

**Instituto de
Ciencias del Mar
C.S.I.C.**

**Programa de
Ciencias del Mar
U.P.C.**

**Procesos de Edificación
y Características Geotécnicas
del Talud Continental del Ebro**

**JESUS
BARAZA PUERTOLAS**

**Tesis Doctoral
1989**

U.E.I. GEOLOGIA MARINA, INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR C.S.I.C.
E.T.S.I.C.C.P.B., UNIVERSIDAD POLITECNICA DE CATALUÑA

TESIS DE DOCTORADO
presentada por

Jesús BARAZA PUERTOLAS

**PROCESOS DE EDIFICACION Y CARACTERISTICAS GEOTECNICAS
DEL TALUD CONTINENTAL DEL EBRO**

Dirigida por:

Dr. Andrés MALDONADO LOPEZ
Profesor de Investigación del C.S.I.C.

Tribunal de Tesis

Presidente: Dr. D. Agustín Sanchez-Arcilla Conejo, Catedrático de
Ingeniería Marítima y Ambiental de la E.T.S.I.C.C.P.B.,
de la Universidad Politécnica de Cataluña.

Vocales: Dr. Eduardo Alonso Pérez de Agreda, Catedrático del
Ingeniería del Terreno de la E.T.S.I.C.C.P.B., de la
Universidad Politécnica de Cataluña.

Dr. D. Joaquín Villena Morales, Catedrático de
Estratigrafía, Dpto. de Ciencias de la Tierra,
Universidad de Zaragoza.

Dra. D^a. Belén Alonso Martínez, Colaborador Científico,
Instituto de Ciencias del Mar, C.S.I.C., Barcelona.

Dr. D. Miguel Canals Artigas, Profesor Titular del
departamento de Estratigrafía, de la Universidad de
Barcelona.

Barcelona, Septiembre 1989

A mis padres

AGRADECIMIENTOS

Son numerosas las personas a las que tengo que agradecer su ayuda material y de orden científico, o el apoyo moral y anímico, que de tanta ayuda ha sido en los momentos más duros. A mi director de Tesis, el Dr. ANDRES MALDONADO, por la confianza que en mí ha depositado, y por poner a mi disposición todos los medios y oportunidades para llevar a término este trabajo.

A los Dres. MONTY HAMPTON y HOMA LEE, del U.S. Geological Survey, por la oportunidad que me han brindado para la utilización de sus equipos de geotecnia y por su inestimable colaboración y amabilidad en todo momento.

A mis compañeros de la U.E.I. de Geología Marina del Instituto de Ciencias del Mar, Dra. BELEN ALONSO, J. IGNACIO DIAZ, MARCEL.LI FARRAN, y ANDRES CHECA, por toda su ayuda durante estos años de colaboración y por sus comentarios durante la ejecución y redacción del presente trabajo, de los que siempre he tenido algo que aprender.

A ROB KAYEN, por su paciente ayuda e instrucción en el manejo de los sistemas del laboratorio de ensayos geotécnicos, allí en el U.S. Geological Survey.

A mis también compañeros de la U.E.I. de Geología Marina, Dr. JUAN JOSE DAÑOBEITIA, Dr. ALBERTO PALANQUES, JORGE GUILLEN, JOAN JORBA, JOAN ESQUIUS y ANA CAMPILLO, por todo el apoyo que de ellos he recibido.

Un recuerdo muy especial tengo para mis compañeras de la Unidad, GEMMA ERCILLA, MERCEDES ARGUEDAS, MARTA EZPELETA y NEUS MAESTRO, por su desinteresada ayuda en la parte gráfica del presente trabajo.

Al Dr. HANS NELSON, por toda su colaboración y sus consejos,

y a él mismo y a CARLOTA ESCUTIA, por la entrañable compañía que me brindaron durante mis estancias en los EEUU.

Al Dr. JIM BISCHOFF, del U.S. Geological Survey, por la realización de las dataciones absolutas de los sedimentos del talud.

A mis antiguos compañeros SALVADOR GIRO, por toda su ayuda en la parte de estadística, ANTONIO VAZQUEZ, junto al que comencé el presente trabajo, por proporcionarme determinado material que ha sido de gran ayuda, y ELISENDA VERGES por su apoyo en mis comienzos en el laboratorio.

A la oficialidad y tripulación de los Buques Oceanográficos CORNIDE DE SAAVEDRA y GARCIA DEL CID, en los que se realizaron las campañas utilizadas en el presente trabajo.

A EDUARD, JUAN, YOSU, y JOSE MARIA, que en diferentes etapas han realizado algunas de las figuras presentadas en el trabajo.

A MARIA TERESA SOLANS, por su apoyo y colaboración en cuanto he necesitado.

Los fondos para la realización del presente trabajo provienen de mi beca del Plan de Formación del Personal Investigador, del Ministerio de Educación y Ciencia, y del Proyecto de Investigación Cooperativa Ref. CAA 8309/047, del Comité Conjunto Hispano-Norteamericano para la Cooperación Científica y Técnica.

INDICE

INTRODUCCION.....	1
OBJETIVOS.....	3
PLAN DE LA MEMORIA.....	4

PARTE I CONCEPTOS GENERALES

Capitulo 1. EL TALUD CONTINENTAL

Introducción.....	6
1.1 <u>MARGENES CONTINENTALES</u>	7
<u>Márgenes extensionales o Atlánticos</u>	9
<u>Sismicidad de los márgenes continentales</u>	12
1.2 <u>EL BORDE DE LA PLATAFORMA</u>	13
<u>Morfología</u>	13
<u>Tipos de borde de plataforma</u>	15
<u>Borde de plataforma en márgenes estables</u>	17
1.3 <u>EL TALUD CONTINENTAL</u>	19
<u>Morfología</u>	19
<u>Tipos de talud</u>	21
<u>Cañones submarinos</u>	24
1.4 <u>PROCESOS DESARROLLADOS EN EL TALUD CONTINENTAL</u>	25
<u>Procesos oceanográficos y climáticos</u>	26
<u>Procesos gravitacionales</u>	31
<u>Procesos diagenéticos tempranos</u>	34
<u>Materia orgánica en el sedimento del talud</u>	37
1.5 <u>TRANSFERENCIA DE SEDIMENTO AL TALUD</u>	38
<u>Sistema plataforma-talud</u>	40
1.6. <u>SEDIMENTACION EN EL TALUD</u>	41

<u>La línea de lodo</u>	42
<u>Sedimentación en el talud continental</u>	44
1.7 <u>FACTORES DE CONTROL EN LA EVOLUCION DEL TALUD</u>	48
1.8 <u>RESUMEN</u>	52

Capítulo 2. PROPIEDADES GEOTECNICAS DEL SEDIMENTO

Introducción.....	53
2.1 <u>PROPIEDADES GEOTECNICAS DEL SEDIMENTO MARINO</u>	54
<u>Propiedades índice</u>	55
Límites de Atterberg.....	63
2.2 <u>ESFUERZOS EN EL MEDIO MARINO</u>	69
<u>Principio de esfuerzos efectivos</u>	69
2.3 <u>CONSOLIDACION NATURAL</u>	70
<u>Significado físico</u>	71
<u>Consolidación Primaria y Secundaria</u>	72
<u>Teoría de la Consolidación</u>	73
<u>Cementación y aplastamiento de granos</u>	79
<u>Consolidación normal-Sobreconsolidación-Subconsolidación</u>	81
2.3. <u>ESFUERZOS GEOSTATICOS</u>	87
Esfuerzos principales.....	87
Representaciones de estados de esfuerzos.....	88
2.4 <u>FENOMENOS CICLICOS EN EL MEDIO MARINO</u>	91
<u>Efectos de los fenómenos cíclicos sobre el fondo</u>	92
Respuesta de la presión intersticial.....	93
<u>Efectos debidos a olas y terremotos</u>	94
2.5 <u>RESISTENCIA DEL SEDIMENTO A LA CIZALLA</u>	
<u>Criterio de rotura de Mohr-Coulomb</u>	101
<u>Resistencia con y sin drenaje</u>	102
<u>Resistencia cíclica del sedimento saturado</u>	106
<u>Relaciones esfuerzo cíclico-deformación</u>	109
<u>Licuefacción y carga cíclica</u>	111

PARTE II METODOLOGIA

Introducción.....	113
-------------------	-----

Capítulo 3. CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS

3.1 CAMPAÑAS DE GEOFISICA.....	114
3.2 CAMPAÑAS DE MUESTREO.....	114
<u>Muestreo con fines sedimentológicos.....</u>	116
<u>Muestreo con fines geotécnicos.....</u>	118
3.3 PROBLEMAS RELACIONADOS CON EL MUESTREO.....	119
<u>Calidad de las muestras.....</u>	120
<u>Perturbaciones en las muestras.....</u>	122
<u>Evaluación y corrección de la perturbación.....</u>	125
<u>Metodología utilizada.....</u>	127

Capítulo 4. METODOLOGIA DE LABORATORIO

4.1 ANALISIS SEDIMENTOLOGICO.....	129
<u>Análisis granulométrico y textural.....</u>	129
<u>Análisis de componentes de la fracción arena.....</u>	130
<u>Tratamiento estadístico.....</u>	131
4.2 ANALISIS GEOTECNICO.....	133
<u>Ensayos geotécnicos.....</u>	133
<u>Ensayos geotécnicos "in-situ".....</u>	134
<u>Ensayos geotécnicos en laboratorio.....</u>	135
<u>Correlaciones con otros parámetros.....</u>	136
<u>Programa de ensayos en laboratorio.....</u>	137
<u>Metodología utilizada.....</u>	137
<u>Tipos de ensayos.....</u>	138
4.3 ENSAYOS DE CLASIFICACION.....	143
<u>Propiedades texturales y composicionales.....</u>	143
<u>Contenido en agua-humedad.....</u>	144
<u>Densidad.....</u>	144
<u>Peso específico total.....</u>	146
<u>Índice de poros y porosidad.....</u>	147
<u>Límites de Atterberg.....</u>	147
<u>Ensayo de cizalla de molinete.....</u>	148
4.4 ENSAYO DE CONSOLIDACION.....	156
<u>Ensayo de consolidación con deformación constante.....</u>	156
<u>El Consolidómetro.....</u>	158
Características.....	158
<u>Resultados del ensayo de consolidación.....</u>	162
<u>Cálculo de la presión de preconsolidación.....</u>	165
<u>OCR y consolidacion.....</u>	167

<u>Determinación de los parámetros de la consolidación</u>	168
<u>Correlación con otros parámetros</u>	169
4.5 ENSAYO TRIAXIAL	170
<u>Concepto de Parámetros del Suelo Normalizados (NSP)</u>	171
<u>Cámara triaxial</u>	172
<u>Procedimiento de ensayo</u>	176
<u>Resultados de un ensayo triaxial</u>	180
4.6 ENSAYO CICLICO TRIAXIAL	183
<u>Equipo de cizalla ciclica triaxial</u>	185
<u>Fases del ensayo</u>	188
<u>Resultados del ensayo</u>	190

Capítulo 5. INESTABILIDAD EN EL TALUD CONTINENTAL

<u>Introducción</u>	194
5.1 CAUSAS DE LA INESTABILIDAD SEDIMENTARIA	195
<u>Inestabilidad de origen gravitatorio</u>	196
<u>Fuerzas hidráulicas</u>	196
<u>Actividad tectónica</u>	197
5.2 ANALISIS DE ESTABILIDAD	200
<u>Métodos de análisis de la estabilidad</u>	202
<u>Métodos de equilibrio limite</u>	202
<u>Métodos de dovelas</u>	204
<u>Cálculo de la estabilidad</u>	205
<u>Deslizamientos drenados y no drenados</u>	208
<u>Análisis de estabilidad bajo carga ciclica</u>	212

PARTE III RESULTADOS

Capítulo 6 EL TALUD CONTINENTAL DEL EBRO

<u>Antecedentes</u>	217
<u>Objetivos</u>	218
6.1 EL MARGEN CONTINENTAL DISTAL DEL EBRO	219
<u>Encuadre geológico y estructural</u>	219
<u>Estructura sedimentaria</u>	221
<u>Sismicidad en el margen del Ebro</u>	224
<u>Oceanografía</u>	226

<u>Aportes sedimentarios</u>	234
<u>Morfología</u>	235
<u>Estructura sedimentaria</u>	237
6.2 EL TALUD CONTINENTAL DEL EBRO.....	239
<u>El borde de plataforma</u>	241
Morfología.....	241
Estructura sedimentaria.....	241
Sedimentación.....	246
Evolución.....	247
<u>El talud continental</u>	248
Morfología.....	248
Cañones del Sistema del Ebro.....	249
<u>Inestabilidad en el talud continental del Ebro</u>	258
Inestabilidad asociada a cárcavas y cañones submarinos.....	259
Cicatrices erosivas y de deslizamientos.....	265
Estructuras de deformación y deposicionales.....	270
Deslizamientos en las paredes de cañón.....	270
Deslizamientos a gran escala.....	275
Deslizamiento de Columbretes.....	277
Deslizamiento de Torreblanca.....	282
Depósitos de deslizamientos en masa.....	288
<u>Evolucion reciente del margen del Ebro</u>	289
6.3 LOS SEDIMENTOS DEL TALUD CONTINENTAL DEL EBRO.....	296
<u>Tratamiento estadístico</u>	296
Matriz de correlación.....	297
Análisis de componentes principales.....	299
Análisis de asociaciones.....	302
<u>Clasificación estadística de los sedimentos</u>	306
Influencia de la profundidad.....	306
<u>Clasificación de los sedimentos del talud del Ebro</u>	309
<u>Resultados del análisis granulométrico</u>	315
Significado sedimentológico de la media.....	315
Energía del medio deposicional.....	318
Características de la distribución granulométrica.....	323
Clasificación del sedimento.....	325
Clases granulométricas en el sedimento.....	327
Carácter de las colas de la distribución.....	330
<u>Conclusiones del análisis granulométrico</u>	332

<u>Tipos de sedimento existentes en el talud del Ebro.....</u>	335
I. SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS.....	336
Lodos hemipelágicos siena	
Lodos hemipelágicos grises	
Lodos hemipelágicos marrones	
II. SEDIMENTOS GRAVITATIVOS.....	340
Lodos de talud	
Lodos gravitativos	
Arcillas y limos de prodelta	
Sedimentos retrabajados del talud superior	
III. SEDIMENTOS TURBIDITICOS.....	351
Lodos turbidíticos	
Limos turbidíticos	
Arenas turbidíticas	
<u>Resumen.....</u>	356
<u>Edad de los sedimentos del talud del Ebro.....</u>	359
<u>Indices de sedimentación para el talud del Ebro.....</u>	362
<u>Secuencias sedimentarias en el talud del Ebro.....</u>	364
Secuencias del talud superior.....	365
Secuencias gravitativas y de talud.....	367
Secuencias turbidíticas.....	368
Secuencias hemipelágicas.....	370
<u>Procesos de sedimentación en el talud del Ebro.....</u>	371
<u>Factores oceanográficos.....</u>	372
Turbulencia en el borde de la plataforma.....	372
Transferencia de sedimentos al talud.....	374
Procesos asociados a suspensiones.....	374
<u>Factores gravitacionales.....</u>	375
Corrientes de turbidez.....	376
Flujos turbios de talud.....	378
Procesos mixtos.....	378
Aportación biógena.....	379
<u>Resumen.....</u>	379
6.4 PROPIEDADES GEOTECNICAS DE LOS SEDIMENTOS	
DEL TALUD DEL EBRO.....	385
<u>Propiedades índice del sedimento.....</u>	385
<u>Contenido en agua.....</u>	385
Variación en función de la profundidad en el talud.....	386

Influencia de la profundidad de enterramiento.....	388
Influencia del tamaño de grano.....	388
<u>Densidad</u>	393
<u>Peso específico</u>	394
Variación en función de la profundidad.....	394
Influencia de la profundidad de enterramiento.....	396
<u>Porosidad</u>	397
Variación en función de la profundidad.....	399
Influencia de la profundidad de enterramiento.....	401
Influencia del tamaño de grano.....	403
<u>Límites de Atterberg</u>	403
Variación en función de la profundidad.....	404
Gráfico de plasticidad.....	407
Influencia del tamaño de grano.....	409
<u>Síntesis</u>	412
<u>Resistencia a la cizalla de molinete</u>	413
Influencia de la profundidad de enterramiento.....	414
<u>Características de consolidación</u>	417
Presión de preconsolidación.....	418
Causas de la sobreconsolidación.....	419
Índice de compresión.....	420
6.5 ANALISIS DE ESTABILIDAD DEL TALUD.....	423
<u>Resistencia del sedimento bajo fuerzas estáticas</u>	423
Cizalla sin drenaje.....	424
Cizalla con drenaje.....	428
Discusión.....	429
<u>Resistencia del sedimento bajo cargas cíclicas</u>	430
Inestabilidad inducida sísmicamente.....	433
Inestabilidad inducida por el oleaje.....	439
Inestabilidad inducida por olas internas.....	440
<u>Resumen</u>	441

PARTE IV CONCLUSIONES

Capítulo 7. Evolución y edificación reciente

<u>del talud del Ebro</u>	444
7.1 <u>Factores de control en la evolución del talud</u>	
<u>continental del Ebro</u>	444

Influencia tectónica y estructural.....	445
Influencia climático-eustática.....	446
Aporte sedimentario.....	448
7.2 <u>Edificación reciente del talud del Ebro</u>	451
Nivel eustático bajo.....	451
Nivel eustático alto.....	454
7.3. <u>Síntesis</u>	457

Capítulo 8. CONCLUSIONES

8.1. <u>Conclusiones</u>	460
<u>Morfología y estructura del talud</u>	461
Estructura sedimentaria.....	463
<u>Conclusiones del análisis sedimentológico</u>	465
Estudio secuencial.....	466
Indices de sedimentación en el talud.....	467
<u>Caracterización geotécnica del talud</u>	468
<u>Síntesis</u>	470

Apéndice I. BIBLIOGRAFIA

INTRODUCCION

En los últimos años, los estudios dentro del campo de la Geología Marina en el margen continental Mediterráneo Español han sido numerosos. Parte de ellos se han dedicado al estudio, mediante métodos geofísicos y sedimentológicos, de la estructura y la cobertura sedimentarias de la plataforma continental, y del desarrollo y evolución de los sistemas turbidíticos profundos del margen continental. En cambio, el estudio de los sedimentos y los procesos que tienen lugar en el talud continental no ha sido realizado en profundidad, aunque una característica importante en el mismo, como son los cañones submarinos, ha sido estudiada con detalle en algunas zonas. *OTAS*

El talud continental, a pesar de su relativamente reducida amplitud, es una zona de gran interés desde diversos puntos de vista. Desde el punto de vista oceanográfico, ya que constituye el límite entre dos provincias con una dinámica diferente, en las que predominan procesos muy diferentes, influidos por el oleaje, mareas, corrientes superficiales y fenómenos climáticos en la plataforma continental, y por procesos relacionados en mayor grado con la dinámica oceanográfica y movimiento de masas de agua a escala global en las zonas profundas.

Desde el punto de vista geológico-estructural, ya que la estructura del talud viene definida en muchos casos por el tipo de enlace existente entre las cortezas continental y oceánica, constituyendo un reflejo externo de las características estructurales del margen continental.

Desde un aspecto sedimentológico, al constituir el límite entre dos provincias deposicionales perfectamente determinadas y de características claramente diferentes, como son la plataforma continental y las llanuras abisales o los abanicos submarinos profundos del margen distal, en las que los procesos de sedimentación son bien conocidos, así como su evolución bajo diferentes condiciones glacio-eustáticas. Como tal límite, es una

en No ambiente

zona de paso obligado para los sedimentos de origen continental, en su tránsito hacia a las cuencas profundas, por lo que se constituye en una zona importantísima de transferencia de sedimento según diferentes mecanismos. En sí mismo, además, el talud tiene un gran interés ya que constituye el frente de avance de progradación del margen continental, por lo que de su estructura pueden extraerse consecuencias interesantes en relación a la evolución del margen continental.

Desde el punto de vista sedimentológico también, su estudio presenta el interés de que en el mismo, por efecto entre otros factores de las fuertes pendientes existentes, en él tienen su origen una serie de procesos de removilización de sedimento característicos, que pueden ser importantes en el conjunto de la sedimentación del margen continental.

Algunos de estos procesos originados en el talud tienen como resultado el desplazamiento de grandes masas de sedimento, originado por fenómenos de inestabilidad debidos a diversas causas. El talud continental es una de las provincias del margen en la que los fenómenos de inestabilidad tienen un mayor desarrollo. Ello hace que el estudio de los procesos desarrollados en el talud sea interesante también desde el punto de vista geotécnico, en relación al grado de estabilidad del margen continental y con vistas a su consideración como fuente de riesgos de tipo geológico.

El presente trabajo ha sido realizado mediante la utilización de diversas técnicas, dentro de un espíritu pluridisciplinar, se han estudiado perfiles sísmicos de diversos tipos, se han realizado análisis sedimentológicos, granulométricos y composicionales del sedimento, y se han llevado a cabo diversos tipos de análisis y ensayos geotécnicos en laboratorio. Todo ello ha sido realizado con el objetivo comun de obtener una información lo más completa desde todos los campos disponibles, y con una finalidad eminentemente geológica. Por ello, tal vez, no se ha profundizado en alguno de los campos de

los que se ha extraído información, por no considerarse el fin último de este trabajo.

OBJETIVOS

Los objetivos del presente trabajo pueden resumirse en:

- 1) El reconocimiento de las características sedimentológicas de los materiales existentes en el talud continental del Ebro.
- 2) La definición de las distintas facies sedimentarias, y de las relaciones existentes entre las mismas en las distintas provincias del talud.
- 3) La evaluación de los procesos sedimentarios dominantes en el talud continental del Ebro, con especial atención a la transferencia de sedimento desde la plataforma y hacia las partes más profundas del margen, y el papel de los procesos de removilización sedimentaria en la distribución del sedimento a lo largo del talud.
- 4) El establecimiento de un modelo de evolución del talud continental durante el Cuaternario, y su relación con la plataforma y sistemas turbidíticos adyacentes.
- 5) La caracterización geotécnica y de las propiedades mecánicas de los materiales que constituyen el recubrimiento más superficial del talud.
- 6) El estudio de la respuesta del talud ante los diversos factores externos y ambientales y el análisis de la estabilidad del mismo en la actualidad y en el pasado más reciente. Determinación de la importancia de los fenómenos de inestabilidad en la edificación del talud del Ebro, tanto en la actualidad, como en el pasado.

PLAN DE LA MEMORIA

Una vez expuestos los objetivos perseguidos en el presente trabajo se va a hacer una breve introducción del esquema seguido en la memoria de Tesis, con el fin de orientar al posible lector en los capítulos de la misma.

La memoria se ha dividido en cuatro partes, que pueden considerarse relativamente autónomas en sí mismas:

La primera parte se ha denominado "conceptos generales" y en ella pueden diferenciarse dos capítulos redactados con una intención diferente. En el primero se hace una introducción que puede considerarse "conceptual" acerca de las características fundamentales del talud continental, desde el punto de vista estructural, fisiográfico, oceanográfico y sedimentológico. En el segundo, y teniendo presente el objetivo primordialmente "geológico" del trabajo, se ha pretendido realizar un resumen de aquellos conceptos utilizados que corresponden más al campo de la Geotecnia o la Ingeniería de Suelos, y que tal vez no sean de conocimiento o utilización frecuente en Geología.

La segunda parte de la memoria se ha dedicado al desarrollo de la metodología utilizada en el presenta trabajo. En ella se ha hecho especial hincapié en la metodología de tipo geotécnico, por idénticas razones a las esgrimidas con anterioridad al hablar de la parte primera. Se ha considerado además importante la exposición detallada del método ya que éste puede influir de un modo fundamental en los resultados obtenidos, y el conocimiento del mismo puede ser útil al lector para la comprensión de los mismos. El capítulo 5, no es estrictamente metodológico, sino que recoge los factores fundamentales que pueden ser origen de inestabilidades en el talud, y los procedimientos de análisis y evaluación de los mismos.

La parte tercera recoge los resultados obtenidos en el presente estudio. Se ha preferido no dividir la misma en capítulos, aunque tal vez hubiera sido lo más lógico, con la intención de hacer resaltar el carácter pluridisciplinar del trabajo, en el que los diversos análisis o ensayos realizados pretenden confluir en el conocimiento del talud como una unidad geológica en el conjunto del margen continental.

En la misma, tras una introducción de tipo regional al talud del Ebro, se hace un somero estudio de tipo fisiográfico del mismo, y a partir de registros sísmicos se intenta analizar su estructura sedimentaria y reconstruir la evolución más reciente del mismo, poniendo cierto énfasis en aquellas características que pueden ser indicativas de fenómenos de inestabilidad. Posteriormente se exponen los resultados del análisis sedimentológico y se definen los tipos de sedimento presentes y las secuencias a que dan lugar, haciéndose una evaluación de los procesos de sedimentación recientes en el talud. Finalmente se exponen los resultados de los ensayos geotécnicos, haciéndose una interpretación de las propiedades mecánicas del sedimento y un análisis de la estabilidad ante diversos factores que pueden actuar en el talud.

La cuarta parte, finalmente, recoge las conclusiones más importantes obtenidas en el presente trabajo, y pretende constituir una síntesis de los procesos fundamentales que han influido en la evolución más reciente del talud continental del Ebro.

PARTE I CONCEPTOS GENERALES

Capitulo 1. EL TALUD CONTINENTAL

Introducción

El término "talud continental" fue asignado por Heezen et al. (1959), a la zona del fondo marino, relativamente pendiente ($3-6^\circ$), que constituye el límite mar adentro de la plataforma continental. El talud comprende la parte central del margen continental y se sitúa generalmente en la transición entre corteza continental y oceánica (Bouma, 1979). Constituye una irregularidad morfológica de primer orden en el océano, cuyo límite superior, marcado por el borde externo de la plataforma, está por lo general bien definido, mientras que la localización de su límite inferior es menos clara y depende fundamentalmente de los procesos de sedimentación desarrollados en el margen continental distal. Aproximadamente entre un 5-6 % y un 10-15% de la superficie terrestre corresponde al talud continental, lo que equivale a más de 28.7 millones de km^2 (Drake y Burk, 1974; Nardin et al., 1979a).

A pesar de su reducida extensión respecto del resto de las provincias del margen continental, es una zona de gran interés puesto que, además de constituir una de las mayores irregularidades del fondo marino, señala el límite entre dos grandes ambientes y medios deposicionales caracterizados por el desarrollo de procesos sensiblemente diferentes, como son la plataforma continental y las cuencas oceánicas profundas. A través del mismo, y por diferentes procesos, se efectúa la transferencia de sedimento hacia las cuencas profundas y los grandes abanicos submarinos. En él, además, ha quedado un registro de la evolución tectónica y sedimentaria del margen continental y especialmente, en épocas recientes, de las variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario (Nardin et al., 1979b).

Su interés desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico resulta entonces evidente; pero, además, en los últimos años su estudio ha constituido un punto de atención especial por diversas causas. Numerosos estudios se han

encaminado al análisis de las posibilidades de explotación de los recursos petrolíferos en zonas del talud continental (Ball, 1979), así como de sus recursos minerales (Cruickshank, 1974). El hecho de que en el talud continental se desarrollen procesos que involucran el desplazamiento gravitativo de grandes masas de sedimento, ha condicionado también el estudio del mismo en relación a este tipo de procesos, y a los problemas y riesgos geológicos que implica (Nardin et al., 1979a; Bouma et al., 1981).

En resumen, dos características que definen con bastante precisión al talud continental son su reducida amplitud media, en comparación con otras provincias del margen continental, y su elevada pendiente, por lo general la mayor del fondo oceánico, excepto irregularidades batimétricas muy localizadas. No obstante, es difícil dar una definición simple del mismo, debido a que sus características más importantes están controladas en última instancia por el tipo de margen sobre el que se encuentra, la complejidad estructural de éste y el grado de evolución o madurez del mismo, así como la historia sedimentaria que ha atravesado (Dietz, 1964). Un análisis del talud continental, necesita previamente de un reconocimiento del tipo de margen en el que se encuentra enclavado.

1.1 MARGENES CONTINENTALES

El margen continental constituye el límite entre la corteza oceánica, relativamente delgada y densa, y la corteza continental, de mayor espesor, más ligera y composicionalmente diferente (Kennett, 1982). Según esta definición y la citada anteriormente en relación al talud continental (Bouma, 1979), ambos definen un mismo límite, del que uno de ellos es el origen y la expresión interna (el margen), y el otro es la consecuencia y la manifestación externa (el talud). Esto es debido a que el balance isostático entre las dos cortezas de características diferentes, más el efecto añadido de la erosión o sedimentación producida con posterioridad, se traduce en la formación de un importante escalón morfológico sobre dicho límite en el fondo

marino, que da lugar al talud continental (Laughton y Roberts, 1978).

Las características iniciales de un margen continental están controladas fundamentalmente por el tipo, distribución y espesor de las rocas corticales y las direcciones relativas del movimiento de las cortezas oceánica y continental. Sus características finales vendrán dadas por el alcance de la deformación post-rift y la sedimentación desarrollada tras la fase inicial de separación de los fragmentos continentales (Emery, 1977). En el marco de la tectónica de placas, de un modo simplificado, la formación de los márgenes continentales se debe a tres tipos fundamentales de evolución estructural: divergencia, traslación y convergencia.

Un margen transcurrente o traslacional corresponde a aquel tipo en el que existe un movimiento relativo de traslación (strike-slip) en cierta longitud a lo largo de los fragmentos continentales en relación a la corteza oceánica adyacente, y puede desarrollarse tanto en márgenes sometidos a extensión, como a compresión.

Un margen convergente (o de subducción) es aquel a lo largo del cual se desarrolla un frente de cabalgamiento o subducción en los límites externos de dos o más placas en movimiento. En el mismo, el continente y el océano adyacente pertenecen a placas diferentes, por lo que este margen constituye un límite entre placas. Presentan gran complejidad debida a factores geológicos, estructurales y volcánicos, y en ellos, el contacto puede producirse entre placas de distinta naturaleza.

Un margen extensional o divergente (pull-apart) se caracteriza por el desarrollo de una tectónica extensional, resultante del fraccionamiento de una placa litosférica rígida y la subsiguiente creación de nueva corteza oceánica contemporaneamente con la separación de los fragmentos continentales. El proceso implica un estiramiento y adelgazamiento de la corteza continental y un hundimiento

isostático durante las primeras etapas de formación del margen continental. El proceso de formación del margen da lugar a un conjunto compuesto de un fragmento de corteza continental unido a corteza oceánica, por lo que este margen no constituye un límite entre placas (Kennett, 1982). Este tipo de margen es típico del Océano Atlántico y se desarrolla asimismo en el Mediterráneo Occidental, razón por la cual su evolución se considera de gran interés en el presente trabajo.

Márgenes extensionales o Atlánticos

El nombre de "tipo Atlántico" fue adjudicado en épocas muy tempranas de la Geología (Suess, 1885; 1904), a aquellos márgenes caracterizados por la presencia de subsidencia y con vulcanismo y sismicidad debilmente desarrollados, en los que se aprecia la existencia de una discordancia entre el límite del océano y la zona externa de las cordilleras plegadas adyacentes, a lo largo del límite continental (Bond y Kominz, 1988).

Las primeras clasificaciones de los márgenes continentales se basaron en sus características morfológicas, más que estructurales. Desde su acuñamiento, el concepto de margen continental pasivo o Atlántico ha evolucionado grandemente, pasando desde una perspectiva predominantemente, basada en las ideas de la deriva continental y del geosinclinal (Hall, 1859; Dana, 1873; Wegener, 1912), hasta el desarrollo de la tectónica de placas (Bird y Dewey, 1970; Coney, 1970). Recientemente el gran desarrollo de la geofísica y la sísmica profunda ha permitido la obtención de multitud de datos acerca de los márgenes continentales, permitiendo la elaboración de modelos evolutivos y de comportamiento muy detallados (McKenzie, 1978; Steckler y Watts, 1978; Wernicke, 1985). Debido a ello, los modelos actuales de márgenes pasivos contemplan de un modo muy aceptable las condiciones termo-mecánicas desarrolladas en los mismos (Fig. 1.1.1).

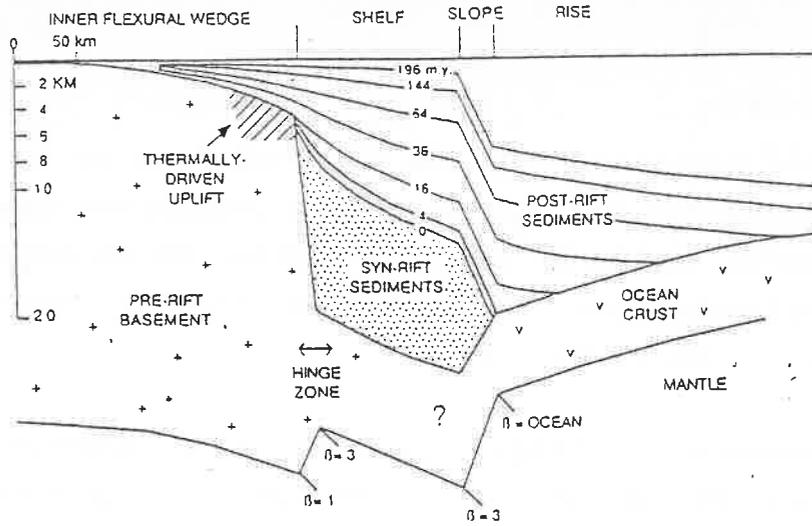


Fig. 1.1.1. Modelo termo-mecánico bi-dimensional desarrollado para un margen pasivo (Steckler, 1981), en el que se diferencia el grado de estiramiento alcanzado por la corteza continental (β), el límite entre corteza estirada y no estirada (hinge zone), así como el área de levantamiento térmico, resultado del flujo térmico lateral que acompaña a la fracturación. Se distingue igualmente entre los sedimentos contemporáneos y posteriores a la fracturación continental (de Bond y Komiz, 1988).

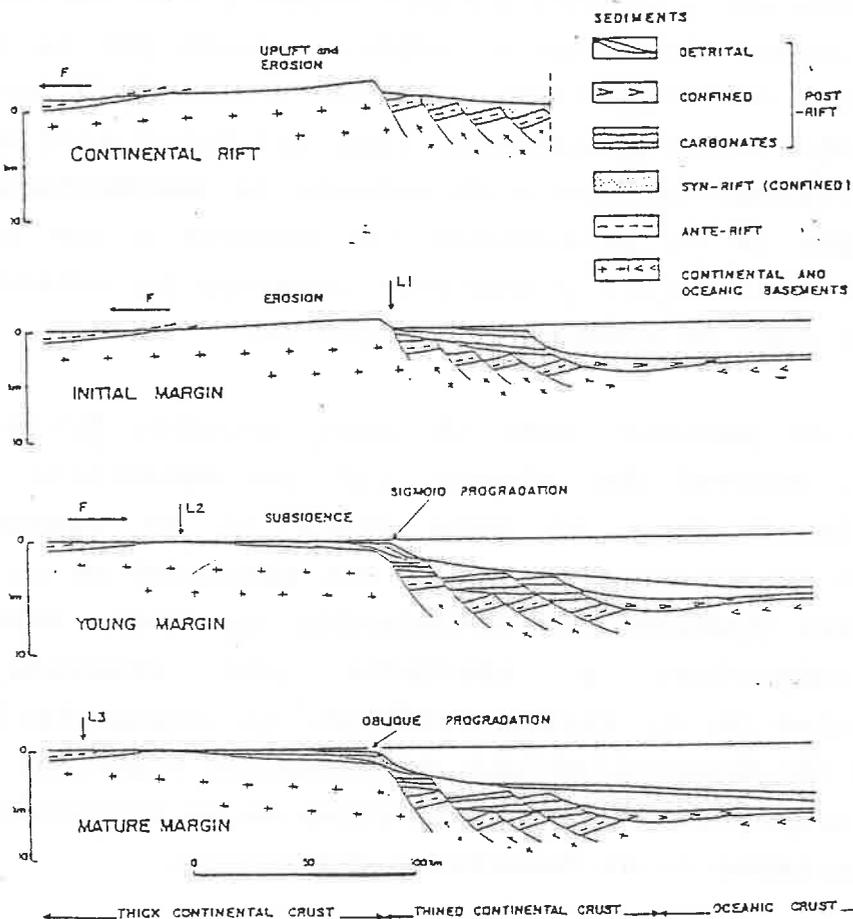


Fig. 1.1.2. Esquema de la evolución de un margen de tipo Atlántico, desde la etapa de fracturación cortical hasta su etapa de madurez, con las variaciones en el estilo de sedimentación durante cada una de las etapas (de Mougénot et al., 1983).

De un modo simplificado puede afirmarse que en la génesis de un margen continental de tipo Atlántico interviene una tectónica predominantemente vertical. En la evolución de un margen de este tipo pueden diferenciarse los siguientes estadios (Kennett, 1982; Mougnot et al., 1983) (Fig. 1.1.2):

Fracturamiento (rifting): consiste en el desarrollo, en un régimen distensivo, de una serie de fracturas profundas en un bloque continental y la formación de un graben tectónico, previamente a la separación de los continentes. Generalmente esta fase se inicia con la formación de un domo de origen térmico.

Separación continental (etapa juvenil): implica la separación relativa de los bloques continentales definidos por la fractura anterior y la consiguiente formación de corteza oceánica adosada a ambos, que ocupa el espacio creado por la separación. Este estadio se caracteriza por una subsidencia regional muy rápida, tanto de la plataforma, como del talud continental y un importante efecto térmico y volcánico. La sedimentación inicial en el margen es de características someras o con una marcada influencia continental, y conforme progresa la subsidencia ésta adquiere un tipo de progradación sigmoidal.

Etapa de madurez: tras la etapa anterior tiene lugar una subsidencia general del margen, sin que desarrollo de efectos térmicos importantes; en esta etapa es ya considerable la acumulación de sedimentos, que se ven afectados en su estructura por diversos procesos de movimientos en masa, excavados por cañones submarinos y afectados por procesos erosivo-deposicionales en el margen profundo. La sedimentación en esta etapa pasa de desarrollar una progradación sigmoidal a oblicua, debido en gran parte a la desaparición de la subsidencia como un factor importante en el desarrollo del margen.

Sismicidad de los márgenes continentales

Una denominación tradicionalmente aceptada al hablar de los diferentes tipos de márgenes continentales se refiere al desarrollo de fenómenos sísmicos en los mismos, así se suele hablar de márgenes "pasivos" para referirse a los de tipo Atlántico, y "activos" para referirse a los márgenes convergentes o de tipo Pacífico. Una de las características de los márgenes de tipo Atlántico es la ausencia en los mismos de una importante actividad sísmica, mientras que los márgenes de tipo Pacífico se caracterizan por una gran actividad sísmica y volcánica. Los márgenes transcurrentes pueden presentar o no sismicidad, en función de que aparezcan en un margen de características globales convergentes o divergentes.

Debido a ello el margen de tipo Atlántico se ha considerado tradicionalmente como asísmico, mientras que el margen de tipo Pacífico o activo, es denominado también como margen sísmico, debido a que se suele encontrar bordeado por alineaciones sísmicas muy importantes, con terremotos de una gran variabilidad de profundidad focal, someros, intermedios y profundos. Los márgenes transcurrentes suelen estar, por su parte, limitados por alineaciones de terremotos de foco superficial (Gutenberg y Richter, 1954).

Los márgenes inactivos o pasivos, no están únicamente restringidos al Atlántico, sino que también bordean los mares Ártico y del Norte, parte de los Océanos Índico y Antártico, Mar de Bering, del Japón y del Sur de China, y partes del Mediterráneo (Heezen, 1974). Los márgenes de tipo Pacífico, por su parte, se extienden a lo largo del Pacífico, y además en las Antillas y en el mar de Sunda e Indonesia, principalmente (Fischer, 1974) (Fig. 1.1.3).

Es importante remarcar que el hecho de denominar a un margen como "pasivo" no significa que éste no se encuentre deformado tectónicamente. La denominación de márgenes "activos" y "pasivos" ha podido llevar a cierta confusión (Emery, 1977) debido a la asociación del margen divergente con la ausencia de actividad sísmo-tectónica y en cambio la relación entre ésta y los márgenes

de tipo Pacífico. Esta relación parece estar clara en los márgenes oriental y occidental del Océano Atlántico, antiguos y muy evolucionados, pero parece más dudosa si se aplica al margen divergente del Mar Rojo, muy activo desde el punto de vista tectónico; estas diferencias han llevado a algunos autores a recomendar el abandono de esta nomenclatura (Emery, 1977).

1.2 EL BORDE DE LA PLATAFORMA

Morfología

El borde de plataforma constituye el tránsito entre el talud propiamente dicho y la plataforma, de la que marca su límite más externo. Representa el cambio más importante en gradiente en el margen continental y se define morfológicamente, situándose en el punto más cercano al continente de la zona de transición entre la plataforma y el talud continental (Wear et al., 1974). El área situada hacia el continente en relación a este límite, se caracteriza por un fondo subhorizontal cuyo recubrimiento sedimentario se ve afectado por olas y corrientes y sobre el que intervienen las condiciones atmosféricas y las mareas (Vanney y Stanley, 1983).

Debido a las fuertes diferencias en cuanto a morfología, oceanografía y procesos dominantes desarrollados a uno y otro lado del borde de la plataforma, desde el punto de vista fisiográfico y sedimentológico éste constituye un límite comparable en importancia a la línea de costa (Southard y Stanley, 1976). La posición y morfología del borde de la plataforma están controlados, entre otros factores, por el volumen de aportes sedimentarios (Mougenot et al., 1983).

Su posición puede ser determinada de varias formas (Wear et al., 1974; Zembruscki, 1979), cuya elección puede condicionar la posición final obtenida. El método más simple consiste en localizar, en un registro de ecosonda o un perfil sísmico, un punto neto de inflexión en la batimetría, que generalmente

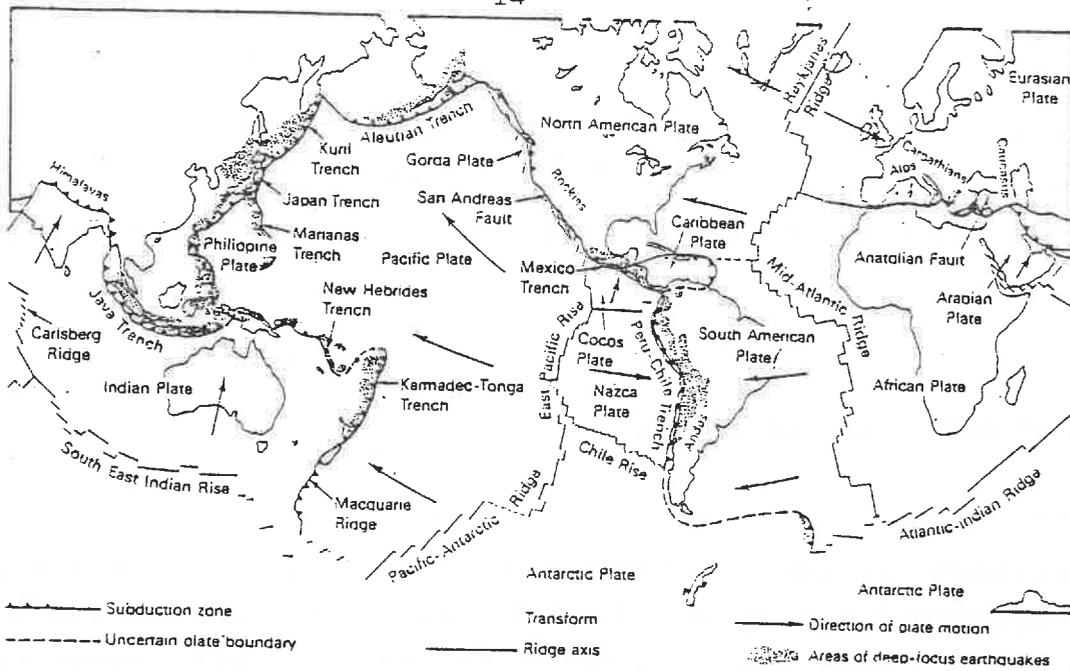


Fig. 1.1.3. Localización y límites de las placas litosféricas terrestres, mostrando los movimientos relativos entre las mismas mediante flechas (asumiendo la placa Africana como inmóvil). Se representan también las áreas de terremotos de foco profundo, asociados con límites de placa compresionales (De Dewey, 1972).

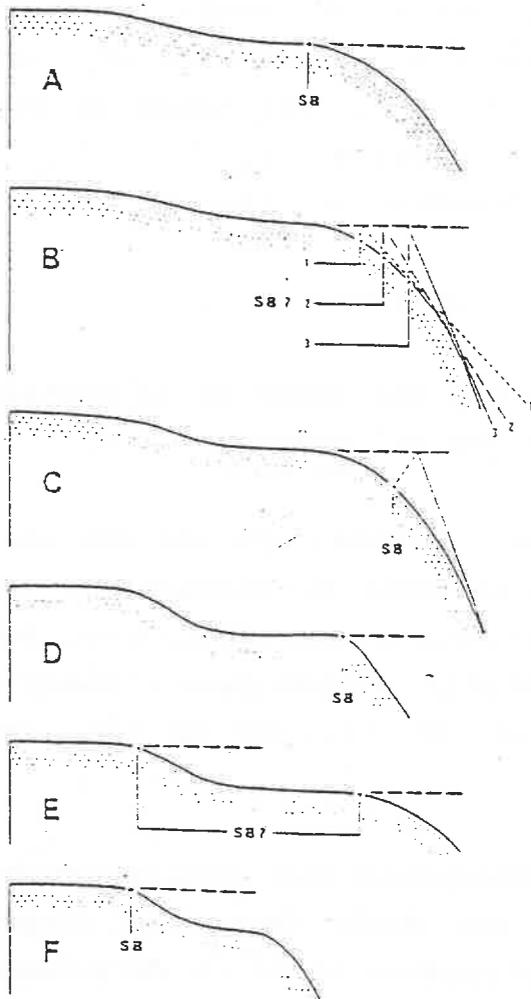


Fig. 1.2.1. Métodos utilizados para definir el borde de la plataforma: A, Vanney y Stanley (1983); B, C, métodos utilizados en casos sencillos; D, E, F, posibilidades de definición del borde de la plataforma en casos de morfología más compleja (Southard y Stanley, 1976; Wear et al., 1974). (de Vanney y Stanley, 1983). En el presente trabajo se ha utilizado el caso C.

presenta la forma de un arco más o menos suave, convexo hacia arriba. La localización del mismo es más compleja en el caso de existir irregularidades morfológicas o relieves en la plataforma (Fig. 1.2.1).

Tipos de borde de plataforma

El borde de plataforma puede presentar una amplia variabilidad, lo que ha permitido el establecimiento de una serie de categorías morfológicas. En las clasificaciones realizadas del borde de la plataforma normalmente se considera, además de la morfología, la configuración del sustrato, el espesor de sedimento existente y las características de la zona de transición entre la plataforma externa y el talud superior. Los parámetros sedimentológicos fundamentales que condicionan el tipo de borde de plataforma desarrollado son (Mougenot et al., 1983):

- a) las condiciones hidrodinámicas de las masas de agua en las proximidades del borde de la plataforma
- b) el volumen de aportes sedimentarios, función de factores climáticos y tectónicos
- c) el tamaño y densidad de las partículas.

Se han realizado clasificaciones del borde de la plataforma, atendiendo a diversas características del mismo:

Southard y Stanley (1976), en una clasificación con una base morfológica definen cuatro tipos de borde de plataforma: los dos principales, recogidos ya en clasificaciones anteriores, son los bordes de plataforma suave ("gentle") y escarpado ("sharp"), en el que estos autores diferencian los taludes de tipo gradual ("gradual") y abrupto ("abrupt").

