a partir de un conjunto de valores $(u_i, \ldots, u_n)$ de n variables uniformes independientes.

4.13.2.6 Otros métodos de generación con variables continuas

Cuando la obtención de la función inversa, $x = \Psi(u)$, de una función de distribución $u = F_X(x)$, presenta dificultades y no se puede derivar por métodos analíticos, es necesario recurrir a otras técnicas tales como, los métodos de Box Muller, de rechazo y de descomposición. Este es el caso de las distribuciones normal, log-normal, beta y gamma.

4.13.2.6.1 Método de Box-Muller

La aplicación de este método permite obtener secuencias de pares de valores de variables gaussianas independientes, Y_1, Y_2, a partir de la generación de dos variables uniformes estandar e independientes, U_1, U_2, mediante las expresiones siguientes,

$$Y_1 = \left(-2\ln U_1\right)^{\frac{1}{2}} \cos\left(2\pi U_2\right) \tag{4.671}$$

$$Y_2 = \left(-2\ln U_1\right)^{\frac{1}{2}} \sin\left(2\pi U_2\right) \tag{4.672}$$

4.13.2.6.2 Método de descomposición

Aplicando el teorema de la probabilidad total, se puede expresar la función de densidad, $f_X(x)$ de una variable aleatoria, X, por la suma ponderada de un conjunto de otras funciones de densidad,

$$f_X(x) = \sum_{i=1}^{m} f_{X_i}(x)\, p_i \tag{4.673}$$

donde $f_{X_i}(x) = f_X(X|B_i)$, $i = 1, \ldots, m$, son las funciones de densidad componentes y, $p_i = \Pr[B_i]$ es la probabilidad o peso realtivo asociado a $f_{X_i}(x)$, para la componente B_i. De esta forma una función de densidad de expresión complicada se puede descomponer en una combinación de funciones de densidad cuyas funciones de distribución se puedan invertir analíticamente. Para iniciar el método es necesario, en primer lugar, generar m números aleatorios para cada uno de los m pesos p_i, $i = 1, \ldots, m$, asociados a cada una de las funciones de densidad, $f_{X_i}(x)$.

4.13.2.6.3 Método de rechazo

La aplicación de este método permite generar valores de una variable aleatoria cuya función de densidad, $f_X(x)$, es conocida y se puede evaluar, pero la función de distribución no se puede evaluar. El método consiste en: (1) definir una función $g(x) \geq f_X(x)$, para todos los posibles valores de x de área A; (2) generar valores de una variable aleatoria X a partir de la función $g(x)/A$; la variable aleatoria generada se acepta si, generada una variable uniforme u, se verifica que, $u < f_X(x)/g(x)$. De esta forma los valores de x aceptados están uniformemente distribuídos en el área de aceptación, que que es la distribución buscada.

4.13.2.7 Algunas aplicaciones de la simulación numérica

En este apartado se comentan cuatro casos de aplicación de la simulación de Monte Carlo.

4.13.2.7.1 Simulación de las funciones de distribución de los términos de la ecuación

La ecuación de verificación suele estar formada por suma y diferencia de términos, los cuales a su vez se expresan por relaciones funcionales, más o menos complicadas, de los factores de proyecto, parámetros y agentes y acciones. En algunos casos los factores de proyecto son deterministas, pero en otros, son o deben ser considerados variables aleatorias por incertidumbres asociadas a su modelado, parametrización, etc. En estos casos para evaluar la probabilidad de fallo puede ser necesario derivar la función de distribución de cada término a partir de las funciones de distribución de los factores de proyecto. En aquellos casos en los que sea posible, la derivación debe hacerse por vía analítica. No obstante, en muchas ocasiones, esta derivación no es posible. Entonces se puede recurrir a la simulación para derivar la función de distribución del término.

4.13.2.7.2 Muestreo estadístico

En los métodos de Nivel I la probabilidad de fallo de un dique de abrigo frente a la acción del oleaje se puede aproximar mediante la probabilidad de excedencia del valor de cálculo del agente, el cual se determina por un cuantil de la función de distribución de los estados de mar extremos, o régimen de temporales. La fiabilidad del cálculo está supeditada a la fiabilidad de la estimación del régimen de temporales, obtenido a partir de una muestra de tamaño N, la cual puede evaluarse en función del error estándar. La consideración de unas bandas de confianza de la predicción permiten incrementar la fiabilidad del cálculo. Estos estadísticos dependen del modelo probabilístico aplicado a los datos, del método de estimación de los parámetos y del tamaño de la muestra, N. En muchas ocasiones estos cálculos no se pueden realizar por vía analítica, o los datos contiuenen errores sistemáticos, por lo que la simulación numérica es una alternativa posible para determinar las propiedades de los estimadores estadísticos aplicando técnicas de ajuste entre las diferentes magnitudes.

En el caso del cuantil de la distribución de extremos, mediante la simulación numérica se puede obtener una relación entre el error estándar de la estimación del cuantil con la probabilidad de no excedencia, tamaño de la muestra y valores de los parámetros, para una función de distribución dada y un método de estimación de los parámetros. El resultado es una fórmula empírica equivalente a la fórmula obtenida en el laboratorio o en el campo.

4.13.2.7.3 Error estándar en los estimadores de los cuantiles de una distribución extremal

Supóngase que se necesita evaluar el error estándar de la estimación del cuantil q-ésimo de la función de distribución de Gumbel de máximos, el cual ha sido estimado mediante el método de los momentos. Para ello se procede de la siguiente manera:

Se generan M muestras de tamaño N cada una de números aleatorios, $x_{i,j}$, de la distribución de Gumbel, de parámetros β y α.

$$x_{i,j} = \beta - \alpha \ln\left(-\ln u_{i,j}\right), j = 1,\ldots,M; i = 1,\ldots,N \tag{4.674}$$

y donde los $u_{i,j}$, son una secuencia de números aleatorios uniformes e independientes $(0,1)$. Para cada una de las M muestras, de N valores cada una de ellas, se estiman los parámetros de la distribución, α'_j, β'_j, por el método de los momentos, y, a partir de ellos se obtiene el cuantil q-ésimo de la función de distribución extremal de Gumbel,

$$\xi'_{q,j} = \beta'_j - \alpha'_j \ln\left(-\ln q\right), j = 1,\ldots,M \tag{4.675}$$

La varianza de la estimación del cuantil, es

$$\mathrm{var}\left[\xi'_q\right] = \left\langle \xi'^2_{q,j} \right\rangle - \left\langle \xi'_{q,j} \right\rangle^2 \tag{4.676}$$

donde, los símbolos $\langle\ \rangle$, indican media aritmética calculada con las M muestras. De forma análoga se puede estimar el bias de la estimación del cuantil y el error medio cuadrático. Los límites de confianza de las estimaciones del cuantil se pueden obtener suòniendo que la estimación es una variablea aleatoria normal, $N(\xi'_q, \mathrm{var}[\xi'_q])$, y obtener para cada nivel de excedencia, el intervalo de confianza de anchura $100(1 - \alpha_b)\%$, donde $\alpha_b/2$ es la ordenada que limita el área superior e inferior de la función de densidad que queda fuera del intervalo de confianza.

4.13.2.7.4 Diseño de alternativas y diseño óptimo

El método de simulación de Monte Carlo se puede emplear para el diseño de alternativas y la selección de la óptima. Para ello es necesario considerar el análisis económico en la simulación, evaluando los costes de primera construcción, mantenimiento y reparación de la obra durante su vida útil y comparar con el beneficio actualizado obtenido de su explotación.