Vanney y Stanley (1983) establecen una clasificación del borde de plataforma, basada en una doble vertiente climático-deposicional y estructural, estableciendo hasta 15 variedades del mismo (Tabla 1.2.1). En esta clasificación se distingue por un lado entre márgenes estables, inestables o convergentes, y se

Depositional Influence ↓		Structural Control →			
		Relatively Stable Margin (Fig. 4A)	Unstable Convergent Margin (Fig. 4B)	Unstable Margin (Fig. 4C)	
Sedimentation as Related to Major Climatic Belts (Fig. 5)	Polar Region	Glacial	Fig. 6A [a]: Embanked variant [b]: Chamfer variant	Fig. 6B	Fig. 6C
		Not-Glaciaded	Fig. 7	—	—
	Temperate Region		Fig. 10A [a]: Convex, arcuate variant [b]: Terraced variant [c]: Crestal variant	Fig. 10B [a]: Depositional dominated variant [b]: Substrate displaced variant	Fig. 10C [a]: Abrasional variant [b]: Prograded, out-built variant [c]: Prograded, up-built variant
		Carbonate Reef Build-Up (Non-Fluvial)	Fig. 8A (both attached and isolated platforms)	Fig. 8B	Fig. 8C
	Tropical Region	Fluvial (deltaic)	Fig. 9A	Fig. 9B [a]: Fore-Arc variant [b]: Outer-Arc ridges variant	Fig. 9C [a]: Broken, rectilinear variant [b]: Oblique, festooned variant

Tabla 1.2.1. Clasificación de los tipos y variedades del borde de plataforma, basada en un control estructural primario y al tipo de sedimentación, en relación a los cinturones climáticos (De Vanney y Stanley, 1983).

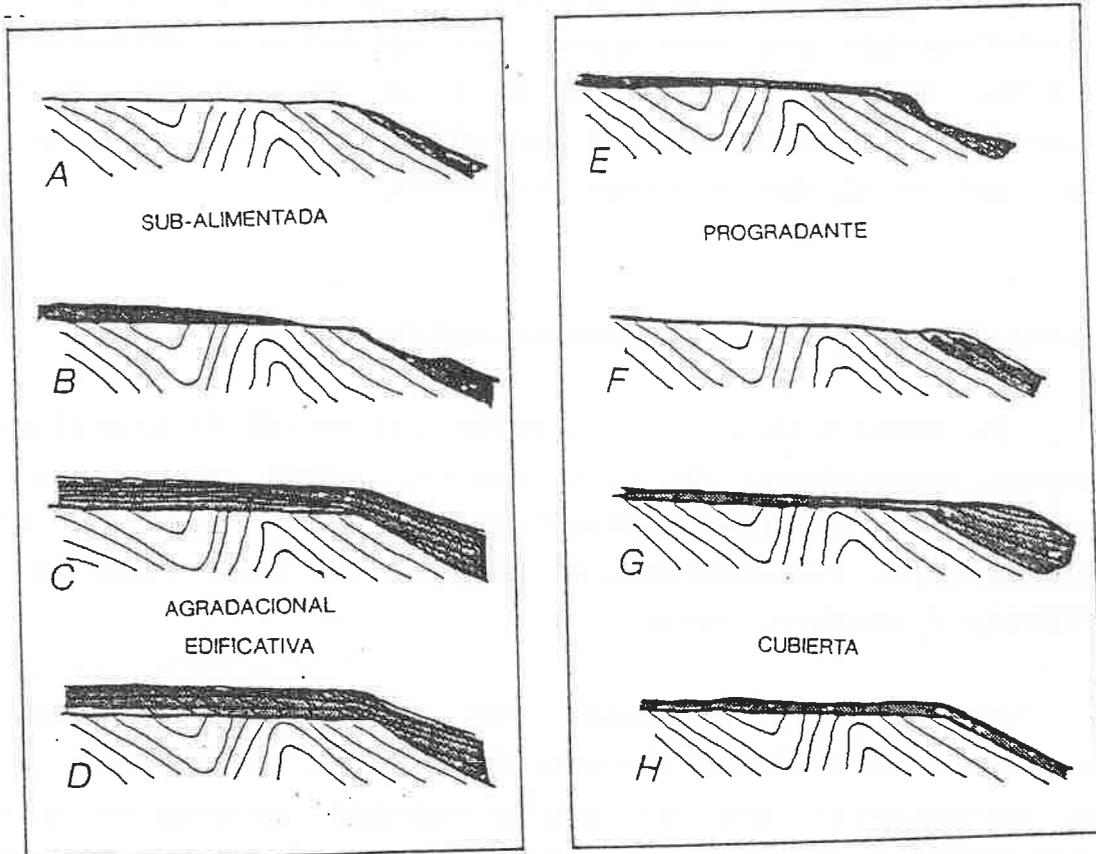


Fig. 1.2.2. Morfología y estructura de las unidades deposicionales características de los tipos de borde de plataforma subalimentado (A y B), y edificativo o agradacional (C y D), progradante (E, F y G) y cubierto (H) (de Field et al., 1983).

diferencia su evolución en función de la región climática en que se desarrollan (polar, templada y tropical).

Field et al., (1983), a partir de registros sísmicos de alta resolución, definen para el margen Pacífico de los Estados Unidos cuatro tipos principales y dos compuestos o especiales de borde de plataforma, resultado del balance entre la tasa de sedimentación y la energía del medio deposicional (Tabla 1.2.2). Los cuatro tipos principales que definen son el borde de plataforma sub-alimentado ("starved"), cubierto ("draped"), progradacional ("prograded") y construccional o agradacional ("upbuilt-outbuilt") (Fig. 1.2.2).

Mougenot et al. (1983), por su parte, diferencian tres tipos de evolución del borde de la plataforma en márgenes pasivos, en los que distinguen entre retrogradación (o erosión), progradación y edificación por crecimiento de estructuras arrecifales (Fig. 1.2.3). En el presente estudio es de interés el borde de plataforma progradacional desarrollado en márgenes estables, caso habitual en el Mediterráneo Occidental.

Borde de plataforma en márgenes estables

La configuración y evolución del borde de plataforma en un margen continental de tipo pasivo, están controladas por una relativa estabilidad estructural a largo plazo y una lenta subsidencia, características típicas de este tipo de márgenes (Vannev y Stanley, 1983).

En márgenes recientes con un régimen predominantemente erosivo o un reducido volumen de aportes, el borde de plataforma se caracteriza por un adelgazamiento progresivo del prisma sedimentario progradante Plio-Pleistoceno. En márgenes con un régimen predominantemente deposicional, la configuración del borde de la plataforma es consecuencia del volumen de aportes detríticos. Durante periodos de aportes variables se desarrolla una evolución en la cual es posible reconocer bordes de

Shelfedge Type	Controlling Factors	Depositional Patterns
1. Starved	a) Low sedimentation rate b) High-energy shelf environment c) Tectonic uplift d) Presence of outer-shelf barriers	a) Shelf sediment is absent or pinches out seaward b) Slope beds are subparallel to divergent. c) Shelfedge is barren d) No continuity between shelf and slope beds
2. Draped	a) Low sedimentation rate b) Low-energy shelf environment c) Subsidence d) Midshelf barriers	a) Thin seafloor-parallel beds from outer shelf to upper slope b) Continuous sedimentation across shelfbreak c) Very gradual facies transition from shelf to slope
3. Prograded	a) High sedimentation rate b) High-energy shelf environment c) Tectonic uplift d) Absence of shelf barriers	a) Shelf beds are thin to thick, parallel, and subhorizontal b) Slope beds are parallel to divergent c) Shelf-to-slope facies transition may be gradual or discontinuous (abrupt) across shelfbreak d) Slump blocks may be present
4. Upbuilt and Outbuilt	a) High sedimentation rate b) Low- to high-energy shelf environment c) Subsidence d) Absence of shelf barriers	a) Shelf-to-slope sedimentary sequence may consist of continuous subparallel beds (facies continuous across shelfbreak) b) Shelf-to-slope sedimentary sequence may be truncated with prograded shelf beds abuted by divergent slope beds (facies discontinuous at shelfbreak) c) Slump blocks likely present
5. Cut and Fill (special case)	a) Varying sedimentation rate b) High-energy shelf environment c) Eustatic sea-level oscillations d) Local uplift	a) Shelfedge erosional unconformity b) Prograding fill over unconformity
6. Composite	a) Change in sedimentation rate b) Change in shelf energy field c) Recent uplift and (or) subsidence	Stacked sedimentary units across shelf-to-slope zone that display all or some of the above patterns

Tabla 1.2.2. Tipos de borde de plataforma, factores de control y características deposicionales, definidos en el margen Pacífico de los Estados Unidos (De Field et al., 1983).

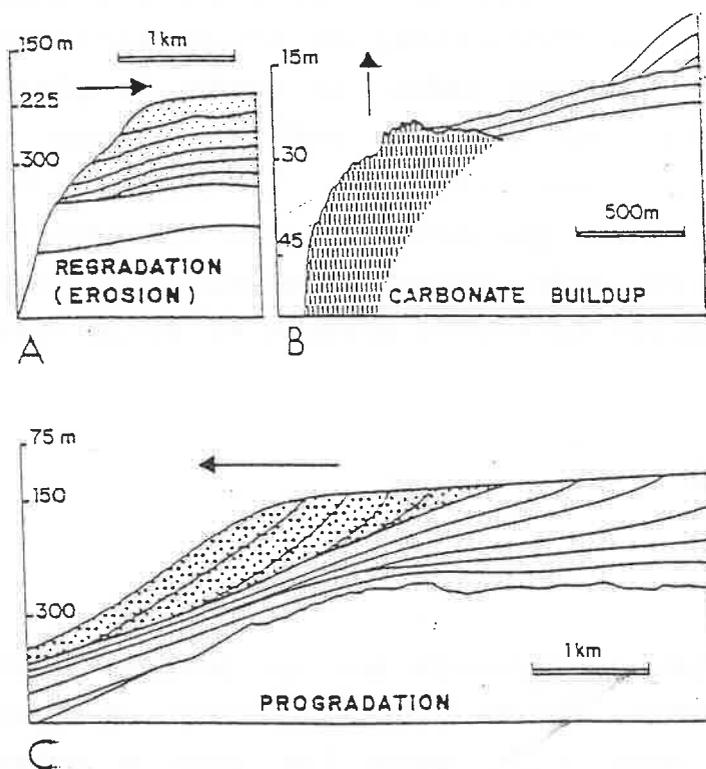


Fig. 1.2.3. Tipos de borde de plataforma en márgenes pasivos: A) Retrogradación debida a erosión en el talud superior; B) Edificación o agradación por crecimiento de un edificio arrecifal en el borde de la plataforma; C) borde de plataforma progradante, producido por el transporte horizontal de sedimento desde la plataforma (De Mougnot et al., 1983).

plataforma antiguos, correspondientes a periodos de aportes reducidos, que han quedado fosilizados por las cuñas progradantes desarrolladas cuando el aporte terrígeno es más importante.

El borde de plataforma progradante y construccional o edificativo se desarrolla como resultado de un aporte detrítico importante y una subsidencia generalizada del margen, que compensa la potente acumulación de sedimentos aportados desde el continente (Mougenot et al., 1983). En márgenes recientes se pueden observar cuñas sedimentarias progradantes y presentan un límite externo liso o crenulado, como resultado de incisiones debidas a cañones submarinos y cárcavas o "gullies". La erosión desarrollada al final del Pleistoceno y comienzo del Holoceno como resultado de la transgresión, queda registrada en los mismos en forma de superficies onduladas, que pueden tener un carácter erosivo o deposicional (Fig. 1.2.4).

El factor eustático es importante en el desarrollo del borde de plataforma, ya que va a controlar en gran parte la morfología y estructura sedimentaria del mismo. El último ascenso eustático comenzó hace unos 17000 años, periodo que no se considera suficiente para modificar el borde de la plataforma y adaptarlo de un modo definitivo a las condiciones de nivel eustático alto (Vannev y Stanley, 1983). Según esto, el borde de plataforma actual reúne características de una estructura que no se encuentra en equilibrio con respecto a las condiciones oceanográficas actuales, a las que sólo responde el sedimento más superficial, y por otro lado características que responden completamente a la situación existente durante el Pleistoceno.

1.3 El TALUD CONTINENTAL

Morfología

El talud continental se extiende por lo general desde los 100-200 m de profundidad, hasta los 1500-3500 m, con una pendiente promedio de unos 4.17° para los 1800 m superiores

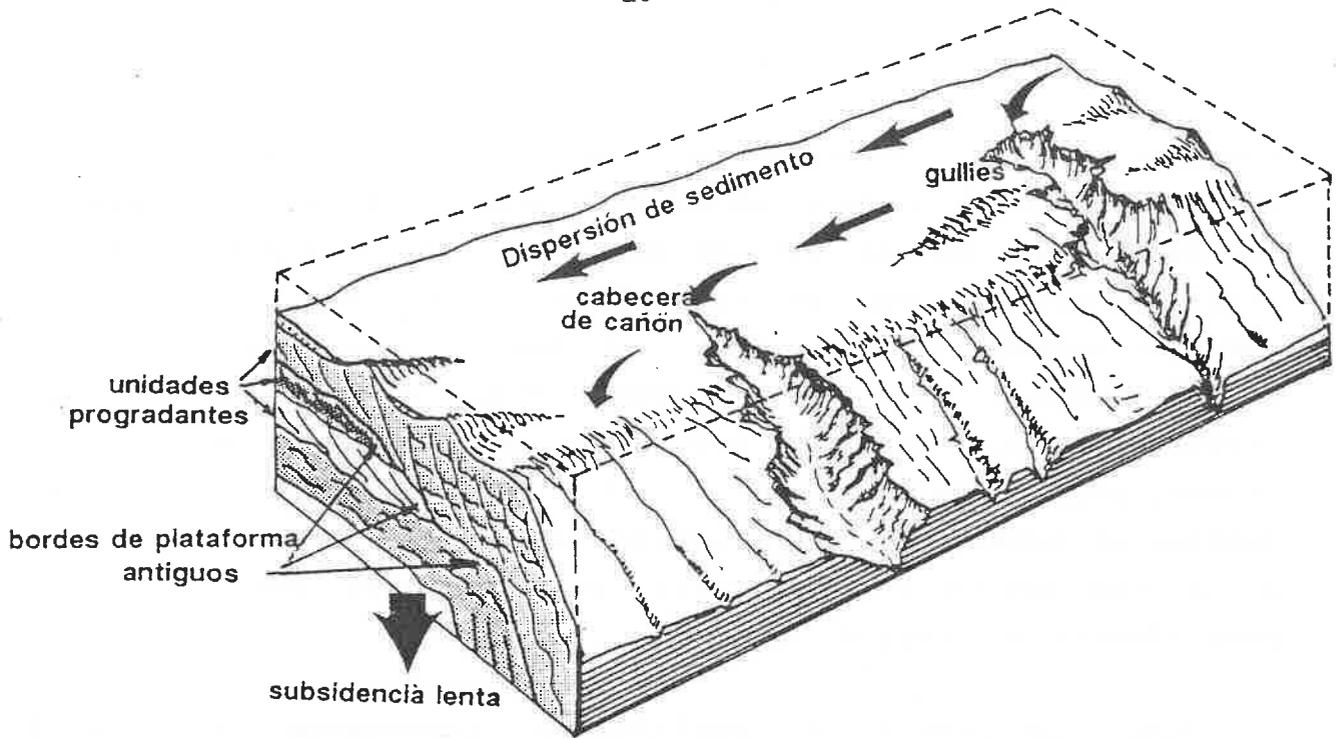


Fig. 1.2.4. Bloque-diagrama que representa el borde de plataforma desarrollado en un margen pasivo afectado por una débil subsidencia y sometido a una evolución en la que se han desarrollado diversas fases erosivas y deposicionales. Las flechas delgadas representan la dinámica sedimentaria en el borde de la plataforma y en las cabeceras de cañón, mientras que la flecha gruesa representa la subsidencia general del margen. El modelo final puede considerarse, excepto en el grado de excavación que alcanzan los cañones en la plataforma, representativo del borde de plataforma del margen del Ebro (basado en Vanney y Stanley, 1983).

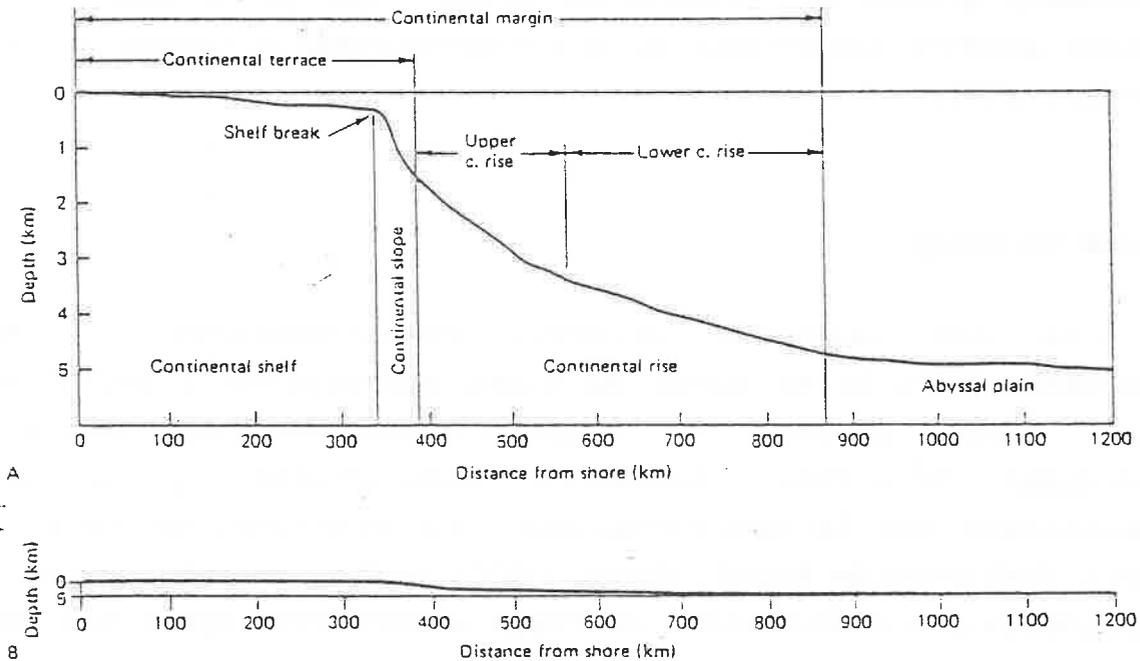


Fig. 1.3.1. Esquema de las características morfológicas principales del margen continental. A: exageración vertical 1/50; B: sin exageración vertical (de Kennett, 1982).

(Shepard, 1973) disminuyendo ésta progresivamente aunque localmente son frecuentes pendientes mayores de 10° , en especial en las paredes de los cañones submarinos (Fig. 1.3.1, Kennett, 1982). Presenta una extensión media de unos 100 km, y morfológicamente suele exhibir un perfil ligeramente convexo hacia arriba o aterrazado (Bouma, 1979). Por lo general, su límite externo es bastante rectilíneo, por lo que no refleja las irregularidades morfológicas de la línea de costa; esto puede deberse al predominio de un control estructural sobre el talud, o a la suavización de su perfil por efecto de una importante progradación del margen.

Una característica morfológica importante del talud continental es la presencia frecuente en el mismo de diversas incisiones que lo atraviesan transversalmente, entre las que las más importantes son los cañones y los "gullies" o cárcavas submarinas (Shepard, 1981). La profundidad hasta la que erosionan en el talud, depende del máximo descenso alcanzado por el nivel del mar durante el mínimo eustático, de la amplitud de la plataforma y, en un menor grado, de la cantidad disponible de sedimento grueso que alcanza el talud y que puede constituir un agente erosivo importante al ser transportado a través del talud (Bouma, 1979).

Tipos de talud

Se han realizado diversas clasificaciones del talud continental desde el punto de vista morfológico y estructural. Dietz (1964) propone una clasificación con tres grupos que denomina: Primario, Secundario (estructural) y Secundario (modificado por la sedimentación), diferenciando un total de 6 tipos distintos de talud. Emery (1977) define seis tipos de talud continental, con una serie de tipos intermedios entre los mismos (Fig. 1.3.2):

Talud inicial "A": consiste en una serie de bloques continentales dispuestos escalonadamente o plegados, más o menos

recubiertos de sedimento. El escalonamiento de los bloques es resultado de los procesos de estiramiento, adelgazamiento y hundimiento isostático durante la etapa de rifting, o debido a la deformación debida a reajustes estructurales posteriores a la fracturación litosférica.

Talud tipo "B": originado por la progradación del talud durante un largo periodo de tiempo, desarrolla una estructura de algún modo similar al crecimiento de un delta. Aparece en márgenes con un importante aporte detrítico de origen continental, y las diferentes unidades que lo forman se prolongan mar adentro con una gran continuidad.

Talud tipo "C": puede considerarse un estado evolutivo del tipo anterior en el que el frente del talud continental está siendo erosionado de un modo continuo, por movimientos en masa y corrientes de turbidez, debido posiblemente a la inclinación sufrida por el talud como resultado de una ligera rotación del conjunto del bloque continental.

Talud tipo "D": originado como resultado del crecimiento de arrecifes carbonatados en el borde de la plataforma, cuyo desarrollo requiere una cierta subsidencia de las rocas corticales. Dichos arrecifes pueden aflorar en forma de escarpes verticales o presentarse irregularmente recubiertos por sedimento, fundamentalmente carbonatado.

Talud tipo "E": constituyen un tipo muy diferente, controlado por el desarrollo de estructuras diapíricas, que pueden estar formadas por capas evaporíticas o paquetes fangomargosos, fuertemente movilizadas. En él pueden desarrollarse importantes escarpes morfológicos debidos al flujo lateral del material evaporítico sometido a un profundo enterramiento.

Talud tipo "F": desarrollado en márgenes afectados por subducción, que tiene como resultado un arrastre del sedimento que recubre la corteza oceánica, y su mezcla con sedimento perteneciente al talud inferior. Este conjunto es posteriormente

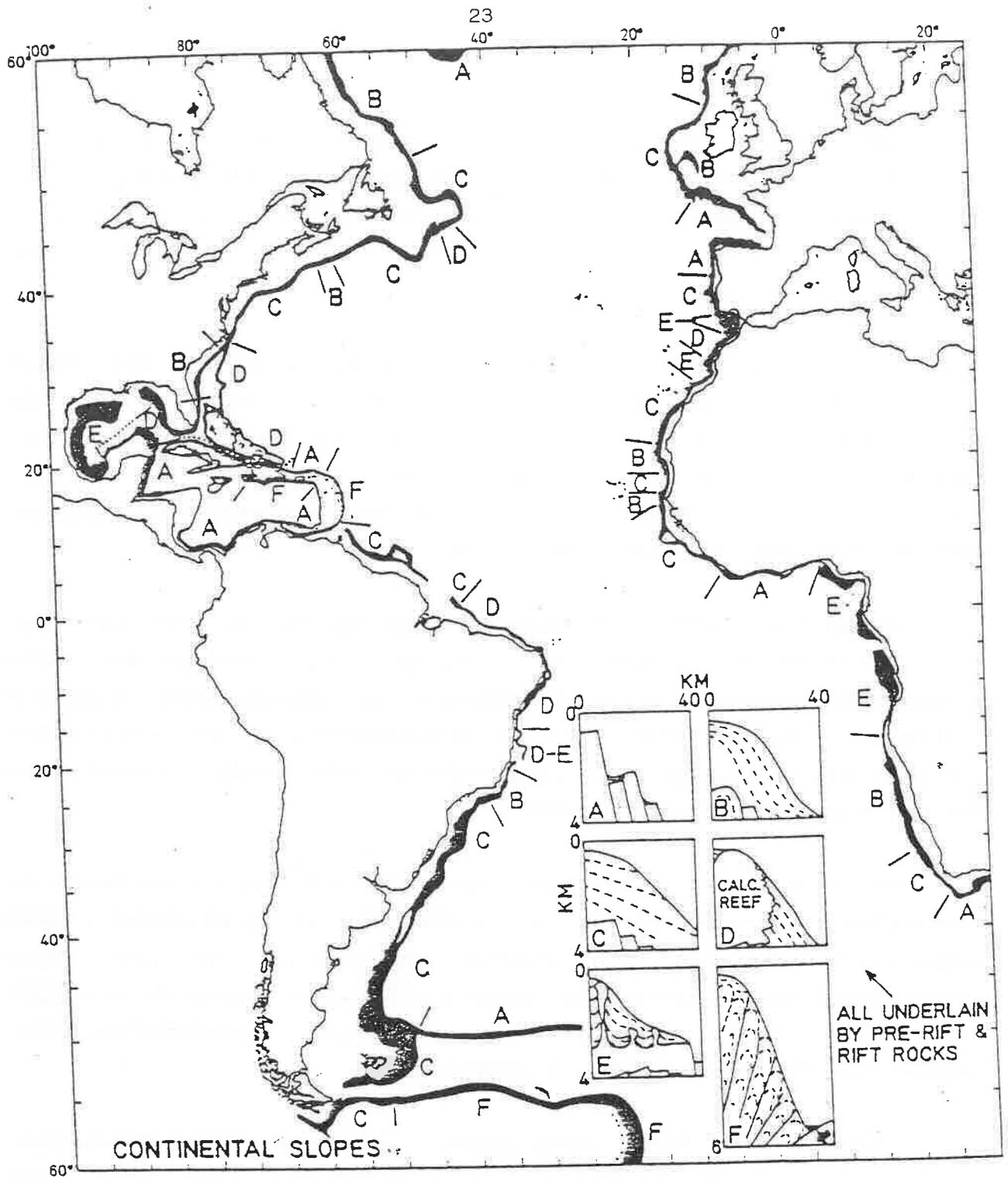


Fig. 1.3.2. Diferentes tipos de talud y distribución de los mismos en ambos márgenes del Océano Atlántico (de Emery, 1977).

deformado, resultando la mezcla en una estructura en forma de abanico constituida por un grupo de estratos apilados, fracturados y plegados sobre sí mismos.

Estos tipos de talud se refieren al ejemplo más simple de cada uno de los modelos; no obstante, es frecuente que se presenten variaciones y mezclas complejas entre los mismos.

Cañones submarinos

Constituyen una característica morfológica común a un gran número de taludes continentales a lo largo de los océanos mundiales. Su presencia condiciona el desarrollo de diversos procesos erosivo-deposicionales, siendo bien conocido su papel como conducto para la transferencia de sedimento y material detrítico desde la plataforma hasta las cuencas profundas (Shepard y Dill, 1966). La evolución seguida por los cañones excavados en el talud, el modo y la profundidad hasta la que erosionan en los sedimentos preexistentes, los procesos de relleno de sedimento, y en general su influencia en la historia erosivo-deposicional de la cuenca, constituyen problemas de gran interés desde el punto de vista geológico.

Las hipótesis acerca de su origen han sido numerosas, pudiéndose afirmar que durante una época determinada (1900-1950) cada nuevo estudio acerca de un cañón submarino determinado, se traducía en una hipótesis novedosa sobre el origen de los mismos. Entre las opiniones más aceptadas acerca de su origen se encuentran: a) la erosión por corrientes de turbidez; b) la erosión retrogradante por movimientos en masa de sedimento; c) la erosión por otras corrientes de fondo; o d) la intercepción de valles originalmente subaéreos (Shepard y Dill, 1966).

La erosión subaérea sufrida por la plataforma durante los mínimos eustáticos ha sido invocada para la formación de numerosos cañones, relacionados todos ellos con valles existentes en el continente (Twichell et al., 1977; McGregor, 1981). Este

posible origen se ve apoyado por el carácter dendrítico de los tributarios en muchos cañones, su excavación igualmente sobre rocas cristalinas como sobre sedimentos, o su asociación con formaciones sedimentarias fluviales o deltáicas (Shepard y Dill, 1966; Swift et al., 1980).

En otros casos, el hallazgo de cañones sin relación con sistemas fluviales o con superficies de erosión subaérea, y su localización en zonas de fuertes aportes detríticos, ha hecho que se les relacione con procesos de erosión submarina sobre depósitos subconsolidados (Reimnitz y Gutierrez-Estrada, 1970), o con inestabilidad sedimentaria, movimientos en masa de sedimento y deslizamientos retrogradantes (Farre et al., 1983).

1.4 PROCESOS DESARROLLADOS EN EL TALUD CONTINENTAL

Los procesos más importantes que influyen de un modo activo sobre la naturaleza del recubrimiento sedimentario del talud continental han sido clasificados en función del efecto que producen en el mismo, que se traduce, según los casos, en: 1) la adición de sedimento al talud, 2) la perturbación a escala local del sedimento, 3) el transporte de sedimento a lo largo del talud, y 4) la sustracción de sedimento del talud (Field y Edwards, 1980). Este efecto sobre el talud es debido a procesos simples, que pueden asociarse con: a) el oleaje, b) corrientes, c) procesos desarrollados "in-situ" en el sedimento, y d) procesos gravitacionales y de origen tectónico (Field y Edwards, 1980). De un modo simplificado, éstos pueden asociarse en tres grupos que reúnen procesos con un origen relativamente próximo: 1) Procesos oceanográficos y climáticos, 2) procesos gravitacionales y tectónicos, 3) procesos diagenéticos tempranos (Fig. 1.4.1).

Procesos oceanográficos y climáticos

Dentro de este grupo puede hacerse una distinción entre procesos oscilatorios y aquellos que se desarrollan fundamentalmente en un sentido. De una forma simplificada, los primeros se pueden asociar con olas y los segundos con corrientes de diversos tipos.

Procesos debidos al oleaje

Por lo general su influencia no consiste en el aporte de sedimento al talud, sino más bien en producir una perturbación o retrabajamiento en el mismo y cierto transporte a lo largo del talud, cuyo alcance no siempre es bien conocido. Puede diferenciarse entre las olas superficiales, especialmente las desarrolladas durante tormentas, y las olas internas que se propagan a través de la interfase entre masas de agua de diferente densidad o temperatura.

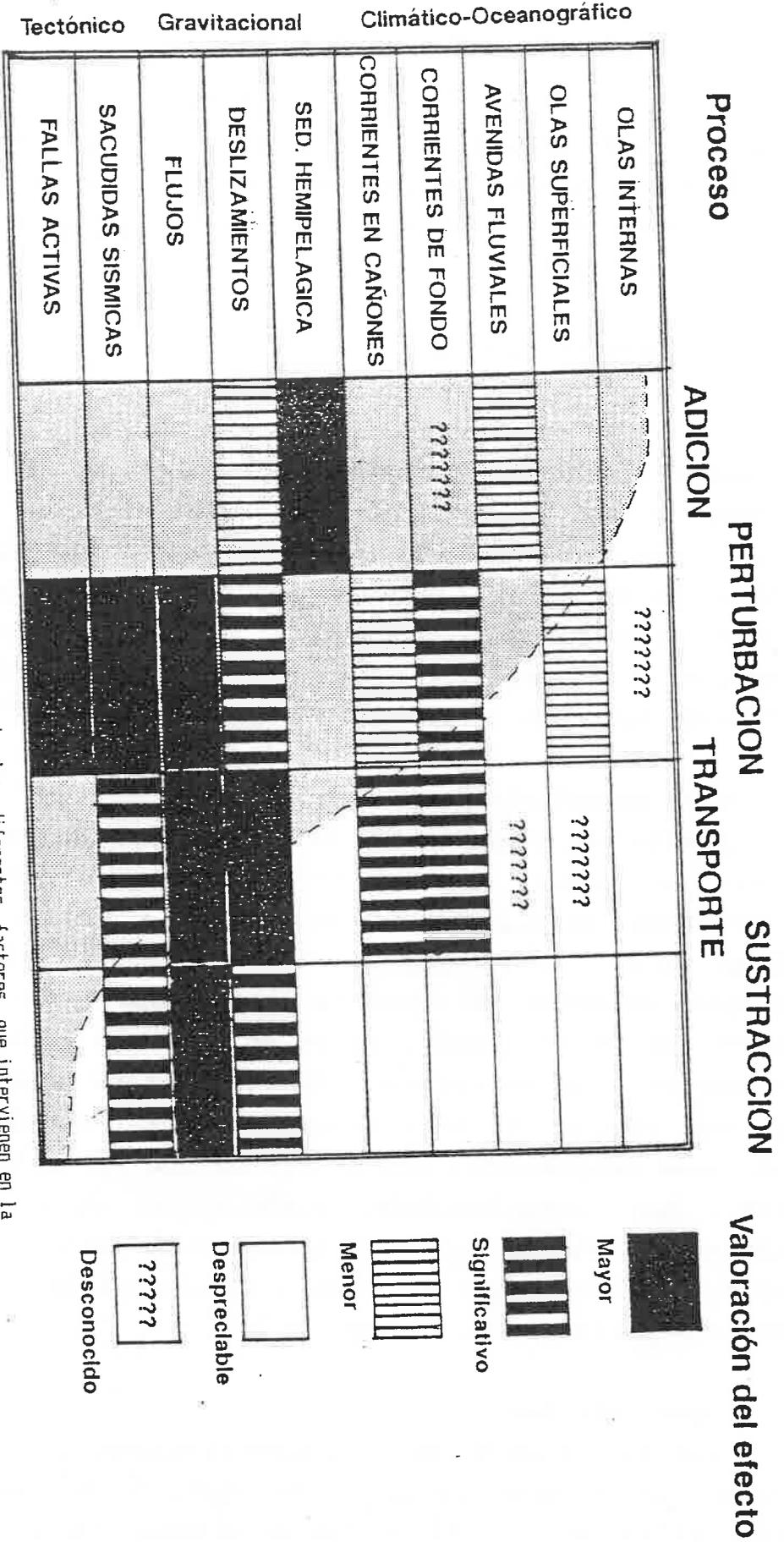
Olas superficiales

Pueden ser responsables de parte del transporte de sedimento hacia el talud (Ewing, 1973), hecho corroborado por la observación de ripples de oscilación a 200 m de profundidad (Komar et al., 1972), aunque el alcance de esta influencia no es del todo conocido. No obstante, el transporte de sedimento en el talud, debido al oleaje, no es un fenómeno habitual ya que son necesarias olas de tormenta de gran altura y periodo, debido a que sus efectos se amortiguan a cierta profundidad, siendo en todo caso despreciable por debajo de los 300 m. (Field y Edwards, 1980). Las irregularidades morfológicas en el fondo (cañones submarinos) pueden producir fenómenos de refracción del oleaje, que multiplican hasta por cuatro la energía de las mismas, a una escala muy localizada (Ewing, 1973).

Olas internas

Son similares a las olas superficiales, generalmente de baja frecuencia y gran longitud de onda, y se desarrollan sobre superficies de discontinuidad existentes en el interior de la columna de agua, como la termoclina. Si el agua del talud se encuentra estratificada, pueden desarrollarse olas internas de

Influencia en el sedimento del talud



Mayor
 Significativo
 Menor
 Despreciable
 Desconocido

Fig. 1.4.1. Esquema representativo de la influencia relativa de los diferentes factores que intervienen en la sedimentación en el talud continental. Alguno de los factores cuya influencia no es bien conocida, pueden tener cierta importancia localmente. Es de resaltar la gran influencia en el transporte de sedimento, tanto de los deslizamientos como de los flujos gravitativos (modificado de Field y Edwards, 1980).

Tectónico Gravitacional Climático-Oceanográfico

periodo y amplitud variable (Lafond, 1962) en la base de la termoclina; al interaccionar éstas con un sustrato inclinado pueden llegar a producir la resuspensión de sedimento del talud continental (Vanney y Stanley, 1983).

El efecto de la resuspensión y el transporte de sedimento en el talud debido a la acción de olas internas no es suficientemente bien conocido. No obstante, ciertos autores (Emery, 1956) han sugerido que las olas internas pueden constituir un importante agente de transporte de sedimento en las proximidades del borde de la plataforma. Otros autores (Cacchione y Southard, 1974) afirman el transporte solo se produce si existe una amplificación o rotura de las olas internas, en su interacción con el fondo. Experimentos de laboratorio, han demostrado la existencia de importantes movimientos de agua en relación con la rotura de olas internas debido a la generación de un vórtice aguas arriba del punto de rotura, con energía suficiente como para transportar sedimento fino (Southard y Cacchione, 1972; Fig. 1.4.2).

Procesos asociados a corrientes

Existe un gran número de factores que dan lugar a diversos tipos de corrientes (producidas por el viento, oleaje, mareas, diferencias de presión atmosférica, circulación termohalina..etc, Southard y Stanley, 1976) cuyo efecto en la sedimentación en el talud es distinto y varía fundamentalmente en función de la profundidad. Su influencia ha sido suficientemente contrastada a partir de datos de corrientes y sistemas acústicos y fotográficos los cuales han probado que parece estar localmente condicionada por la topografía, por lo que su importancia a nivel global en el talud solo es decisiva en un reducido número de casos.

Por lo general, su efecto en el aporte de sedimento al talud es menor; y aunque se reconoce que en condiciones especiales (durante fuertes tormentas e importantes avenidas fluviales, por ejemplo) su efecto sobre la sedimentación en el talud puede ser

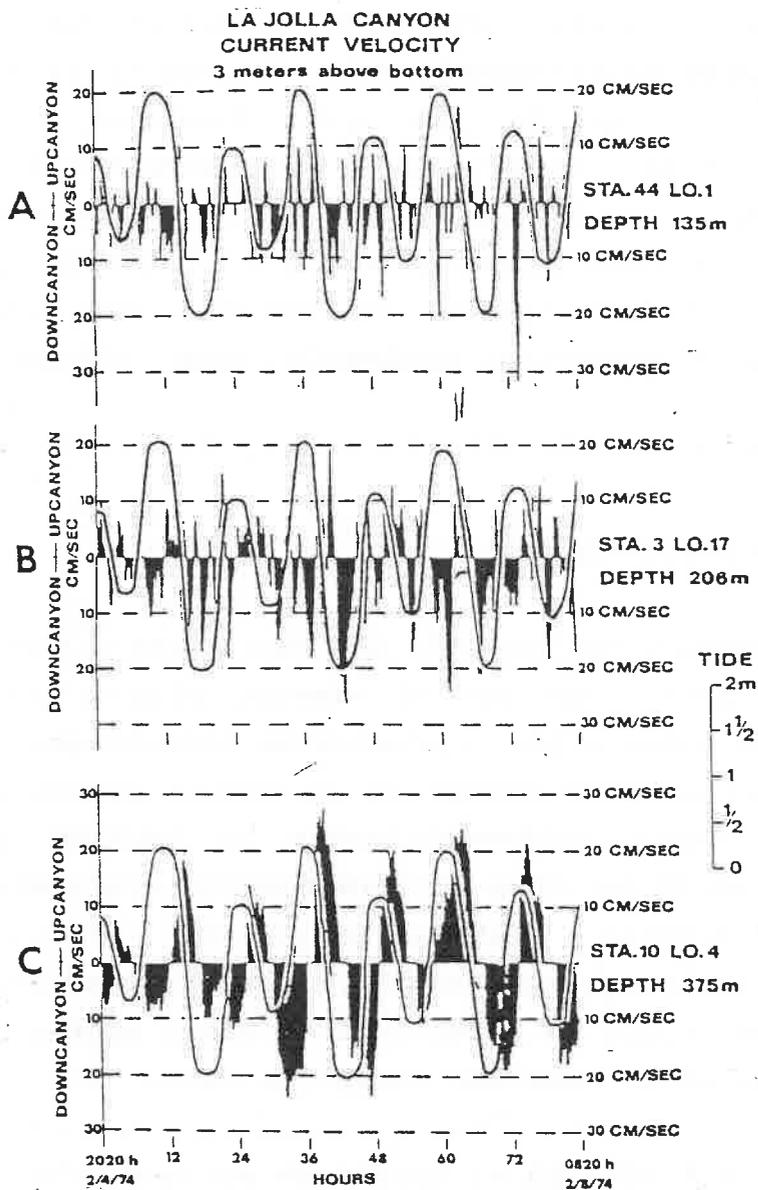
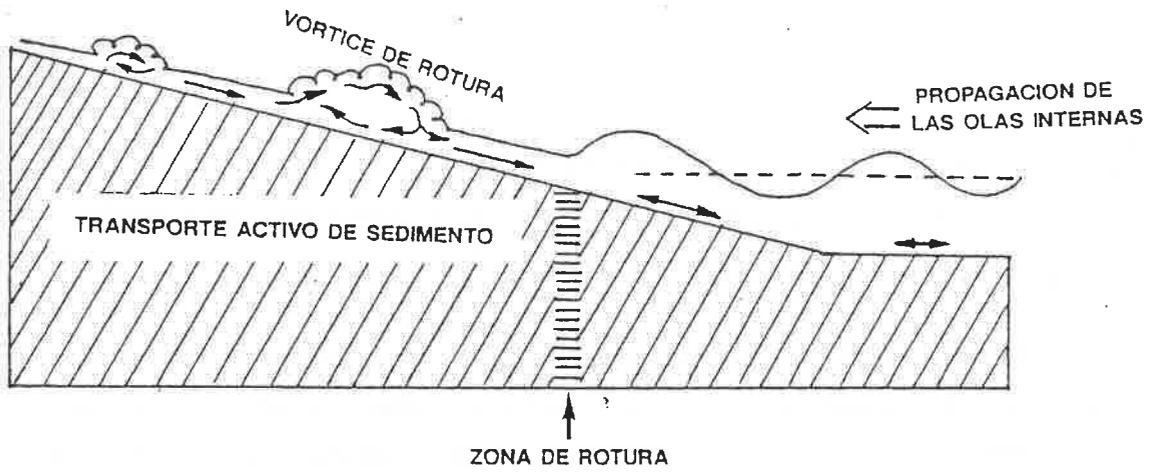


Fig. 1.4.2. Esquema de la rotura de olas internas contra un talud inclinado, en el que se diferencia la formación de vórtices turbulentos aguas arriba del punto de rotura, que pueden dar lugar a resuspensión del sedimento, y la zona en que se produce un transporte activo de sedimento. La longitud de las flechas en la capa inferior (más densa), indica la magnitud del flujo oscilatorio o unidireccional. La interfase entre ambas capas está señalada a la derecha por la línea de puntos (modificado de Southard y Cacchione, 1972).

Fig. 1.4.3. Gráfica que representa las curvas de velocidad-tiempo de las corrientes ascendentes y descendentes medidas en el cañón submarino de La Jolla, y las mareas desarrolladas en la zona. En la misma se observa el claro origen mareal de las corrientes medidas en la estación situada a 375 m de profundidad (de Shepard et al., 1979).

importante, se desconoce con certeza su influencia cuantitativa. Sí es en cambio importante su acción de transporte y modificación del sedimento, en especial en el caso de las corrientes más fuertes a escala regional.

A pesar de su ocurrencia discontinua o esporádica, el efecto más importante en la adición de sedimento al talud es producido por las avenidas fluviales, que suelen arrastrar grandes volúmenes de agua con una importante carga sólida en suspensión y desplazándose a gran velocidad; este efecto se nota sobre todo en aquellos márgenes continentales que no cuentan con una amplia plataforma continental.

Corrientes de fondo

Pueden tener orígenes diversos, como resultado de los diferentes factores oceanográficos que actúan en el talud (Southard y Stanley, 1976). Las corrientes de marea pueden alcanzar una velocidad máxima proporcional a la distancia a la costa, dividida por la profundidad local de agua; esta relación es más elevada en el borde de la plataforma (Southard y Stanley, 1976), por lo que las corrientes de marea son más fuertes en esta zona, disminuyendo conforme se desciende en el talud. Otro tipo de corrientes, generadas por el viento (Smith y Hopkins, 1972) o por diferencias de presión atmosférica ocasionadas por tormentas fuertes (Galt, 1971), adquieren también sus mayores velocidades en las proximidades del borde de la plataforma. Su efecto puede ser importante en la adición de sedimento al talud, pero donde se manifiesta de un modo más significativo es en relación a la modificación del mismo y en el transporte a lo largo del talud.

Corrientes en los cañones submarinos

Análisis texturales y medidas de correntímetros, han demostrado la existencia de corrientes a lo largo de los cañones submarinos, con dirección alternante, periodicidad de horaria a semi-diurna, y velocidad suficiente para transportar arena a lo largo del cañón (Shepard et al., 1979; Fig. 1.4.3). El resultado es un transporte neto cañón abajo, capaz de formar ripples asimétricos o grandes olas de sedimento (Southard y Stanley,

1976). Tanto las corrientes de fondo como las generadas en los cañones submarinos pueden, según el sentido en el que se desplazan, contribuir a eliminar sedimento del talud, tanto transportándolo hacia la plataforma como hacia el ascenso continental.

Procesos gravitacionales

Son, sin lugar a dudas, los procesos que tienen una mayor influencia en la adición de sedimento al talud, en su posterior modificación y en su transporte a lo largo del mismo (Fig. 1.4.1). Entre los mismos se incluye la sedimentación de las partículas en suspensión en la columna de agua o en capas de turbidez, debido a la atracción gravitatoria; este es el proceso más importante en la adición de sedimento al talud; en un menor grado lo son también los procesos de deslizamientos y flujos gravitativos.

El transporte de sedimento a lo largo del talud se produce sobre todo por deslizamientos y flujos gravitativos, como ha quedado puesto de manifiesto en prácticamente todos los taludes alrededor del mundo (Embley, 1976; Nardin et al., 1979a y b; Field y Edwards, 1980; Hein, 1985; extensa revisión en Canals, 1985). Estos procesos son, asimismo, muy importantes en la perturbación del sedimento a escala local y en la eliminación de sedimento del talud, mediante su transporte a los abanicos y complejos turbidíticos y cuencas más distales. Determinados procesos también relacionados con fuerzas gravitacionales y tectónicas (sacudidas sísmicas y fallas activas) son, en cambio, importantes sólo en la perturbación local del sedimento, aunque pueden ser el origen de los procesos de transporte antes citados.

Los diferentes tipos de procesos de transporte y sedimentación conducidos por fuerzas gravitacionales, son clasificados en función de su concentración o estado de agregación y del mecanismo que mantiene las partículas en

movimiento (Dott, 1963; Nardin et al., 1979; Middleton y Hampton, 1976). Constituyen una serie continua de procesos (Fig 1.4.4) que incluyen tres categorías principales: caída de bloques (rock fall), deslizamientos sedimentarios (sediment slides), y flujos gravitativos de sedimento (sediment gravity flows). La transición entre los deslizamientos y los diversos flujos, en un modelo hipotético, tiene lugar mediante una progresiva dilución por incorporación de agua en el núcleo del flujo, un aumento de la mezcla o remoldeo del flujo original, que puede llegar a la licuefacción total, y una creciente importancia de la turbulencia como mecanismo de soporte del flujo (Middleton y Hampton, 1973; 1976).

De este conjunto de procesos, los deslizamientos son clasificados en función de la geometría del plano de despegue y el mecanismo de desplazamiento (traslación-rotación) (Nardin et al., 1979a), y los flujos gravitativos se distinguen de los anteriores en función de su grado de deformación interna, y entre sí en función del mecanismo de soporte de los granos durante el transporte (Middleton y Hampton, 1973; 1976; Fig. 1.4.4). Estos flujos sufren una evolución en el tiempo y durante el transporte, de forma que constituyen una serie más o menos continua. La evolución hipotética de un tipo a otro implica un aumento de la dilución y de la turbulencia en el seno del flujo, debido entre otras cosas a la mezcla progresiva con agua durante el transporte (Fig. 1.4.5). Cada uno de los procesos gravitativos se asocia a un tipo de depósito determinado (Middleton y Hampton, 1973) que, no obstante, habitualmente no es fácil de distinguir en ambientes actuales por medio de los sistemas acústicos de más amplia utilización (Field y Edwards, 1980). Una minuciosa revisión de la nomenclatura utilizada para describir a cada tipo de proceso gravitativo, con la correspondiente traducción de su nombre al castellano, ha sido realizada por Canals (1985).

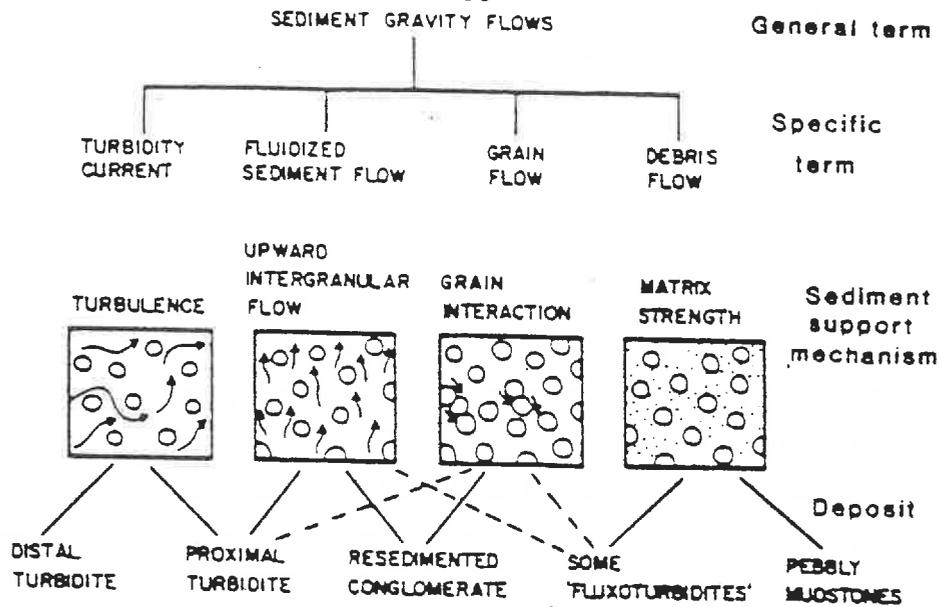


Fig. 1.4.4. Esquema de la clasificación de los diferentes tipos de flujos gravitativos de sedimento en función del mecanismo de soporte de los granos en los mismos, y sedimento resultante (de Middleton y Hampton, 1973; 1976).

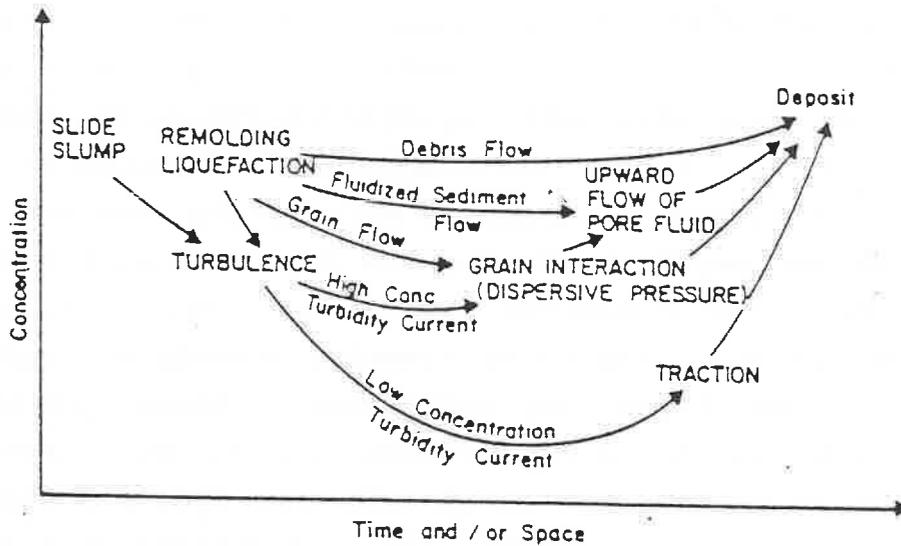


Fig. 1.4.5. Evolución hipotética de un flujo gravitativo individual, tanto en el tiempo como en el espacio (de Middleton y Hampton, 1973, 1976).

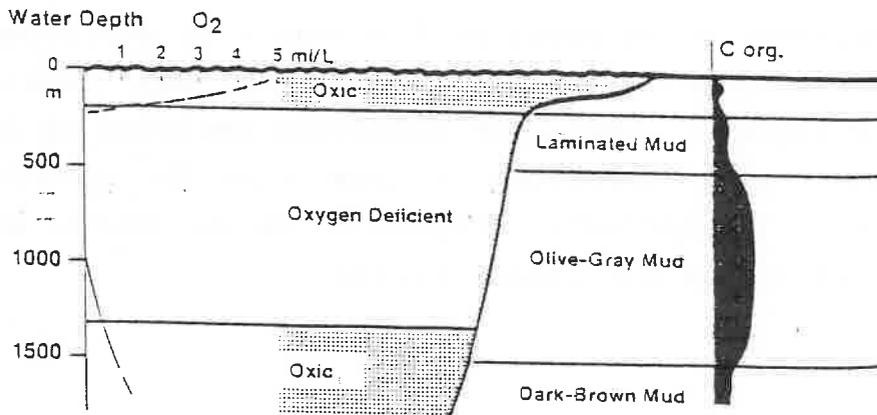


Fig. 1.4.6. Sección vertical del talud del margen continental sudoccidental de la India, en el que se distingue la capa deficiente en oxígeno (OML), entre las capas superficial y profunda, bien oxigenadas. Se indica también la distribución en el talud de los lodos color gris-oliva, con un contenido elevado en carbono orgánico (de Von Stackelberg, 1972).

Procesos diagenéticos tempranos

Constituyen un tercer grupo de procesos que han sido tenidos en cuenta como parte importante en la caracterización de los sedimentos del talud continental (Field y Edwards, 1980). En realidad no deberían ser incluidos junto a los anteriores, ya que las dos categorías anteriores implican un flujo, transferencia, sedimentación o modificación del sedimento por agentes externos, ya sean olas, corrientes, o la atracción gravitatoria. En cambio este grupo de procesos implica una transformación de la estructura interna del sedimento debida a factores internos al mismo, con un menor grado de movimiento de sedimento.

Entre estos procesos se ha incluido la formación autigénica de minerales en el seno del sedimento, la generación de gases como resultado de la descomposición de la materia orgánica presente en el mismo o la actividad de determinados organismos, y la actividad biológica de perforación, ingestión-digestión de sedimento, construcción de galerías, y la incorporación de sus propios restos en el sedimento...etc, (Field y Edwards, 1980).

Bioturbación

Los sedimentos finos típicamente muestreados en el talud continental suelen aparecer extensivamente bioturbados, excepto en aquellas zonas interceptadas por capas de agua intermedia en las que el contenido en oxígeno en el agua de fondo es reducido. En medios con una débil oxigenación en el agua, la bioturbación se reduce a un fino entrelazado de pequeños burrows a lo largo del sedimento ("mycellium") que confiere al sedimento un característico aspecto al ser observado bajo los Rayos X. La bioturbación del sedimento del fondo es un factor adicional, que puede ser importante en cuanto a la transferencia de sedimento hacia aguas profundas, debido a la resuspensión originada por la actividad de los organismos bentónicos (Yingst y Aller, 1982).

La bioturbación afecta la sedimentación de cuatro modos distintos (Kelling y Stanley, 1976):

a) Organismos comedores de sedimento superficial ingieren el sedimento y lo transforman expulsándolo como pelets fecales, cuya

incorporación en el sedimento, modifica las propiedades físicas del mismo. Este proceso puede tener cierto interés en cuanto a la adición de sedimento al talud, en especial cuando es llevado a cabo por organismos planctónicos que ingieren partículas en suspensión, agregándolas e incorporándolas al sedimento del fondo.

b) La perforación de galerías puede poner gran cantidad de sedimento en suspensión; la nube de sedimento puesta en suspensión puede crear un gradiente de densidad, favoreciendo la transferencia de sedimento talud abajo y proporcionando tal vez un mecanismo para el movimiento de sedimento a gran escala.

c) Determinados procesos biogénicos implican la construcción de montículos de arena y limo; si éstos son edificados en taludes con pendientes elevadas, se puede exceder el ángulo crítico del sedimento, provocando roturas a pequeña escala en el talud.

d) La bioturbación, finalmente, altera de un modo significativo la estructura original, empaquetamiento, textura, porosidad y permeabilidad del sedimento. Como consecuencia, modifica la resistencia a la cizalla del sedimento (Stanley, 1971), con lo que se favorece el desarrollo de fenómenos de inestabilidad sedimentaria, y con ello el predominio de procesos gravitativos.

Producción de gas en el sedimento

La mayor parte de los sistemas fluviales más importantes transportan una carga en suspensión, que en gran parte está compuesta por fragmentos orgánicos principalmente de origen vegetal; como resultado, muchos sedimentos marinos deltaicos pueden estar constituidos hasta por un 0.5-1 % de materia orgánica (Coleman et al., 1983). La actividad bacteriana en el interior del sedimento tiene como resultado, entre otros, la descomposición de esta materia orgánica; y esta degradación de origen bioquímico da lugar a una generación de gases en el sedimento, principalmente metano.

El gas producido se presenta, en principio, disuelto en el agua intersticial; pero si se llega a alcanzar el punto de saturación o si por determinadas causas (variaciones eustáticas, cambios climáticos, deslizamientos sedimentarios,...etc) disminuye la presión de confinamiento del sedimento cargado en gas, éste puede salir de la disolución y formar burbujas en el sedimento. En este caso, y como se verá en capítulos posteriores, la presión intersticial generada por el gas es un factor importante de cara a la inestabilidad del sedimento en el talud, y por tanto puede controlar el desarrollo de procesos de transporte de tipo gravitacional.

Autigénesis mineral

La presencia de determinados minerales autigénicos (especialmente pirita) en los sedimentos, es un hecho comprobado en diferentes taludes continentales a lo largo del mundo (taludes de Delaware y Maryland (McGregor et al., 1979); norte de Florida (Doyle et al., 1979); y California (Vercoutere et al., 1987), entre otros). Este mineral se presenta por lo general como reemplazamientos de burrows de pequeño diámetro y masas globulares, o formando moldes internos de foraminíferos planctónicos.

Su presencia en el sedimento en importantes proporciones puede dar lugar a efectos locales de cementación o, si aparece reemplazando burrows de relativamente gran tamaño, puede aumentar la consistencia del sedimento al proporcionarle un cierto "esqueleto", más o menos rígido. La formación de pirita en el sedimento necesita por un lado de la presencia de hierro disponible en el sedimento, y por otro lado de un microambiente reductor en el mismo.

El hierro es un elemento muy minoritario pero siempre presente en un sedimento marino terrígeno, en la forma de hematites, goethita, y adsorbido o como constituyente de los minerales de las arcillas; el azufre es suministrado por bacterias anaeróbicas, a partir de los iones sulfato disueltos en el agua de mar (Van Straaten, 1985). El ambiente reductor, por

su parte, se consigue a una determinada profundidad en el sedimento, tras la consumición del oxígeno presente en el sedimento como resultado de la actividad orgánica en el mismo, fundamentalmente por descomposición y oxidación de la materia orgánica. Por tanto, la mineralización autigénica y la generación de gas en el sedimento, son una consecuencia del contenido en materia orgánica en el mismo; esta va a ser una característica de gran importancia en el sedimento del talud.

Materia orgánica en el sedimento del talud

La gran productividad biológica debida al aporte de nutrientes que resulta del afloramiento de aguas profundas, además de los aportados por la descarga de origen fluvial, tienen como resultado que los sedimentos del talud continental posean una media del 0.6-1% en peso de carbono orgánico, presentando el valor más alto en todo el margen continental (Dow, 1977). La presencia de materia orgánica en el sedimento es resultado de un balance entre los procesos que tienden a conservarla y los que tienden a destruirla. De estos últimos, los más importantes son la oxidación química y la destrucción producida por organismos heterótrofos.

Dado que es difícil asumir una variación en la cantidad de microorganismos en el sedimento, puede concluirse que las mayores acumulaciones de materia orgánica tienen lugar en zonas en las que el fondo no reúne condiciones oxidantes. Esto sucede fundamentalmente en tres tipos de ambientes: a) en cuencas anóxicas cerradas; b) en la zona de oxígeno mínimo a lo largo del talud; y c) en áreas en las que la productividad biológica supera la capacidad del oxígeno libre para oxidar la materia orgánica (Jones, 1983). En el presente trabajo resulta particularmente importante la existencia de una zona de contenido mínimo en oxígeno en el talud, por lo que interesa conocer el origen de esta característica.

Zona de oxígeno mínimo

El agua del mar extrae el oxígeno de la atmósfera y a través de la fotosíntesis desarrollada por organismos vegetales en las capas más superficiales; por ello el agua superficial se encuentra próxima a la saturación, mientras que la concentración en oxígeno disuelto desciende en profundidad. Por debajo de la termoclina existe un relativo enriquecimiento en nutrientes, por lo que existe un incremento en la vida planctónica; la actividad respiratoria de los diferentes organismos tiene como resultado un empobrecimiento en oxígeno (Jones, 1983).

Este empobrecimiento se traduce en la formación de una capa de oxígeno mínimo (OML: oxygen minimum layer) en el talud (Fig. 1.4.6), que en los océanos actuales se desarrolla entre el agua superficial, rica en oxígeno, y el agua profunda y fría de origen polar. La concentración mínima en oxígeno se localiza en una franja situada a profundidades que oscilan entre 150 y 1000 m (Kennett, 1982). En sedimentos recientes es fácil diferenciar aquellos depositados en la zona de oxígeno mínimo, por su color gris-oliva, a diferencia de los depositados por encima y por debajo de aquella, en los que predomina el color marrón, característico de sedimentos oxidados (Von Stackelberg, 1972). En ellos es frecuente también encontrar asociaciones faunísticas diferentes que en los correspondientes a zonas más oxigenadas (Closs et al., 1974).

1.5 TRANSFERENCIA DE SEDIMENTO AL TALUD

El talud continental, debido a su complejidad desde diversos puntos de vista, no ha sido, hasta tiempos recientes, aceptablemente bien conocido desde el punto de vista sedimentológico (Curry, et al., 1977). Un análisis de los procesos de sedimentación desarrollados en el talud, debe comenzar con el estudio de los procesos fundamentales de transferencia de sedimento al mismo, desde el continente o zonas proximales del margen continental.

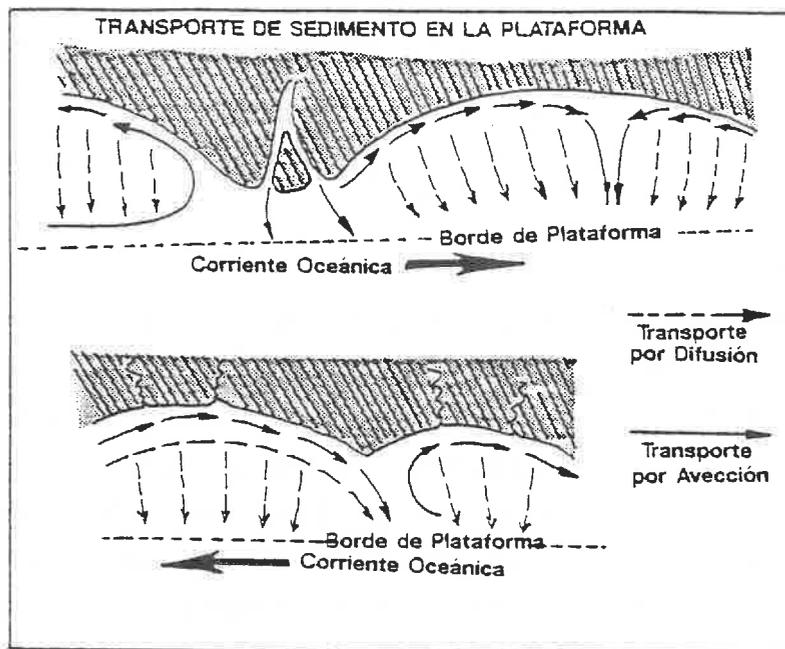


Fig. 1.5.1. Diagrama ilustrativo de los mecanismos de transporte de sedimento en suspensión en la plataforma y su transferencia hacia el talud superior, con distinción del transporte por advección y por difusión (modificado de McCave, 1972).

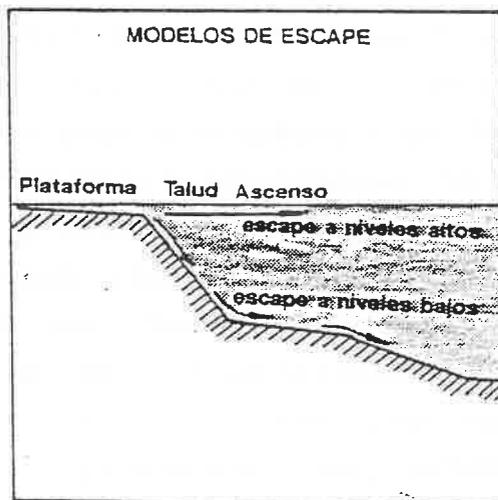


Fig. 1.5.2. Modelos de escape de sedimento en suspensión desde la plataforma hacia el talud continental, con distinción entre el escape a niveles altos y a niveles bajos (modificado de McCave, 1972).

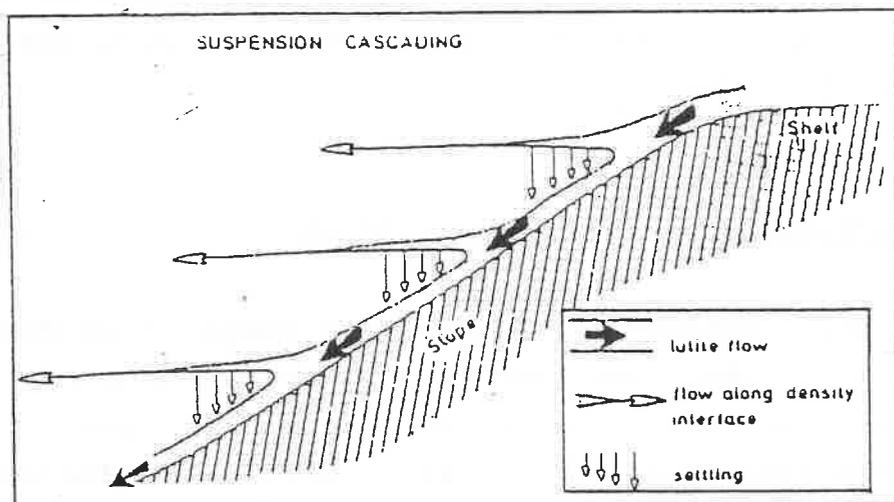


Fig. 1.5.3. Transferencia de sedimento por suspensión "en cascada" a favor de interfases de densidad, desde la plataforma hacia el talud. La disminución de anchura de las flechas indica una disminución de la concentración de la nube en suspensión (de McCave, 1972).

Sistema plataforma-talud

El régimen general de corrientes en el margen continental, desarrollado de un modo primordial a lo largo de la plataforma, tiene como resultado un movimiento neto de sedimento principalmente arcilloso, que por advección debida a corrientes y por difusión (Fig. 1.5.1) puede alcanzar el borde de la plataforma, desde donde puede ser transportado hacia el talud con relativa facilidad (McCave, 1972). Este proceso se ve favorecido por la turbulencia desarrollada en el borde de la plataforma, que es responsable de mantener en suspensión las partículas más finas.

La transferencia hacia el talud del material fino en suspensión puede realizarse de varios modos; una posibilidad es el denominado "escape a niveles altos" (McCave, 1972) (Fig. 1.5.2), según el cual el agua de plataforma con sedimento en suspensión, al entrar en contacto con el agua de talud, queda como una capa turbia superficial a partir de la cual se produce una sedimentación diferencial.

Esta sedimentación por decantación de partículas puede verse acelerada por la agregación de las partículas finas debido a la pelletización o actividad de organismos (Calvert, 1966; Gorsline, 1984) o por floculación electroquímica (Einstein y Krone, 1961), con lo que la concentración de partículas en suspensión aumenta en profundidad. Este aumento en la concentración trae consigo la formación de una capa turbia que, por diferencias de densidad, tiende a fluir talud abajo próxima al fondo, dando lugar a lo que se conoce como escape "a niveles bajos" (McCave, 1972).

Otros autores (Cooper y Vaux, 1949) sugieren un movimiento en cascada desde la plataforma, en el que el flujo de fondo se va dividiendo al intersectar diferentes interfases, formando capas colgadas (Fig. 1.5.3). Este procedimiento tiene lugar de un modo especial al comienzo del invierno, cuando el agua de plataforma

es más fría y densa que el agua de talud y se mueve sobre el fondo, derramándose sobre el borde de la plataforma. Durante esta época son también más numerosas las tormentas que pueden ayudar a la resuspensión del sedimento y a la formación de capas de turbidez (McCave, 1972).

El resultado de estos procesos consiste en una restricción de la sedimentación de material fino en el borde de la plataforma; el material fino que ha sido puesto en suspensión por efecto de la turbulencia y es transportado hacia el talud por cualquiera de los procesos antes citados, es finalmente depositado a mayor profundidad, con lo que se produce el desarrollo de las facies fangosas típicas de talud (Curry, 1977) (Fig. 1.5.4 a).

La transferencia de material grueso, por su parte, tiene lugar por medio de diversos procesos, fundamentalmente de tipo gravitativo, como corrientes de turbidez, flujos de arena y flujos de fango (Middleton y Hampton, 1973). En este caso, el transporte de arena y finos hacia el talud tiene lugar de un modo principal mediante flujos canalizados a través de los cañones submarinos, en los que el transporte se produce fundamentalmente por mecanismos de tracción (Curry et al., 1977; Fig 1.5.4 b).

1.6. SEDIMENTACION EN EL TALUD

Algunos autores (Nelsen y Stanley, 1983/84) han definido sedimentológicamente al talud como una zona fundamentalmente de tránsito en la que los sedimentos sólo se acumulan temporalmente, en su trayectoria hacia las cuencas profundas. Esta opinión no se ve corroborada en los perfiles sísmicos, dado el gran espesor de las facies de talud observado en numerosos registros. Sí es una característica importante en el talud su papel como elemento de control en la transferencia de sedimento al margen profundo.

El talud continental ha sido tradicionalmente contemplado como una provincia del margen continental en la que la

sedimentación es resultado de un balance entre dos tipos de procesos: por un lado procesos de tipo gravitativo, favorecidos por los fuertes gradientes existentes en el talud y la existencia de sedimentos en situación metaestable, y por otro lado procesos asociados a suspensiones (Maldonado y Canals, 1982). El predominio de uno u otro tipo de sedimentación viene condicionado por la importancia en cada caso del volumen de aportes terrígenos al margen continental, relacionado con las variaciones eustáticas o procesos tectónicos.

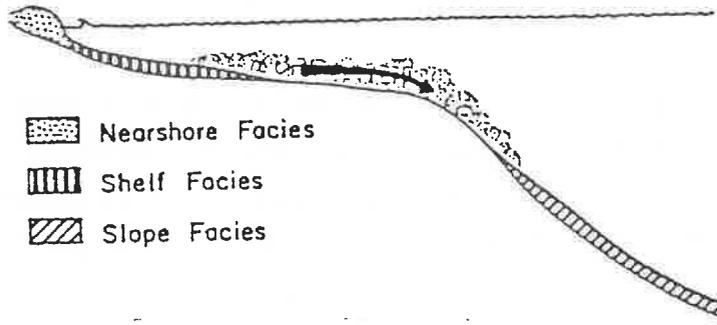
Facies sedimentarias en el talud

En el talud predominan sedimentos fangosos, en general más finos que los de la plataforma y el ascenso continental adyacentes, aunque existen menores cantidades de arena e incluso grava; en ciertas regiones predominan los sedimentos carbonatados (Bouma, 1979). Un margen Atlántico típico se caracteriza por una serie de litofacies constituida por: a) arena y grava bioclástica con poca cantidad (<5%) de fango, en la plataforma externa, aproximadamente hasta los 130±20 m de profundidad; b) facies transicional, compuesta por sedimentos heterométricos (mezcla arena con grava y fango en diferentes proporciones), desde el borde de la plataforma, hasta los 250-300 m; c) facies de talud, consistente en arcillas limosas, con un elevado contenido en foraminíferos en relación a las anteriores (Fig. 1.6.1 a).

La línea de lodo

En el talud superior se ha definido un nivel por debajo del cual tiene lugar un considerable aumento en la sedimentación de material fino, a este nivel se le ha denominado la "línea de lodo" (mudline) (Stetson, 1939; Stanley y Wear, 1978) (Fig. 1.6.1 a). Constituye un límite que separa zonas de erosión y sedimentación, y cuya posición en relación al borde de la plataforma y el talud superior es resultado de diversos factores entre los que se incluye el volumen de aportes sedimentarios, el

Case a: Shelf Edge Turbulence



Case b: Submarine Canyons

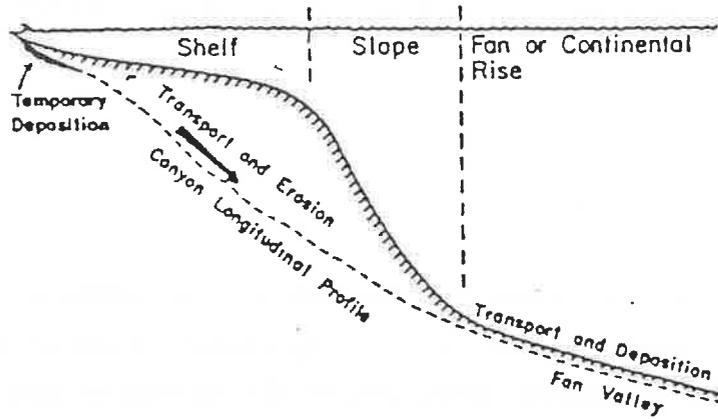


Fig. 1.5.4. Mecanismos típicos de transferencia de sedimentos finos y gruesos desde la plataforma al talud continental. a) Prevención de la sedimentación fina por efecto de la turbulencia en el borde de la plataforma y sedimentación del material fino, a partir de flujos turbios, como lodos de talud. b) Transporte de arena y material fino a través de los cañones submarinos excavados en la plataforma y que interceptan el sedimento transportado por mecanismos de deriva (de Curray, 1977).

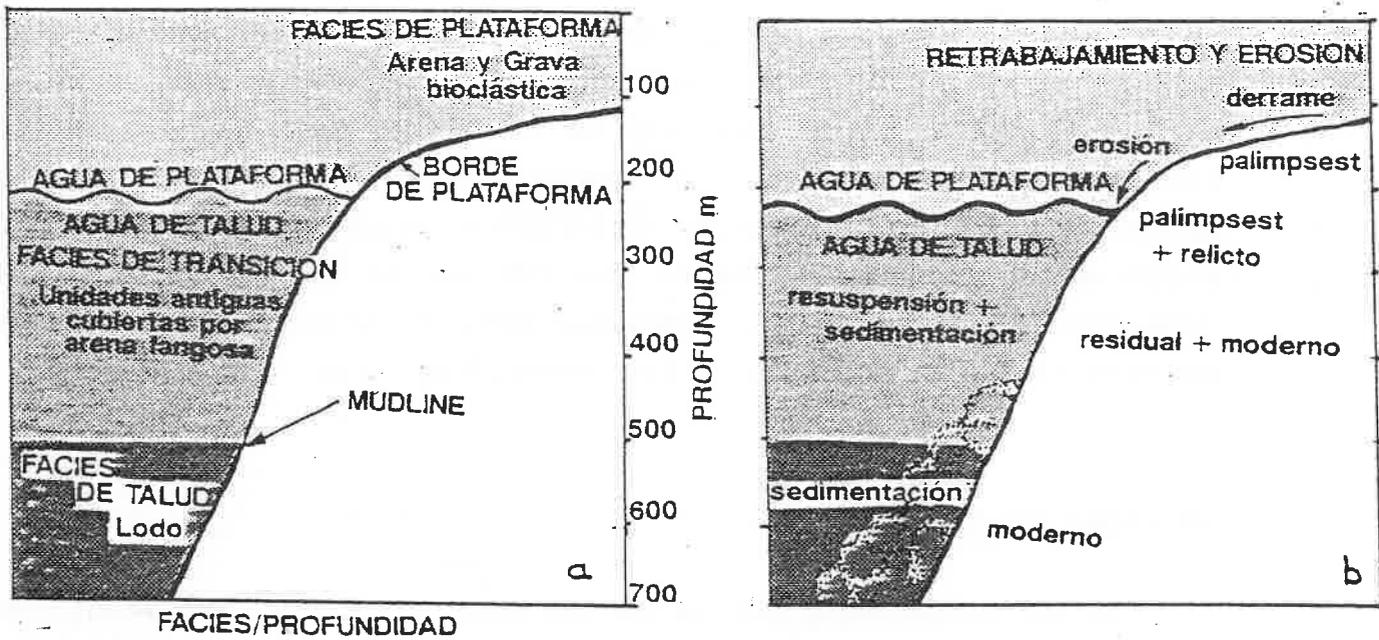


Fig. 1.6.1. a) Diagrama ilustrativo de la distribución de facies de sedimento superficial en el talud. b) Distribución de procesos y zonas predominantes de retrabajamiento y erosión, resuspensión y sedimentación alterna, y sedimentación continua, a lo largo de un perfil plataforma-talud. En este caso, la "línea de lodo" se sitúa por debajo del borde de la plataforma, situándose en el límite entre las facies de transición y de talud (modificado de Stanley et al., 1983).

desarrollo de procesos de derrame de sedimento sobre el borde de la plataforma y flujos de origen gravitativo, la morfología del borde de la plataforma, el estilo estructural, la estabilidad sedimentaria y el eustatismo (Stanley et al., 1983) (Fig. 1.6.1. b).

Sedimentación en el talud continental

Es un hecho ampliamente comprobado que los sedimentos en el talud se ven frecuentemente afectados por movimientos en masa inducidos gravitatoriamente (Dott, 1963; Emery y Uchupi, 1972; Embley, 1976; Nardin et al., 1979a; Damuth, 1980). En los registros sísmicos esto queda reflejado en las deformaciones observadas en la disposición y continuidad de los reflectores y en la geometría de las unidades litosísmicas; en los testigos queda puesto en evidencia por la observación de niveles deformados, y la presencia de faunas desplazadas y anomalías texturales (Douglas, 1981).

Si el desarrollo de movimientos en masa tiene lugar de un modo continuado, puede llegar a modificar el perfil del talud continental, incluso a escala regional (Seibold y Hinz, 1973). En este sentido, los movimientos en masa constituyen un factor volumetricamente muy importante en el transporte de sedimento en el talud continental. El volumen de material que se ha visto afectado por un deslizamiento y ha desaparecido de un talud, puede ser inferido a partir de las características de consolidación del sedimento superficial, y su comparación respecto a zonas adyacentes (Booth, 1969). Los movimientos en masa pueden ser iniciados por una variedad de mecanismos diferentes, entre los que se incluyen sacudidas sísmicas, rápida tasa de sedimentación, erosión o excavación basal en el talud o cañones submarinos, y presencia de gas en el sedimento.

Numerosos mecanismos han sido propuestos para explicar el depósito de sedimentos finos en el talud continental. Entre ellos se cuentan la sedimentación hemipelágica (Davies y Laughton,

1972); sedimentación a partir de capas nefeloides (Ewing y Thorndike, 1965); a partir de corrientes de fondo (Heezen et al., 1966); sedimentación a partir de corrientes de turbidez a gran escala (Piper, 1978), así como flujos lentos de baja densidad (Moore, 1969).

Entre los procesos fundamentales de sedimentación en el talud continental se pueden considerar, en orden creciente de concentración:

- Sedimentación diferencial pelágica
- Plumas y capas nefeloides
- Corrientes de turbidez
- Debris flows (flujos de alta concentración)

Sedimentación pelágica

La sedimentación en el talud se ve afectada, además de por los factores anteriormente citados, por las variaciones en la concentración de partículas biógenas existentes en la columna de agua. Esta concentración es función de la productividad biológica, que a lo largo del Cuaternario ha sufrido variaciones de origen climático, mientras en la actualidad presenta, en algunas zonas, variaciones de periodicidad estacional (Gorsline, 1984).

En el volumen de aportes terrígenos al talud para un periodo determinado, puede asumirse cierta variabilidad geográfica en función de la distalidad al punto de descarga, dado el carácter puntual típico de los aportes terrígenos. El volumen aportado de terrígenos constituye un factor que va a enmascara o diluye la importancia de la componente autóctona o biógena en el sedimento. La aportación biógena puede, a diferencia de la terrígena, considerarse homogénea a grandes rasgos en un sector determinado del margen y está controlada por la productividad biológica; en ésta pueden existir ciertas variaciones en zonas de afloramiento de aguas profundas (upwelling), que normalmente se distribuyen de forma típicamente lineal (Gorsline, 1978).

Teniendo en cuenta la componente exógena y autóctona del sedimento, pueden establecerse diferenciaciones en cuanto a la procedencia de los aportes fundamentales al talud, o en cuanto al proceso predominante de sedimentación. Del mismo modo es además posible, en algunas cuencas, la diferenciación de los periodos glaciales o de nivel eustático bajo, debido al aumento relativo en la componente terrígena del sedimento. El aumento, aproximadamente en un orden de magnitud, del aporte terrígeno durante periodos de nivel del mar bajo, está comprobado que se ve acompañado por otro aumento correspondiente en la tasa de sedimentación biógena, que llega a duplicarse, debido a un aumento en la circulación oceánica simultáneo al descenso eustático (Gorsline, 1981; 1984).

Plumas y capas nefeloides

La descarga de origen fluvial producida en zonas deltáicas tiene lugar generalmente en forma de plumas de turbidez (Meade et al., 1975; Coleman et al., 1983). En la zona próxima a la desembocadura, la acción de las mareas y la existencia de gradientes de salinidad tienen como resultado una serie de efectos que mantienen en suspensión a una buena parte de las partículas aportadas por el río, produciendo con ello zonas de turbidez máxima a ciertos niveles en la columna de agua (Postma, 1967).

La existencia de numerosas discontinuidades en la columna de agua, debido a su estratificación por densidad, tiene como resultado que cada una de ellas detiene la caída de las partículas en suspensión, debido a las variaciones en la temperatura o la viscosidad entre las diferentes capas, o a la turbulencia desarrollada en el límite de la discontinuidad. Debido a este efecto se forma una capa turbia junto al fondo, especialmente en las proximidades de la desembocadura fluvial (Meade et al., 1975), así como capas turbias intermedias. En estas capas turbias, las concentraciones de partículas en suspensión pueden variar entre $\mu\text{g/l}$ a mg/l , son comunmente

conocidas como capas nefeloides (Eittrem et al., 1969), y son uno de los principales agentes de transporte y sedimentación de finos en el talud. Se consideran capas nefeloides de baja concentración cuando ésta es menor o igual que $10 \mu\text{g/l}$; y de alta concentración cuando es mayor de $10 \mu\text{g/l}$.

Corrientes de turbidez

La frecuente aparición de depósitos atribuidos a corrientes de turbidez en la base del talud y ascenso continental, es indicativo del importante papel de los flujos conducidos por la gravedad como agente de transporte y sedimentación en el talud (Walker y Mutti 1973). La gravedad actúa continuamente sobre el sedimento, sin embargo los procesos deposicionales resultantes tienen un desarrollo discontinuo, y se repiten en el tiempo con cierta periodicidad (Gorsline, 1978). Esto es debido a que en su mayor parte, estos procesos responden a situaciones de inestabilidad, y tras su desarrollo queda establecida una situación estable o cuasi-estable en el sedimento del talud.

Las corrientes de turbidez constituyen uno de los principales procesos de tipo gravitacional que actúan en el talud; en ellas el mecanismo de soporte de los granos en movimiento es la turbulencia (Middleton y Hampton, 1976). Presentan un amplio rango de variación en la densidad y en la velocidad del flujo. Pueden encontrarse desde corrientes de alta ($50\text{-}250 \text{ g/l}$) a baja ($0.025\text{-}2.5 \text{ g/l}$) densidad, y moviéndose desde $10\text{-}50 \text{ cm/s}$ para corrientes de baja densidad a más de 25 m/s para corrientes de alta densidad (Stow, 1984). Los flujos turbidíticos poco densos, tienen como resultado la sedimentación de turbiditas finas, que típicamente están constituídas por fangos finamente laminados, con granoclasificados u homogéneos, o combinaciones de los mismos (Piper, 1978; Stow, 1979; Stow y Bowen, 1980).

Se originan como resultado de la transformación, por la mezcla progresiva con marina durante el transporte, bien de un flujo inicialmente más denso iniciado como un deslizamiento en la

cabecera de un cañón submarino, bien de flujos de baja densidad iniciados por inestabilidad en el borde de la plataforma, descarga fluvial (Middleton y Hampton, 1976).

Debris flows y flujos de alta concentración

En una secuencia teórica de acontecimientos, los flujos turbios procedentes de la descarga fluvial producen importantes acumulaciones de sedimento en las proximidades de la desembocadura, originando la edificación de una cuña prodeltáica. Durante los mínimos eustáticos este proceso tiene lugar en las proximidades de los cañones submarinos, de donde el sedimento acumulado es periódicamente transferido hacia el talud, mediante cualquier proceso de desplazamiento en masa, como respuesta a diferentes factores iniciadores del movimiento (Gorsline, 1980).

En esta secuencia teórica de procesos se produce una transición entre un deslizamiento planar o rotacional (slide, slump), que da lugar a flujos de alta concentración y flujos de derrubios, y de aquí a corrientes de turbidez (Gorsline, 1984). Las variaciones existentes en la pendiente del talud, concentración del flujo, presencia de cañones submarinos y composición textural del sedimento original, tienen como resultado una variedad de facies y estructuras sedimentarias (Mutti y Ricci Lucchi, 1978; Nardin et al., 1979a).

1.7 FACTORES DE CONTROL EN LA EVOLUCION DEL TALUD

Los principales factores de control en la sedimentación en el talud continental son de origen tectónico y climático-eustático. Su influencia fundamental radica en que éstos condicionan la situación del nivel del mar y la línea de costa, la tasa de subsidencia o levantamiento del margen continental y por tanto la erosión y el volumen de aportes sedimentarios al talud. Es importante asimismo la consideración del factor oceanográfico, del que van a depender en gran parte los procesos

y las trayectorias de dispersión seguidas por el sedimento aportado a la cuenca. Como consecuencia, todos estos factores ejercen un control directo sobre la forma, tamaño y localización de los cuerpos deposicionales que se desarrollan en el talud, así como de los índices de sedimentación en el mismo (Field y Edwards, 1980).

Tectónico

Constituye un factor de primer orden en la sedimentación en el talud, ya que de él depende la tasa de levantamiento y denudación que afecta a la parte emergida del margen continental y controla el volumen de aportes detríticos, la amplitud de las zonas costera y de plataforma, la morfología de la cuenca y el nivel del mar a escala local, la pendiente del talud y en última instancia la velocidad de progradación del mismo (Gorsline, 1984). Del mismo modo, el estilo estructural puede dar lugar a compartimentaciones y pequeñas cuencas colgadas en el margen continental, que ejercen un control fundamental en la dispersión del sedimento a través del margen.

La periodicidad de los procesos tectónicos es del orden de 10^5 a 10^8 años, rango de duración de procesos que pueden oscilar desde un basculamiento tectónico a escala local hasta, procesos de fracturación continental y formación o consunción de suelo oceánico (Gorsline, 1987). Es importante también en cuanto a que la actividad tectónica puede originar sacudidas sísmicas que favorezcan la inestabilidad y la iniciación de movimientos en masa de sedimento. La periodicidad con que se desarrollan los procesos sismo-tectónicos, puede ser sensiblemente menor que la apuntada para los de carácter puramente tectónico.

Climático

La influencia climática en la sedimentación en el talud puede reconocerse desde diferentes puntos de vista. El

calentamiento terrestre de origen solar es en definitiva quien controla fundamentalmente la circulación atmosférica y oceánica. Este es un factor primordial en cuanto a la distribución de las zonas húmedas y glaciares así como el tipo y grado de meteorización de las rocas continentales, por lo que será quien controle el volumen de aportes terrígenos y el tamaño y la composición de las partículas que los forman.

Así, los factores climáticos pueden modificar la relación de arena a fango aportada a la cuenca, así como las asociaciones de minerales arcillosos presentes en el sedimento, que se indican precisamente como un diagnóstico climático (Griffin y Goldberg, 1963), con la clorita asociada a climas polares, illita y montmorillonita a latitudes medias y kaolinita a climas tropicales. La periodicidad de los procesos climáticos puede variar entre 10^0 (anual) y 10^5 años (ciclos mayores de Milankovitch).

Eustático

La posición del nivel del mar en relación al borde de la plataforma es un factor fundamental en el control de la dispersión del sedimento hacia zonas más profundas (Rona, 1973; Pitman, 1978; Watts, 1982). Las variaciones del nivel del mar pueden tener un origen tectónico o climático (Sclater et al., 1977; Vail et al., 1977) y suelen repetirse ciclicamente, con la periodicidad antes comentada para los diferentes procesos.

Durante periodos de descenso y mínimos eustáticos, la línea de costa se aproximó al borde de la plataforma (Shepard, 1973), incrementándose de un modo considerable los procesos de transporte y erosión en el talud. Como consecuencia de ello, la evolución del borde de la plataforma y el talud responde a procesos de movimientos en masa de sedimento, con gran influencia continental, desarrollados durante periodos de nivel del mar bajo, y a procesos netamente marinos y de tipo hemipelágico durante periodos de nivel del mar alto (Vanney y Stanley, 1983).

La estructura final del talud es el resultado de las variaciones de aporte sedimentario, el basculamiento del basamento, la velocidad de subsidencia y la sucesión de cambios eustáticos.

Oceanográfico

Para unas determinadas condiciones tectónicas y climático-eustáticas, la distribución de los diferentes cuerpos y facies sedimentarias a lo largo del margen continental, está fundamentalmente controlada por el factor oceanográfico, que define el modo de interacción entre el volumen de aporte suministrado a la cuenca y la energía del medio deposicional (Sloss, 1962). La principal fuente de suministro de sedimento al talud es de contribución fluvial y el volumen de aportes se ve afectado por factores externos o internos a la cuenca. El efecto de estos factores puede tener como resultado que sean relativamente importantes otras fuentes de aporte sedimentario al margen, que normalmente son secundarias (biogénico, volcánico, eólico,... etc; Gorsline, 1984).

La distribución de los aportes sedimentarios a lo largo del margen está controlada por la energía existente en el medio de sedimentación. En el talud, como se ha comentado, esta energía es proporcionada esencialmente por la gravedad, la turbulencia desarrollada especialmente en el borde de la plataforma y las corrientes de talud, ejerciendo cierto efecto además otros factores como las olas internas. La interacción de estos factores se traduce en un proceso continuo que permite considerar al margen continental como un sistema cuasi-estacionario, cuyo comportamiento en conjunto puede considerarse constante. Pero dentro del mismo, el talud continental constituye una excepción, debido al frecuente desarrollo de efectos transitorios o de gran variación en el tiempo, como son los procesos gravitativos en general y las corrientes de turbidez o fenómenos de inestabilidad local en particular (Gorsline, 1984).

1.8 RESUMEN

El talud continental es una irregularidad morfológica fundamental en el océano, que se extiende desde los 100-200 m de profundidad, hasta los 1500-3500 m, con una pendiente media de unos 4.17° , y a través del mismo se efectúa la transferencia de sedimento hacia las cuencas profundas y los abanicos submarinos. Su límite superior es el borde de plataforma, cuya posición está controlada por las condiciones hidrodinámicas, el volumen de aportes sedimentarios, y el tamaño y densidad de las partículas. El talud se caracteriza por la presencia de cañones y "gullies" o cárcavas submarinas, que condicionan el desarrollo de procesos erosivo-deposicionales, y actúan como conductos para la transferencia de sedimento desde la plataforma hasta las cuencas profundas.

Los procesos que influyen más activamente sobre la naturaleza del recubrimiento sedimentario del talud están asociados con el oleaje, las corrientes, procesos desarrollados "in-situ" en el sedimento, y procesos gravitacionales y de origen tectónico. Los primeros producen un retrabajamiento del sedimento y cierto transporte, y sus efectos se amortiguan a cierta profundidad. La influencia de las corrientes en el transporte y modificación del sedimento es importante y puede serlo además su efecto en el aporte de sedimento al talud; pueden estar localmente condicionadas por la topografía. La adición más importante de sedimento al talud es producida por las avenidas fluviales. Las corrientes de fondo y las generadas en los cañones pueden, en cambio, sustraer sedimento del talud, transportándolo generalmente hacia los cuerpos deposicionales del ascenso continental. Los procesos gravitacionales son los que tienen mayor influencia en la adición de sedimento al talud, en su posterior modificación y en su transporte a lo largo del mismo. Entre ellos se incluye la sedimentación hemipelágica y a partir de capas de turbidez, los procesos de deslizamientos y flujos gravitativos.

La transferencia de sedimento fino al talud es favorecida por la turbulencia desarrollada en el borde de la plataforma, y tiene lugar mediante diferentes procesos que implican la formación de capas turbias de material en suspensión. Estos procesos restringen la sedimentación de material fino en el borde de la plataforma, que es puesto en suspensión por efecto de la turbulencia y transportado hacia el talud, donde queda finalmente depositado, desarrollándose las facies fangosas típicas de talud. La transferencia de material grueso tiene lugar mediante procesos de tipo gravitativo, como corrientes de turbidez, flujos de arena y flujos de fango, canalizados a través de los cañones submarinos. La sedimentación en el talud es resultado de un balance entre procesos gravitativos, y procesos asociados a suspensiones.

En el talud se ha definido un nivel por debajo del cual existe un considerable aumento en la sedimentación de material fino, denominado la "línea de lodo", que separa zonas típicas de erosión y sedimentación. Su posición depende del volumen de aportes sedimentarios, el desarrollo de derrame de sedimento sobre el borde de la plataforma y la existencia de flujos gravitativo, la morfología del borde de la plataforma, el estilo estructural, la estabilidad sedimentaria y el eustatismo. Entre los mecanismos propuestos para explicar el depósito de sedimentos finos en el talud se cuentan la sedimentación hemipelágica; a partir de capas nefeloides; a partir de corrientes de fondo; sedimentación a partir de corrientes de turbidez a gran escala, así como flujos lentos de baja densidad.

Los principales factores de control en la sedimentación en el talud son de origen tectónico y climático-eustático; su influencia fundamental radica en que condicionan la situación del nivel del mar y la línea de costa, la tasa de subsidencia o levantamiento del margen continental y por tanto la erosión, el índice de sedimentación y el volumen de aportes sedimentarios al talud. El factor oceanográfico controla finalmente gran parte los procesos y trayectorias de dispersión de sedimento en la cuenca.

Capitulo 2. PROPIEDADES GEOTECNICAS DEL SEDIMENTO

Introducción

Previamente al desarrollo de los diferentes apartados considero necesario aclarar el significado que se va a dar a ciertos términos que van a ser frecuentemente utilizados. Con el nombre de "**suelo**" en ingeniería civil se identifica a toda roca blanda, independientemente de su espesor, susceptible de constituir el soporte de una estructura y por tanto posible objeto de un análisis geotécnico. Terzaghi y Peck (1967), por ejemplo, definen un suelo como "un agregado natural de granos minerales, que pueden ser fácilmente separados por métodos mecánicos, como agitación en agua, tamizado...etc". Esta definición hace referencia al estado de agregación de las partículas, sin considerar los componentes orgánicos y el fluido intersticial, por lo que, en relación a las muestras objeto del presente trabajo, puede considerarse como una definición incompleta.

En geología, en cambio, se denomina "**suelo**" a un agregado natural de partículas discretas o de granos minerales, resultado de la alteración físico-química de las rocas (Hunt, 1984), que constituye el medio natural de crecimiento de las plantas terrestres. Diversos autores han utilizado el término "**suelo marino**" para denominar al material sumergido que forma las capas superiores del recubrimiento sedimentario (Davie et al., 1977; Sangrey, 1977; Richards, 1984; Lee, 1986...etc.). En el presente trabajo el término "**suelo**" se va a utilizar de un modo genérico con este último significado, haciéndolo equivalente al de "**sedimento marino**".

Asimismo, no existe en castellano una traducción unificada para el término "**stress**". En ingeniería de suelos, en España suele utilizarse como equivalente el término "**tensión**", junto con los tipos posibles de la misma: tracción (tensile stress), compresión (compressive stress) y tensión tangencial (shear stress). En otros países hispanohablantes se prefiere utilizar el

término "esfuerzo", distinguiéndose si se trata de tensión, compresión y cortante o tangencial (Lambe y Whitman, 1981).

En geología, por su parte, se prefiere utilizar el término "esfuerzo", ya que el término "tensión" suele hacerse equivalente a "distensión", en oposición a "compresión". Por otro lado, el término "shear" suele traducirse como "cizalla", prefiriendo este término frente al de "corte" usualmente utilizado en ingeniería de suelos (Ramsay, 1977). En el presente trabajo se va a emplear una terminología geológica, por lo que hablaremos fundamentalmente de "esfuerzos normales", designándolos por la letra griega sigma (σ), y "esfuerzos de cizalla" o tangenciales, designados por la letra tau (τ).

2.1 PROPIEDADES GEOTECNICAS DEL SEDIMENTO MARINO

Las propiedades físicas comunmente estudiadas en geotecnia de materiales marinos, incluyen: peso específico total (bulk density, γ), contenido en agua (water content, w), densidad (grain density, GD), índice de poros (void ratio, e), porosidad (porosity, n), cohesión (cohesion, c), susceptibilidad (sensitivity, S), límite líquido (liquid limit, w_L), límite plástico (plastic limit, w_p), índice de plasticidad (plasticity index I_p) e índice de liquidez (liquidity index, I_L) (Keller y Bennett, 1970).

Cinco de ellas (contenido en agua, peso específico, densidad, índice de poros y porosidad) pueden ser definidas como propiedades básicas, por el hecho de relacionar la masa y el volumen de la muestra considerada. Estas propiedades están relacionadas entre sí, de modo que conociendo dos de ellas, especialmente el contenido en agua y la densidad de los granos, es sencillo deducir las demás, o la variación en alguna de ellas resultante de una variación correspondiente en otra (Keller, 1974).

Un segundo grupo de propiedades, tiene en cuenta características calculadas de un modo empírico, obtenidas a partir de ensayos sencillos, entre las cuales pueden destacarse los límites de Atterberg, cohesión, susceptibilidad,..etc. Las propiedades incluídas en este segundo grupo se definen de un modo operacional y generalmente están estandarizadas.

Propiedades índice

Previamente a la realización de cualquier ensayo geotécnico se hace precisa la clasificación del sedimento en base a determinadas propiedades, con vistas a seleccionar qué tipo de ensayos serán los más adecuados en cada caso. Entre las propiedades a tener en cuenta, se incluyen, por ejemplo:

- color
- tamaño de grano
- contenido en carbonato
- contenido en agua
- densidad
- peso específico
- porosidad
- plasticidad

Excepto para sedimentos terrígenos litorales, cuyo comportamiento puede ser similar al de los materiales continentales, la información que proporcionan las propiedades citadas no es directamente utilizable desde un punto de vista geotécnico. Esto es debido a que las relaciones entre propiedades índice y geotécnicas no han sido totalmente desarrolladas para sedimentos marinos profundos. De todos modos, se recomienda el cálculo de las propiedades índice en todos los puntos en que vayan a medirse otras propiedades geotécnicas, ya que la relación entre ambas puede ser utilizada para correlacionar distintos tipos de sedimento en muestras adyacentes (Lee y Clausner, 1979).

Color

El color de un sedimento marino puede deberse a un efecto de mezcla de los colores de los granos que lo forman, o ser resultado del color de la matriz o el cemento que los une. Ciertos materiales tienen un importante efecto colorante sobre el sedimento, por ejemplo ferruginosos, carbonosos o calcáreos. Así, la presencia importante de material carbonoso, sulfuros de hierro o manganeso, confiere al sedimento un color grisáceo a negro. La presencia de glauconita o hierro férrico, puede causar una coloración verdosa en el sedimento, mientras que procesos de oxidación pueden producir un moteado o coloración anaranjada (Swanson, 1985). Las determinaciones de color en el presente trabajo, se han realizado por comparación con tablas de colores standar para sedimentos (Munsell Color Company, 1971).

Tamaño de grano

Además de ser una característica fundamental en un análisis sedimentológico, ya que de ella pueden extraerse conclusiones respecto al proceso de depósito y el tipo y grado de transporte sufridos por un sedimento, el conocimiento de la granulometría tiene un indudable interés desde el punto de vista geotécnico.

El tamaño de las partículas que forman el sedimento y la mayor o menor homogeneidad en su distribución por tamaños, constituyen un factor de control importante sobre la estructura y el empaquetamiento del mismo. Por tanto van a condicionar, en mayor o menor medida, aquellas propiedades del sedimento definidas en base a relaciones volumétricas entre las partículas sólidas y los huecos entre las mismas. Del mismo modo influyen sobre las propiedades definidas por la interacción física entre las partículas sólidas. El tamaño de grano de un sedimento es importante además porque es la característica en base a la cual se seleccionan otro tipo de ensayos a realizar sobre el mismo.

Contenido en Carbonato

Desde el punto de vista sedimentológico, el contenido en carbonato en sedimentos profundos situados por encima de la profundidad de compensación de los carbonatos, está relacionado con la tasa de aporte de terrígenos y con la productividad biológica, pudiendo constituir un índice del contenido en componentes biógenos en el sedimento.

Desde el punto de vista geotécnico, un contenido elevado en carbonato puede influir sobre determinadas características del sedimento, en el sentido de aumentar su resistencia (Hamilton, 1964). Por ejemplo, posibles efectos de cementación pueden multiplicar por 5 o 10 la resistencia de un sedimento arcilloso respecto a otro similar pero sin un contenido en carbonato importante (Grim, 1962). Parte de estos efectos, debidos a cementación entre partículas arcillosas, pueden llegar a desaparecer, al menos temporalmente, si la muestra es remoldeada (Monney, 1971).

Contenido en agua

El contenido en agua, o humedad, de un sedimento influye de un modo determinante sobre prácticamente todas las demás propiedades geotécnicas del mismo. Numerosos autores han puesto de manifiesto estas relaciones; Bryant y Trabant (1972) reconocen las relaciones entre aquél y otras propiedades como el peso específico y la porosidad, observando una clara tendencia a la disminución del peso específico total y al aumento de la porosidad para sedimentos similares con un contenido en agua creciente (Figs. 2.1.1 y 2).

Del mismo modo, a profundidad de enterramiento similar, existe una relación inversa entre el contenido en agua y el tamaño de grano del sedimento, observándose contenidos en agua más elevados cuanto más fino es el tamaño de grano. Una excepción a esta norma general puede estar constituida por sedimentos con

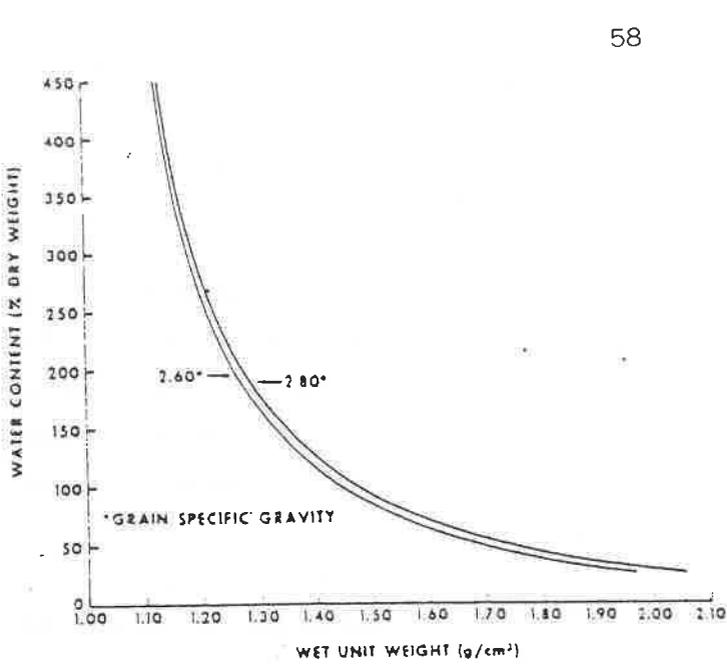


Fig. 2.1.1. Relación entre el peso específico total del sedimento y el contenido en agua. Se aprecia un crecimiento de w para valores decrecientes de w . En la gráfica se representan las curvas límite correspondientes a sedimentos de densidad entre 2.60 y 2.80 gr/cc (de Keller, 1974).

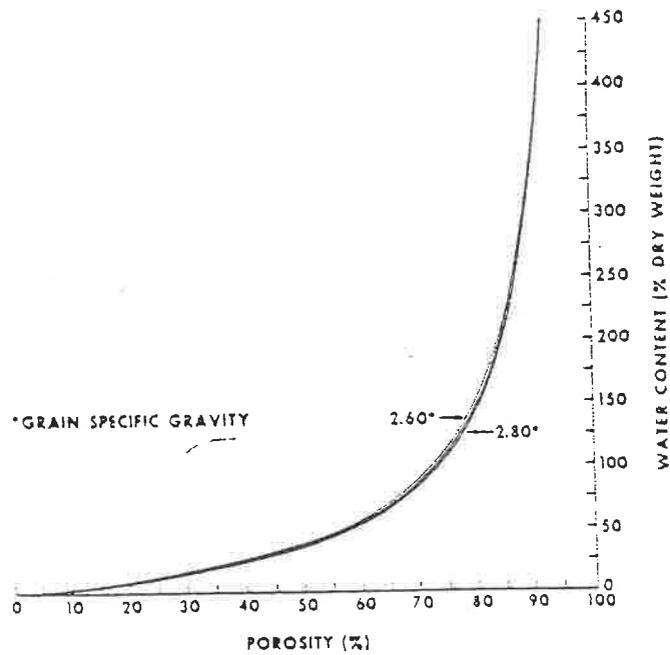


Fig. 2.1.2. Relación entre el contenido en agua y la porosidad para sedimentos de densidad entre 2.6-2.8 gr/cc. Se observa un aumento de la porosidad correspondiente a un aumento en el contenido en agua (de Keller, 1974).

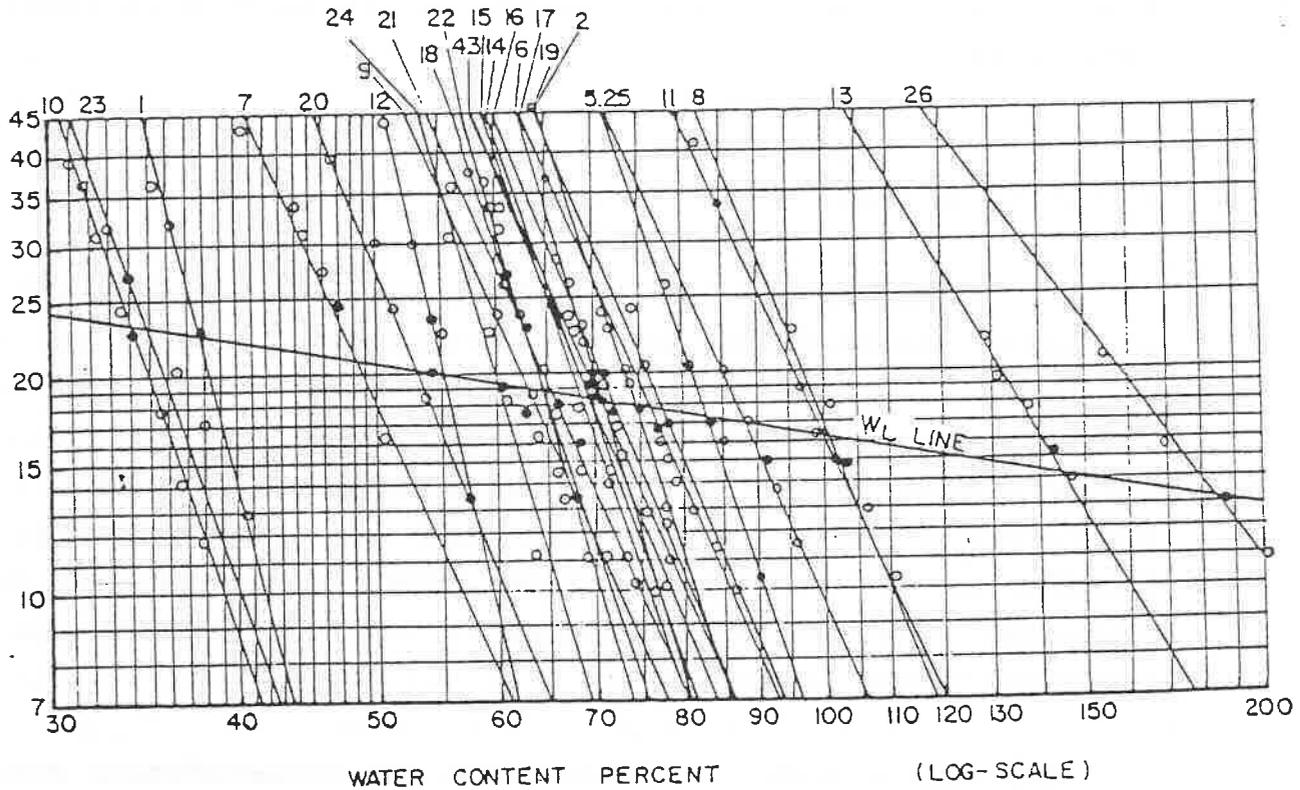


Fig. 2.1.3. Relación entre el contenido en agua y la resistencia a la cizalla. Se representan las líneas de regresión correspondientes a diferentes testigos en los que se aprecia la relación logarítmica entre la resistencia a la cizalla, y el contenido en agua. Se representa también la línea de regresión correspondiente a los valores del límite líquido para cada testigo (de Yousseff et al., 1965).

un contenido elevado en caparazones de foraminíferos en su fracción gruesa. Estos pueden proporcionar una textura arenosa al sedimento, pero al encontrarse llenos de agua debido a la saturación completa del mismo, el contenido final en agua puede ser muy elevado (Keller, 1974).

Existe asimismo una clara disminución del contenido en agua por efecto de la consolidación, al aumentar la profundidad en la columna sedimentaria. Aunque se reconoce la existencia de una relación entre ambas características, la exacta variación de estos parámetros no puede determinarse de un modo general sino que depende entre otros factores de las características texturales del sedimento (Inderbitzen, 1970).

El contenido en agua define en gran parte el comportamiento geotécnico del sedimento, debido a su influencia sobre la resistencia a la cizalla. Youssef et al. (1965), observan una relación logarítmica entre el contenido en agua de diversos sedimentos y la resistencia que los mismos presentan a la cizalla (Fig. 2.1.3), mientras que otros autores reconocen en general una relación inversa entre ambas propiedades (Bjerrum, 1951; Richards, 1964; Bryant y Trabant, 1972).

Muchos sedimentos marinos presentan un contenido en agua más elevado del que sería de esperar por efecto del enterramiento. Una hipótesis invocada para explicarlo es la probable reducción de la permeabilidad por efecto del mucus segregados por organismos de epifauna e infauna. Estos invertebrados obtienen su energía metabólica mediante la ingestión de la materia orgánica contenida en el sedimento, expulsando cierta cantidad de mucus en sus desechos fecales, que pueden disminuir apreciablemente la permeabilidad del suelo al actuar como agente aglutinante entre partículas o grupos de ellas. Esto, como consecuencia, retarda la expulsión del agua intersticial del sedimento al aumentar su enterramiento, con lo que disminuye su resistencia a la cizalla (Richards, 1984).

La importancia de la bioturbación causada por organismos de infauna puede ser considerable, incluyendo como efectos fundamentales la perturbación mecánica y diversos cambios biogeoquímicos, de mecánica compleja (Richards y Parks, 1976). Estos procesos deberán ser tenidos en cuenta para explicar comportamientos anómalos en el sedimento, desde el punto de vista geotécnico.

Densidad

Es una propiedad característica de cada material, cuya influencia en las relaciones entre otras propiedades índice del sedimento es interesante desde el punto de vista geotécnico. Normalmente se observa que son necesarias variaciones muy grandes en la densidad, para que sea apreciable la diferencia entre cualesquiera otras dos propiedades índice para un sedimento dado (Keller, 1974). No obstante esta pequeña influencia de la densidad en el resto de las propiedades índice, si no se determina la densidad experimentalmente, toda extrapolación realizada sobre las curvas de variación de una u otra propiedad índice en sedimentos teóricamente comparables, debe ser tomada con cautela.

En el medio marino, especialmente en el margen continental distal, las variaciones en densidad son muy sutiles a lo largo de un testigo, no siendo habituales cambios bruscos en la densidad del sedimento. Las variaciones más importantes pueden ser detectadas mediante el radiografiado de los testigos, previamente a la selección de las muestras para su ensayo geotécnico. Las mayores variaciones son resultado de diferencias texturales o en la composición biógeno-terrigena del sedimento, o por la presencia de concentraciones de determinados minerales de densidad característica.

Peso específico

Prácticamente todo estudio geotécnico requiere el conocimiento del peso específico total del sedimento. Su valor es función del contenido en agua, la densidad de las partículas que componen el sedimento, y el grado de saturación. Este parámetro es esencial en la determinación de la carga litostática existente sobre un punto determinado, por lo que es fundamental en el estudio de la compactación y consolidación de sedimentos (Dunn et al., 1980; Holtz y Kovacs, 1981) y la propagación y atenuación de ondas acústicas (Horn et al., 1968; Hamilton, 1972; Hamilton et al., 1982).

Numerosos autores, han estudiado la variación de esta propiedad del suelo en función de otras características como el contenido en agua, la porosidad o la profundidad de enterramiento (Fig. 2.1.4), observando un progresivo aumento del peso específico total respecto a la profundidad dentro de cada testigo, debido a la disminución del contenido en agua resultante de la consolidación (Smith, 1971).

Índice de poros y Porosidad

Son propiedades directamente relacionadas con la densidad granular y el contenido en agua:

Índice de poros, se define como el cociente entre el volumen de huecos (V_V), y el de partículas sólidas (V_S), en una muestra de sedimento: $e = V_V/V_S$.

Porosidad es la relación que existe entre el volumen de huecos y el volumen total: $n = V_V/(V_V+V_S)$.

Ambas propiedades están definidas en base a las mismas características, y por tanto están relacionadas mediante expresiones sencillas: $n = e/(1 + e)$; y $e = n/(1-n)$.

Para depósitos arenosos se han desarrollado expresiones para el cálculo de la porosidad y el índice de poros a partir del

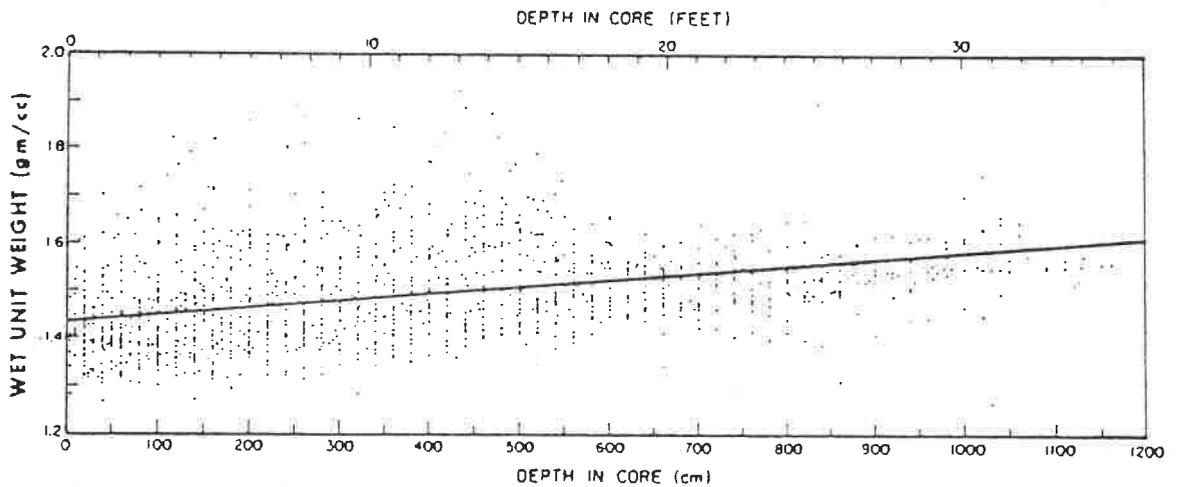
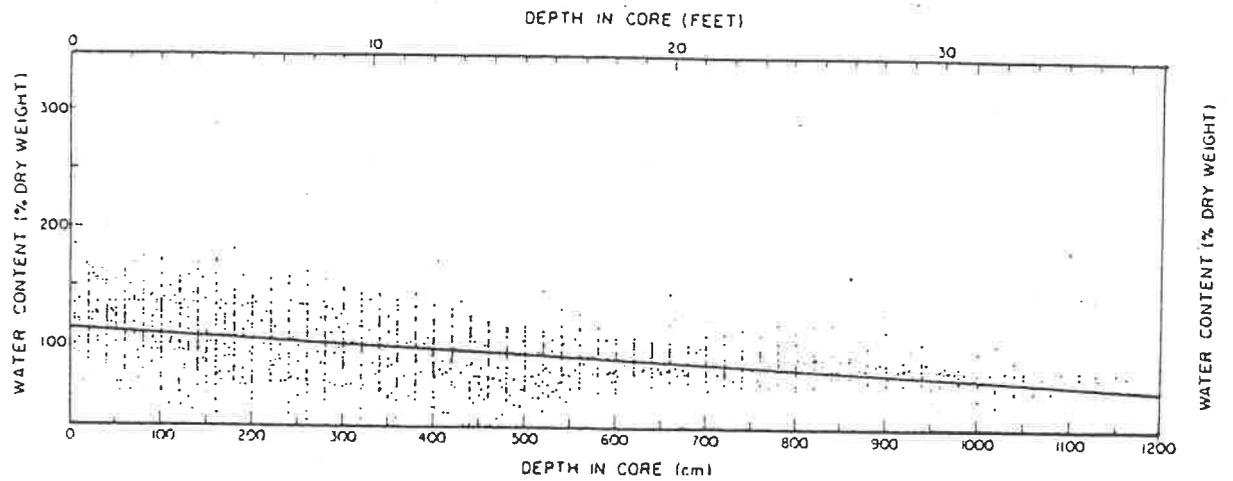


Fig. 2.1.4 a y b. Representación de la disminución progresiva en el contenido en agua y el correspondiente aumento del peso específico del sedimento en función de la profundidad de enterramiento, a partir de datos de diferentes áreas (de Bryant y Trabant, 1962).

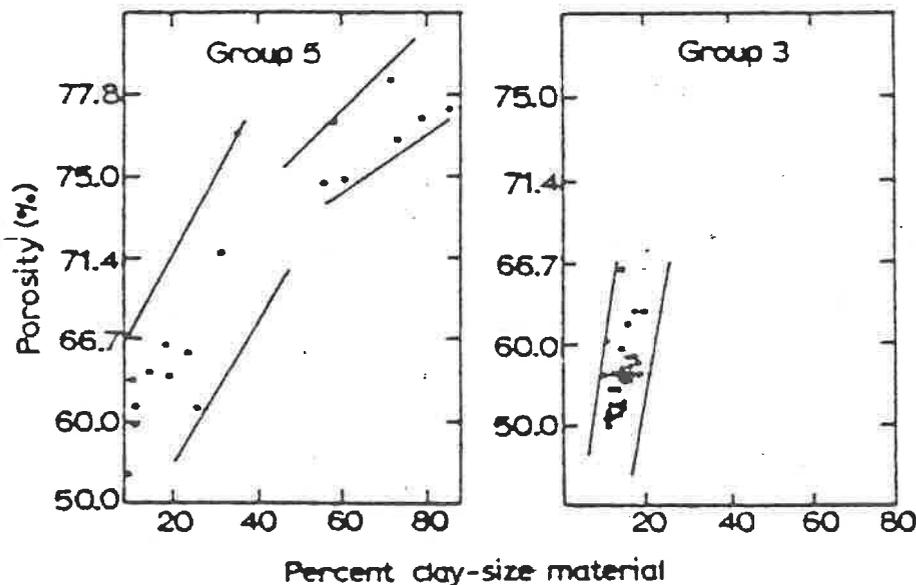


Fig. 2.1.5. Variación del índice de poros y la porosidad frente al porcentaje de arcilla en sedimentos del talud en el margen de California, en la que se observa un aumento en la porosidad o el índice de poros, para sedimentos con porcentaje creciente de arcilla (de Inderbitzen, 1970).

tamaño de grano (Morrow et al., 1969). Aunque la relación entre ambas propiedades y el tamaño de grano no es estrictamente lineal, existe una clara relación inversa entre la porosidad y el tamaño de grano medio (Hamilton, 1972) y una relación directa con el peso específico total (Keller, 1974).

Inderbitzen (1970), establece las relaciones existentes entre el índice de poros y la porosidad, frente a la textura del sedimento, observando un aumento de ambos parámetros al aumentar el contenido en arcilla (Fig. 2.1.5). La pendiente de las líneas que encierran los puntos considerados, aumenta en función de la tasa de sedimentación (Richards, 1962). Esto es debido a que, cuanto más alta es la tasa de sedimentación, mayor es la posibilidad de que las partículas de arcilla se orienten al azar, lo que redundaría en que una fracción arcillosa determinada puede mostrar una mayor variación en el índice de poros (Inderbitzen, 1970). Si el sedimento además se encuentra saturado, la mayor tasa de sedimentación tendrá como consecuencia una mayor variabilidad en el contenido en agua, debido a esta variación en el índice de poros.

Se han establecido también relaciones entre la porosidad o el índice de poros y la resistencia a la cizalla (Fig. 2.1.6), observándose una relación inversa entre ambos (Moore, 1964; Inderbitzen, 1969; Stiles, 1967) paralela a la variación en el contenido en agua (Holmes y Goodell, 1964; Richards, 1964). Numerosos estudios, especialmente aquellos realizados en base a sondeos submarinos del Deep Sea Drilling Project (Whitmarsh et al., 1974, Bachman y Hamilton, 1976), (Fig. 2.1.7) han demostrado claramente la variación de la porosidad en función de la profundidad de enterramiento.

Límites de Atterberg

Los límites de Atterberg se han definido basándose en que un sedimento de grano fino solamente puede existir en cuatro estados de consistencia según su humedad (Lambe y Withman, 1969):

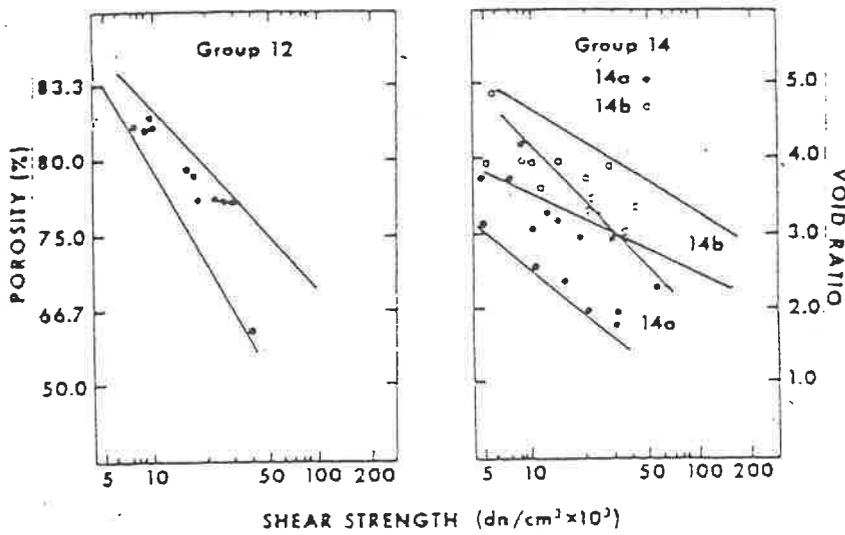


Fig. 2.1.6. Variación de la resistencia a la cizalla frente a la porosidad o el índice de poros para sedimentos marinos del margen continental de California. Se observa una relación logarítmica entre ambas, en la que un descenso en la porosidad o el índice de poros se corresponde con un aumento logarítmico de la resistencia del sedimento (de Inderbitzen, 1969).

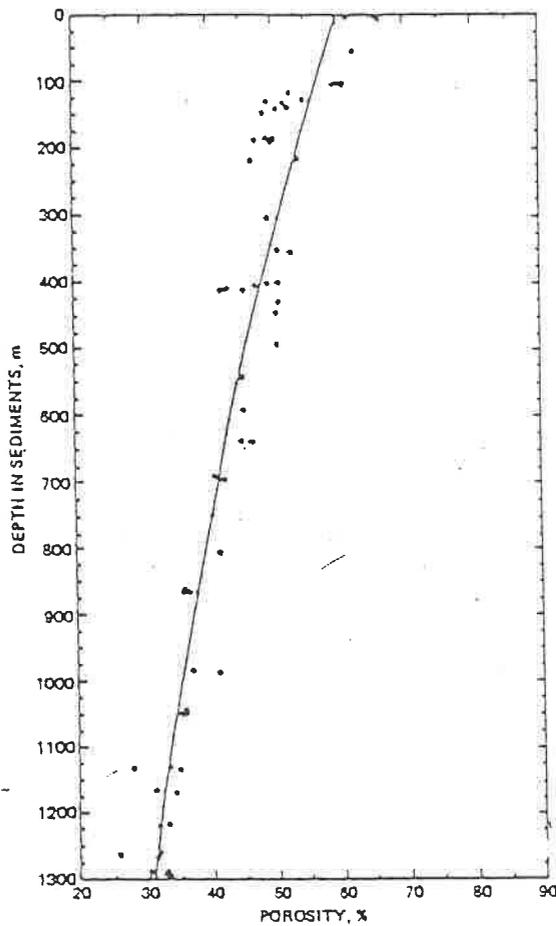


Fig. 2.1.7. Representación de la disminución de la porosidad en el sedimento en función de la profundidad, medida a partir de datos de sondeos del DSDP, Leg 23 (de Bachman y Hamilton, 1976).

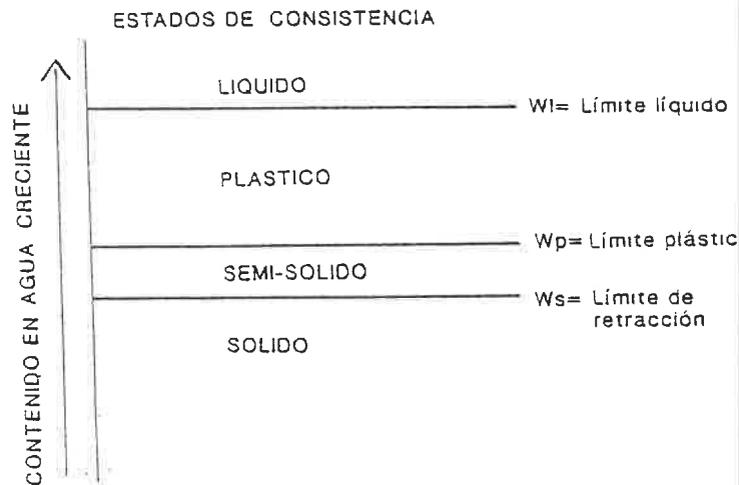


Fig. 2.1.8. Representación de los diferentes estados de consistencia por los que pasa un suelo, para valores crecientes de su contenido en agua. Aparecen representados los límites empíricos (límite líquido, plástico y de retracción) definidos para diferenciar los correspondientes estados de consistencia (modificado de Faas, 1984).

- sólido, cuando está seco
- semisólido-plástico, con cierta cantidad de agua
- líquido, cuando contiene más agua.

Los límites de Atterberg representan una medida del estado sólido, plástico o líquido de una muestra de sedimento y se basan en un conjunto de ensayos empíricamente relacionados, para cada uno de los cuales se obtiene el contenido en agua de la muestra. Los ensayos no son aplicables a sedimentos que contengan granos de tamaño mayor de 40 μm : arena fina (Trabant, 1984).

Significado Físico

La consistencia de un suelo puede variar entre grandes límites, en función de dos variables:

- la cantidad de agua intersticial
- el espesor de la capa de agua adsorbida que rodea sus granos (Lab. Ponts et Chaussées, 1965).

Los límites de retracción (w_s), plástico (w_p) y líquido (w_L), corresponden a la humedad a partir de la cual un suelo determinado comienza a comportarse de modo semi-sólido, plástico o líquido, respectivamente (Fig. 2.1.8).

La diferencia entre los distintos límites, se basa en que cuanto mayor sea la cantidad de agua que contiene un sedimento, menor será la interacción entre partículas adyacentes y más se aproximará a un líquido en su comportamiento. Comparando dos suelos que presenten distinta tendencia a adsorber agua sobre la superficie de sus partículas, puede esperarse que la humedad para la cual ambos se comiencen a comportar como un líquido será mayor en aquél que tiene más tendencia a adsorber agua, que tendrá por tanto un límite líquido mayor que el otro.

Otros parámetros que definidos a partir de los límites de Atterberg son :

$I_p = w_L - w_p$: Índice de plasticidad

$I_L = (w_n - w_p)/(w_L - w_p)$: Índice de liquidez (w_n = humedad natural).

I_f = Índice de fluidez : pendiente de la curva de fluidez

$I_t = I_p/I_f$, Índice de tenacidad.

De todos ellos, el más utilizado es el Índice de plasticidad, que mide la magnitud del intervalo de humedad en el cual el suelo posee una consistencia plástica (Lambe y Withman, 1969).

Casi todos los sedimentos marinos arcillosos no consolidados tienen un contenido en agua mayor que su límite plástico; y muchos de ellos presentan un contenido en agua más elevado que su límite líquido. No obstante, un sedimento no perturbado, con un contenido en agua superior a su límite líquido, no tiene porqué comportarse necesariamente como un líquido. Esto es debido a que ambos ensayos se realizan sobre sedimento remoldeado y que por tanto ha perdido su cohesión original (Monney, 1971).

Se han realizado numerosos intentos de correlacionar estos índices con otras propiedades del suelo (Skempton, 1944; Bjerrum y Simmons, 1960; Seed et al., 1964a y b), y para asociar determinados valores de esfuerzo efectivo con el estado del suelo correspondiente a ambos límites (Casagrande, 1958; Livneh et al., 1970; Russell y Mickle, 1970). Así, por ejemplo, Casagrande (1939) correlaciona la resistencia a la cizalla con el límite líquido de un suelo, sugiriendo un valor de 2.65 kN/m^2 para la misma, aunque manifiesta una gran dispersión en los resultados, debida por un lado al aparato utilizado para determinar el límite líquido, o al estándar seguido para calcular la resistencia a la cizalla (Norman, 1958; Wroth y Wood, 1978).

Por su parte, otros autores calculan resistencias de entre $1-3 \text{ kN/m}^2$ (Skopek y Ter-Stepanian, 1975), o $0.7-1.75 \text{ kN/m}^2$ (Skempton y Northey, 1953), para suelos en su límite líquido. Asimismo, calculan una resistencia correspondiente al límite plástico equivalente a 100 veces la resistencia correspondiente al límite líquido, asignándole por tanto un valor de 170 kN/m^2

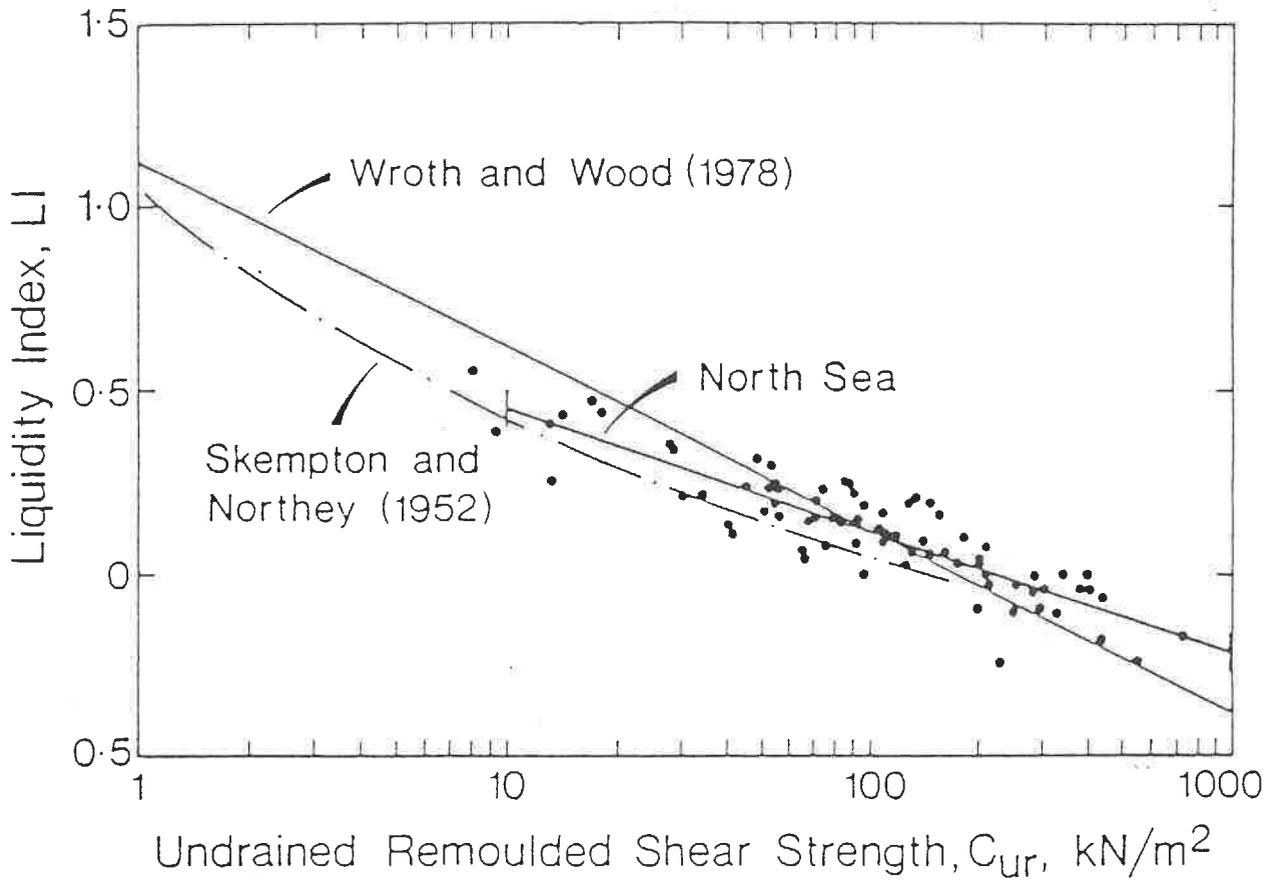


Fig. 2.1.9. Relación entre los valores de resistencia remoldeada medidos a partir de ensayos de compresión triaxial no confinados y del índice de liquidez obtenidos por diversos autores para sedimentos de diversas áreas del Mar del Norte, y líneas de regresión obtenidas por determinados autores para la misma relación (De Sullivan et al., 1978).

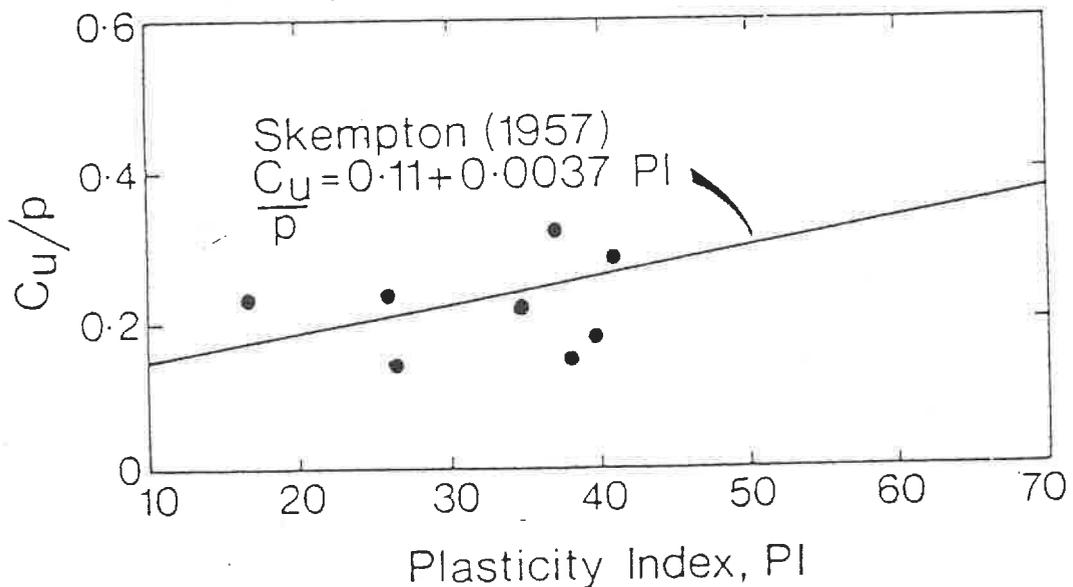


Fig. 2.1.10. Relación entre la resistencia a la cizalla, normalizada por la presión de enterramiento, y el índice de plasticidad, para muestras del Mar del Norte, en la que se observa que existe un acuerdo con la relación propuesta para ambos valores por Skempton (1957) (de Sullivan et al., 1978).

(Skempton y Northey, 1953). Siguiendo las afirmaciones de estos autores, Wroth y Wood (1978) redefinen el índice de plasticidad como el cambio en el contenido en agua (expresado como un cociente) que produce un cambio en la resistencia equivalente a 100 veces respecto a un valor determinado. Esta relación puede ser utilizada para determinar los límites líquido y plástico mediante un solo ensayo siempre que el sedimento presente un contenido en agua próximo a su límite líquido (Youssef et al., 1965).

Wroth y Wood (1978) han establecido las relaciones existentes entre la resistencia a la cizalla y los índices de liquidez y plasticidad, que han sido comprobadas por otros autores sobre arcillas procedentes del Mar del Norte (Sullivan et al., 1978), en los que se han obtenido índices de liquidez del orden de 0.2 a -0.1, correspondientes a valores de la resistencia a la cizalla remoldeada, de entre 50 y 450 kN/m² (Fig.2.1.9). Asimismo, han calculado una correlación lineal entre la presión de enterramiento y el índice de plasticidad (Fig. 2.1.10) (Skempton y Northey 1953; Sullivan et al., 1978).

2.2 ESFUERZOS EN EL MEDIO MARINO

Un punto en el interior de un volumen de sedimento está sometido a esfuerzos debidos al propio peso del material sólido existente sobre el mismo (presión de enterramiento) y a las fuerzas externas aplicadas, de origen externo o ambiental. Dentro del concepto de esfuerzos efectivos, en la presión de enterramiento no se considera el peso de la columna de agua ya que, siempre que pueda existir una libre circulación de agua a través del sedimento, las presiones intersticiales generadas pueden ser compensadas hidrodinámicamente mediante el drenaje del agua intersticial (Atkinson y Bransby, 1977).

Principio de esfuerzos efectivos

Si se considera un volumen de sedimento saturado in-situ, sobre el que actúa un esfuerzo total σ , a éste se opone cierta presión en el agua intersticial u (presión intersticial o de poros), en la que pueden considerarse dos factores:

a) presión de origen ambiental, definida por el estado normal del fluido intersticial cuando no se aplican cargas externas sobre el sedimento; puede ser:

1) hidrostática: controlada por la profundidad de agua, fácil de calcular mediante la expresión: $u = \gamma_w h_w$, donde γ_w : peso específico del agua de mar, y h_w : profundidad de agua.

2) no hidrostática, generalmente en exceso sobre la misma, puede considerarse de carácter ambiental, de un modo especial en sedimentos poco permeables o en formaciones selladas.

b) presión intersticial resultante de variaciones en el esfuerzo externo aplicado sobre el sedimento (Sangrey, 1981).

El comportamiento mecánico de un sedimento sometido a esfuerzos, depende de la magnitud de la presión intersticial en el mismo. El "principio de esfuerzos efectivos" permite determinar el efecto de la presión intersticial en el comportamiento de un suelo sometido a un esfuerzo total

considerado; se denomina **esfuerzo efectivo** (σ'), a la diferencia entre el esfuerzo total aplicado y la presión intersticial que se desarrolla en el interior de la muestra: $\sigma' = \sigma - u$.

Según este principio, el esfuerzo total aplicado sobre un sedimento saturado se descompone en dos partes; una de ellas u , actúa sobre el agua intersticial y el esqueleto sólido en cualquier dirección con la misma intensidad, y se denomina "esfuerzo neutral" o "presión intersticial". Mientras que la diferencia entre el esfuerzo total aplicado y esta presión intersticial, actúa únicamente sobre el esqueleto sólido del suelo y a esta magnitud se le denomina "esfuerzo efectivo".

El esfuerzo total, según su definición, actúa sobre toda la superficie considerada; el esfuerzo efectivo, en cambio, equivale a la fuerza que es transmitida por el esqueleto sólido, dividida por el área total de la superficie. Este esfuerzo está más directamente relacionado con el comportamiento del suelo que el esfuerzo total. Un aumento en el esfuerzo efectivo sobre un elemento de suelo produce un reajuste del esqueleto sólido, que lleva finalmente a una compactación. Todos los efectos cuantificables resultantes de un cambio de esfuerzos, son debidos exclusivamente a variaciones en el esfuerzo efectivo (Lambe y Whitman, 1969).

2.3 CONSOLIDACION NATURAL

En geología es un término confuso, ya que bajo el mismo se ha designado a diferentes procesos de tipo físico, químico, magmático, diagénético, e incluso orogénico (Bates y Jackson, 1987). En mecánica de suelos, el término "consolidación" aplicado a un suelo saturado se refiere al proceso de expulsión del agua intersticial, por efecto de la compresión, que tiene como resultado una reducción en volumen de la masa de suelo considerada (Lambe y Whitman, 1969). Este proceso es debido a la propia carga sedimentaria o a factores de carga externa y conlleva un reajuste geométrico y espacial de los constituyentes del suelo. Skempton (1970) define la consolidación de un

sedimento arcilloso como el resultado de una serie de procesos que incluyen: (1) formación de enlaces interpartículas, (2) desecación, (3) cementación, y eliminación del agua de los espacios intersticiales, todo ello bajo un progresivo enterramiento.

Significado físico

En un suelo saturado sometido a compresión, el esfuerzo es soportado en parte por el esqueleto mineral y en parte por el fluido intersticial. La fuerza aplicada sobre un volumen de suelo puede descomponerse en fuerzas normales (N), y tangenciales (T) a la superficie de contacto entre partículas adyacentes (Fig. 2.2.1); la componente normal es soportada tanto por el fluido intersticial como por las partículas sólidas y produce un aumento en la presión intersticial en el sedimento, que se traduce en fenómenos de consolidación, mientras que la componente tangencial únicamente puede ser soportada por el esqueleto sólido, y provoca deslizamientos relativos entre las partículas.

La compresión de un suelo bajo una carga continuada, se traduce en varios efectos sobre el mismo (Lambe y Whitman, 1969):

a) Deformación elástica de sus constituyentes sólidos, que es reversible, hasta cierto punto, una vez que el esfuerzo aplicado desaparece.

b) Fractura o aplastamiento de ciertos constituyentes, especialmente en sedimentos con elevada porosidad inicial o con componentes frágiles; es irreversible.

c) Reorientación de sus componentes, principalmente debida a desplazamientos relativos entre granos; también es irreversible y constituye el efecto más importante en un proceso de consolidación. Estos efectos que conducen finalmente a la consolidación del sedimento.

Estos efectos que definen la consolidación de un sedimento marino, son consecuencia de la naturaleza discontinua de éste, que puede concretarse en cuatro puntos (Lambe y Whitman, 1969):

a) Es un sistema compuesto por varias fases, en el que la fase intersticial es fundamental en la transmisión de fuerzas en los puntos de contacto entre las partículas sólidas.

b) El agua circula a través del suelo, influyendo así en diversas propiedades del mismo como la compresibilidad y la resistencia a la rotura por cizalla.

c) Toda variación de la carga aplicada sobre el sedimento produce una variación en la presión intersticial, que obliga al agua a moverse a través del mismo, con lo cual algunas propiedades de éste, como la porosidad, varían con respecto al tiempo.

d) La deformación del suelo está controlada por las interacciones entre las partículas individuales, especialmente por deslizamientos relativos entre las mismas.

En un suelo saturado, la deformación elástica de sus constituyentes sólidos y la fase intersticial, debido a la baja compresibilidad de ambos, es pequeña comparada con la reducción de volumen causada por la expulsión del agua intersticial (Silva, 1974). Si el proceso de compresión tiene lugar lentamente, puede ocurrir sin que se desarrollen importantes presiones intersticiales en el sedimento. Por el contrario, si tiene lugar con rapidez, la compresión puede verse contrarrestada por la dificultad del agua para fluir con facilidad a través de los poros del sedimento, lo que se traduce en un incremento temporal en la presión intersticial (Crawford, 1964).

Consolidación Primaria y Secundaria

La consolidación de un sedimento arcilloso no es un proceso instantáneo, ni siquiera rápido; la expulsión del fluido

intersticial se ve retardada por efecto de las bajas permeabilidades de éstos. El lapso de tiempo transcurrido entre la aplicación de la carga y el desarrollo de la consolidación final bajo el mismo, se conoce como "desfase hidrodinámico".

El desfase hidrodinámico se traduce en una deformación del suelo conocida como consolidación primaria o instantánea, para diferenciarla de la consolidación secundaria o diferida, no asociable directamente a fenómenos hidrodinámicos y en la que tienen particular importancia efectos de viscosidad del esqueleto sólido. No obstante, ambos tipos de consolidación son simples divisiones empíricas de un proceso continuo de compresión (Crawford, 1964).

La diferencia entre la consolidación instantánea y la diferida, hace que los fenómenos de consolidación tengan particular importancia en materiales arcillosos, que debido a su baja permeabilidad se traducen en importantes deformaciones no instantáneas (Silva, 1974). Esto confirma que éste proceso depende del tiempo, y su duración es función del volumen de agua expulsado y la velocidad con que sucede el proceso (Lambe y Whitman, 1969). Ambos factores están limitados por el esfuerzo aplicado, la compresibilidad del esqueleto mineral, el volumen de suelo considerado, y la permeabilidad de éste.

Teoría de la Consolidación

Es la teoría matemática que describe la disipación de los excesos de presiones intersticiales generados como resultado de la aplicación de una carga sobre un suelo saturado, y la deformación del mismo con ella asociada. Las primeras formulaciones de la misma corresponden a Terzaghi (Terzaghi, 1925), y por razones históricas y prácticas están realizadas bajo una serie de condiciones simplificativas que con posterioridad fueron paulatimamente eliminadas para analizar el problema desde una óptica más real (Gibson et al., 1967; Gibson et al., 1981).

Planteamiento simplificado de Terzaghi

Considera que no se producen deformaciones laterales en el suelo (consolidación uni-dimensional), que unicamente existen deformaciones infinitesimales (consolidación finita) y se cumple una relación lineal entre las variaciones del esfuerzo efectivo y el índice de poros (consolidación lineal). La primera de estas condiciones equivale a admitir una deformación axial y que, al no existir deformación lateral, puede hacerse equivaler a una deformación volumétrica.

Además restricciones en cuanto a la deformación axial, el desarrollo de la Teoría de consolidación realizado por Terzaghi (Terzaghi, 1943), asume otras simplificaciones:

- El suelo está completamente saturado.
- Se considera constante la permeabilidad a lo largo del proceso.
- Se desprecia la compresibilidad del agua y las partículas del esqueleto sólido.
- Se utilizan los excesos de presión intersticial como única variable dependiente.
- El flujo resultante es unidimensional y generalmente en la misma dirección que la deformación.
- El desfase temporal observado en la consolidación se debe enteramente a efectos de permeabilidad del suelo.

Consolidación unidimensional, finita, lineal

La consolidación de un sedimento saturado bajo un determinado esfuerzo consiste, de un modo simplificado, en un problema de flujo de agua a través de un medio poroso. Una muestra de sedimento (Fig. 2.2.2) de area A y espesor dz sobre la que se ejerce un determinado esfuerzo normal σ , sufre un cierto grado de consolidación, según el cual en un intervalo de tiempo dt el espesor de la misma va a variar en un cierto dl . A través del techo de la muestra existe un flujo de entrada de agua q , mientras que a través de su base existe un flujo de salida $q+dq$. Del mismo modo, en el techo de la misma se mide una presión

intersticial u_0+u' , mientras que en su base se desarrolla una presión intersticial $u_0+u'+du$.

La deformación volumétrica producida en la muestra, $d\epsilon_v$, es proporcional al aumento del esfuerzo efectivo vertical $d\sigma'$, multiplicado por un factor, m_v , definido como coeficiente de compresibilidad: $d\epsilon_v=m_v d\sigma'$. La variación de espesor en la muestra como consecuencia de un pequeño aumento en el esfuerzo puede expresarse en función del coeficiente de compresibilidad, el esfuerzo efectivo y el espesor final de la muestra: $dl=-m_v d\sigma' dz$. Al plantearse variaciones infinitesimales de esfuerzos, se puede asumir que el coeficiente de compresibilidad es constante.

Según el principio de conservación de la masa, y de acuerdo con el Teorema de Divergencia, la variación en volumen que tiene lugar en la muestra es igual al volumen de agua intersticial eliminado en un tiempo dado: $A dl = -dq dt$.

Combinando las dos expresiones anteriores, se obtiene otra según la cual, en el límite, el flujo producido en la muestra, debido a la consolidación, es función de la variación en el esfuerzo aplicado a lo largo del periodo dt :

$$\frac{dq}{dz} = A m_v \frac{d\sigma'}{dt}$$

El flujo a través de la muestra, según la ley de D'Arcy, está definido por el área de la muestra (A), la permeabilidad del sedimento (k) y un gradiente hidráulico (i), mediante la expresión: $q = Aki$. El gradiente hidráulico puede expresarse en función del exceso de presión intersticial desarrollado por efecto de la compresión, el espesor de la muestra y el peso específico del agua intersticial: $i = -(1/\gamma_w)(du'/dz)$. Combinando las dos expresiones anteriores, el flujo que se produce se expresa por: $q = -Ak(1/\gamma_w)(du'/dz)$.

En el límite, el flujo producido es función del espesor de la muestra, por tanto se puede escribir:

$$\frac{dq}{dz} = - \frac{Ak}{\gamma_w} \frac{d}{dz} \left| \frac{du'}{dz} \right|$$

o lo que es lo mismo:

$$\frac{dq}{dz} = - \frac{Ak}{\gamma_w} \frac{d^2 u'}{dz^2}$$

A partir de esta expresión y de la ecuación de continuidad, se tiene:

$$\frac{k}{m_v \gamma_w} \frac{d^2 u'}{dz^2} = - \frac{d\sigma'}{dt}$$

Según el principio de esfuerzo efectivo $\sigma' = \sigma - (u_0 + u')$. En esta expresión, el único término constante es u_0 , por tanto, en el límite se tiene: $d\sigma'/dt = (d\sigma/dt) - (du'/dt)$.

Si se considera el caso más sencillo, en que el esfuerzo total aplicado es constante ($d\sigma = \text{cte}$), $d\sigma/dt = 0$; con lo que se obtiene:

$$c_v \frac{d^2 u'}{dz^2} = \frac{du'}{dt}$$

Esta es la expresión originalmente derivada por Terzaghi para analizar las variaciones en la presión intersticial generadas en una compresión unidimensional y su disipación en el tiempo, en función del espesor de la muestra. La relación entre la permeabilidad (k/γ_w) y el coeficiente de compresibilidad en volumen ($d\epsilon/d\sigma'_v = m_v$), se define como "coeficiente de consolidación, c_v ", de modo que $c_v = k/(m_v \gamma_w)$, y se considera constante e independiente del tiempo, ya que previamente se han asumido constantes la permeabilidad y el coeficiente de compresibilidad (Wissa y Heiberg, 1969).

Una ecuación similar a la propuesta por Terzaghi, pero expresada en términos de la deformación volumétrica producida, fue derivada prácticamente de un modo simultáneo por Mikasa (1965), y Janbu (1965). Esta es la ecuación utilizada en el ensayo edométrico convencional (Lambe, 1951), en el que para definir el grado de consolidación se emplean las variaciones en

volumen en la muestra:

$$c_v \left| \frac{d^2 \epsilon}{dz^2} \right| = \frac{d\epsilon_v}{dt}$$

La aceptación generalizada de la ecuación de Terzaghi, está motivada porque constituye una síntesis de prácticamente todos los fenómenos que tienen lugar en la consolidación y permite la obtención de resultados que coinciden bien con los medidos, in-situ si las hipótesis de simplificación se cumplen. Por ello, esta ecuación se ha convertido en la base fundamental para la interpretación de los resultados del ensayo de consolidación (Alonso, 1987).

Consolidación Finita no Lineal

La existencia de discrepancias entre la observación y las predicciones realizadas mediante la teoría de consolidación unidimensional, finita y lineal, hace que ésta posea cierta falta de credibilidad en cuanto a su aplicación a la consolidación de sedimentos marinos recientes de grano fino. Las razones esgrimidas para explicar esta falta de credibilidad, se basan en que las teorías convencionales presentan ciertas limitaciones en relación a tres aspectos (Schiffman, 1982):

a) la consolidación de sedimentos blandos puede ser de tal magnitud que realizar formulaciones de deformación infinitesimal puede no ser válido para una aproximación analítica razonable.

b) la teoría convencional asume que las propiedades constitutivas, permeabilidad y compresibilidad del sedimento permanecen constantes a lo largo del proceso; sin embargo la permeabilidad es tan sensible durante la consolidación, que cualquier análisis, para ser realístico, debe considerar las variaciones en la permeabilidad durante la consolidación.

c) Además, la teoría convencional ignora el efecto del propio peso de la muestra en el proceso de consolidación. Este efecto puede ser dominante en sedimentos marinos.

Estas deficiencias observadas pueden corregirse si se aplica la teoría de consolidación con deformación finita no lineal, que incluye conceptos relativos al carácter no lineal de la deformación finita del sedimento, junto con los efectos del propio peso del mismo, sobre el grado final de consolidación (Gibson et al., 1967; Gibson et al., 1981). La teoría no lineal utiliza premisas similares a las contempladas en la teoría convencional de Terzaghi (Schiffman, 1982):

1) Considera al esqueleto del suelo como un componente más del mismo, independientemente de las partículas que lo forman y del fluido intersticial, ambos incompresibles.

2) El esqueleto del suelo se deforma durante la consolidación, tanto de forma lineal como no lineal, sin restricción en la magnitud de la deformación.

3) El fluido intersticial es Newtoniano, y su flujo a través del esqueleto poroso está gobernado por la ley de Darcy, y tiene lugar a pequeñas velocidades.

Una de las mayores dificultades para la formulación de teorías que permitan analizar el proceso de la consolidación es la propia naturaleza del sedimento marino, la presencia de inhomogeneidades en el mismo, burbujas de gas...etc, y la existencia de deformaciones diferidas debida a su baja permeabilidad o a procesos de deformación de tipo viscoso.

Cementación y aplastamiento de granos

En sedimentos marinos, a diferencia de lo que sucede con materiales continentales, a la hora de analizar la consolidación, hay que tener en cuenta la posible fractura o el aplastamiento de algunos granos, especialmente aquellos de naturaleza biógena (caparazones de foraminíferos y pterópodos), que por su fragilidad pueden ser aplastados bajo presiones no muy elevadas.

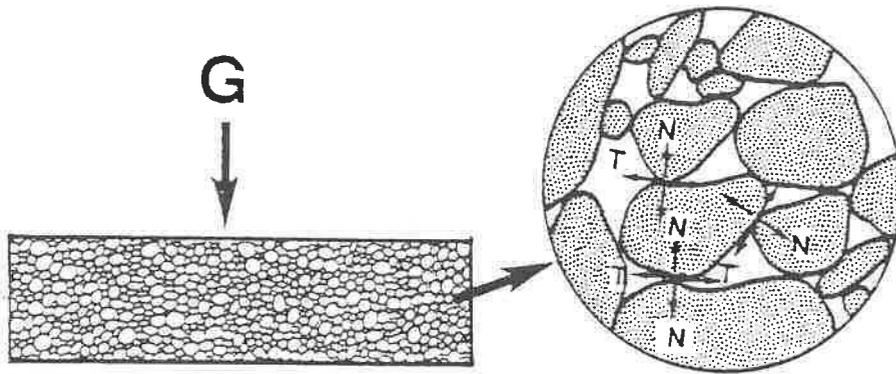


Fig. 2.2.1. Esquema de la distribución de las fuerzas desarrolladas en los puntos de contacto entre los granos minerales de un volumen de suelo sometido a una carga G . N : fuerzas normales entre los granos; T : fuerzas tangenciales o de cizalla. (modificado de Lambe y Whitman, 1961)

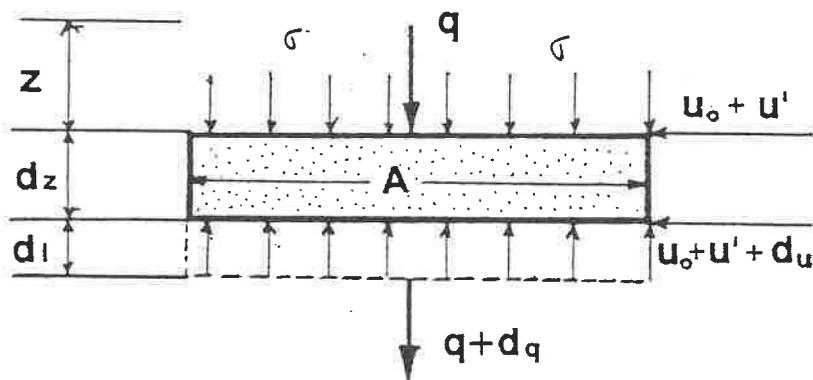


Fig. 2.2.2. Esquema de las variaciones en altura, y presión intersticial, y flujo medidos en una muestra de suelo durante la consolidación. A : área de la muestra; d_z : espesor de la muestra; d_1 : disminución de espesor por efecto de la consolidación; z : profundidad de agua. q , y $q + dq$: caudales medidos en el techo y muro de la muestra, respectivamente. $u_0 + u'$, y $u_0 + u' + d_u$, presiones intersticiales medidos en el techo y muro de la muestra, respectivamente.

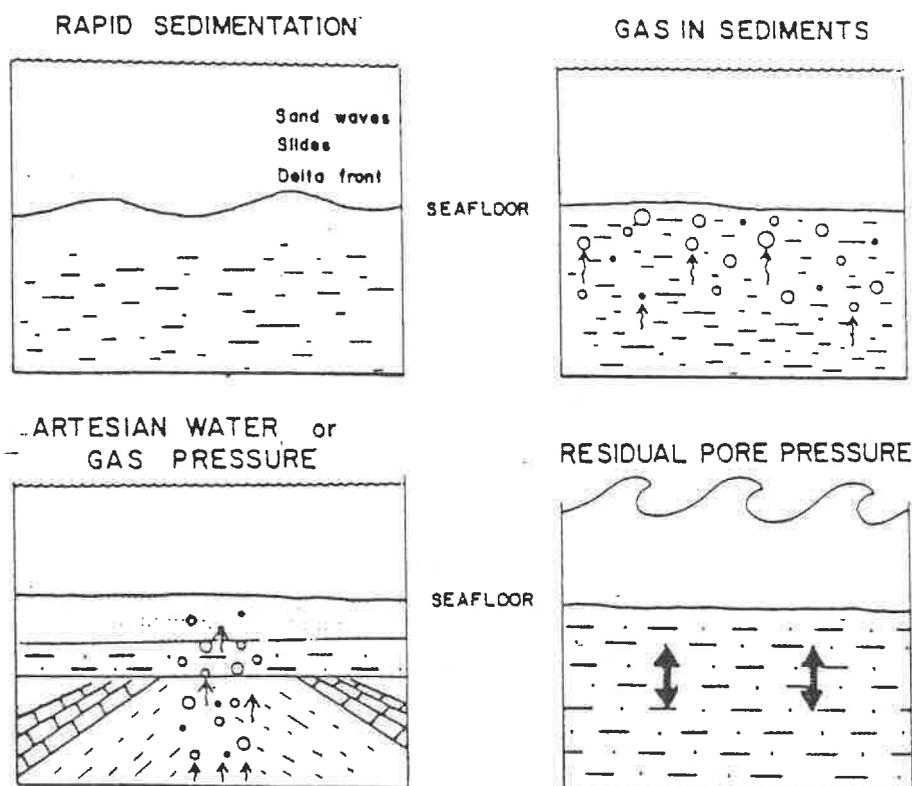


Fig. 2.2.3. Mecanismos probables responsables de la existencia de un estado de subconsolidación (Adaptado de Field, 1967). A: sedimentación rápida, por ejemplo en zonas de olas de sedimento, deslicamientos y frente deltáico. B: formación de gas en el sedimento. C: agua artésiana o gas a presión procedente de formaciones selladas antiguas. D: presión intersticial residual ocasionada, entre otros factores, por efecto de olas de tormenta.

La naturaleza de estos componentes puede además favorecer el desarrollo de cementaciones entre los granos del sedimento.

En relación con ésto, Valent (1974) no aprecia un importante aplastamiento de caparazones de foraminíferos durante ensayos de consolidación sobre muestras arcillosas, que sin embargo sí se manifiesta en otros sedimentos con un menor contenido en matriz fina. Según ello, sugiere que el material arcilloso favorece una distribución homogénea de los esfuerzos, previniendo el aplastamiento de los caparazones biógenos. En caso de producirse, este aplastamiento no solo implica un colapso de parte de la estructura sólida del sedimento, sino además la expulsión del agua ocluida dentro de los caparazones, que a su vez puede ayudar a lubricar las superficies exteriores del resto de los granos, colaborando así a facilitar los deslizamientos relativos entre granos, con lo que se producirá una mayor compresión (Davie et al., 1977).

Consolidación normal, Sobreconsolidación y Subconsolidación

En condiciones ideales (sedimentación lenta y continua, ausencia de erosión u otros procesos que puedan alterar la estructura o el empaquetamiento original del sedimento, como bioturbación, actividad bacteriana...etc.), un sedimento sufrirá un grado de consolidación, siempre en función del progresivo enterramiento por parte del sedimento que se va depositando sobre el mismo. En función de su grado de consolidación, en relación a la profundidad de enterramiento, se puede hablar de:

1) sedimento **normalmente consolidado** es aquél que nunca ha estado sometido a un esfuerzo efectivo más elevado que la presión de enterramiento existente en el momento del muestreo.

2) Sedimento **sobreconsolidado**, presenta una consolidación superior a la que se hubiera alcanzado unicamente por el peso de la columna de sedimento suprayacente; y por tanto se ha visto sometido en el pasado a un esfuerzo efectivo más elevado que la presión de enterramiento actual.

3) Sedimento **subconsolidado** es aquél que no ha sido completamente consolidado bajo la presión de enterramiento actual; por tanto presenta un grado de consolidación inferior al que sería de esperar en función de la columna de sedimento existente sobre el mismo.

Practicamente siempre se observa un exceso de presión intersticial por encima de la hidrostática, en sedimentos cohesivos de grano fino, a una profundidad de 1-2 m por debajo de la interfase agua-sedimento. La implicación resultante es que hay pocos suelos marinos, si los hay, que puedan considerarse de un modo estricto como "normalmente consolidados" (Richards, 1984). Hamilton (1964), describe la "sobreconsolidación aparente", al encontrar repetidamente en el sedimento valores anormalmente elevados de sobreconsolidación, que él relaciona con la presencia de fuertes enlaces interpartículas o efectos debidos a cementaciones.

Mecanismos de sobreconsolidación

Entre los mecanismos invocados para explicar la sobreconsolidación observada en numerosos sedimentos pueden citarse (Alonso, 1987):

A) Aumentos de la presión de enterramiento durante el pasado geológico del sedimento, seguidos de su desaparición (por efecto de la erosión, ciclos de glaciación, deslizamientos ...etc.).

B) Modificaciones de la estructura del sedimento debidas a procesos físico-químicos, posiblemente de origen ambiental o relacionados con fenómenos diagenéticos tempranos, cementaciones, recristalizaciones...etc.

C) Cambios en la microestructura del sedimento, causados por fenómenos de consolidación secundaria, desarrollados con posterioridad a la consolidación "instantánea".

El primer mecanismo es directamente atribuible a la historia de esfuerzos de origen externo soportados por el sedimento. La consolidación del mismo bajo una carga real superior a la que soporta en la actualidad, implica que parte del recubrimiento sedimentario bajo el que se ha consolidado, ha desaparecido con posterioridad. Esta eliminación puede deberse a erosión o deslizamientos sufridos por el material superficial; la existencia de uno u otro fenómeno puede ser corroborada mediante la observación de estructuras de corriente o erosión en el sedimento recuperado, o mediante el estudio de perfiles sísmicos en los que se observen cuerpos deslizados, truncaciones erosionales o determinadas respuestas acústicas asociables a uno u otro proceso (Damuth, 1975).

Mecanismos de subconsolidación

La existencia de subconsolidación en profundidad en sedimentos marinos ha sido, asimismo, extensamente reconocida (Bryant et al., 1974; Silva et al., 1976). El desarrollo de esta subconsolidación ha sido estudiado con mayor atención que el de la sobreconsolidación, debido a que aquella puede causar un aumento de la inestabilidad de determinados cuerpos sedimentarios.

La causa más aceptada para la existencia de subconsolidación en sedimentos marinos se asocia con una rápida sedimentación y el desfase en la disipación de la presión intersticial generada bajo este incremento en la carga sedimentaria. Diversos modelos teóricos de este mecanismo han sido postulados desde hace tiempo por Terzaghi (1956), Olsson (1958), Gibson (1958)...etc.

Existen al menos cuatro causas principales de subconsolidación en sedimentos marinos (Sangrey, 1977) (Fig. 2.2.3). En todos los casos, el exceso de presión intersticial presenta problemas similares de disminución de la resistencia a la cizalla en el sedimento, y por tanto un aumento del potencial de inestabilidad:

Alta tasa de sedimentación

Una tasa de sedimentación muy elevada tiene como resultado la imposibilidad del sedimento para disipar con rapidez suficiente los excesos de presión intersticial generados por el rápido enterramiento (Sangrey, 1972).

Puede obtenerse una razonable aproximación del exceso de presión intersticial existente in-situ, dividiendo la resistencia a la cizalla sin drenaje (S_u) entre una determinada relación entre la deformación y el esfuerzo efectivo:

$$\sigma'_v \text{ (in situ)} = S_u \text{ (medido)} / (S_u / \sigma'_v)$$

El esfuerzo efectivo vertical así calculado, puede sustraerse del esfuerzo por enterramiento, para obtener una estimación de las presiones de poros existentes in-situ:

$$\Delta u_{\text{excess}} = \gamma' z - \sigma'_v$$

Presencia de gas en el sedimento

Se asocia con el desarrollo de presiones intersticiales en exceso, que provocan un estado de subconsolidación en el sedimento. Numerosos datos acerca de la estabilidad y resistencia a la cizalla de sedimentos marinos que contienen gases, indican la presencia en los mismos de importantes excesos de presión intersticial (Sangrey, 1977).

La existencia de gas, en disolución o en estado libre, es una característica relativamente frecuente en los sedimentos marinos, y constituye un grave problema en muchos casos. Por un lado, su presencia origina problemas en el muestreo y perforación en el sedimento; y, por otra parte, puede tener como resultado otros efectos indeseables:

1) La existencia de burbujas de gas puede provocar interferencias en muchas técnicas de análisis que dependen de la propagación de cualquier tipo de ondas a través del sedimento, particularmente sísmicas o eléctricas (Schubel, 1974).

2) Las presiones intersticiales en exceso en el sedimento in-situ puede llevar a una disminución de la resistencia a la cizalla y aumentar por tanto la inestabilidad de sedimentos con un elevado contenido en gas.

Particularmente importante es la respuesta de sedimentos con gas sometidos a una carga repetida. En contraste con la gran elevación de presiones intersticiales en suelos saturados, la elevación de las presiones intersticiales en sedimentos que contienen gas en estado libre, es casi despreciable. Consecuentemente, estos sedimentos son menos vulnerables a esfuerzos cíclicos o repetitivos, que un suelo saturado de idéntica resistencia (Whelan et al. 1976; Sangrey, 1977).

Agua artesiana o fuentes de gas a presión

Es un mecanismo simple, pero en muchos casos difícil de verificar. Existen datos que confirman la existencia, bajo el suelo marino, de presiones por encima de la hidrostática, tanto en formaciones que contienen agua como petróleo. Bajo estas condiciones debe existir una distribución de presiones y un flujo desde la fuente de presiones un exceso hacia una cuenca de drenaje. La tasa de disipación y flujo dependerá de la permeabilidad de las formaciones que intervienen (Sangrey, 1977)..

Carga repetida

La interacción de grandes olas de tormenta con el fondo, se traduce en un aumento de la presión sobre el mismo, y por tanto en una elevación de la presión intersticial en el sedimento, con lo que disminuye el esfuerzo efectivo soportado por el mismo, aumento que posee una naturaleza periodica (Henkel, 1970; Wright, 1976).

Dos factores caracterizan el efecto de las olas de tormenta sobre el grado de subconsolidación del sedimento. En primer lugar, las olas de tormenta son un fenómeno recurrente, cuyos efectos se superponen a los excesos de presiones producidos por tormentas anteriores, que aún no se han disipado. En segundo lugar, las olas de tormenta son un fenómeno real, cuyos efectos se añaden a cualquier otro mecanismo que puede producir subconsolidación.

2.3 ESFUERZOS GEOSTATICOS

A los esfuerzos desarrollados en el interior de una masa de sedimento, producidos por su propio peso y por las cargas ambientales ejercidas sobre el mismo, se les conoce como "esfuerzos geostáticos" (Lambe y Whitman, 1969), que pueden descomponerse en una componente vertical y otra horizontal. El esfuerzo geostático vertical, o por carga litostática, es debido al peso de la columna de sedimento existente sobre un punto determinado bajo el fondo. Se calcula mediante la expresión: $\sigma_v = z \gamma$, donde γ es el peso específico del sedimento suprayacente y z la profundidad de enterramiento, si γ es constante en profundidad. Normalmente, debido a la consolidación, el sedimento es más compacto en profundidad (Fig. 2.1.4), con lo que γ varía de un modo continuo; en este caso el esfuerzo por carga se calcula mediante: $\sigma_v = \int_0^z \gamma dz$. Si por el contrario existen varias capas bien definidas cuyos pesos específicos son conocidos, el esfuerzo por carga puede calcularse mediante $\sigma_v = \sum \gamma z$ (Lambe y Whitman, 1969).

El esfuerzo geostático horizontal σ_h , es producido por la componente horizontal de los esfuerzos ejercidos sobre el sedimento, y su valor no depende únicamente del peso específico del mismo y de la profundidad de enterramiento. Se define como "coeficiente de empuje o presión lateral" K , a la relación existente entre los esfuerzos horizontal y vertical sobre un punto determinado: $K = \sigma_h / \sigma_v$. Siempre que el depósito no haya sido sometido a importantes esfuerzos laterales en el pasado, el esfuerzo vertical in-situ será, normalmente, mayor que el horizontal. Un caso especial es aquél en el que no se produce deformación lateral en el terreno: coeficiente de empuje al reposo (K_0).

Esfuerzos principales

El valor del esfuerzo normal a una superficie dentro del sedimento, varía en función de la orientación del plano considerado. Por convenio, se han elegido unos planos de

referencia tales que, en cualquier punto sometido a esfuerzos, existen tres planos ortogonales en los cuales los esfuerzos tangenciales son nulos. Estos planos se conocen como "planos principales" y los esfuerzos que actúan sobre ellos "esfuerzos principales" (Lambe y Whithman, 1969) y se denominan :

- σ_1 : esfuerzo principal mayor
- σ_2 : esfuerzo principal intermedio
- σ_3 : esfuerzo principal menor.

Si se consideran esfuerzos geostáticos, todo plano horizontal es un plano principal, al igual que todos los planos verticales. En un planteamiento simplificado (bidimensional) se consideran solamente los esfuerzos principales mayor y menor σ_1 y σ_3 , considerando el esfuerzo intermedio de igual valor que el menor ($\sigma_2 = \sigma_3$). Por convenio los esfuerzos se toman con signo positivo (+), cuando corresponden a compresión. La diferencia entre los esfuerzos principales, $\sigma_1 - \sigma_3$, se denomina "esfuerzo desviador" o diferencia de esfuerzos (Lambe y Whitman, 1969). Esta es una magnitud importante en la determinación de la relación esfuerzo-deformación en la deformación por cizalla, que se caracteriza por un acortamiento en la dirección del esfuerzo mayor, y un estiramiento en la dirección del esfuerzo menor.

Representaciones de estados de esfuerzos

Círculo de Mohr

Uno de los métodos más utilizados para representar gráficamente el estado de esfuerzos existente sobre un plano determinado es el del círculo de Mohr (Fig. 2.3.1). Un punto de un círculo de Mohr, representa los esfuerzos que actúan sobre un plano cuya normal forma un ángulo θ con la dirección del esfuerzo principal mayor. El centro del círculo viene dado por la mitad de la suma de los esfuerzos principales mayor y menor, $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$. El radio del círculo de Mohr corresponde al esfuerzo tangencial máximo $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$, que se desarrolla a $\pm 45^\circ$ respecto al esfuerzo principal mayor. Por tanto, si los esfuerzos son geostáticos, se encontrará a 45° respecto de la horizontal.

Se denomina "envolvente de Mohr" a la línea tangente a un conjunto de círculos de Mohr representantes de diversos estados de esfuerzos; puede aproximarse a una línea compuesta por dos segmentos rectilíneos o a una curva (Lambe y Whitman, 1969).

Diagramas p-q

En ocasiones es conveniente representar en un mismo diagrama diversos estados de esfuerzos existentes para una determinada muestra, o representar conjuntamente el estado de esfuerzos de muchas muestras diferentes. En estos casos, un gran número de círculos de Mohr superpuestos resulta un gráfico poco práctico y confuso. Un método alternativo de representación gráfica consiste en adoptar un único punto como representativo de cada estado de esfuerzos.

Convencionalmente se escoge un punto de coordenadas:

$p = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$ y $q = \pm(\sigma_1 - \sigma_3)/2$, que será positivo si σ_1 forma un ángulo $\leq \pm 45^\circ$ con la vertical y negativo si el ángulo es $< \pm 45^\circ$ con la horizontal (Lambe y Whitman, 1969). Esto equivale a representar el punto más alto del círculo de Mohr correspondiente al estado de esfuerzos, si q es positivo, o el más bajo si q es negativo (Fig. 2.3.2). Al trabajar con esfuerzos geostáticos, se representan los esfuerzos principales que actúan sobre los planos vertical y horizontal: $p = (\sigma_v + \sigma_h)/2$ y $q = (\sigma_v - \sigma_h)/2$.

Trayectoria de esfuerzos

Con frecuencia se representan conjuntamente los sucesivos estados de esfuerzos por los que atraviesa una muestra sometida a un aumento progresivo de carga. Una forma de hacer esto es representando los círculos de Mohr correspondientes a estos esfuerzos sucesivos; pero, para simplificar la representación, en lugar de los círculos completos se puede representar una serie de puntos p-q, uniéndolos mediante una línea (Fig. 2.3.3). Esta representación se denomina "trayectoria de esfuerzos" y proporciona una representación continua de sucesivos estados de

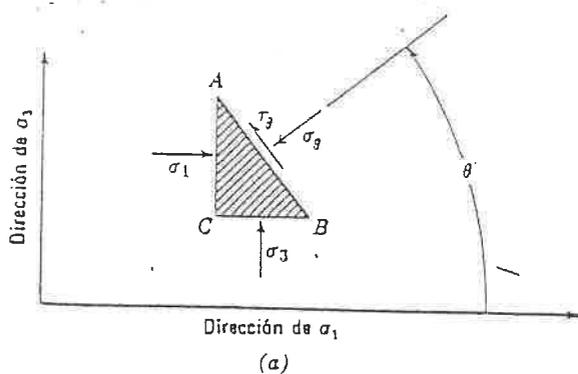


Fig. 2.3.1. (a): Representación del estado de esfuerzos existentes sobre un plano AB que forma un ángulo θ con el eje horizontal de referencia; τ_θ = esfuerzo tangencial sobre el plano AB, σ_θ = esfuerzo normal sobre el plano AB. σ_1 y σ_3 = esfuerzos de confinamiento mayor y menor según las direcciones de referencia. (b): Círculo de Mohr representativo del mismo estado de esfuerzos; τ es positivo en sentido antihorario y θ se mide en sentido horario a partir de σ_1 . (de Lambe y Whitman, 1981).

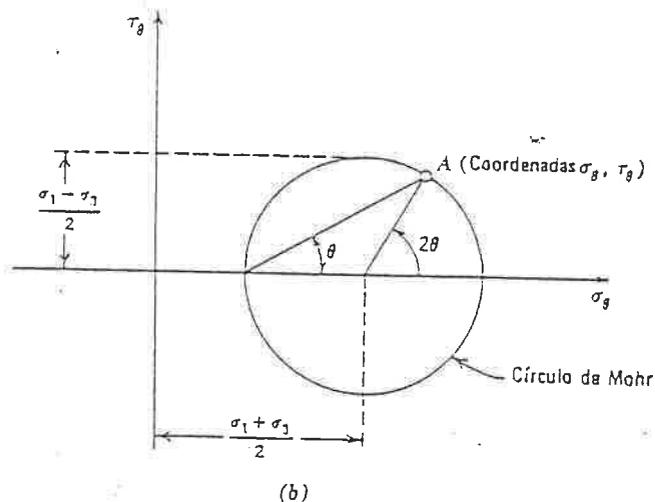


Fig. 2.3.2. Representación mediante un diagrama p-q de los sucesivos estados de esfuerzos sufridos por una muestra de sedimento al aumentar σ_1 manteniendo σ_3 constante. Cada punto p-q corresponde al punto más alto del círculo de Mohr representativo del estado de esfuerzos (de Lambe y Whitman, 1981).

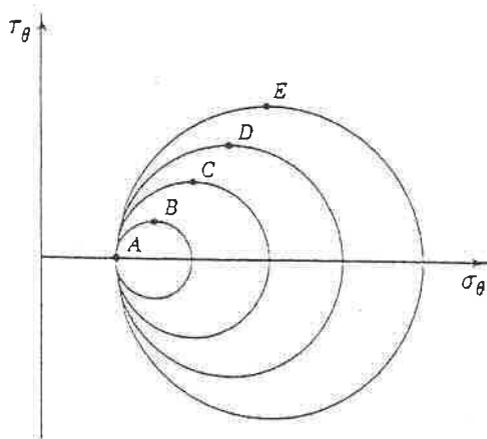
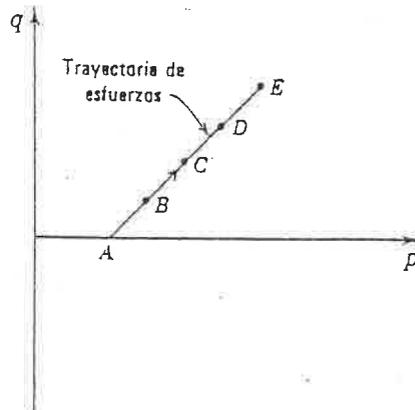


Fig. 2.3.3. Representación mediante una trayectoria de esfuerzos de los mismos estados de esfuerzos representados en la figura 2.3.2. (de Lambe y Whitman, 1981).



esfuerzos. Cada punto de una trayectoria de esfuerzos corresponde (en un momento específico durante la carga) al punto más alto de un círculo de Mohr representativo del estado de esfuerzos correspondiente y es, de un modo efectivo, la representación del esfuerzo máximo de cizalla frente al esfuerzo de confinamiento promedio.

El ángulo que la trayectoria de esfuerzos forma con el eje horizontal, ϕ , se denomina "ángulo de fricción" o "ángulo de resistencia a la cizalla"; y el punto en el que la trayectoria de esfuerzos corta al eje de ordenadas, c , se denomina "cohesión" u "ordenada en el origen". Ambos son representativos de las condiciones de resistencia del sedimento, permitiendo diferenciar entre sedimentos coherentes y no coherentes.

Genericamente, se denomina sedimentos coherentes a aquellos en los que las fuerzas inter-partículas juegan un papel significativo y dominan el comportamiento esfuerzo-deformación. Estas fuerzas dependen de diversas propiedades como el tamaño y empaquetamiento de las partículas, la naturaleza del fluido intersticial y de procesos de intercambios catiónicos. Por otro lado, los sedimentos incoherentes presentan un comportamiento más simple, en el que las fuerzas interpartículas no juegan un papel importante, sino que las contribuciones principales provienen de la fricción entre las partículas (Silva, 1974).

2.4 FENOMENOS CICLICOS EN EL MEDIO MARINO

Una característica típica del medio marino radica en el carácter repetitivo de muchos de los procesos que en él tienen lugar y que se desarrollan de un modo cíclico. Entre ellos destacan las olas y las mareas, pero hay que considerar también otros como las olas internas y, en zonas de sismicidad importante las sacudidas debidas a los terremotos. Algunos de estos procesos, especialmente los relacionados con el movimiento de masas de agua en la superficie (olas, mareas), tienen una influencia importante en zonas someras; pero su importancia disminuye grandemente en la zona profunda (Lee, 1986).

En un sedimento saturado, una carga repetida puede ejercer un esfuerzo cíclico importante, especialmente en la zona más superficial (Henkel, 1970; Wright, 1976). Este esfuerzo tiene como resultado la aparición de elevadas presiones intersticiales en el sedimento que, de acuerdo con el principio de esfuerzos efectivos, se traducen en una disminución de la resistencia del mismo a la cizalla. Este proceso ha sido ampliamente estudiado por diversos autores (Clausen et al., 1975; Bennett et al., 1977; Sangrey, 1977).

Además de la acción directa de estos procesos cíclicos sobre el sedimento, igual o más importante es su efecto sobre toda estructura artificial asentada sobre el mismo (Fig. 2.4.1). La acción de procesos cíclicos puede tener como resultado el desplazamiento del centro de gravedad de algunas de estas estructuras, y el aumento de su presión sobre el fondo cuando la componente del movimiento cíclico actúa en el mismo sentido que la gravedad (Sangrey, 1977). Estos procesos imponen unas importantes sollicitaciones dinámicas al sedimento del fondo, por lo que es ineludible su consideración desde el punto de vista de riesgo natural (Bouma et al., 1981).

Efectos de los fenómenos cíclicos sobre el fondo

El efecto de las cargas repetidas en el medio marino presenta bastantes diferencias y una mayor complejidad respecto a su desarrollo en tierra, ya que en él hay que considerar (Sangrey, 1977):

- a) La presencia común en el medio marino de sedimentos arcillosos, altamente saturados, y de baja permeabilidad.
- b) La actividad simultánea o consecutiva de diferentes procesos cíclicos, cuya acción puede superponerse en determinados momentos.

c) El efecto del drenaje en la historia de esfuerzos del sedimento, que puede tener como resultado la existencia de variaciones en la resistencia del mismo.

De un modo genérico, las cargas de tipo cíclico afectan al sedimento desde tres puntos de vista (Lee, 1986):

a) Constituyen un esfuerzo importante, aplicado directamente sobre la superficie del fondo

b) Producen una degradación en las propiedades de resistencia del sedimento, mediante la generación de presiones intersticiales en exceso dentro del mismo

c) Finalmente la combinación entre éstos y otros factores durante periodos muy prolongados, afecta a determinadas propiedades del sedimento como su estructura interna, empaquetamiento, grado de clasificación...etc., con lo que también se modifica el comportamiento final del mismo.

Respuesta de la presión intersticial

En un sedimento sometido a una carga cíclica, las presiones intersticiales generadas durante cada carga individual sufren una continua variación en su intensidad, o se enfrentan repetidamente a otras fuerzas en sentido contrario a la que las ha generado (según que en el proceso actúe una fuerza unidireccional que varía en intensidad, o una fuerza cuyo sentido sufre inversiones completas).

La repetición de ciclos de carga-descarga puede llevar al sedimento a adquirir una estructura metaestable, ya que los puntos de apoyo entre los diferentes granos minerales cambian continuamente, como respuesta a las variaciones de sentido en el esfuerzo aplicado. Debido a la baja permeabilidad de muchos sedimentos marinos, la presión intersticial desarrollada durante cada ciclo de carga es difícilmente disipada mediante el drenaje, por lo que en muchos casos no se recupera totalmente la situación

inicial, sino que el proceso de carga cíclica se traduce en una acumulación de presiones intersticiales (Lee, 1986).

La respuesta del sedimento ante una carga cíclica es diferente en función de su granulometría y sus propiedades índice. Un importante aumento de la presión intersticial en un sedimento arenoso, puede hacer que éste pierda prácticamente la cohesión y adopte un comportamiento similar a un líquido (fenómeno conocido como licuefacción). En un sedimento arcilloso, por su parte, la dificultad para la disipación de las presiones intersticiales debido a su baja permeabilidad, hace que éstas se acumulen, disminuyendo de un modo considerable la resistencia del mismo (Lee, 1986). En ambos casos, el sedimento presentará una estructura altamente metaestable, y las probabilidades de que se produzcan en ellos fenómenos de inestabilidad son muy altas.

Efectos debidos a olas y terremotos

El efecto producido sobre el fondo por olas de tormenta y por ondas sísmicas han sido abordados de una forma similar en líneas generales. Sin embargo, Lee (1976) manifiesta importantes diferencias entre ambos. Por un lado, los esfuerzos inducidos por un terremoto se propagan desde el interior de la tierra hacia la superficie, mientras que los inducidos por el oleaje lo hacen hacia abajo, desde el fondo marino. En un terremoto la columna sedimentaria absorbe parte de la energía sísmica durante el recorrido de las ondas a su través, con lo que la energía que finalmente alcanza la superficie del fondo marino puede ser reducida.

Las ondas sísmicas compresivas tienen un efecto mínimo en la resistencia del sedimento, ya que los cambios en la presión normal son soportados exclusivamente por el agua intersticial (Lee y Fitton, 1969). Desde el punto de vista de la influencia sobre la resistencia del suelo, puede considerarse un terremoto como una serie de esfuerzos cíclicos de cizalla horizontales, propagándose horizontalmente. Esto no sucede durante una

tormenta, en la que toda la energía proporcionada por el oleaje interacciona sobre el fondo o cualquier estructura artificial sobre él asentada (Lee, 1986).

Otra diferencia entre ambos procesos consiste en el desarrollo de drenaje en el sedimento. Un terremoto generalmente consiste en un reducido número de ciclos aplicados durante un breve espacio de tiempo, por lo que pueden asumirse condiciones sin drenaje, incluso en el caso de fondos arenosos. Diversos autores han acordado seleccionar 10 ciclos como un número representativo de un terremoto moderado a fuerte (Seed e Idriss, 1971; Lee y Edwards, 1986). Por el contrario, el efecto de una tormenta se manifiesta en un número mucho mayor de ciclos (normalmente entre 100-1000), aplicados durante un periodo de tiempo más prolongado, por lo que puede esperarse un cierto grado de drenaje y disipación de las presiones intersticiales, con lo que se reduce el efecto de las cargas cíclicas (Lee, 1986).

Efectos debidos al oleaje

La influencia del oleaje sobre el fondo se hace notar especialmente en la plataforma interna; su efecto sobre las propiedades del sedimento ha sido analizado mediante el uso de complejos sistemas instalados en el fondo, en zonas deltáicas y de plataforma (experimento SEASWAB, Garrison, 1977), comprobándose que existe un importante movimiento de sedimento y aumento en la presión intersticial en el mismo, debido al paso de olas superficiales (Bennett, 1977; Hirst y Richards, 1977).

La influencia de las olas disminuye con la profundidad, llegando a ser despreciable a profundidades iguales a la mitad de la longitud de onda (Edwards et al., 1980). No obstante, diversos autores han observado el movimiento de arena fina y media a profundidades entre 90 y 140 m por efecto de olas de periodo entre 8 y 15 sg. y altura entre 3.5 y 6 m (Friedman y Sanders, 1978; Komar, 1976; Bennett y Nelsen, 1983).

Grandes olas generadas durante huracanes, pueden inducir anomalías de presión del orden de 70 kN/m^2 de amplitud, en profundidades de agua de unos 60 m. No obstante, debido a que las amplitudes de la presión disminuyen al aumentar la profundidad de agua, las anomalías de presión debidas a olas de tormenta no se consideran como un factor inductor de inestabilidad a profundidades mayores de 150 m (Watkins y Kraft, 1978).

Diversos autores han relacionado con olas de tormenta el desarrollo de deslizamientos submarinos hasta profundidades de 81 m en el Golfo de Alaska (Lee y Edwards, 1986). Mientras que otros han realizado estudios acerca de la probabilidad de que se produzcan deslizamientos submarinos a distintas profundidades, para olas de distinta altura y a diferentes profundidades de agua, en función del aumento que tiene lugar en la presión intersticial (Fig. 2.4.2) (Hampton et al., 1978).

La generación de presiones intersticiales en el sedimento, por acción del oleaje, depende de tres factores (Seed, y Rahman, 1978):

- 1) de las características de la tormenta (altura, periodo y longitud de onda de las olas que la forman)
- 2) del tipo de respuesta del sedimento del fondo frente a la carga cíclica
- 3) de las características de compresibilidad y drenaje de los diferentes estratos que forman el perfil del sedimento.

El análisis de los efectos producidos en el sedimento por olas de tormenta debe ser, por tanto, realizado para cada tipo de sedimento y para una ola de características determinadas. Una ola se puede describir por su periodo, longitud de onda L , y altura H (Fig. 2.4.3), por lo que se puede calcular con relativa facilidad la presión que una ola va a ejercer sobre el fondo (Seed y Rahman, 1978):

$$\Delta p = \gamma (H/2) \frac{1}{\cosh(2\pi d/L)}$$

donde L viene dado por : $L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh(2\pi d/L)$

Δp : presión ejercida por el oleaje
 d : profundidad de agua
 H : altura de ola
 L : longitud de onda
 T : periodo de la ola

Efectos debidos a Olas Internas

Estudios en laboratorio, y modelos matemáticos (Southard y Cacchione, 1972; Cacchione y Southard, 1974) han mostrado que la rotura de olas de gravedad internas puede producir un transporte neto de sedimento en condiciones reales. Asimismo se ha observado que las mismas son responsables de un incremento del derrame de sedimento sobre el borde de la plataforma, en las proximidades de los cañones submarinos (Butman, et al. 1979). Las olas internas actúan también sobre las capas nefeloides de fondo, produciendo su expansión y contracción sucesivas y provocando la resuspensión de sedimentos finos (Neuman et al. 1977).

Estas olas afectan de un modo importante las propiedades geotécnicas de los sedimentos del borde de la plataforma (Bennett y Nelsen, 1983): Su energía puede constituir una componente importante del transporte de sedimento, influyendo en la naturaleza del recubrimiento sedimentario, y por tanto en sus propiedades geotécnicas, en las proximidades del borde de la plataforma. Además es importante la respuesta visco-elástica de los sedimentos de grano fino y la variación sub-superficial en la presión intersticial.

Efectos debidos a Terremotos

Las fuerzas periódicas inducidas por terremotos pueden llegar a superar la resistencia cíclica del sedimento, produciendo incluso su rotura. El efecto de un terremoto en la inestabilidad sedimentaria, está motivado por tres causas (Almagor y Wiseman, 1977):

a) La corta duración del mismo, que impide la disipación de las

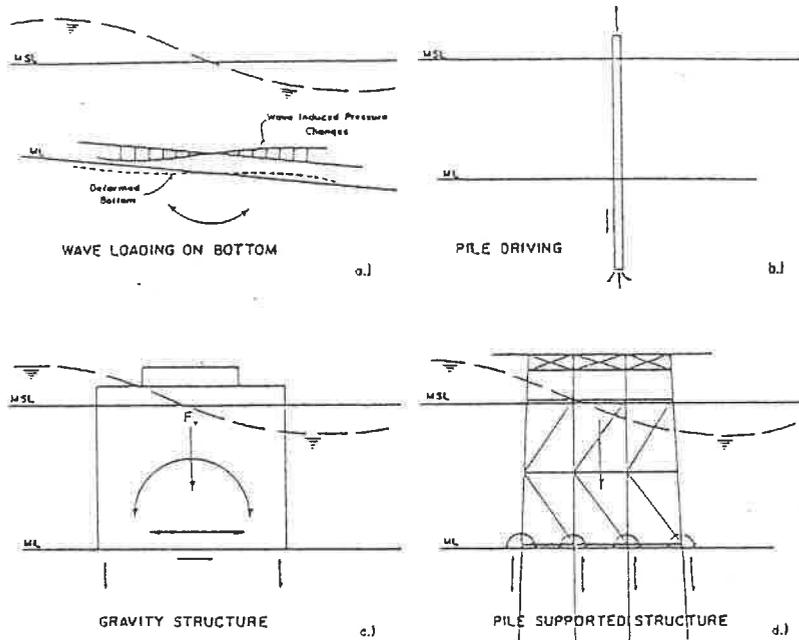


Fig. 2.4.1. Diversos efectos producidos por la acción de cargas dinámicas sobre el fondo marino o sobre las actividades o estructuras artificiales sustentadas sobre el mismo (de Sangrey, 1977).

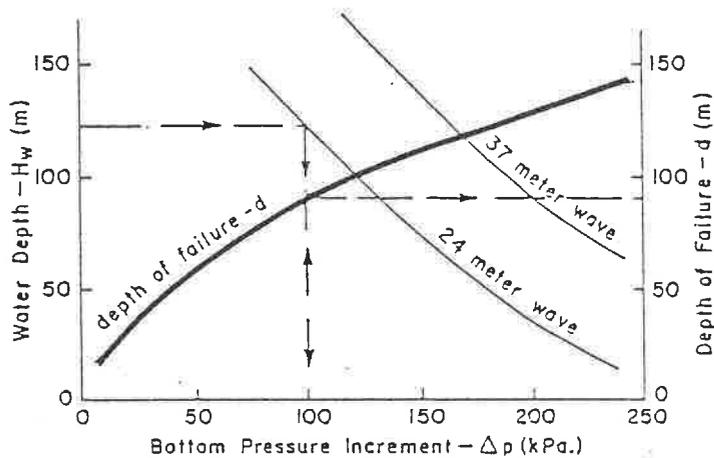


Fig. 2.4.2. Representación de las anomalías de presión producidas en el fondo marino por olas de tormenta de diferentes alturas en el Golfo de Alaska, y profundidad de agua hasta la que son capaces de inducir deslizamientos (de Hampton et al., 1973).

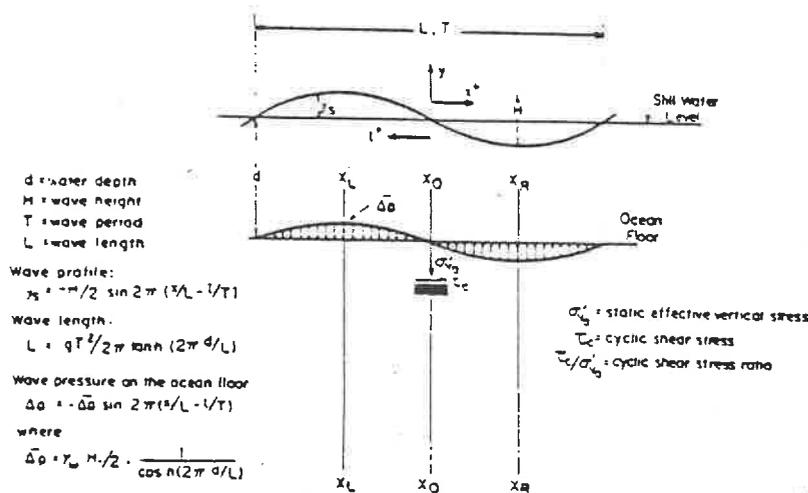


Fig. 2.4.3 Parámetros característicos del oleaje y esfuerzos inducidos, así como presiones intersticiales generadas en el sedimento del fondo por efecto del mismo (de Seed y Rahman, 1977).

presiones intersticiales mediante el drenaje, incluso en sedimentos de alta permeabilidad

b) El terremoto introduce en el sedimento una fuerza horizontal considerable

c) Existe una aceleración vertical inducida por el terremoto, pero cuyo valor es pequeño, comparado con la horizontal, por lo que en muchos casos suele despreciarse.

El análisis de los efectos producidos en el suelo por un terremoto se basan en el estudio de registros de su duración, el desplazamiento, velocidad o aceleración inducidos sobre el terreno. Particularmente importante es el valor máximo de cada una de estas variables durante el terremoto, ya que constituye el máximo riesgo a considerar en un análisis de estabilidad. Un terremoto viene usualmente definido por su profundidad focal y magnitud. A partir de estas características, y en función de la distancia al epicentro, se han realizado diversas correlaciones entre los parámetros que nos van a determinar el efecto del terremoto sobre el suelo (velocidad, aceleración, desplazamiento..) (Seed et al., 1975; Trifunac y Brady, 1976).

Los efectos de los terremotos en el medio marino son más desconocidos que en tierra, y en ocasiones solo pueden establecerse especulaciones en base a determinados argumentos físicos (Spudich y Orcutt, 1982). Una diferencia fundamental estriba en el efecto de la presencia de una columna de agua sobre el sedimento y las diferencias de comportamiento de éste respecto al medio continental. El efecto de la columna de agua tiene como resultado la sustitución de un medio (aire) en que los movimientos apenas presentan restricción alguna, por otro medio en el que los movimientos verticales van a verse restringidos, mientras que los movimientos horizontales apenas lo van a ser. Por tanto los movimientos horizontales apenas se verán afectados por la introducción de la columna de agua como condición de contorno (Spudich y Orcutt, 1982).

El esfuerzo cíclico que se desarrolla en el suelo debido a una sacudida sísmica, puede ser fácilmente calculado a partir de

una ecuación propuesta por Seed et al. (1971), modificada para tener en cuenta el efecto de un suelo con una pendiente determinada:

$$\frac{(\tau_h)_{ave}}{\sigma'_0} \approx 0.65 \frac{a_{max}}{g} * \frac{\sigma_0}{\sigma'_0} * r_d + \text{sen } \alpha$$

donde a_{max} corresponde a la máxima aceleración en la superficie del suelo; σ_0 : presión total de enterramiento; σ'_0 : esfuerzo efectivo de enterramiento inicial; y r_d : constante que toma un valor de 0.9 a una profundidad próxima a 10 m.

2.5 RESISTENCIA DEL SEDIMENTO A LA CIZALLA

La resistencia que presenta el sedimento a la rotura por cizalla es función de las fuerzas de cohesión interna, y de la fricción o rozamiento producido por el deslizamiento entre las partículas sólidas. Las primeras son resultado de los enlaces físico-químicos entre los átomos superficiales de las partículas en contacto, mientras que la segunda es función de la presión normal existente sobre los puntos de contacto entre las partículas sólidas del sedimento (Lambe y Whitman, 1969). Según esto, la resistencia variará en función del número de enlaces inter-partículas, por lo que dependerá de la naturaleza físico química de las superficies en contacto, y en función de la presión de confinamiento, que controla la presión en los puntos de contacto entre partículas y por tanto el rozamiento entre las mismas.

Criterio de rotura de Mohr-Coulomb

La resistencia de un sedimento a la cizalla se define por el máximo esfuerzo que es capaz de soportar antes de sufrir la rotura, y se representa por el punto más alto de la trayectoria de esfuerzos correspondiente. Para determinar su valor se utilizan diversos criterios, de los que el más utilizado es el criterio de rotura de Mohr-Coulomb.

Según el mismo, la combinación de esfuerzos normal y de cizalla que causan la rotura según un plano determinado, puede representarse mediante la ecuación que define la envolvente de resistencia: $\tau_f = c' + \sigma' \tan \phi'$ (Hvorslev, 1937), donde τ_f es el esfuerzo tangencial en el momento de la rotura, c' es la cohesión y ϕ' el ángulo de fricción, expresados en términos de esfuerzos efectivos. Para definir esta envolvente, se necesitan varios ensayos triaxiales realizados sobre el mismo material, según diferentes esfuerzos de confinamiento.

El criterio de Mohr-Coulomb es una confirmación del comportamiento friccional del sedimento, cuya resistencia aumenta

en función de la presión de confinamiento (Lee y Clausner, 1979). Aunque se trata de un procedimiento empírico, proporciona resultados satisfactorios en la obtención de los parámetros que intervienen en la resistencia del sedimento a la cizalla, aunque son parcialmente desconocidos los efectos de la cementación, resistencia residual y aplastamiento de granos (Silva, 1974).

Resistencia con y sin drenaje

El comportamiento de un sedimento sometido a esfuerzos es muy diferente en función de que los excesos en la presión de poros generados como resultado de la carga sean, o no, disipados mediante un drenaje parcial del agua intersticial. En el primer caso se habla de cizalla con drenaje; y en caso contrario, de cizalla sin drenaje. En sedimentos arcillosos, y dada su baja permeabilidad, es de esperar que el comportamiento a corto plazo sea asimilable a una cizalla sin drenaje, aunque a largo plazo podría hablarse de un drenaje parcial.

Al no existir drenaje en la muestra, y por tanto no variar el contenido en agua de la misma, la trayectoria de esfuerzos efectivos y la resistencia del sedimento durante un proceso de cizalla sin drenaje dependen de un modo casi exclusivo de las condiciones iniciales de esfuerzos efectivos sobre la superficie de rotura potencial, y del contenido en agua (Hvorslev, 1960).

La relación entre los valores de la resistencia con y sin drenaje está controlada por la variación del contenido en agua durante el proceso de cizalla y del estado de esfuerzos efectivos en el momento de la rotura (Lambe y Whitman, 1969). Teóricamente no deberían existir diferencias entre la resistencia de un sedimento sin drenaje, medida a través diversos tipos de ensayos (penetrómetro de cono, molinete manual o motorizado, ensayo de corte directo y triaxial...), siempre que el contenido en agua del sedimento se mantenga constante en cada uno de ellos. Las

diferencias reales observadas en la aplicación de los diversos métodos, pueden achacarse a perturbaciones en el esqueleto sólido de la muestra y a que ésta se comporta de un modo realmente anisótropo (Lambe y Whitman, 1969; Kravitz, 1970).

Variación de la resistencia en profundidad

La existencia de un aumento en la resistencia del sedimento a la cizalla, proporcional al aumento en la presión de confinamiento resultante de un mayor enterramiento, puede explicarse de dos formas:

a) Todo sedimento granular presenta cierta fricción, con lo que la resistencia al deslizamiento es proporcional a la fuerza normal ejercida sobre cada punto de contacto entre partículas. Al aumentar la presión de confinamiento lo hace la presión existente en cada punto de contacto entre partículas, con lo que aumenta la resistencia del sedimento a la cizalla.

b) Al aumentar la presión de confinamiento disminuye el encaje existente entre las partículas en suelos granulares, ya que éstas se aplastan en los puntos de contacto, se rompen los bordes agudos e incluso pueden fracturarse. Aunque la suma de estos efectos puede dar lugar a una muestra más compacta, la naturaleza de los encajes entre partículas hace que la resistencia a la cizalla disminuya (Lambe y Whitman, 1969).

El resultado final es que la resistencia del sedimento a la cizalla aumenta con la profundidad bajo el fondo, debido al aumento en el esfuerzo efectivo de confinamiento y el consiguiente descenso en el contenido en agua resultante de la consolidación. Numerosos estudios han puesto de manifiesto este aumento de la resistencia a la cizalla con la profundidad (Lee, 1974; Keller, 1974). No obstante, la perturbación de las muestras aumenta usualmente a mayor profundidad en el testigo, con lo que es difícil obtener una muestra profunda con la suficiente

calidad, muchas veces es problemático determinar el grado exacto de variación de la resistencia en profundidad (Lee, 1974).

Influencia del grado de consolidación

La influencia del grado de consolidación alcanzado por un sedimento en la resistencia del mismo a la cizalla, queda puesta de manifiesto en los tres casos posibles (Sangrey, 1981):

a) Si el sedimento está normalmente consolidado, por definición, el esfuerzo efectivo que soporta es igual a la presión de enterramiento: $\sigma'_v = \gamma' z$, (γ' : peso específico sumergido del sedimento, y z : profundidad bajo el fondo marino), y el perfil de la presión de poros en el sedimento es hidrostático: $u = h_w \gamma_w$ (Fig. 2.5.1). En este caso, el esfuerzo efectivo normal aumenta linealmente con la profundidad. Como la resistencia a la cizalla sin drenaje aumenta en proporción directa al aumento del esfuerzo efectivo, existe una relación lineal entre el aumento de profundidad y la variación de la resistencia a la cizalla. La resistencia con drenaje para sedimentos normalmente consolidados es mayor que la resistencia sin drenaje.

b) Si el sedimento está sobreconsolidado, el máximo esfuerzo efectivo soportado por el sedimento ha producido en el mismo un aumento de la resistencia a la cizalla, la cual es mayor que la que sería de esperar si el sedimento estuviera normalmente consolidado (Fig. 2.5.1). El perfil de variación de la resistencia es similar al seguido por el sedimento normalmente consolidado, pero siempre para valores más elevados de resistencia; además en el sedimento sobreconsolidado, por lo general la resistencia con drenaje es menor que la resistencia sin drenaje.

c) La existencia de un sedimento subconsolidado, significa que existe un exceso de presión intersticial en el sedimento, probablemente de origen ambiental. Como resultado de ello, en el cálculo del esfuerzo efectivo vertical se obtienen siempre

valores menores que en el caso de un sedimento normalmente consolidado. Esto tiene como resultado una disminución de la resistencia a la cizalla respecto de un sedimento similar normalmente consolidado (Fig. 2.5.1). En el caso de una total subconsolidación, el esfuerzo efectivo es nulo y la resistencia del sedimento viene dada exclusivamente por la cohesión. Bajo estas condiciones, la resistencia a la cizalla permanece constante en profundidad (Keller, 1974).

Relaciones con otros parámetros

En muchas ocasiones es difícil el cálculo de la resistencia a la cizalla sin drenaje, debido a perturbaciones en la muestra. Para estos casos, diversos autores han desarrollado expresiones empíricas que relacionan la resistencia a la cizalla existente a una determinada profundidad, con otras propiedades del sedimento fácilmente calculables a partir de una muestra remoldeada.

Sangrey (1972), desarrolla una expresión para calcular la resistencia a la cizalla para un esfuerzo de enterramiento determinado, en función del ángulo de fricción:

$$Su/\sigma'_v = \frac{(2.25 - 1.25 \sin \phi')}{(3/\sin \phi') - 1}$$

Un método para estimar la relación entre la resistencia a la cizalla y el esfuerzo de enterramiento, ya comentado al hablar de los límites de Atterberg (Fig. 2.1.10), fue deducido por Skempton (1970), que propone predecir el índice Su/σ'_z en función del índice de plasticidad, según la expresión:

$$Su/\sigma'_z = 0.11 + 0.0037 I_p$$

Sullivan et al. (1978), presentan una relación entre la resistencia a la cizalla remoldeada y el Índice de liquidez, confirmada por datos de Wroth y Wood (1978) y basada en trabajos previos de Skempton y Northey (1953) (Fig. 2.1.9); estos autores observan un aumento en la resistencia normalizada, correspondiente a un aumento en el índice de liquidez, según la relación:

$$LI = 0.79 - 0.146 \ln(Sur).$$

Esta ecuación es válida para índices de liquidez entre 0.2 y -0.1, correspondientes a resistencias remoldeadas entre 50 y 450 kN/m².

El ángulo de fricción se relaciona con la porosidad en arenas de tamaño medio-fino (Cornforth, 1964), como ha sido comprobado sobre muestras arenosas y limo-arenosas del Mar del Norte (Sullivan et al., 1978). En general se observa un aumento del ángulo de cohesión, correspondiente a una disminución en la porosidad. Diversos autores han encontrado, además, relaciones entre la resistencia a la cizalla y otras propiedades como el sorting (Moore y Shumway, 1959), la porosidad (Richards, 1962; Inderbitzen, 1969), o tasa de sedimentación (Moore, 1961).

Resistencia cíclica del sedimento saturado

Como resultado del aumento de la presión intersticial desarrollado en el sedimento por efecto de una carga cíclica, éste puede sufrir una disminución de su resistencia, produciéndose una importante deformación. En la figura 2.5.2 se representa el desarrollo de la deformación y la presión intersticial registrados en una arcilla durante una carga cíclica, frente al número de ciclos de carga-descarga.

A partir de un punto inicial A, se observa cómo la deformación cíclica, representada por las envolventes de deformación en tensión y compresión, se hace progresivamente mayor conforme el número de ciclos aumenta (trayectoria B-C) hasta que finalmente se alcanza la rotura en un punto como D. Al mismo tiempo, en la parte superior se aprecia el desarrollo de la presión de poros al aumentar el número de ciclos de carga. El resultado de la aplicación de una carga cíclica sobre el sedimento, consiste en una disminución en su resistencia a la cizalla.

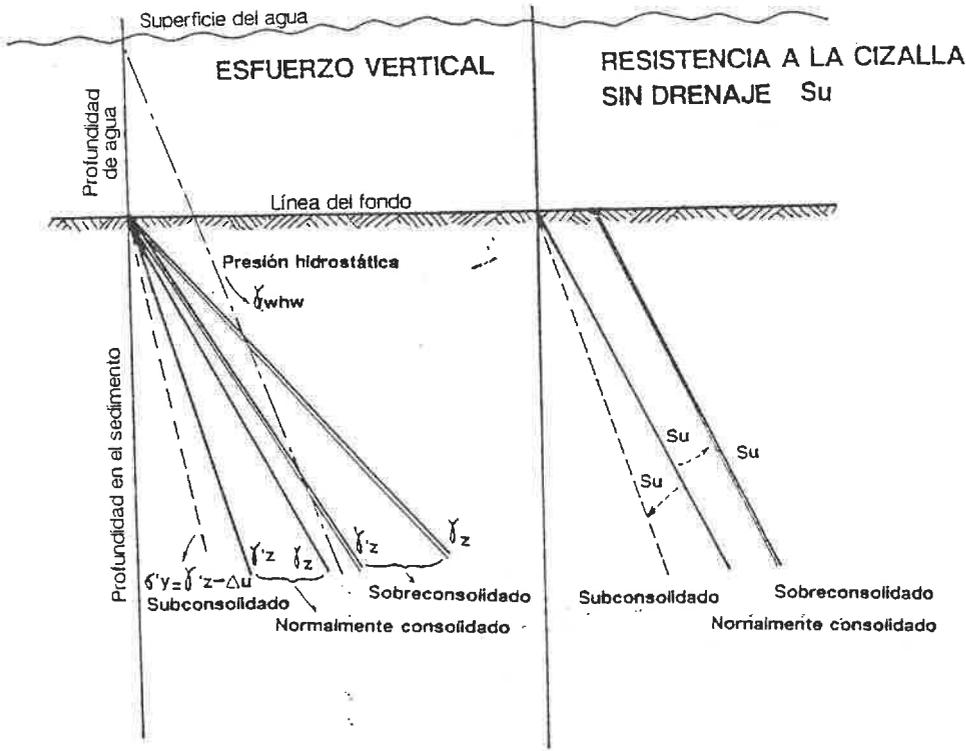


Fig. 2.5.1. Perfiles de la presión intersticial, perfiles de esfuerzos totales y efectivos bajo el fondo, y variación de la resistencia en profundidad, para el sedimento normalmente consolidado, sobreconsolidado y sub-consolidado (Modificado de Sangray, 1981). Se observa cómo una variación en el esfuerzo efectivo vertical aportado por el sedimento, se traduce en una variación de características similares (aumento o disminución) de la resistencia que el sedimento presenta a la cizalla.

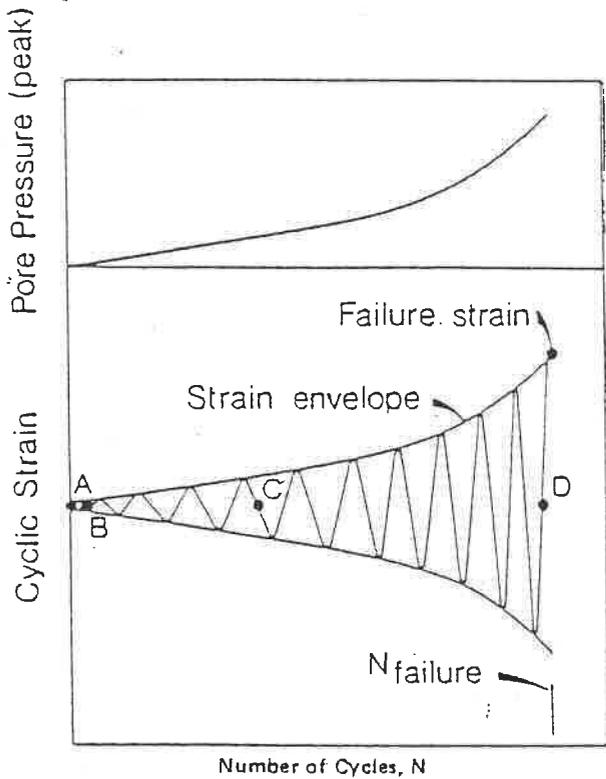


Fig. 2.5.2. Aumento progresivo de la presión intersticial, y variación de la deformación en tensión y compresión, durante un ensayo de carga cíclica realizado sobre una arena densa o una arcilla sobreconsolidada. (de Sullivan et al., 1978).

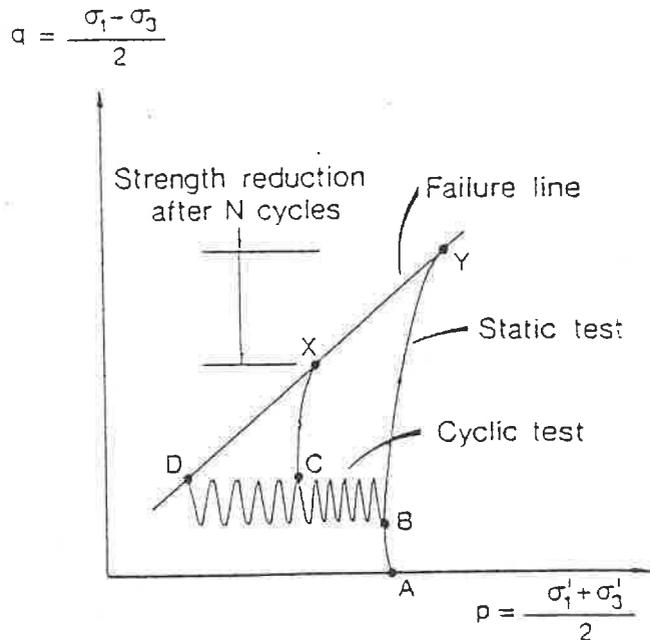


Fig. 2.5.3. Trayectorias de esfuerzos en la muestra sometida a carga cíclica representada en la figura anterior, en la que se observa la disminución en la resistencia, resultante de la aplicación de sucesivos ciclos de carga-descarga (de Sullivan et al., 1978).

En la figura 2.5.3 se representa la trayectoria de esfuerzos que sigue una muestra sometida a una carga cíclica. En ella, al igual que en la figura anterior, el punto A representa el comienzo del ensayo y los puntos B, C y D corresponden a estadios siguientes durante la carga cíclica. La muestra es inicialmente consolidada de un modo isótropo hasta el punto A; si se llevase hasta la rotura mediante una carga estática sin drenaje, la trayectoria de esfuerzos vendría dada por la curva AY.

En cambio, al aplicar una carga cíclica, se desarrollan presiones intersticiales en el interior de la muestra y la trayectoria de esfuerzos se desplaza desde A, a B y C. Si la carga cíclica continúa, podrá alcanzarse la rotura en un punto como D o, en caso de un posterior esfuerzo estático, podría alcanzarse la rotura según una trayectoria de esfuerzos como la CX. El resultado final de la aplicación de la carga cíclica consiste en una reducción efectiva de la resistencia a la cizalla, correspondiente a la diferencia en ordenadas entre los puntos de rotura X e Y.

Resumiendo, el comportamiento de un sedimento marino frente a una carga cíclica, que va a gobernar en definitiva la relación esfuerzo-deformación del mismo ante la carga, va a estar determinado por diversos factores, entre los que destacan Sangrey, (1977):

- a) Estado inicial de esfuerzos existente in-situ
- b) Nivel de esfuerzo cíclico soportado por el sedimento
- c) Secuencia de variación cíclica del esfuerzo soportado por el sedimento.
- d) Las restricciones existentes a la deformación, particularmente en los ensayos realizados en laboratorio.
- e) Calidad de la muestra
- f) Efectos de tiempo y de drenaje.

Relaciones esfuerzo cíclico-deformación

Sedimentos contractivos y Dilativos

Numerosos autores han manifestado la existencia de importantes variaciones en el comportamiento esfuerzo-deformación, a lo largo de una secuencia de carga repetida (Esrig et al., 1975; Anderson, 1976, Wright, 1976). En general existe un aumento en la deformación y una disminución en la rigidez del sedimento, como resultado de la aplicación de ciclos sucesivos de carga sin drenaje. Si se introduce la posibilidad de drenaje durante la carga, lo que suele ocurrir en el medio natural si el sedimento tiene una permeabilidad suficiente, la rigidez aumentará o disminuirá, dependiendo de si el suelo presenta características contractivas o dilativas (France y Sangrey, 1976, Sangrey, 1977).

Una arcilla saturada normalmente consolidada, acumula presiones intersticiales positivas al ser sometida a una carga repetida. El término "contractivo" (Castro, 1975) define a aquellos suelos que acumulan presiones intersticiales positivas durante una carga cíclica, y el término "dilativo" a aquellos que desarrollan presiones negativas o alcanzan la rotura durante una carga de tipo cíclico.

Las presiones intersticiales resultantes de una carga repetida crean un desequilibrio frente al estado hidrostático normal en el sedimento. Como resultado, en un suelo contractivo existe una tendencia al drenaje (Sangrey, 1977); esto conduce a una disminución en el contenido en agua del mismo, pudiéndose alcanzar el estado de equilibrio, bajo este drenaje parcial, sin que existan cambios volumétricos adicionales (France, 1976). En suelos dilativos se observa el comportamiento inverso, esto es, la disminución de resistencia y aumento del contenido en agua en arcillas que previamente estaban fuertemente sobreconsolidadas (France, 1976; Sangrey, 1977).

Resistencia cíclica y tamaño de grano del sedimento

Las arenas muy finas y arenas limosas son los sedimentos más susceptibles de deformarse frente a cargas de tipo cíclico. La resistencia aumenta gradualmente al aumentar el tamaño de grano, de modo que para una grava la resistencia puede ser aproximadamente el doble de la correspondiente a una arena fina limosa. Por su parte, la resistencia de una arcilla compacta puede ser incluso el triple de la de una arena de igual densidad. Se admite como una regla general que el contenido en partículas de tamaño arcilla en una muestra suele aumentar la resistencia de ésta, mientras que el contenido en finos limosos suele reducirla (Lee y Fitton, 1969).

A partir del análisis de los resultados de ensayos cíclicos, Seed et al., (1983) proporcionan una serie de criterios, basados en propiedades índices del sedimento, que permiten reconocer el tipo de suelo más susceptible de sufrir una pérdida considerable de resistencia durante un fenómeno cíclico:

- a) fracción más fina que 0.005 mm: < 15 %
- b) límite líquido: < 35
- c) contenido en agua: > 0.9 * límite líquido.

Un sedimento con estas características tiene una gran probabilidad de que sufrir una importante degradación de su resistencia por efecto de una carga cíclica, mientras que sedimentos con otras características se consideran menos susceptibles (Seed et al., 1983).

No obstante, para sedimentos de grano grueso, existe una diferencia considerable en la resistencia calculada en función del criterio utilizado para definir la rotura. Diversos autores han utilizado criterios muy diferentes para definir la rotura del sedimento, oscilando desde deformaciones correspondientes al 5% hasta el 10-20% de deformación. Para sedimentos de grano más fino, a niveles de esfuerzo desviador cíclico comparativamente menores, la diferencia en las resistencias obtenidas, para roturas definidas por el 5 y 20% de deformación es prácticamente insignificante (Seed y Lee, 1966). En el caso de arcillas, la pérdida de resistencia causada por la carga cíclica puede ser

menor que en el caso de arenas sueltas, aunque el efecto de carga cíclica en arcillas es complejo y depende de un gran número de factores.

Licuefacción y Carga Cíclica

Gran parte de los estudios relacionados con el efecto de cargas cíclicas en el medio marino están encaminados al estudio de procesos de licuefacción de arenas durante terremotos (Seed, 1976). Si el exceso en la presión intersticial generado durante la carga cíclica reduce el estado de esfuerzo efectivo hasta niveles suficientemente bajos, se desarrollarán condiciones de esfuerzo de rotura o licuefacción (Sangrey, 1977).

Seed y Lee (1966) a partir de ensayos sobre arenas saturadas, concluyen que el riesgo de licuefacción como resultado de una carga cíclica aumenta con:

- 1) un aumento en el índice de poros
- 2) una presión confinante menor
- 3) una mayor magnitud de esfuerzo o deformación
- 4) el número de ciclos de esfuerzo al que el material se ve sometido.

Evaluación del potencial de licuefacción.

Basicamente existen dos métodos para evaluar el potencial de licuefacción de un depósito de arena saturada sujeta a una sacudida sísmica (Seed et al., 1983).

1. Métodos basados en la observación sobre el terreno del comportamiento de diversos depósitos durante un terremoto. Evidentemente en geología marina este método no es sencillo de aplicar, ya que requiere la observación, fotográfica o mediante inmersión, o la realización de perfiles geofísicos mediante diversos sistemas sobre zonas ya conocidas, para ver el efecto del terremoto sobre las mismas. Implica la utilización del

conocimiento de ciertas características del depósito in-situ para delimitar probables similitudes o diferencias de comportamiento a esperar, durante posteriores sacudidas, sobre depósitos similares.

2. Métodos basados en la evaluación de las condiciones de esfuerzo cíclico o deformación que se desarrollarán in situ debido a un supuesto terremoto sobre un determinado material, y una comparación de estos esfuerzos o deformaciones con aquellos que se ha observado que causan licuefacción en muestras similares en ensayos de laboratorio.

PARTE II METODOLOGIA

Introducción

En toda investigación en Geología Marina hay que diferenciar entre las técnicas utilizadas durante la toma de datos a bordo del buque oceanográfico, y las técnicas de análisis utilizadas en el laboratorio o el procesado de los datos. En estudios como el presente, de carácter pluridisciplinar, la cuestión se complica más aún, ya que la diversidad de técnicas utilizadas puede hacer tediosa y compleja su descripción detallada.

Existen multitud de tratados, textos, monografías y trabajos de investigación en los que se hace una exposición exhaustiva de las diversas metodologías empleadas en sedimentología y sísmica marina, por lo que no voy a extenderme en su descripción detallada. En cambio sí voy a intentar exponer de modo suficientemente preciso la metodología utilizada en el análisis geotécnico utilizado en el presente trabajo, por entender que la geotecnia realizada sobre materiales marinos es un campo más específico y sobre el que, aunque existentes, no es tan fácil el acceso a documentación especializada sobre el tema. En un trabajo, por otro lado, en el que se realizan ensayos a partir de los cuales se pretende deducir el comportamiento del sedimento in-situ, es obligatoria la exposición minuciosa del método utilizado, ya que éste es fundamental en el resultado final obtenido.

Capitulo 3. CAMPAÑAS OCEANOGRAFICAS

3.1 CAMPAÑAS DE GEOFISICA

Los perfiles de sísmica de reflexión utilizados en el estudio del talud del Ebro, pertenecen a diversas campañas oceanográficas, en las que se utilizaron métodos sísmicos diferentes. Las campañas de las que se han utilizado perfiles en el presente trabajo, aparecen relacionadas en la Tabla 3.1.1, y la distribución de los perfiles a lo largo del talud aparece representada en la Fig. 3.1.1.

Año	Campaña	B/O	Sistema
1979	MCB-79	Cornide de Saavedra	Sparker 2*1000 J
1982	CO-82-1	Cornide de Saavedra	Sparker 1*3000 J
1984	GC-84/2-MS	García del Cid	Air Gun 20 in ³

Tabla 3.1.1. Campañas oceanográficas realizadas en el área del talud continental del Ebro.

El posicionamiento utilizado ha sido diferente según las campañas. Durante la campaña MCB-79 se utilizó un posicionamiento poco preciso mediante Loran C y Radar. Durante la campaña CO-82-1 se utilizó un sistema SYLEDIS de la compañía Oilfield Hydrographic Projects de España, con una precisión de unos 3 m. Durante la GC-84/2-MS el posicionamiento se realizó mediante estaciones Decca instaladas en tierra, con un funcionamiento discontinuo, y mediante Loran C.

3.2 CAMPAÑAS DE MUESTREO

El sistema de muestreo utilizado en una campaña es un dato que puede resultar fundamental. Si se realiza con fines exclusivamente sedimentológicos o estratigráficos lo que más

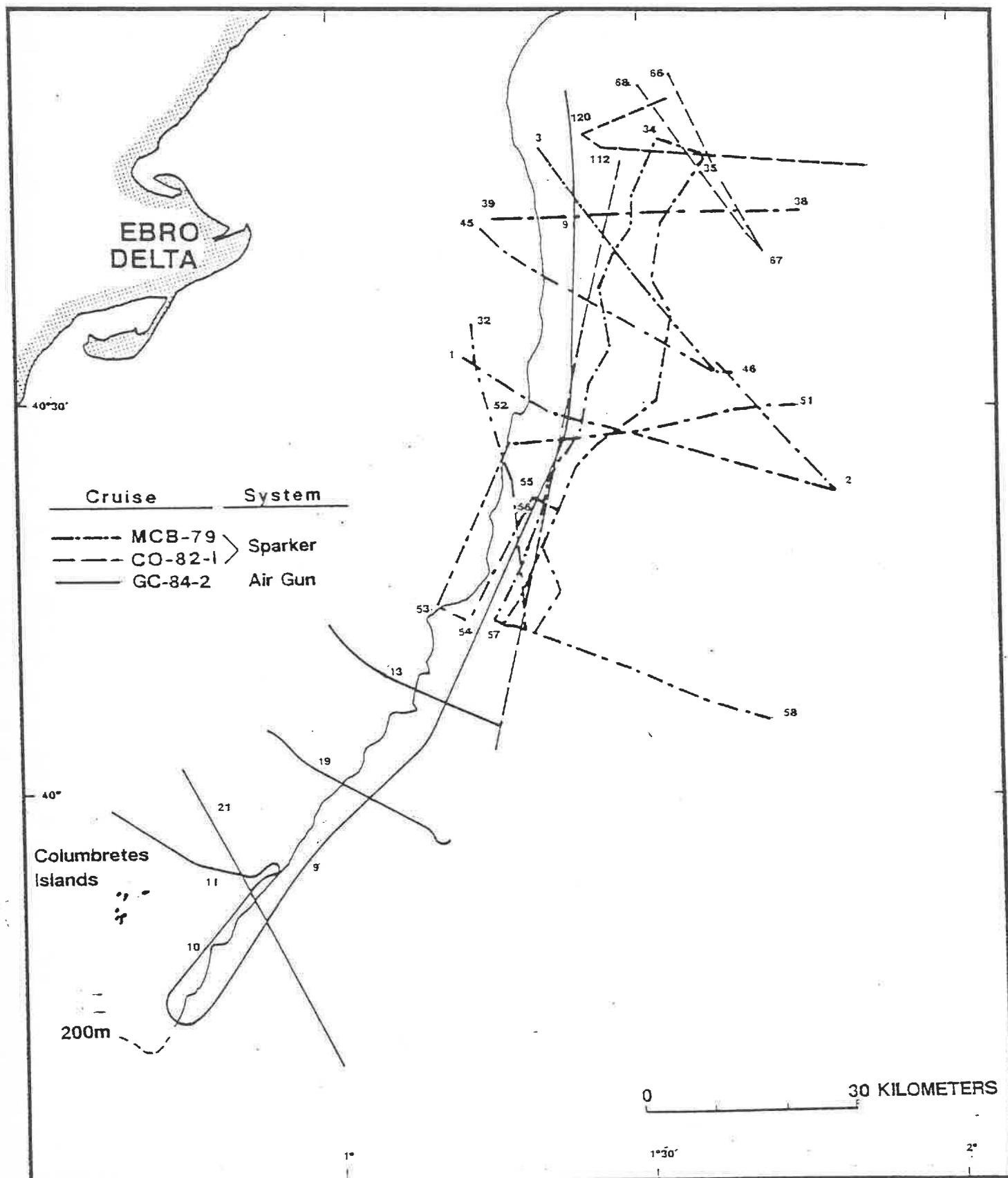


Fig. 3.1.1. Mapa de situación de los perfiles sísmicos realizados en el talud a lo largo de diferentes campañas y que han sido utilizados en el presente trabajo. Se hace distinción de los perfiles correspondientes a cada campaña y la fuente utilizada en los misos. Se puede apreciar el reducido número de perfiles y la concentración de perfiles de mayor resolución en las zonas norte y central del talud, y de perfiles de mayor penetración en la zona sur.

interesa es recuperar la mayor longitud de sedimento y que éste conserve la sucesión vertical y permita reconocer los contactos entre facies y las estructuras internas. Como se verá a continuación, en un estudio geotécnico hay que tener en cuenta otros factores durante el muestreo y manipulación de la muestra.

Uno de los sistemas más utilizados para el muestreo de sedimento marino es el de gravedad. Tiene la ventaja de poder utilizarse prácticamente en cualquier tipo de barco oceanográfico y a cualquier profundidad de agua. A grandes rasgos, consiste en un lastre que lleva unido un contenedor para la muestra, normalmente un tubo de acero con una camisa interior de plástico. El sistema funciona mediante la adquisición de una considerable energía cinética en la columna de agua durante su caída libre. Al alcanzar el fondo marino, el contenedor comienza a llenarse de sedimento, deteniéndose por el rozamiento de las paredes del muesteador con el sedimento. La energía cinética que puede alcanzarse durante el proceso se vé limitada por el peso del sistema utilizado y el rozamiento con el agua.

Muestreo con fines Sedimentológicos

Las muestras con fines sedimentológicos han sido tomadas mediante sacatestigos de pistón o gravedad con lanzas cilíndricas de acero de 10 y 5 m de longitud, respectivamente, con camisas internas de PVC de 6.5 cm de diámetro interior.

El estudio sedimentológico se ha realizado a partir de 53 testigos de pistón tipo Kulleberg recuperados en la zona norte del talud y ascenso continental superior del margen del Ebro durante la campaña CO-83-1, a bordo del B/O "Cornide de Saavedra", y a partir de 17 testigos de gravedad recuperados en la zona centro y sur del talud continental durante las campañas GC-84/3-MS y GC-85/4-MS, a bordo del B/O "García del Cid" (Fig. 3.2.1). El posicionamiento de los mismos se realizó mediante control de la ecosonda del buque y por Radar y Loran C en la campaña del año 1983, y mediante Decca y Loran C en las campañas del año 1984 y 1985.

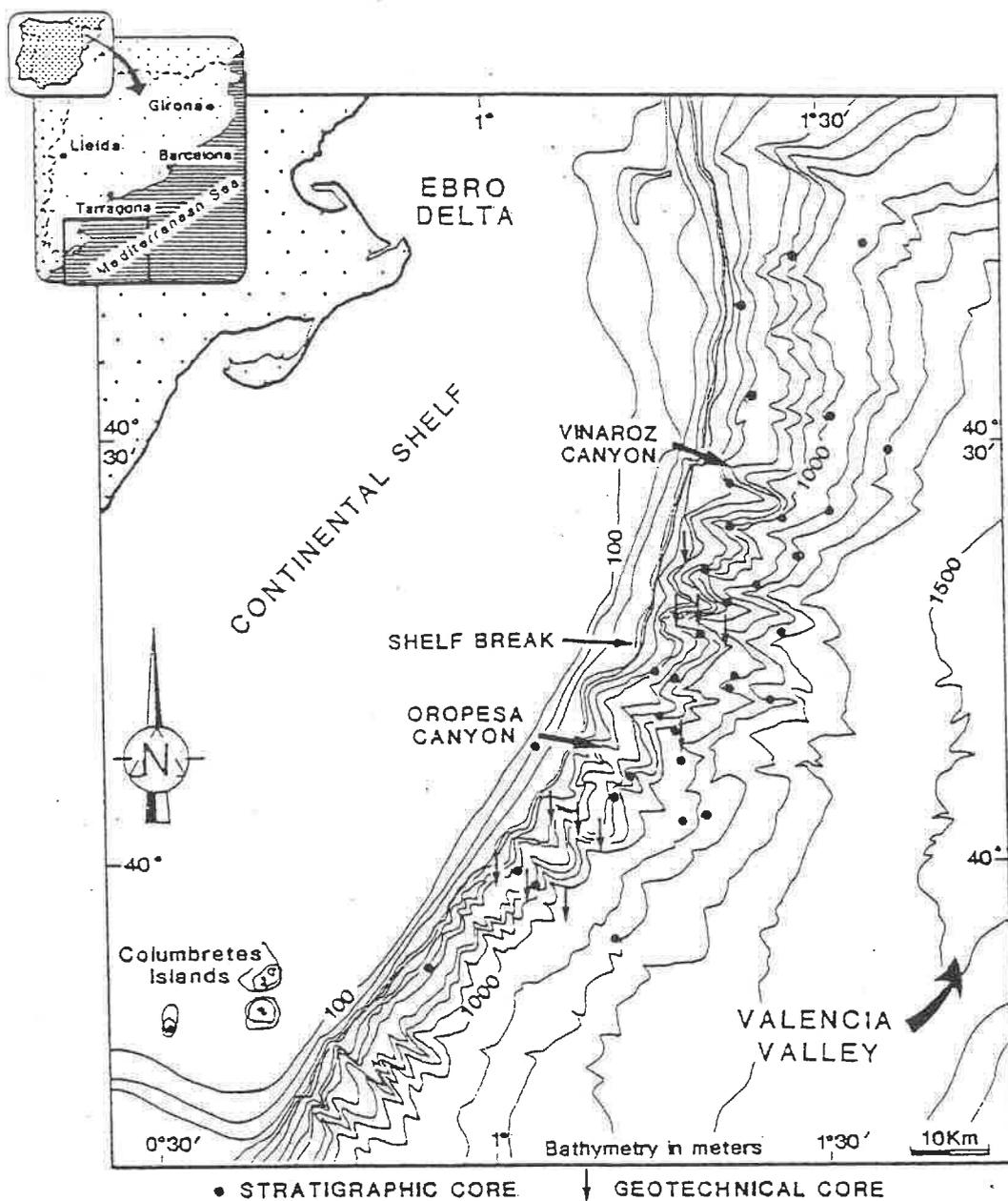


Fig. 3.2.1. Mapa de situación de los testigos de pistón y gravedad recuperados en el talud continental de Ebro, en el que se distingue entre los testigos muestreados con fines sedimentológicos y aquellos muestreados con fines geotécnicos, concentrados en especial en el sector sur.

Muestreo con fines geotécnicos

Uno de las premisas en que se basa un estudio geotécnico en el laboratorio, consiste en la realización de ensayos sobre muestras que puedan considerarse representativas de las condiciones existentes sobre el terreno. La ventaja de este tipo de ensayos, especialmente al hablar de geotecnia sobre materiales marinos, está basada en razones económicas y de rapidez, debido por un lado al elevado coste de los sistemas de ensayos in-situ, y por otro a la posibilidad de acelerar en el laboratorio procesos que en la naturaleza tienen lugar durante periodos de tiempo muy prolongados. Además, mediante los mismos puede estudiarse la respuesta del sedimento frente a diversos tipos de esfuerzos, con o sin existencia de drenaje, y simularse tanto condiciones de carga estática, como dinámica (Richards et al., 1975; Lee, 1986).

La validez de los parámetros geotécnicos obtenidos a partir de ensayos realizados en laboratorio depende del grado de perturbación de la muestra utilizada. Esta perturbación puede originar problemas importantes en la interpretación de propiedades del sedimento que vengan originalmente condicionadas por su estructura interna y el estado de esfuerzos existente in-situ. La necesidad de obtención de muestras no perturbadas es fundamental en algunos casos especiales, por ejemplo cuando se trate de suelos de muy alta susceptibilidad (Monney, 1967).

El interés acerca del grado de perturbación de la muestra y sus efectos en la interpretación geotécnica de las propiedades del sedimento, viene desde bastante antiguo, como lo atestiguan diferentes trabajos publicados desde la década de los 40 (Terzaghi, 1941; Hvorslev, 1949; Calhoon, 1956; Monney, 1967; Richards, 1968; Emrich, 1971; Lee, 1973a; Sangrey, 1977). Revisiones acerca de los diferentes métodos de muestreo y los problemas originados por su utilización, han sido realizadas por Rutledge (1944), Schmertmann (1955), Richards y Parker (1968), Noorany (1972), Lee y Clausner (1979), Sub-committee on Soil

Sampling (1981) Richards y Zuidberg (1983), y Lee (1986), entre otros.

3.3 PROBLEMAS RELACIONADOS CON EL MUESTREO

Un sedimento marino es, usualmente, una mezcla, compleja y saturada en agua, de diversos componentes entre los que se incluyen electrolitos, partículas sólidas de formas y características muy diferentes, y a menudo gases. En función muchas veces de la profundidad o la distancia a la costa, la concentración de componentes disueltos en el agua intersticial, puede variar desde cero (agua dulce) a salinidades superiores al 3.5%. Las partículas sólidas del mismo pueden presentar una gran variedad de tamaños, formas, composición y orígenes diversos y mostrar grandes diferencias de empaquetamiento, en función de su pasado geológico y el proceso que dio lugar a su depósito. El gas, por su parte, puede estar disuelto, en estado libre, o en estado sólido (clatrato) bajo un profundo enterramiento. El conjunto de estos componentes presenta una determinada estructura; y ésta, controlada por el estado de esfuerzos in-situ, es siempre modificada cuando una porción de sedimento del fondo marino es muestreado y transportado al laboratorio (Richards, 1984).

El muestreo de sedimentos marinos presenta determinadas dificultades, relacionadas por un lado con la necesidad de utilización de técnicas no controladas directamente por el operario y por otro lado con las características diferenciales del sedimento marino desde el punto de vista ambiental y composicional, en relación por ejemplo con materiales terrestres o continentales. Aunque ambos, lógicamente, obedecen a los mismos principios fundamentales de la mecánica de partículas, y se consolidan, cizallan y permiten o no el paso de agua a su través en un modo similar, existen diferencias importantes en el tratamiento geotécnico a seguir con sedimentos marinos, frente a los continentales. Esto es debido, entre otros factores a:

1) La utilización muy común de sistemas de muestreo que pueden calificarse como rudimentarios.

2) El empleo de muestras de reducida longitud para la investigación de problemas en los que serían deseables muestras de mayor longitud.

3) La presencia de agua salada como fluido intersticial.

4) La ausencia de una costra desecada en la superficie.

5) La presencia de material poco consistente en los primeros centímetros, que puede no sostenerse bajo su propio peso durante la preparación de la muestra.

6) La tendencia hacia la subconsolidación y la presencia de gas en depósitos correspondientes a ambientes con alta tasa de sedimentación.

7) La presencia de partículas biógenas, con formas y texturas muy características, frágiles y en ocasiones químicamente activas.

8) La presencia de sedimentos antiguos, depositados muy lentamente.

9) Presencia de un 100% de saturación en la mayor parte de los depósitos.

10) Necesidad de trabajar con materiales sometidos a condiciones ambientales muy específicas (Silva, 1974; Lee, 1986).

Calidad de las muestras

En general, y prácticamente desde el comienzo de la investigación en Geología Marina, se reconoce que las muestras tomadas del fondo marino pueden catalogarse como de mala calidad (Hvorslev, 1949), agravándose este problema mediante el uso de determinados sistemas de muestreo. Es conveniente hacer distinción entre lo que se conoce por una muestra "no perturbada" (undisturbed), que es aquella porción de sedimento que no ha sido sujeto a perturbación durante el muestreo y su manipulación posterior, y que por tanto representa de un modo fiel las características del material in-situ (Glossary of Geology, 1980). Y una muestra "perfecta", que representa a un elemento de suelo que ha sido sujeto a la relajación de los esfuerzos anisótropos existentes in-situ, sin añadirle ninguna perturbación. Aunque el

muestreo perfecto es prácticamente imposible, su simulación en el laboratorio es fácil de conseguir, como se verá más tarde, mediante la consolidación anisótropa de la muestra en un aparato triaxial (Noorany y Poormand, 1970).

Uno de los problemas clásicos que pueden surgir en un estudio geotécnico en el mar consiste en que la longitud de las muestras de sedimento, susceptible de ser extraída con los métodos tradicionales, raramente excede de 6 m. Los resultados obtenidos a partir de ensayos realizados sobre testigos de corta longitud, son estrictamente aplicables solo a los niveles más superficiales del recubrimiento sedimentario. Interpretaciones acerca de la estabilidad del talud pueden no ser aplicables a mayores profundidades (Hein, 1985). Es por ello que previamente a cualquier interpretación sobre los datos de laboratorio, deben aceptarse una serie de condiciones para extrapolar estos resultados y poder realizar análisis de estabilidad a mayores profundidades bajo el fondo:

a) Las propiedades índices del sedimento no cambian de un modo significativo por debajo del nivel de muestreo.

b) El estado de consolidación del sedimento más profundo puede estimarse a partir del que presentan los testigos cortos (Lee et al., 1981).

Ambas condiciones pueden ser asumidas en nuestro caso, ya que los perfiles sísmicos no han revelado, en las zonas en que se ha realizado el muestreo para geotécnica, importantes variaciones en la respuesta acústica para las primeras decenas de metros de sedimento. No obstante, y para que la extrapolación no lleve a resultados anómalos, se han despreciado para su ensayo en laboratorio, los primeros 80 cm de cada testigo, ya que se considera que posiblemente gran parte de ellos se encuentran subconsolidados y no han alcanzado de un modo definitivo el equilibrio frente a las actuales condiciones ambientales.

Perturbaciones en las muestras

El problema fundamental en relación al muestreo en el mar, consiste en el cambio en el estado de esfuerzos, respecto al que el sedimento estaba sometido in-situ, al muestrearlo y llevarlo desde el fondo marino hasta la superficie. La perturbación sufrida por el sedimento durante el muestreo puede deberse a múltiples causas:

a) Perturbación mecánica debida al rozamiento de las paredes del muestreador al penetrar dentro del sedimento.

b) Perturbación resultante de la relajación o eliminación de la presión a que estaba sometido el sedimento, al apartarlo de las condiciones existentes in-situ.

c) Perturbación causada por la posterior manipulación y almacenamiento de la muestra, previa al análisis en el laboratorio (Davie et al., 1977).

Perturbación mecánica

Es causada por la acción de corte o rotación que el muestreador realiza sobre el sedimento, y se manifiesta en la deformación existente en la porción más externa del testigo (y a veces en el testigo completo) o, en testigos con una clara estratificación, en la convexidad hacia arriba que usualmente presentan las láminas. Esta perturbación tiene un alcance distinto según el sistema de muestreo utilizado, y es mayor en las muestras obtenidas por el sistema de rotación (Lee, 1974; 1986). En la perturbación mecánica influye fundamentalmente el grosor de las paredes del extremo cortante del muestreador, que debe intentar situarse en un equilibrio entre aquél que produzca un grado menor de perturbación, y el necesario para muestrear sedimentos con diferente consistencia.

Perturbación por cambios estructurales

Es causada por la extracción del sedimento, desde su posición original bajo el fondo marino hasta la superficie, y es la suma de varios efectos:

1) la expansión volumétrica de sus constituyentes, como resultado de la relajación de esfuerzos respecto al estado in-situ, se traduce en la expansión del agua intersticial y la salida de los gases de la disolución y su difusión por el conjunto de la muestra (Davie et al., 1977). La combinación de estos efectos puede producir grandes cambios en las propiedades geotécnicas del sedimento, como una disminución del peso específico total y el grado de saturación y una alteración de la resistencia y compresibilidad del sedimento, que puede llegar a ser irreversible (Sangrey, 1977).

2) Como resultado de la eliminación de la presión de hidrostática y de enterramiento, y por efecto de la expansión volumétrica, se desarrollan presiones intersticiales negativas, en muestras arcillosas, o se produce el drenaje del agua intersticial en sedimentos arenosos o de elevada permeabilidad (Sangrey, 1977). En la Fig. 3.3.1. se representan las variaciones que tienen lugar en la presión intersticial, producidas por variaciones en la presión de confinamiento, que representa el estado de esfuerzos de la muestra in-situ.

3) Finalmente, el desarrollo de presiones intersticiales negativas puede dar lugar a fenómenos de cavitación del agua intersticial (Davie et al., 1977).

Perturbación por transporte y almacenamiento

El tercer tipo de perturbación es causado por la manipulación de la muestra a bordo del buque oceanográfico,

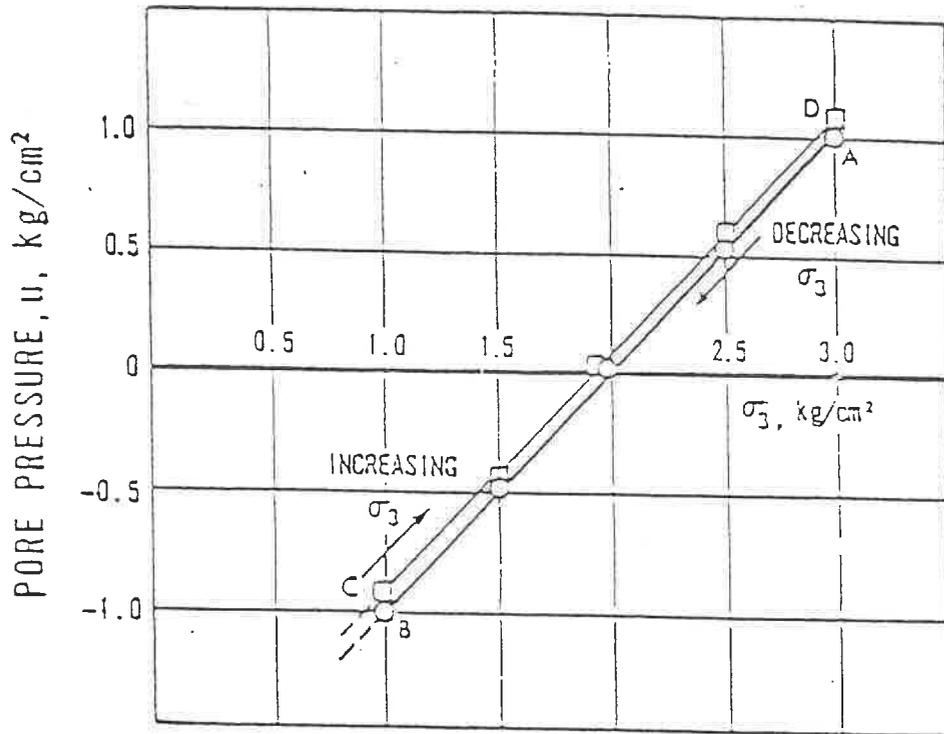


Fig. 3.3.1. Variación relativa de la presión intersticial respecto a la presión confinante en una muestra de arcilla saturada; esta situación es en parte similar a la que tiene lugar en el sedimento como resultado del muestreo (de Noorany y Poormand, 1974).

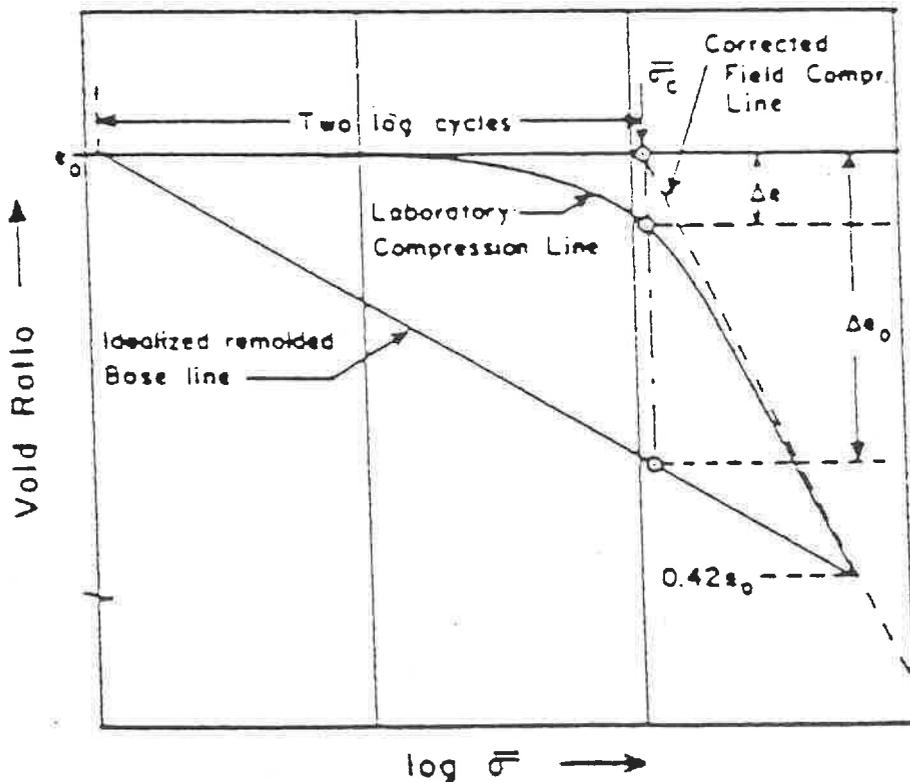


Fig. 3.3.2. Procedimiento de determinación del índice de perturbación de la muestra a partir de un ensayo de consolidación, en función de la disminución en el índice de poros entre la línea de consolidación obtenida en el laboratorio y el correspondiente a una línea ideal remoldeada, en la vertical de la presión de preconsolidación (de Silva, 1974).

durante su transporte y almacenamiento y como resultado de todas las operaciones realizadas en el laboratorio, previas al ensayo geotécnico. En determinados tipos de sedimento puede ser importante la descomposición de la materia orgánica existente en el mismo, debido al crecimiento bacteriano, acelerado por los cambios de temperatura sufridos por el sedimento (unos 4°C en el fondo del mar, y unos 20°C en el laboratorio), o provocada por exposición de la muestra al aire.

Esta descomposición puede generar gases, cuya expansión en el interior de la muestra puede deformar seriamente la estructura original de la misma y, entre otras consecuencias, reducir la resistencia del sedimento a la cizalla. Un largo almacenamiento puede causar fenómenos de creep inducido en el sedimento, que puede acelerarse por la existencia de vibraciones en el área de almacén (Lee, 1973a).

Por todo lo visto, la técnica de muestreo utilizada, así como los diversos ensayos geotécnicos, están diseñados para evitar, en la medida de lo posible, todo tipo de perturbación. Al interpretar los resultados de los ensayos geotécnicos, resulta importante el conocimiento del método según el cual se han tomado las muestras, y el grado de perturbación de éstas. En muchas ocasiones, la perturbación en la muestra respecto a las condiciones in-situ no es suficientemente bien conocida (Lee, 1973a).

Evaluación y Corrección de la Perturbación

A partir del resultado de un ensayo de consolidación, Silva (1974) propone un método simple para evaluar el grado de perturbación que presenta la muestra, basado en la cuantificación de la forma de la curva de consolidación en la forma $e - \log \sigma'$ (Fig. 3.3.2). Define un índice de perturbación $I_D = \Delta e / \Delta e_0$, de modo que para determinados valores de I_D , diferencia entre muestras con un distinto grado de perturbación:

$I_D \approx 0.15$, no perturbada

$0.30 < I_D < 0.50$, moderada perturbación

$I_D > 0.70$, extrema perturbación o muestra "remoldeada".

Otros autores han propuesto la utilización del aumento en la presión intersticial que tiene lugar en el sedimento durante el muestreo, como medida del grado de perturbación de la muestra. Existe una diferencia entre la presión intersticial u_{ps} que existiría en la muestra si se tratase de una "muestra perfecta", y la u_{ds} existente en una muestra "no perturbada", de modo que siempre el esfuerzo efectivo residual σ'_{ds} es menor que σ'_{ps} (Noorany y Poormand, 1970). Ladd y Lambe (1963), utilizan la relación $(\sigma'_{ds}/\sigma'_{ps})$ como medida del grado de perturbación de la muestra; Noorany y Poormand (1970), por su parte, expresan el porcentaje de perturbación en términos de un "índice de perturbación", que definen como :

$$I_d = \frac{\sigma'_{ps} - \sigma'_{ds}}{\sigma'_{ps}} \times 100$$

donde σ'_{ds} se obtiene midiendo la presión del agua intersticial en la muestra mediante diversos procedimientos (Gibbs et al., 1960), y σ'_{ps} se calcula a partir de diferentes expresiones que relacionan los parámetros que intervienen en el estado de esfuerzos in-situ del sedimento (Noorany y Poormand, 1970).

La perturbación en el sedimento puede reducirse utilizando el sistema de muestreo más apropiado, y evitando las variaciones de temperatura y humedad en el sedimento, mediante su impermeabilización y almacenamiento en cámaras frigoríficas o en tanques de agua salada y manipulando la muestra de un modo cuidadoso previamente al ensayo. En ningún momento, no obstante, puede considerarse una muestra de sedimento marino como no perturbada.

Hvorslev (1949), define la "longitud de seguridad" del testigo, más allá de la cual los efectos de perturbación pueden ser importantes. Para sedimentos cohesivos, esta longitud de seguridad viene a ser equivalente a unas 10-20 veces el diámetro

del muestreador. No obstante, la mayor parte de los muestreadores habitualmente utilizados presentan unas dimensiones que sobrepasan esta longitud de seguridad (Lee, 1986).

Metodología utilizada

Las muestras para geotecnia han sido tomadas mediante sacatestigos de gravedad con lanzas de 5 m de longitud, con camisas internas de PVC de 6.5 cm de diámetro interior. La energía necesaria para el muestreo ha sido proporcionada por la caída libre del sistema, desde una altura de unos 20-25 m sobre el fondo, controlada mediante ecosonda. Este método ha permitido la recuperación de testigos de algo más de 2.5 m de longitud, a profundidades entre 160 y 1100 m en el talud.

Para la realización de ensayos geotécnicos en el laboratorio, se han seleccionado un total de 11 testigos de gravedad, pertenecientes a las campañas realizadas en 1984 y 1985. Las coordenadas y la profundidad a que fueron tomados los mismos aparecen reflejadas en la Tabla 3.3.1.

Testigo	Latitud	Longitud	Profundidad
<u>CAMPAÑA GC-84/3-MS</u>			
E10-TG11	40°01.03'N	1°00.94'E	248
E12-TG13	40°00.87'N	1°03.50'E	679
E14-TG16	39°59.23'N	1°07.43'E	1000
E22-TG26	40°09.00'N	1°17.76'E	959
E23-TG27	40°19.85'N	1°20.96'E	724
<u>CAMPAÑA GC-85/4-MS</u>			
E3-TG05	40°18.48'N	1°24.51'E	980
E5-TG07	40°22.52'N	1°18.86'E	457
E6-TG08	40°19.33'N	1°19.26'E	705
E9-TG12	40°04.39'N	1°15.03'E	1087
E10-TG13	40°04.63'N	1°12.07'E	639
E11-TG14	40°06.03'N	1°08.98'E	212

Tabla 3.3.1. Coordenadas y profundidad de los testigos del talud del Ebro, seleccionados para ensayos geotécnicos de laboratorio.

Inmediatamente tras el muestreo, los testigos elegidos para geotécnica son etiquetados sobre la camisa de plástico y cortados en secciones de 1 m de longitud; tras ello se realizan ensayos de cizalla de molinete en sus extremos, tomándose muestras para el análisis del contenido en agua. Posteriormente ambos extremos son cerrados mediante tapones de plástico y sellados mediante varias vueltas de cinta aislante plástica, intentando evitar la formación de cámaras de aire en los extremos del testigo.

Sellado y almacenamiento

Una vez perfectamente cerrados, los testigos son totalmente envueltos en tela de gasa, etiquetados de nuevo y cubiertos de una mezcla fundida de cera y parafina, que al solidificar les confiere un recubrimiento que puede considerarse aislante térmico e impermeable. Finalmente son almacenados a bordo del buque oceanográfico en cámara frigorífica, en sentido vertical. Una vez en tierra, los testigos son asimismo almacenados verticalmente en cámara frigorífica a 4°C hasta su envío al laboratorio de análisis geotécnico. En todo momento se ha intentado reducir al mínimo el tiempo transcurrido entre la toma de la muestra y su análisis geotécnico; no obstante, en algunos casos un retraso de varios meses ha sido inevitable.

Existen diferentes opiniones acerca del tiempo máximo que una muestra puede permanecer almacenada antes de su análisis, para poder seguir considerándola válida, aunque todos los autores coinciden en que éste periodo debe intentar reducirse al máximo. En relación a esto existen diversas opiniones, ya que por un lado Hagerty (1974), para muestras almacenadas en tanques de agua salada, no aprecia disminución de la resistencia a la cizalla tras siete meses y medio de almacenamiento, mientras que Arman y McManis (1976) advierten reducciones de hasta un 20 % en la resistencia a la cizalla en testigos almacenados durante 10-20 días.

Capitulo 4. METODOLOGIA DE LABORATORIO

4.1 ANALISIS SEDIMENTOLOGICO

En el laboratorio se realiza en primer lugar la apertura, descripción y fotografía de todos los testigos. Para el análisis sedimentológico se han seleccionado 18 testigos distribuidos a lo largo del talud y en una radial perpendicular al mismo que se extiende hasta el ascenso continental, con objeto de poder analizar los procesos de transferencia de sedimento hacia las partes profundas del margen, y relacionarlos con los procesos de sedimentación característicos en el ascenso continental y el sistema turbidítico del Ebro (Alonso ,1986). Se han tomado un total de 322 muestras, realizándose análisis granulométricos, texturales y composicionales sobre las mismas, y un posterior tratamiento estadístico de los resultados.

Análisis granulométrico y textural

El procedimiento de análisis utilizado es el usual en sedimentología, que ya ha sido desarrollado en diversos trabajos, (Díaz, 1984; Palanques, 1984; Alonso, 1986...etc.) por lo que no va a ser objeto aquí de un comentario extenso. El contenido en carbonato de la muestra global, ha sido medido mediante un calcímetro de Bernard, obteniéndose el porcentaje en peso de carbonato existente en la muestra.

El análisis granulométrico ha sido realizado dividiendo la muestra en dos fracciones mediante tamizado en húmedo a través de un tamiz estándar de 50 micras. La fracción gruesa fue separada luego por tamaños mediante el tamizado en seco en una columna de tamices de aperturas entre 50 y 2000 micras.

La fracción menor de 50 μm , ha sido estudiada mediante un analizador de tamaño de partículas SEDIGRAPH 5000 D, con el que se obtiene una curva granulométrica en forma de porcentaje acumulativo, en peso, de la fracción entre 50 y 0.3 micras.

Para describir la distribución granulométrica se utiliza la curva obtenida mediante el SEDIGRAPH, digitalizada a intervalos de $1/4 \phi$, y el porcentaje en peso de sedimento retenido en cada tamiz, en el que se asume que el peso corresponde al tamaño de grano en el centro del intervalo de la clase definida por los tamices consecutivos. El método más usado para esta descripción es el de los momentos o estadística-m (Krumbein y Pettijohn, 1938; Snedecor y Cochran, 1967), método que ha sido ampliamente utilizado (Tillman, 1971; Moiola et al., 1974; Taira y Scholle, 1979; Moiola y Weiser, 1968).

A partir de los datos disponibles se ha reconstruido la curva acumulativa y de distribución de frecuencias de la muestra total, mediante un programa de cálculo ejecutado en un ordenador DIGITAL PDP-11/34. Este programa calcula además los parámetros granulométricos de cada distribución: porcentajes de grava, arena, limo y arcilla (mayor y menor de 2 micras), percentiles (1%, 10%, 16%, 25%, 75%, 84% 90%), media, desviación típica, asimetría (skewness) y angulosidad (kurtosis).

Análisis de componentes de la fracción arena

La fracción mayor de $63 \mu\text{m}$ se ha estudiado mediante una lupa binocular, realizándose el conteo de 300 a 500 granos por cada muestra, identificándose entre diversos componentes biógenos y terrígenos. Los componentes analizados han sido:

- Terrígenos: Cuarzo, minerales ligeros, mica, y minerales pesados.
- Biógenos: Foraminíferos planctónicos enteros y fragmentados, foraminíferos bentónicos enteros y fragmentados, pterópodos, enteros y fragmentados y otros organismos no planctónicos (gasterópodos, bivalvos, corales, briozoos, espículas, ostrácodos...etc).
- Otros componentes: minerales autigénicos de morfología variada, especialmente globosa o alargada, o formando rellenos internos de

foraminíferos planctónicos, fundamentalmente constituidos por pirita y glauconita.

Para el análisis estadístico únicamente se ha diferenciado entre: componentes terrígenos (TER), biógenos planctónicos (PLA), incluyendo a los foraminíferos planctónicos y los pterópodos enteros y fragmentados, y no planctónicos (BEN), que incluyen al resto de los biógenos. Para diferenciar entre sedimentos agrupados estadísticamente en una misma clase, se han utilizado otros componentes como criterio diferenciador (contenido en mica, existencia o no de agregados piríticos o glauconita, predominio de un determinado tipo de biógenos...etc.).

Tratamiento estadístico

El tratamiento estadístico es habitualmente utilizado en sedimentología, ya que con frecuencia estos estudios requieren el trabajo con un número considerable de muestras, en las que se han analizado diferentes propiedades, que se pretende agrupar en clases relacionadas genética o composicionalmente. La estadística, en estos casos, es una herramienta útil para la descripción y agrupación de las muestras, y permite establecer la relación entre las diversas variables cuantificadas.

Un problema a considerar en la utilización de métodos estadísticos en sedimentología consiste en la selección de las variables a utilizar, debido al gran número de factores diferentes que caracterizan un ambiente deposicional. Las mayores dificultades radican en la cuantificación de algunas variables y en el establecimiento de su significado sedimentológico o ambiental. Es importante asimismo eliminar las variables sin un significado ambiental y que solo constituyen una complicación matemática del proceso.

Método utilizado

El tratamiento estadístico realizado consiste en un análisis de componentes principales y un análisis cluster no jerarquizado (Lebart et al., 1977).

El análisis de componentes principales realiza una correlación entre las variables en base a las variaciones relativas en el conjunto de las mismas, y reduce las numerosas relaciones observadas a relaciones más simples constituidas por grupos de variables o factores. Los primeros factores son los más representativos y se considera el menor número de ellos, siempre que la suma alcance el 70 % del total de la varianza (Olade et al., 1979). Se considera que dos variables presentan una muy buena correlación cuando su coeficiente de relación es > 0.9 ; buena correlación cuando está comprendido entre 0.6 y 0.9; presentan correlación cuando está entre 0.6 y 0.45, no considerándose valores inferiores (Carruesco, 1978).

El análisis cluster agrupa las muestras en clases, con una similitud máxima dentro de cada clase y mínima entre clases diferentes. El programa diferencia 10 clases, con un número de muestras progresivamente decreciente de la 1 a la 10, y diferenciadas fundamentalmente en base a la contribución de las muestras de cada clase respecto al primer factor. Con posterioridad se han identificado las diversas facies o tipos de sedimento, agrupando las clases con características similares.

Este método ha sido ampliamente utilizado en estudios sedimentológicos (Klovan, 1966; Melguen, 1974; Stanley y Maldonado, 1979), en particular en el margen continental nor-oriental español (Giró y Maldonado, 1983a; Díaz, 1984; Giró et al., 1984; Palanques, 1984; Alonso, 1986; Giró, 1986), así como en estudios geoquímicos y composicionales (Farrán y Maldonado, 1983; Díaz y Maldonado, 1983, Giró y Maldonado, 1983b; Palanques, 1987).

VARIABLES UTILIZADAS

En el margen del Ebro, alimentado por aportes terrígenos principalmente silícico-clásticos, han sido utilizados diversas variables para una mejor caracterización de los distintos tipos de sedimentos; Palanques et al. (1985), para sedimentos de la Fosa de Valencia, utilizan parámetros texturales (arena, limo, arcilla), granulométricos (media, desviación estándar, asimetría y angulosidad), composicionales (contenido en carbonato) y de componentes de la fracción arena (biógenos planctónicos y biógenos y terrígenos transportados), encontrando relaciones satisfactorias entre los mismos.

Díaz (1984) y Alonso (1986), para sedimentos del margen continental Balear y del ascenso continental y abanico turbidítico del Ebro, respectivamente, emplean 11 variables: contenido en carbonato, porcentajes de arena, limo y arcilla, media y desviación típica (en phi), asimetría y angulosidad (por el método de los momentos), y contenido de terrígenos, planctónicos y biógenos no planctónicos en la fracción arena.

4.2 ANALISIS GEOTECNICO

Ensayos Geotécnicos

El propósito de un estudio geotécnico en el mar es conocer las propiedades mecánicas del sedimento y la respuesta del mismo frente a diferentes cargas de carácter externo o ambiental. Además de la presión ejercida por la columna de agua, el sedimento está sujeto a diversos esfuerzos causados por la propia carga sedimentaria, olas de diversos tipos...etc. Algunos esfuerzos de origen ambiental son de naturaleza cíclica y en áreas sísmicamente activas deben ser también investigados los

efectos que los terremotos pueden producir sobre el sedimento del fondo.

El conocimiento de las propiedades geotécnicas del sedimento puede ser fundamental de cara a la comprensión de los procesos que en él han tenido lugar, y que han quedado reflejados en su estructura, como el proceso de depósito, empaquetamiento del esqueleto sólido, modificación del mismo por diversas causas (bioturbación, generación de gas), grado de consolidación, cementaciones...etc (Silva, 1974; Bennett y Nelsen, 1983). Asimismo, proporciona información acerca de la posible inestabilidad sedimentaria originada por los diferentes factores oceánicos y ambientales.

Un estudio geotécnico puede ser afrontado mediante la utilización de tres diferentes metodologías:

- a) ensayos in-situ
- b) ensayos sobre muestras en laboratorio
- c) correlación empírica con propiedades índices, características geofísicas o tipo de sedimento (Lee, 1974).

Ensayos geotécnicos "in-situ"

Están diseñados para registrar o reproducir sobre el terreno, de un modo analíticamente cuantificable, los esfuerzos ejercidos sobre el sedimento por los diversos factores que actúan en el medio marino. Según esto, serán, al menos teóricamente, los que mejor van a reproducir la respuesta del suelo frente a cualquier esfuerzo. Aunque tienen la ventaja de que eliminan las complicaciones derivadas del muestreo, su utilización se ve grandemente restringida por motivos económicos (Noorany, 1972). Los resultados obtenidos, además, pueden ser difíciles de analizar debido a la imposibilidad de ejercer un control sobre las condiciones de contorno (Lambe y Whitman, 1969).

Diversas revisiones acerca de los diferentes métodos y ensayos utilizados in-situ en geotecnia marina, han sido

realizados por Anderson et al. (1971), Noorany (1972), Richards et al., (1972), Saada y Townsend, (1981) y Lee (1986). Dentro de éstos pueden incluirse los ensayos de cizalla de molinete in-situ, penetrómetros de diversos tipos, presurómetro, piezómetro, ensayos de densidad y presión intersticial y mediciones de asentamientos (Noorany, 1972). La mayoría comportan la utilización de complejos sistemas, como sumergibles tripulados, instrumentos guiados a control remoto, plataformas ancladas sumergidas...etc.

Ensayos geotécnicos en laboratorio

Tratan de reproducir en el laboratorio los procesos que ocurren en el medio natural. Presentan la dificultad de trabajar con muestras que han perdido parte de las características que mostraba el sedimento sobre el terreno, y que por tanto pueden causar problemas a la hora de su representatividad de las condiciones naturales del sedimento. En cambio, pueden ser realizados con un mejor control de todos los parámetros que intervienen y prolongarse durante periodos de tiempo mayores y aplicando gran variedad de estados de esfuerzo, con lo que permiten el estudio de un mayor número de problemas diferentes.

Es muy difícil obtener, a partir de ensayos realizados en laboratorio, modelos de comportamiento del suelo que coincidan con modelos obtenidos a partir de ensayos in-situ. La solución a este problema consiste en modelar el comportamiento del suelo a partir de ensayos en laboratorio y asumir que el modelo resultante presenta una similitud suficiente frente al comportamiento in-situ (Richards, 1984).

La metodología utilizada en el presente trabajo, ha consistido en la realización de ensayos sobre muestras de sedimento en el laboratorio de geotecnia por lo que a continuación este tipo de ensayos serán tratados con mayor amplitud.

Correlaciones con otros parámetros

En las últimas décadas se ha avanzado considerablemente en relación al estudio de las propiedades eléctricas y acústicas del mismo, a partir de sondeos submarinos y campañas oceanográficas de geofísica. Entre las propiedades eléctricas del sedimento, una característica usualmente medida es la resistividad; diversos autores (Kermabon et al., 1969; Bouma et al., 1972), han reconocido relaciones inversas entre ésta y algunas propiedades índice, como el contenido en agua, porcentaje de arena o peso específico total.

Analogamente, el estudio de las propiedades acústicas del sedimento ha recibido gran atención, en lo referente a su correlación con las características físicas de los depósitos marinos (Keller, 1974). Desde hace bastante tiempo se conoce la relación existente entre la velocidad de transmisión del sonido en el sedimento y la porosidad del mismo (Hamilton et al., 1956; Nafe y Drake, 1957; Shumway, 1960; Buchan et al., 1972), aunque los diversos datos publicados muestran cierta dispersión (Cernock, 1970). No está tan definida la relación entre la velocidad de transmisión del sonido y el peso específico, aunque parece existir una relación directa (Horn et al., 1968), así como con el diámetro medio de las partículas.

Smith (1971), reconoce una relación inversa entre la velocidad de transmisión del sonido y otras propiedades, como el índice de plasticidad, porcentaje de arcilla, y límite líquido; y poca o ninguna relación entre aquella, y el contenido en carbonato, la densidad de los granos, o la resistencia a la cizalla. Diversos autores han estudiado otras propiedades acústicas del sedimento, como el coeficiente de atenuación o la reflectividad, reconociendo ciertas relaciones de las mismas, con propiedades como el tamaño de grano (Buchan et al., 1972), porosidad (Hamilton, 1972), índice de plasticidad (Smith, 1971)...etc.

Se ha estudiado asimismo la respuesta de cada tipo de material frente a los diversos sistemas de emisión acústica submarina, estableciéndose determinadas respuestas características, que luego son asimiladas a diferentes tipos de sedimento (Sangree y Widmier, 1977; Mitchum et al., 1977; Frappa y Duprat, 1983).

Programa de ensayos en laboratorio

Cabe preguntarse el porqué de realizar ensayos en laboratorio si, al menos en teoría, los ensayos realizados in-situ son preferibles, ya que representan de un modo más fiable las condiciones y la respuesta del sedimento sobre el terreno. Tres argumentos a favor de la realización de ensayos sobre muestras en el laboratorio, son (Lee, 1986):

- a) En la mayoría de los casos, las muestras son tomadas por razones originalmente de tipo geológico, con lo que el análisis geotécnico no es sino un aspecto complementario dentro de un problema global.
- b) La interpretación de los resultados obtenidos de ensayos in-situ sería bastante difícil si no se cuenta además con muestras que permitan identificar el material sobre el que se han realizado.
- c) Finalmente, en el laboratorio pueden realizarse ensayos aplicando muy diversos tipos de esfuerzos y condiciones de contorno, con lo que pueden analizarse multitud de procesos diferentes.

Metodología utilizada

El programa realizado en el presente trabajo, se basa en la utilización de parámetros normalizados del suelo (NSP, Normalized

Soil Parameter) método propuesto por Ladd y Foott, (1974); éste comporta asumir que el comportamiento del sedimento depende de tres características fundamentales:

- 1) Las propiedades generales del sedimento (tamaño de grano, mineralogía...etc).
- 2) El estado de esfuerzos existente in-situ (presión de enterramiento, presiones intersticiales,...etc.).
- 3) La razón de sobreconsolidación OCR, de la que hablaremos en capítulos posteriores.

El método se basa en que muchos suelos que presentan el mismo grado de consolidación, muestran un comportamiento similar en cuanto a la resistencia y su relación esfuerzo-deformación si, tanto esfuerzos como resistencias, son normalizadas mediante el esfuerzo de consolidación. Se trata, pues, de realizar los ensayos sobre muestras de las que se conoce su razón de sobreconsolidación, para lo cual los diferentes ensayos realizados sobre muestras procedentes de un mismo testigo deben estar coordinados.

Tipos de Ensayos

Los ensayos deben reproducir el probable comportamiento del suelo sobre el terreno. Con algunas matizaciones, los objetivos perseguidos se identifican con cuatro grupos diferentes de ensayos:

I.) La identificación y clasificación del suelo en función de determinadas propiedades que se consideran fundamentales (ensayos de clasificación).

II.) El cálculo de las características de compresibilidad del suelo bajo una carga sostenida (ensayos de compresibilidad o consolidación).

III.) Estudio del comportamiento del sedimento bajo niveles de esfuerzo y deformación que puedan esperarse in situ (ensayos de resistencia).

IV.) Análisis de las características de la relación esfuerzo-deformación del suelo y la respuesta de la presión intersticial bajo cargas de tipo cíclico (Ensayos dinámicos).

Numerosas publicaciones hacen referencia a los detalles y procedimientos de cada uno de estos tipos de ensayos (Lambe, 1951; Bishop y Henkel, 1964; Terzaghi y Peck, 1967; Lambe y Whitman, 1969; British Standards Institution, 1975...etc).

Ensayos de clasificación

Tienen por objeto clasificar los sedimentos por sus características geotécnicas, físicas o químicas, pudiendo incluir características descriptivas de color, textura y granulometría. En el presente trabajo gran parte de estos análisis han sido, en un principio y de un modo rutinario, realizados con fines sedimentológicos. Dentro de este apartado se incluyen los análisis de contenido en agua, densidad, peso específico, límites de Atterberg, tamaño de grano, así como ciertos análisis químicos y el estudio microscópico de la muestra.

Constituyen la base según la cual se seleccionan los siguientes ensayos, y permiten un cierto grado de interpretación geotécnica. Así, las arcillas son clasificadas por el ensayo de los límites de Atterberg y los resultados reflejados en el gráfico de plasticidad (Fig. 4.2.1). Los sedimentos de grano más grueso, por su parte, se clasifican por su distribución granulométrica total, aunque esto no constituye una clasificación completa de un suelo granular.

En los testigos que han sido analizados dentro de un plazo razonablemente corto tras su extracción, lo que permitía asegurar la ausencia de una pérdida considerable de agua, se ha analizado el contenido en agua del sedimento. Con este valor, y con la densidad del sedimento, medida o asumida en base a sus características texturales y el contenido en carbonato, se han calculado otros parámetros relacionados (peso específico total,

índice de poros, porosidad...etc.). En los testigos seleccionados se han calculado, asimismo, los límites de Atterberg.

Ensayos de compresibilidad

Se entiende por compresibilidad la reducción volumétrica de un sedimento debida a compresión y reajuste geométrico de sus constituyentes. En un sedimento saturado, la compresión elástica de sus constituyentes es pequeña, comparada con la reducción de volumen provocada por la expulsión de agua de sus poros y el reajuste del esqueleto sólido del mismo (Silva, 1974).

La compresibilidad de un suelo y la historia de esfuerzos a que se ha visto sometido, puede estimarse a partir de los resultados de un ensayo de compresión uni-dimensional o de consolidación, en el cual se mide la deformación sufrida por la muestra mientras está confinada lateralmente y se ve sometida a progresivos incrementos de esfuerzos. Parámetros típicos determinados a partir de un ensayo de consolidación, son el tiempo de consolidación, coeficiente de consolidación y de compresión secundaria, permeabilidad, índice de compresión y presión de preconsolidación o presión máxima en el pasado. Todos ellos serán comentados con posterioridad al hablar de los ensayos de consolidación. Los resultados de estos ensayos quedan reflejados en un gráfico que representa al índice de poros frente al esfuerzo efectivo aplicado, representado logarítmicamente (Fig. 4.2.2).

La realización de ensayos de compresibilidad es imprescindible en un programa de ensayos en laboratorio; en el presente trabajo se han realizado los ensayos en una cámara de consolidación, utilizando una velocidad de deformación constante (constant rate of strain), según el descrito por Wissa et al., (1971).

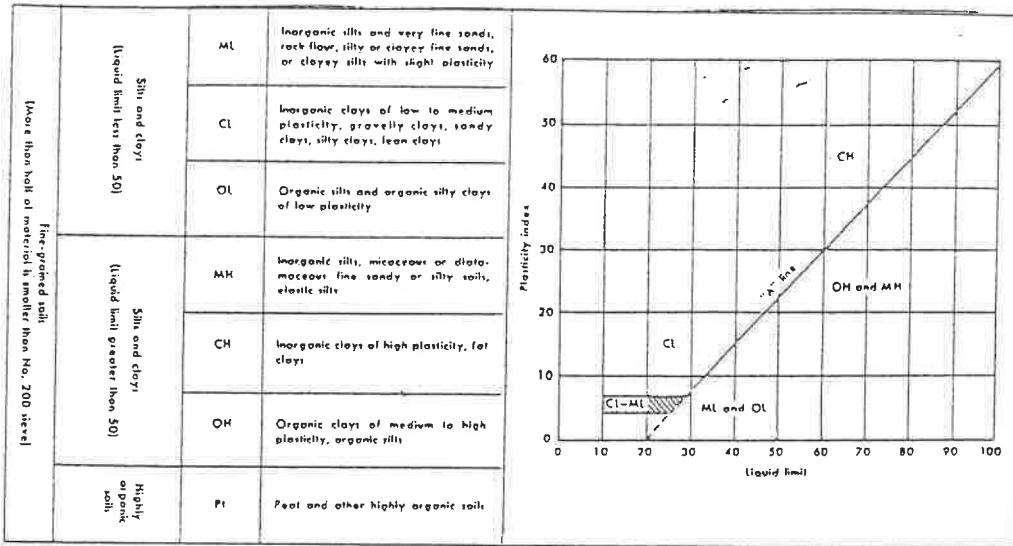


Fig. 4.2.1. Gráfico de plasticidad y de clasificación de los suelos de grano fino según sus características de plasticidad: ML: limos inorgánicos de muy baja plasticidad. CL: arcillas inorgánicas de plasticidad baja a media. OL: limos orgánicos y arcillas limosas orgánicas de baja plasticidad. MH: limos inorgánicos de plasticidad media-alta. CH: arcillas inorgánicas de plasticidad elevada. OH: arcillas orgánicas de plasticidad media-alta (de Terzaghi, 1984).

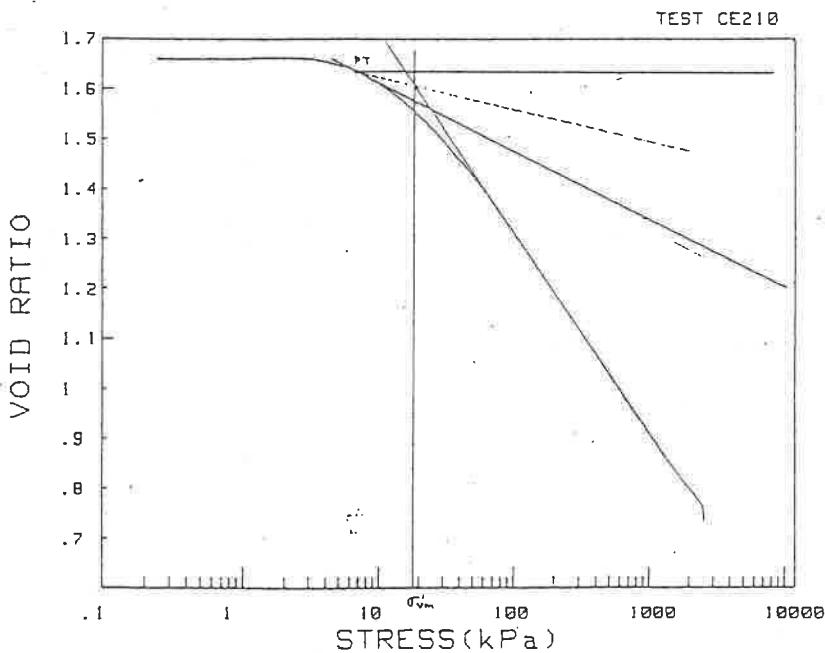
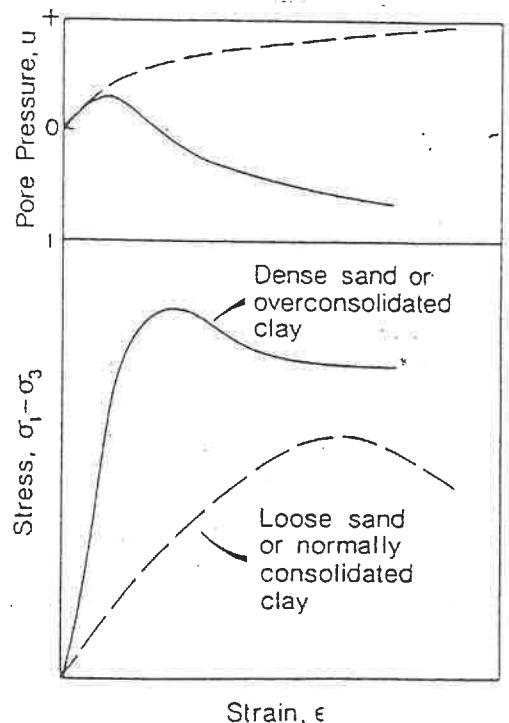


Fig. 4.2.3. Variación de la presión intersticial y deformación alcanzada como resultado de un aumento en el esfuerzo desviador durante un ensayo de compresión triaxial. Diferencias en la respuesta entre una arena densa o arcilla sobreconsolidada y una arena suelta o una arcilla normalmente consolidadas. (de Sullivan et al., 1978).

Fig. 4.2.2. Gráfica: esfuerzo aplicado - variación del índice de poros, resultante de un ensayo de consolidación.



Ensayos de resistencia

En mecánica de suelos, hablar de "resistencia" equivale a hacerlo de resistencia a la cizalla; ésta característica ejerce cierto control sobre el resto de las propiedades geotécnicas, de ahí que gran parte de la investigación en geotecnia vaya encaminada hacia el conocimiento de esta propiedad. No obstante, es una característica que no es fácil de determinar experimentalmente.

El comportamiento esfuerzo-deformación de sedimentos arenosos y arcillosos puede determinarse en laboratorio mediante un ensayo de carga que permita modelar fielmente los estados de esfuerzos inicial y final y las condiciones de carga y drenaje en la muestra. En la figura 4.2.3 se representa la respuesta de la presión intersticial y la evolución en la deformación de muestras de arena o arcilla sometidas a un aumento del esfuerzo desviador durante un ensayo de carga triaxial, apreciándose la diferente respuesta de uno y otro tipo de sedimento.

Los ensayos más usados para calcular la resistencia del sedimento son los de compresión triaxial y corte directo. En muestras arcillosas pueden realizarse ensayos más simples, como el de molinete, aunque no proporcionan datos del comportamiento esfuerzo-deformación del suelo. Una mayor sofisticación del procedimiento de ensayo en laboratorio, se traduce por lo general en una mejor modelización de los estados de esfuerzo-deformación existentes in situ.

En el presente trabajo se han realizado ensayos de cizalla de molinete a bordo del buque oceanográfico y en el laboratorio, calculándose la resistencia a la cizalla del sedimento intacto y remoldeado. En el laboratorio se han realizado asimismo ensayos de compresión en cámara triaxial, sin drenaje, sobre muestras consolidadas, calculándose a partir de los mismos diversos parámetros de resistencia del sedimento.

Ensayos Dinámicos

Un análisis geotécnico detallado debe considerar la influencia de cargas cíclicas sobre el sedimento. Este puede sufrir una reducción en su resistencia o una pérdida completa de la misma debido a un incremento en la presión intersticial, como resultado de cargas de tipo cíclico. El procedimiento a utilizar en un ensayo de carga cíclica está condicionado por las características del sedimento; en arenas, el problema fundamental a estudiar consiste en la posibilidad de licuefacción o el desarrollo de presiones intersticiales que puedan igualar la presión de confinamiento. En arcillas se trata de ver la deformación, en compresión o distensión, producida por la progresiva acumulación de presiones intersticiales en exceso dentro de la muestra.

En el presente trabajo se han realizado ensayos de carga cíclica triaxial sobre muestras consolidadas, aplicando una inversión completa de los esfuerzos principales y una frecuencia de 0.1 Hz, con el fin de conocer la susceptibilidad de deformación del sedimento bajo esfuerzos reversibles.

4.3 ENSAYOS DE CLASIFICACION

Fueron introducidos en geotecnia como medio para uniformizar la descripción de las propiedades básicas de los suelos en orden a su clasificación según sus características geotécnicas. En general son ensayos sencillos, a partir de los cuales se obtienen lo que se conoce como propiedades índice del sedimento.

Propiedades texturales y composicionales

El método por el que se han calculado la granulometría, el contenido en carbonato y la composición de la fracción arena,

está desarrollado en el apartado correspondiente a metodología utilizada en el análisis sedimentológico (4.1).

Contenido en agua-humedad

Se define como el peso del agua intersticial existente en un volumen determinado de sedimento, dividido entre el peso de las partículas sólidas, y expresado en forma de porcentaje. En la práctica se determina como el peso de agua perdido durante el secado a 105 °C durante 24 hr en una estufa. En sedimentos marinos hay que aplicar una corrección para el contenido del agua en sales, que equivale a 0.035 veces el peso del agua dulce perdida en el secado, asumiendo una salinidad de 35 partes por mil; el peso de la muestra debe tener la misma corrección del contenido en sales, a fin de obtener el peso real de las partículas sólidas.

Según esto, el contenido en agua se calcula por:

$$w_c = 1.035 w / (1 - 0.035 w)$$

donde w es el contenido en agua sin corrección para las sales (peso de agua perdido en la estufa dividido por el peso seco), y w_c el contenido en agua con la corrección de sales.

Densidad

En los casos en que ha sido posible, se ha calculado utilizando de un picnómetro por comparación de aire Beckman mod. 930, mediante el cual se mide el volumen de una muestra de sedimento más el de cualquier sal seca que incluya. En el cálculo de la densidad, el peso de sedimento debe ser corregido para el contenido en sales, así como el volumen debe ser corregido substrayéndole $0.0325 w_{w_s}/G_{NA}$ (G_{NA} = densidad del ClNa : 2.1 veces γ_s).

En la mayor parte de las muestras, no ha sido posible el cálculo directo de la densidad, por lo que se ha asumido un valor

razonable para la misma. Diversos autores (Scott, 1963; Gill y Lang, 1977; Lee y Clausner, 1979) consideran como aceptable asumir para sedimentos terrígenos una densidad entre 2.65 y 2.75 g/cm³. En el presente trabajo, en lugar de asumir un valor intermedio, se ha preferido realizar un cálculo estimativo de la densidad teniendo en cuenta determinadas propiedades texturales del sedimento.

El valor finalmente utilizado ha sido el valor medio entre los calculados, por un lado teniendo en cuenta el contenido en carbonato de la muestra y el porcentaje de las fracciones arena, limo y arcilla, y por otro estas mismas fracciones y la proporción terrígenos/biógenos de la arena; teniendo en cuenta en ambos casos las densidades del cuarzo, calcita e illita, componentes fundamentales de estos sedimentos.

Las expresiones mediante las cuales se ha calculado la densidad, han sido:

$$(1). [(A+L) * (C/100) * 0.027] + [(A+L) * (1 - (C/100)) * 0.026] + I * 0.028$$

$$(2). A * [(0.026 * T) + (0.027 * (1 - T))] + L * [(0.026 * T) + (0.027 * (1 - T))] + [(100 - (A+L)) * 0.028]$$

donde A: porcentaje de arena
 L: " de limo
 I: " de arcilla
 C: " de carbonato
 T: " de terrígenos en la arena.

Una comparación entre los valores obtenidos por ambos métodos ha mostrado una buena correlación (Fig. 4.3.1); debido a ello se ha tomado para evaluar la densidad a la expresión de la semi-suma de ambas, que queda finalmente reducida a:

$$\frac{\{(A+L) [0.00001 (C-T) - 0.003] + 5.6\}}{2}$$

2

Las diferencias apreciadas entre los valores calculados y los medidos de la densidad, son menores de 0.04 g/cm³, lo que equivale a una aproximación con menos de un 2 % de error.

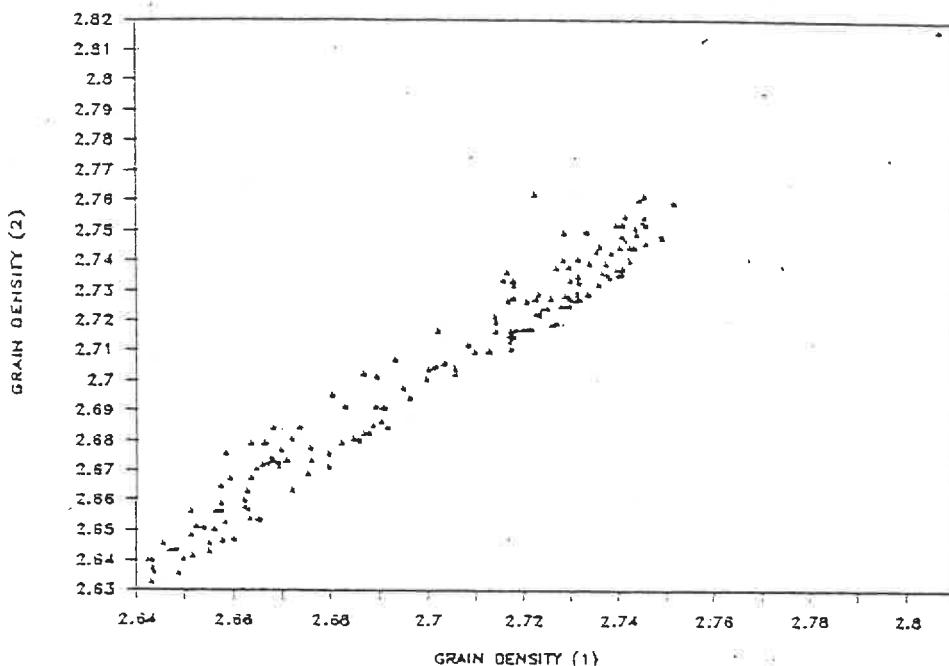


Fig. 4.3.1. Correlación entre los valores de la densidad calculados mediante la utilización de las dos expresiones expuestas en el texto. Se observa la muy buena correlación existente entre los valores calculados por ambas expresiones.

Peso específico total

O peso específico húmedo, es una propiedad fundamental en el comportamiento mecánico del sedimento y en el esfuerzo por carga litostática; para su cálculo se ha asumido un 100% de saturación. Existen diversas expresiones para su obtención, por ejemplo (Lee y Clausner, 1979) utilizan:

$$\gamma_t = \frac{GD \gamma_{sw}}{GD w + \gamma_{sw}} (w + 1)$$

donde GD corresponde a la densidad (grain density), γ_{sw} al peso específico del agua marina (= 1.035 g/cm³), y w al contenido en agua. Bennett et al. (1971), utilizan la expresión :

$$\gamma_t = \frac{W_t GD}{W_d + W_w GD}$$

donde W_t es el peso total de la muestra húmeda; W_w el peso del agua perdida tras el secado en la estufa; W_d el peso de la muestra seca (incluyendo el peso de las sales) y GD a la densidad.

La expresión utilizada en el presente trabajo ha sido:

$$\gamma_t = \frac{w + 100}{(w/\gamma_{sw}) + (100/GD)}$$

en la que γ_{sw} corresponde al peso específico del agua salada. Lee y Chough (1987), evalúan los errores obtenidos al realizar el cálculo del peso específico, el índice de poros y la porosidad, a partir del contenido en agua y la densidad, y concluyen que los cálculos son suficientemente razonables y que en todo caso los errores se minimizan asumiendo una salinidad del agua de mar del 3.5 % en el cálculo de la densidad.

Índice de poros y porosidad

Para su cálculo se utilizan los valores calculados o medidos del contenido en agua, densidad y peso específico.

El índice de poros se calcula según la expresión:

$$e = (GD_w) / (\gamma_{sw}) \quad (\text{Lee y Clausner, 1979})$$

La porosidad se calcula mediante la expresión:

$$n = \frac{W_w}{(W_d/GD) + W_w} \cdot 100 \quad (\text{Bennett y Lambert, 1971})$$

Límites de Atterberg

Son probablemente los ensayos más antiguos y extendidos para la identificación de suelos; son muy empíricos y sus resultados están grandemente influenciados por el operador, la calidad y del material y la rigurosidad en la preparación de la muestra, por lo que es muy importante la aplicación escrupulosa del método de ensayo (Lab. points et chaussées, 1965).

El procedimiento para su cálculo está recogido en numerosos tratados, (Lambe, 1951; Lambe y Whitman, 1969; Terzaghi y Peck, 1967; Jimenez y de Justo, 1975). Generalmente se calculan el límite líquido y el límite plástico, y se usan para determinar el Índice de Plasticidad y el resto de los índices. Estos límites tienen por valor el contenido en agua del suelo en el estado de transición considerado, expresado en forma de porcentaje en peso de sedimento seco.

El límite líquido se determina midiendo la humedad del sedimento y el número de golpes necesarios para cerrar, en una determinada longitud, una ranura de un ancho determinado, realizada mediante un aparato normalizado (cuchara de Casagrande), y corresponde a la humedad correspondiente a la muestra cuya ranura se cierra tras 25 golpes. El límite plástico, midiendo la humedad del suelo cuando comienzan a desmoronarse pequeños cilindros de suelo de 3 mm de diámetro, al ser rodados entre la mano del operario y una superficie de vidrio esmerilado o entre dos superficies planas de un material normalizado.

Ensayo de cizalla de molinete

El ensayo de molinete mide la fuerza torsional requerida para producir una superficie de cizalla cilíndrica descrita por las hojas de un molinete al girar dentro del sedimento. Es un ensayo sencillo, desarrollado y experimentado por primera vez en Suecia (Cadling y Odenstad, 1950) y que constituye una herramienta fundamental y fuente de la mayor parte de los datos acerca de resistencia a la cizalla en sedimentos marinos, tanto en ensayos in-situ como en laboratorio (Lee, 1986).

Su extendido uso se debe a la mínima preparación requerida en la muestra, ya que puede ser realizado incluso sobre muestras que aún no han sido extruídas del contenedor de muestreo, inmediatamente despues de su extracción del fondo marino. Esta ventaja es importante en el caso de materiales que, debido a su elevado contenido en agua por ejemplo, no pueden sostenerse por sí mismos. Otras ventajas radican en su rapidez de realización, y la sencillez de manejo y economía del equipo de ensayo (Monney, 1971; Lee, 1986).

A pesar sus indudables ventajas, presenta también una serie de inconvenientes (Monney, 1971):

- 1) No es aplicable a sedimentos granulares

- 2) La superficie de rotura producida por el molinete es predeterminada y vertical
- 3) La superficie de rotura (cilíndrica) asumida para el cálculo de la resistencia a la cizalla, no es muy precisa.
- 4) No tiene en cuenta ningún tipo de esfuerzos confinantes.
- 5) El tamaño del molinete no es estándar
- 6) Se desconocen las condiciones de drenaje en la muestra.
- 7) La velocidad de rotación aplicada al molinete no es estándar.

Modo de operación

Se utiliza un molinete de acero de cuatro aspas perpendiculares que es insertado dentro del sedimento hasta que su parte superior queda al menos a una profundidad equivalente a la altura del molinete; éste entonces es rotado manual o automáticamente, con una velocidad constante. Se utiliza un muelle de torsión calibrado o un sensor de electrónico para registrar la rotación que se produce hasta el momento en que se alcanza la rotura del sedimento.

En el caso de utilizar un muelle calibrado, el paso siguiente consiste en la medición del desplazamiento angular entre la parte superior y la inferior del mismo, hasta el momento en que se produce la rotura. Esta rotación diferencial se traduce en la acumulación de energía potencial suficiente para vencer la resistencia del sedimento a la cizalla.

Cálculo de la resistencia.

Las lecturas de desplazamiento angular y rotación del molinete son posteriormente convertidas en resistencia del sedimento a la cizalla, siempre que se acepten dos premisas (Donald et al., 1977):

- 1) La superficie de rotura presenta la forma de un cilindro regular descrito por las aspas del molinete durante su rotación.

2) La distribución de esfuerzos en el momento de la torsión máxima es uniforme a lo largo de toda la superficie del cilindro. La resistencia a la cizalla se calcula entonces como:

$$s_u = \frac{2 T_y}{[\pi D^2 (H+D/3)]} \quad (\text{Donald et al., 1977}),$$

donde

T_y = máxima torsión
 H = altura del molinete
 D = diámetro del molinete

Esta es una ecuación simplificada, ya que asume que el suelo presenta una resistencia isotrópica, y que ésta es removilizada simultáneamente en todos los puntos a lo largo del plano cilíndrico de rotura. En la realidad las condiciones de rotura durante el ensayo no son tan simples, ya que la superficie de rotura en el instante de máxima torsión no es circular, sino casi cuadrada (Wilson, 1963).

Dimensiones del molinete.

El tamaño y dimensiones relativas del molinete influyen en el resultado del ensayo; molinetes más grandes miden mayores resistencias que otros más pequeños, usando la misma velocidad de rotación. La resistencia a la cizalla calculada es función también de la relación H/D y la velocidad de rotación aplicada. Comúnmente se usa una relación $H/D=2$, aunque relaciones de $H/D=1$ no afectan significativamente los resultados obtenidos. Valores de esta relación más bajos que la unidad, no son aceptables (Lee y Clausner, 1979).

Velocidad de rotación del molinete

Diversos autores han observado diferencias en los resultados obtenidos sobre muestras similares y con velocidades de rotación distintas. Cadling y Odenstad (1950), reconocen que la resistencia in-situ medida a $60^\circ/\text{min}$ es un 20 % más alta que la determinada a $6^\circ/\text{min}$. Monney (1974) encuentra que resistencias

obtenidas en laboratorio a 90°/min son aproximadamente un 30 % más elevadas que las medidas a 1°/min. Migliore y Lee (1971), así como Smith y Richards (1976) demuestran que estas diferencias son asimismo más acusadas si los ensayos se realizan sobre muestras de una mejor calidad. En la actualidad, diversos autores recomiendan la realización del ensayo de molinete con velocidades de rotación de 90°/min (Monney, 1971; Lee, 1986).

Fundamentalmente, tres son las razones esgrimidas para la utilización de esta velocidad de rotación:

1) El resultado obtenido en un ensayo a 90°/min puede asimilarse a la resistencia a la cizalla sin drenaje; una velocidad de rotación más baja, puede provocar un drenaje parcial.

2) La variación en la resistencia obtenida, producido por cambios en la velocidad de rotación durante el ensayo, es mínimo si se trabaja en las proximidades de los 90°/min.

3) El ensayo a 90°/min se realiza rápidamente, cualidad importante cuando se realiza a bordo de un buque oceanográfico y se están extrayendo testigos de gran longitud que necesitan ser analizados cuanto antes.

Significado físico

Su utilización se basa en el principio de que la resistencia a la cizalla de un suelo arcilloso, es función únicamente de su contenido en agua y puede ser calculada rápidamente por prácticamente cualquier ensayo de cizalla siempre que no se produzcan cambios en el mismo (Ladd et al., 1977). Al producirse la cizalla sin drenaje, la resistencia obtenida es prácticamente equivalente a la cohesión del sedimento (Moore y Curray, 1964; Bouma, et al., 1972).

Wilson (1963), indica que para arcillas es válido asumir que el resultado de un ensayo de molinete representa el valor de la resistencia a la cizalla sin drenaje, pero que ésto no es tan

cierto conforme aumenta el contenido en limo en el sedimento. Inderbitzen (1969) por su parte indica que la resistencia calculada según este ensayo representa probablemente una condición intermedia entre la resistencia con y sin drenaje. No obstante, la rotura es inducida en el sedimento según una superficie predeterminada, y la resistencia a la cizalla puede ser mayor que la que realmente existe según otra superficie más débil en la cual puede producirse la rotura in-situ.

Variación con la profundidad

La resistencia de un sedimento a la cizalla, debido en parte a la presión de enterramiento, aumenta con la profundidad, como ha sido descrito por numerosos autores. Ya se han comentado con anterioridad las relaciones existentes entre la resistencia a la cizalla y diversas propiedades índices, como la porosidad y el índice de poros (Inderbitzen, 1969); esta relación ha sido negada por otros autores (Moore y Shumway, 1959).

Diversos autores han estudiado las relaciones entre la tasa de sedimentación y la resistencia a la cizalla del sedimento (Inderbitzen, 1969), o entre la resistencia a la cizalla y el grado de clasificación (sorting) del sedimento. Moore y Shumway (1959) encuentran una débil correlación positiva entre éstos últimos parámetros, según la cual, sedimentos bien clasificados muestran resistencias más elevadas que aquellos con una clasificación baja.

Resistencia vertical y horizontal

Aunque en muchos casos es difícil su observación a simple vista, un sedimento marino presenta habitualmente cierta laminación u ordenación interna, y por tanto no es un medio isótropo; la bioturbación, en cambio, es un factor que ayuda a la homogeneización del sedimento. La influencia de la anisotropía es importante en la resistencia de un sedimento natural y los

resultados obtenidos en el ensayo de molinete pueden ser utilizados para determinar esta magnitud (Aas, 1965).

Resultados a partir de ensayos realizados por el U.S. Geological Survey sobre testigos abiertos longitudinalmente, han sido inferiores en un 10 % respecto de los obtenidos verticalmente en los extremos de testigos no abiertos (Lee, 1986). Esto se interpreta como debido en gran parte a perturbación durante la apertura del testigo, más que causado por la propia anisotropía del sedimento. Además, en ensayos sobre testigos abiertos longitudinalmente, los extremos del molinete se encuentran muy próximos a las paredes interiores del contenedor y a la superficie exterior de la muestra, que suele ser una zona de mayor deformación.

Aas (1965) modifica la expresión de la resistencia a la cizalla para un ensayo de molinete, en la que incluye los efectos debidos a la anisotropía del sedimento:

$$T_y = \pi D H (D/2) S_{uv} + 2 (\pi D^2 / 4) (D/3) S_{uh}$$

donde S_{uv} = resistencia a la cizalla en el plano vertical

S_{uh} = resistencia a la cizalla en el plano horizontal

Resistencia inalterada y remoldeada. Susceptibilidad

Normalmente se realizan dos ensayos en cada punto seleccionado, uno para obtener la resistencia a la cizalla del sedimento en su estado original, S_u , y un segundo para obtener la resistencia a la cizalla remoldeada S_{ur} . El ensayo de resistencia a la cizalla remoldeada se realiza del mismo modo que el original, pero entre ambos la muestra es remoldeada, bien sea extrayéndola físicamente y mezclándola a mano mediante una espátula (Keller et al., 1979), o mediante la rápida rotación del molinete durante varias vueltas completas, en el mismo punto en que se realizó el ensayo original (Carius y Richards, 1976).

El termino susceptibilidad (sensitivity) describe la diferencia en resistencia entre el sedimento original y el

remoldeado, S_u/S_{ur} . Richards (1974) compara ambos métodos de remoldeado e indica que la mezcla realizada manualmente produce valores algo inferiores para la resistencia remoldeada. Eden y Hamilton (1956), obtienen susceptibilidades hasta 10 veces menores utilizando el segundo método de remoldeado indicado, trabajando con arcillas de alta susceptibilidad.

La susceptibilidad se relaciona con el índice de liquidez, ya que la máxima pérdida de resistencia se produce en sedimentos floculados cuyo contenido en agua es muy grande respecto a su límite líquido. A todo sedimento con una sensibilidad igual o superior a 8 se denomina sensible o susceptible (Lambe y Withman, 1969). Susceptibilidades elevadas pueden deberse a la presencia de sales ionizadas en el agua intersticial, lo que produce sedimentos con un elevado índice de poros; las partículas arcillosas son más afectadas por las sales ionizadas, ya que forman estructuras floculadas metaestables (Bjerrum y Rosenquist, 1957).

Metodología utilizada

Durante el presente trabajo se ha utilizado un equipo de cizalla de molinete de Wykeham Farrance, Inc. modelo WF 23500, con motor eléctrico, empleándose indistintamente muelles de torsión calibrados y células de torsión con registrador gráfico sobre papel. El molinete utilizado tiene unas dimensiones de 1.48cm D *1.48cm H, y los ensayos han sido realizados con una velocidad de rotación de 90°/min. Se han realizado ensayos de cizalla de molinete, tanto a bordo del buque oceanográfico inmediatamente tras el muestreo, como con posterioridad en el laboratorio.

En el primero de los casos, los ensayos se han realizado en el extremo inferior de las diversas secciones recuperadas en cada punto de muestreo, con el testigo situado en posición vertical. En el laboratorio, los ensayos se han realizado a intervalos de unos 20 cm sobre testigos abiertos longitudinalmente. En ambos

casos, se ha medido la resistencia a la cizalla del sedimento intacto, y tras girar el molinete rápidamente cuatro vueltas completas, la del remoldeado, calculándose a continuación la susceptibilidad. En todos los casos se han tomado muestras de sedimento en los puntos en los que se realizó el ensayo, para medir el contenido en agua correspondiente.

4.4 ENSAYO DE CONSOLIDACION

Se utiliza fundamentalmente para evaluar la respuesta de un suelo ante la aplicación de una carga sostenida; en geología marina sirve además para conocer la historia de esfuerzos por la que ha pasado el sedimento y las transformaciones que ha sufrido debido al progresivo recubrimiento sedimentario o a otros factores externos o ambientales (erosión, deslizamientos).

El ensayo edométrico convencional consiste en la aplicación de sucesivos incrementos de carga sobre la muestra (cada veinticuatro horas generalmente y en cada uno de los cuales se multiplica por dos la carga del incremento anterior), y el registro en el tiempo del asentamiento o la deformación volumétrica producida por cada incremento de carga. Presenta el inconveniente de su dilatación en el tiempo, por lo que en la actualidad se prefiere otro tipo de ensayos, como el de consolidación con velocidad de deformación constante (CRS, constant rate of strain, Wissa et al., 1971).

Ensayo de consolidación con velocidad de deformación constante

Consiste en un ensayo de compresión uniaxial para suelos saturados en el que se permite el drenaje en ambas caras de la muestra. Durante el ensayo se aplica una compresión según el eje vertical de la muestra, impidiéndose la deformación en sentido horizontal mediante su confinamiento lateral, con lo que la deformación axial equivale a una deformación volumétrica. Esta es una simplificación del problema, ya que in-situ la compresión produce una deformación en todas direcciones. Este ensayo tiene numerosas ventajas sobre el edométrico (Wissa y Heiberg, 1969):

- 1) La duración del ensayo se reduce de varias semanas a varios días.

- 2) El comportamiento de la muestra durante la consolidación queda mejor definido, al obtenerse de un modo continuo durante el ensayo.
- 3) El ensayo puede realizarse a gradientes hidráulicos muy pequeños, que simulen de un modo satisfactorio las condiciones existentes in-situ.
- 4) El ensayo CRS es fácilmente automatizable.

En el presente trabajo, a lo largo de cada ensayo se han registrado a intervalos predeterminados, la carga externa aplicada, la presión intersticial desarrollada en la base de la muestra, y la deformación vertical producida. Con posterioridad se realiza la reducción, el procesamiento y cálculo de los parámetros de la consolidación y la representación gráfica de los resultados, de un modo automático, gracias a un completo soporte informático.

Utilidad del ensayo

La realización de ensayos de consolidación sobre muestras marinas, es importante porque:

a) La curva de consolidación y la deformación que sufre la muestra en el tiempo son esenciales para predecir la magnitud y tasa de consolidación o compactación producidas en la columna sedimentaria, permitiendo conocer las características originales de un cuerpo sedimentario antiguo a partir de materiales similares más modernos.

b) La relación esfuerzo-deformación obtenida del ensayo de consolidación, puede constituir una medida cualitativa del grado de perturbación de la muestra. El resultado es, por tanto, importante para la interpretación de otros ensayos realizados sobre muestras ayacentes.

c) Los ensayos realizados sobre muestras "no perturbadas" son importantes para interpretar determinados procesos geológicos

que tienen lugar en el sedimento con posterioridad a su depósito y enterramiento por materiales más recientes.

El Consolidómetro

Mediante el edómetro convencional desarrollado originalmente por Terzaghi (1943) para estudiar la consolidación unidimensional no existía la posibilidad de controlar la deformación ni medir las presiones intersticiales desarrolladas en la muestra. Con la idea de acelerar el ensayo y determinar de un modo más preciso las presiones de preconsolidación, Wissa y Heiberg (1969) desarrollaron un sistema para estudiar la consolidación a velocidad de deformación constante.

En este ensayo, se realiza un control externo sobre las deformaciones y se miden los esfuerzos que las han producido, así como las presiones intersticiales desarrolladas en la base de la muestra. Bajo esta modalidad de carga, pueden determinarse los parámetros y curvas de compresión de un modo más exacto que los obtenidos mediante edómetros convencionales. Este consolidómetro permite la aplicación de cargas mediante prensas que pueden desarrollar velocidades bajas de deformación, aproximándose a la situación real.

Características

El consolidómetro utilizado incluye las siguientes características (Wissa y Heiberg, 1969):

- 1) Permite la aplicación de la carga de un modo incremental, con variación constante del esfuerzo aplicado, o con una velocidad de deformación constante.
- 2) Puede alcanzarse la saturación completa de la muestra mediante la aplicación de contrapresiones sobre la misma.
- 3) Permite la medición de presiones de poros residuales o presiones de hinchamiento.

- 4) Si se utiliza una base impermeable, facilita la medición de los excesos de presiones de poros desarrollados durante la consolidación.
- 5) Puede controlarse el drenaje producido en la muestra.
- 6) Permite una completa automatización durante el proceso de consolidación, posibilitando, mediante diversos sistemas electrónicos, la lectura automática de diversas variables y su registro en continuo sobre un soporte magnético.

Descripción

El consolidómetro (Fig. 4.4.1) consiste en dos cámaras cilíndricas, una encerrada dentro de la otra; en la cámara interior (1) se sitúa una muestra de sedimento (2), plana y de sección circular, confinada dentro de un anillo metálico rígido (3) y limitada superior e inferiormente por piedras porosas circulares y de igual diámetro que la muestra que permiten el flujo del agua intersticial hacia la cámara exterior, llena de agua hasta un nivel aproximadamente constante; este agua ha sido previamente desaireada mediante agitación y creación de vacío. La carga se aplica sobre la muestra confinada mediante un pistón metálico (4) accionado hidráulicamente.

El consolidómetro utilizado es en realidad una cámara para ensayos triaxiales en la que se ha modificado el pedestal para que pueda acoger las muestras discoidales utilizadas en el ensayo de consolidación. En ella se han clausurado varias de las válvulas utilizadas en el ensayo triaxial, manteniéndose conectada con la base de la muestra únicamente una válvula (5), unida a un transductor electrónico (6) que mide las diferencias entre la presión aplicada sobre la cámara y la que se desarrolla en la muestra durante la compresión.

La presión de saturación (7) es aplicada en la parte superior de la cámara, distribuyéndose hidráulicamente por todo el interior de la misma. Un segundo transductor de presiones (8) es el encargado de registrar la presión (9) ejercida por el

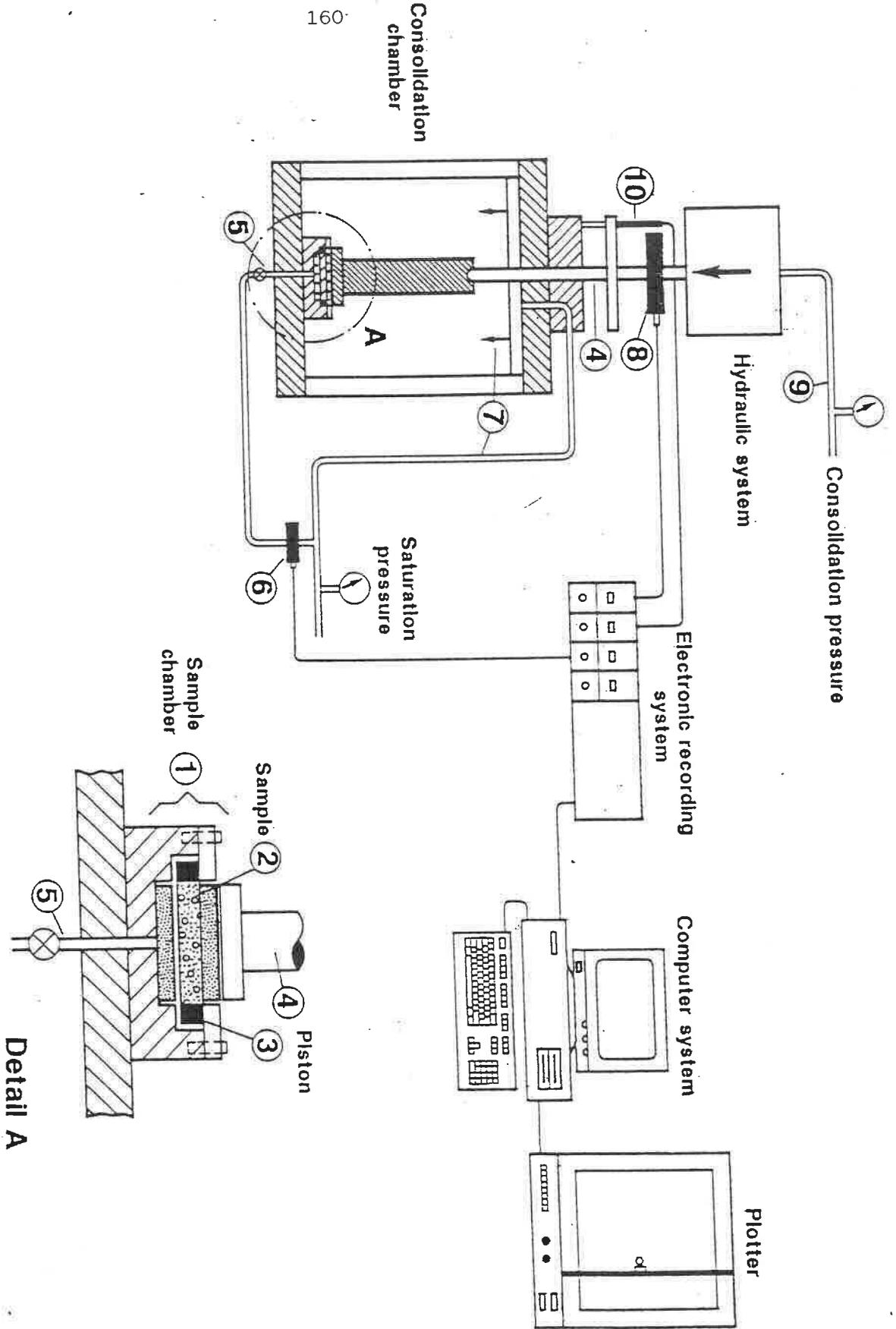


Fig. 4.4.1. Sistema utilizado para los ensayos de consolidacion.

pistón sobre la muestra durante la consolidación. Por su parte, un transductor de deformación vertical (10) va a registrar el acortamiento, asimilado a la variación en volumen, producido en la muestra durante el ensayo.

Las presiones y variaciones de longitud de la muestra son transformados digitalmente y registrados en soporte magnético a intervalos previamente determinados, son posteriormente reducidos, y procesados, representándose gráficamente los resultados en un plotter adjunto.

Dimensiones de la muestra

El diámetro de la muestra viene condicionado por el sistema de muestreo utilizado; en general, cuanto mayor sea el diámetro son menos importantes los efectos de perturbación. El espesor de la muestra debe ser pequeño en relación con su diámetro, con el fin de asegurar una distribución uniforme de esfuerzos en la muestra a lo largo de la compresión. En muestras de gran espesor en relación al diámetro, el rozamiento con la pared interior del anillo encajante genera fuerzas tangenciales a lo largo de la superficie lateral de la muestra que dificultan el carácter unidimensional de la deformación e impiden que parte de la fuerza axial alcance la parte inferior de la muestra, al absorber un porcentaje apreciable de la carga ejercida. Además, el espesor condiciona el tiempo necesario para alcanzar un alto grado de consolidación.

En el presente trabajo se han utilizado muestras de 6.575 cm de diámetro * 1.922 cm de altura, y de 5.084 cm * 1.910 cm, con volúmenes respectivos de 65.26 cm³ y 38.77 cm³. Estas muestras son "talladas" a partir de una sección del testigo de unos 5 cm de longitud, mediante un anillo de acero de bordes afilados, intentando introducir la mínima perturbación adicional posible sobre la muestra. El efecto de la fricción lateral se ha reducido mediante muestras con una pequeña relación altura/diámetro y utilizando un anillo confinante cuya superficie interior está

construida de un material que ofrece poca resistencia al rozamiento (teflon), y que además es lubricada con silicona con anterioridad al encajamiento de la muestra.

Procedimiento de ensayo

Una operación especialmente delicada consiste en el encaje progresivo de la muestra de sedimento dentro del anillo de confinamiento. Esto debe realizarse intentando en lo posible introducir el menor grado de perturbación en la muestra, pero simultáneamente se ha de lograr un perfecto confinamiento de la misma dentro del anillo.

En el ensayo de consolidación se somete la muestra a un incremento de esfuerzos totales que se transmite gradualmente al esqueleto del suelo (Lambe y Whitman, 1969). El ensayo comprende dos fases claramente diferenciadas;

Fase de saturación:

En primer lugar, y tras la colocación de la muestra en el pedestal, el montaje de la cámara y su llenado de agua, se miden las presiones de poros residuales existentes en la muestra, con el fin de poder calibrar las posteriores medidas del transductor, y observar posibles efectos debidos a perturbaciones. A continuación se aumenta la presión en la cámara llena de agua hasta un valor de 50 Psi ($1 \text{ Psi} = 0.070307 \text{ kg/cm}^2$) con el fin de forzar al agua a penetrar dentro de la muestra y conseguir así su saturación y disolver las posibles burbujas de aire que hubiera en la misma; esta situación se mantiene así durante 24 horas, tiempo que se estima suficiente para conseguir la saturación total de la muestra.

Fase de compresión con tasa de deformación constante:

Una vez alcanzada la saturación, se eleva la presión en la prensa hidráulica de carga hasta un valor de 90 Psi y se sitúa el pistón en contacto con la muestra. Mediante una válvula se controla el desplazamiento del pistón, de modo que durante el ensayo éste descienda siempre con la misma velocidad, independientemente del esfuerzo requerido para mantener dicha velocidad de deformación. A partir de este momento, comienzan a registrarse las presiones ejercidas sobre la muestra, los desplazamientos producidos y la presión intersticial desarrollada en la base de la misma. La compresión continúa hasta que el indicador de presión de carga señala 900 kg, momento elegido para dar por concluido el ensayo. Las velocidades de deformación aplicadas han variado entre 0.0015 y 0.0044 cm/min, con una media de 0.0027 cm/min.

Resultados del ensayo de consolidación

Determinación del índice de poros

El cálculo de los índices de poros inicial y final se realiza a partir de las dimensiones de ésta una vez terminado el ensayo y previamente al mismo. Del mismo modo se calcula el agua expulsada de la muestra durante la consolidación, mediante el cálculo de los contenidos en agua de la misma, a partir de los pesos inicial y final (Fig. 4.4.2).

Si P'_h y P'_s son, respectivamente, los pesos finales de la muestra húmeda y seca, A es el área, H y H' las alturas inicial y final de la muestra, H_s es la altura correspondiente a las partículas sólidas, H'_p es la altura final de los poros, y γ_s y γ_w los pesos específicos de los sólidos y el agua intersticial, respectivamente, se tiene que:

$$\begin{aligned} P'_s &= H_s \gamma_s A, \\ P'_h &= P'_s + H'_p A \gamma_w \\ H' &= H_s + H'_p, \quad Y \\ H' &= H - \sum_j \Delta h_j \end{aligned}$$

donde Δh_j es el acortamiento sufrido por la muestra en un momento j .

$$\text{De aquí se calcula: } e_f = \frac{H'_p}{H_s} \quad ; \quad e_i = \frac{H' + \sum_{j=1}^{N-i} \Delta H_{n-j}}{H_s}$$

donde e_f y e_i corresponden a los índices de poros final e inicial, respectivamente.

Curva de consolidación

Si en un ensayo de consolidación la muestra se comprime hasta un esfuerzo determinado y luego se reduce la presión hasta cero, la muestra no recupera su índice de poros inicial. Esto es debido a que en toda consolidación existen deformaciones irreversibles; el suelo sufre únicamente una ligera recuperación en su estructura, conservando finalmente un cierto grado de deformación.

Si vuelve a someterse la misma muestra a una nueva compresión, se observa inicialmente una fuerte recompresión hasta que en las proximidades del punto correspondiente a la máxima presión que se ejerció en la fase de compresión anterior, la curva de compresión se hace más suave y sigue de un modo aproximadamente paralelo a la prolongación de la curva de consolidación original. A la presión máxima bajo la que ha estado comprimida una muestra en el pasado, y que queda reflejada en su estructura, se le denomina "presión de preconsolidación" (preconsolidation pressure) o "presión máxima en el pasado" (maximum past stress).

Si los resultados del mismo ensayo se representan con el eje de abscisas en escala logarítmica, en la mayoría de los casos la curva de compresión original (curva de compresión "virgen" o "noval") se transforma prácticamente en una línea recta (Fig. 4.4.3). Esta es la representación más utilizada en ensayos de consolidación y que es especialmente útil al permitir una diferenciación muy clara entre el comportamiento de la muestra

facilitando así el cálculo de la misma. La existencia de el tramo rectililíneo facilita el cálculo de otros parámetros de compresibilidad del sedimento.

Cálculo de la presión de preconsolidación

Existen varios métodos aceptados para el cálculo de la presión de preconsolidación, σ'_{vm} pero el más habitualmente usado es el de la "construcción de Casagrande" (Casagrande, 1936) (Fig. 4.4.4). Su uso requiere la realización de las siguientes operaciones:

- a. En primer lugar se debe localizar en la curva $e-\log \sigma'_v$ el punto de mínimo radio de curvatura T.
- b. Se traza por el punto T una línea horizontal h, y una tangente a la curva de consolidación t.
- c. Se traza la bisectriz c, del ángulo formado por t y h.
- d. Finalmente se traza na prolongación de la parte virgen de la curva edométrica I, y donde esta línea corta a la recta c se obtiene el punto D, que corresponde a un valor estimado de la máxima presión de preconsolidación σ'_{vm} .

Diversos autores han reconocido que el método de Casagrande puede ser inadecuado para definir con precisión la presión de preconsolidación, llegando a subestimarla hasta en un 35% o más (Cooling y Skempton, 1942; Schmertmann, 1955; Bishop et al., 1965; Marine Geotechnical Consortium, 1985). La razón más importante esgrimida para explicar esta inexactitud, estriba en la variación en la estructura del sedimento resultante del muestreo y la preparación de la muestra en el laboratorio. Otras razones son achacadas al método de ensayo, a diferencias en temperatura y en la velocidad de la carga aplicada, y a factores temporales o de consolidación secundaria...etc.

Los problemas más comunes que pueden surgir en el cálculo de la presión de preconsolidación, son debidos a:

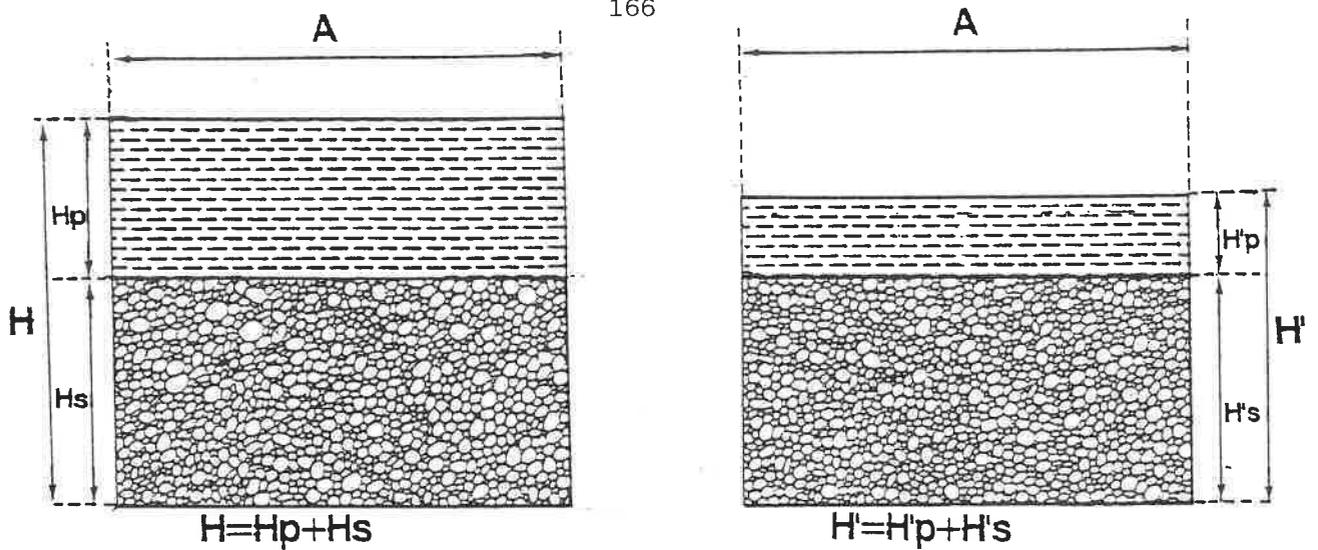


Fig. 4.4.2. Esquema de los estados inicial y final de una muestra sometida a un ensayo de consolidación, para el cálculo de los índices de poros a partir de las alturas inicial y final correspondientes a los poros y las partículas sólidas en la muestra. A: área de la muestra. H y H': alturas totales inicial y final de la muestra. H_p y H'_p: alturas inicial y final correspondientes a los poros. H_s y H'_s: alturas inicial y final correspondientes a las partículas sólidas.

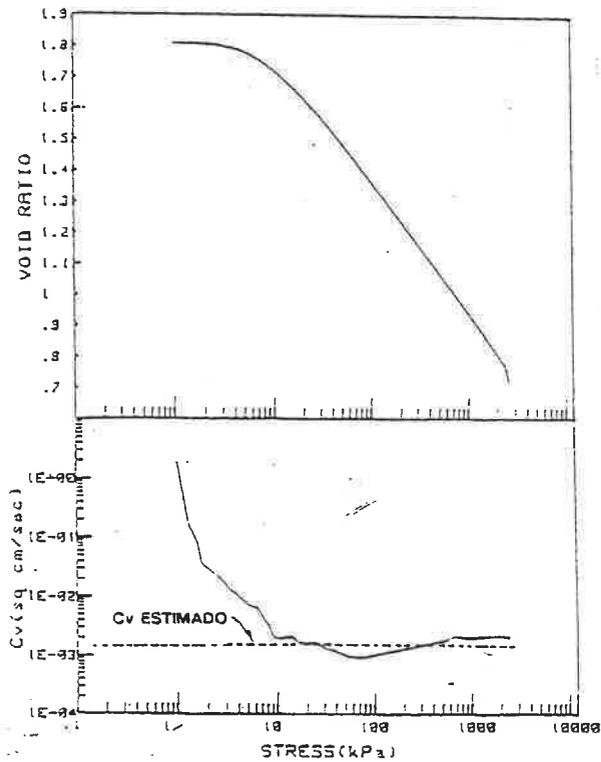


Fig. 4.4.3. Construcción geométrica utilizada para el cálculo de la presión de preconsolidación, a partir de la curva e-log σ obtenida en un ensayo de consolidación (de Casagrande, 1935).

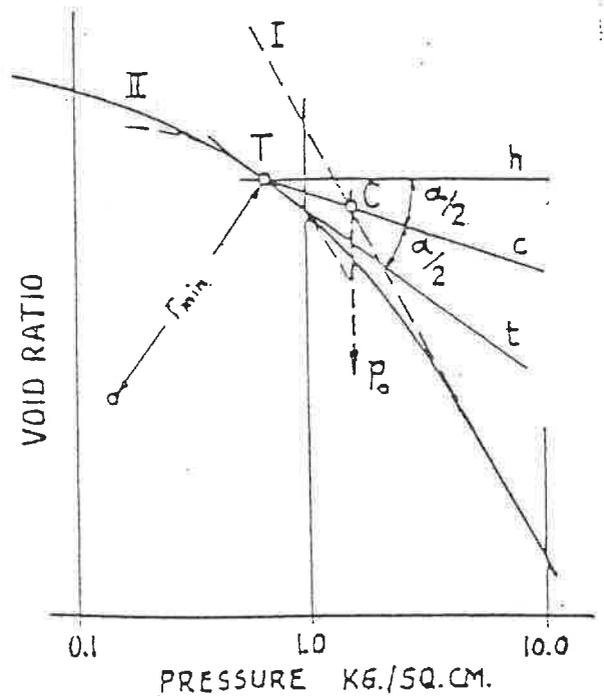


Fig. 4.4.4. Gráficas representativas de la variación de e y Cv en función del esfuerzo aplicado, resultantes de un ensayo de consolidación C.R.S. realizado en el presente trabajo.

a) La no existencia de una rama noval rectilínea en la curva de consolidación, especialmente en suelos con estructura compacta o cementados, que suelen desarrollar gráficas de consolidación continuamente curvas.

b) La perturbación sufrida por el sedimento durante el muestreo y la posterior preparación del ensayo, que puede tener como resultado una respuesta anómala del índice de poros frente a una determinada variación en el esfuerzo aplicado. En muestras menos perturbadas la curvatura es más fuerte en las proximidades de σ'_{vm} .

OCR y Consolidación

La razón de sobreconsolidación se define como el cociente entre la presión de preconsolidación, calculada a partir de la construcción de Casagrande, y el esfuerzo existente por enterramiento en el momento del muestreo; éstos valores no siempre coinciden, de modo que se distinguen tres casos:

Si $\sigma'_{vm} =$ esfuerzo efectivo in-situ: normalmente consolidado
 Si $\sigma'_{vm} >$ " " " : sobreconsolidado
 Si $\sigma'_{vm} <$ " " " : subconsolidado

El ensayo de consolidación por consiguiente ayuda a identificar una arcilla como sobreconsolidada o normalmente consolidada.

En la muchos sedimentos profundos la razón de sobreconsolidación disminuye de un modo más o menos uniforme desde valores altos próximos a la superficie, hasta valores mucho menores que la unidad a mayores profundidades. Parece como si el estado de consolidación normal no fuese más que una transición en función de la profundidad, entre la sobreconsolidación y subconsolidación (Silva et al., 1976).

Determinación de los parámetros de la consolidación:

La consolidación de un suelo saturado es función de dos propiedades fundamentales de éste:

- La compresibilidad confinada (C_v).
- La permeabilidad, que interviene en la definición del coeficiente de consolidación.

Calculo de la Permeabilidad

Se define como la propiedad o capacidad de un sedimento, suelo o roca porosa, para transmitir un fluido a su través, sin que se deteriore o modifique su estructura (Bates y Jackson, 1987). A partir de un ensayo de consolidación y siguiendo la expresión de Terzaghi (1943), puede calcularse de un modo sencillo. El ensayo permite conocer la compresibilidad del suelo sometido a una carga y el drenaje del agua intersticial de la misma, inversamente relacionado con el coeficiente de permeabilidad (k) de la muestra bajo un esfuerzo determinado.

$$C_v = \frac{k(1+e)}{\gamma_w a_v} = \frac{k}{\gamma_w m_v}, \text{ o } k = C_v m_v \gamma_w$$

Donde:

k : coeficiente de permeabilidad (cm/s)

C_v : coeficiente de consolidación

m_v : coeficiente de cambio de volumen $[(de/dp)/(1+e)=a_v/(1+e)]$

a_v : coeficiente de compresibilidad (de/dp)

e : índice de poros (vol. huecos/vol. sólidos)

Determinación de C_v

El coeficiente de consolidación (C_v) constituye una medida de la velocidad según la cual se consolida el sedimento; depende de muchos factores (temperatura, grado de alteración de la muestra, consolidación secundaria, tasa de aumento del esfuerzos

durante la compresión, y hasta del propio método elegido para el cálculo de C_V). Lambe y Whitman (1969) atribuyen la mayor parte de las variaciones del coeficiente de consolidación a variaciones en la permeabilidad, sosteniendo que para sedimentos arcillosos el coeficiente de consolidación puede variar entre 10^{-2} cm^2/sg y 10^{-4} cm^2/sg .

En los ensayos de consolidación realizados en el presente trabajo, el coeficiente de consolidación es calculado de un modo automático a partir de las dimensiones y pesos iniciales y finales de la muestra, y de las mediciones registradas en las presiones de poros y el acortamiento de la muestra durante el ensayo. Los resultados quedan reflejados en una gráfica C_V -esfuerzo efectivo (Fig. 4.4.3), a partir de la cual se obtiene, graficamente y de un modo sencillo, un valor de C_V que puede considerarse promedio del mismo a lo largo del ensayo.

El índice de compresión, C_C , es una medida de la compresibilidad de un sedimento; altos valores de C_C indican un potencial de compresibilidad elevado. Es fácil de calcular graficamente a partir de la curva de consolidación, como la diferencia en el índice de poros de dos puntos sobre la rama noval de la curva, situados a una diferencia de abscisas equivalente a un ciclo logarítmico. Se define por la expresión:

$$C_C = \frac{\Delta v. e}{\log \Delta \sigma'}$$

Valores considerados normales de este parámetro para arcillas son:

- $C_C \leq 0.05$: compresibilidad baja
- $C_C = 0.25$: compresibilidad media
- $C_C \geq 0.5$: compresibilidad alta

Correlación con otros parámetros

Diversos autores han relacionado diversas propiedades de identificación del suelo con otras características de consolidación del mismo; Skempton y Northey (1953), en ensayos

sobre muestras remoldeadas, encuentran una relación entre el índice de compresión y los límites de Atterberg

$$\begin{aligned} \delta_s/\delta_w w_L + C_C \log (S_u)w_L &= \text{cte} \\ \delta_s/\delta_w w_P + C_C \log (S_u)100w_L &= \text{cte} \end{aligned}$$

A partir de aquí : $C_C = (\delta_s/2\delta_w)(w_L - w_P) = (\delta_s/2\delta_w) IP$
y con el valor normal para la relación $\delta_s/\delta_w \approx 2.7$, se tiene que
 $C_C = 1.35 IP$.

Otros autores (Sherman y Hadjidakis, 1962; Terzaghi y Peck, 1967), han sugerido relaciones entre C_C y el límite líquido para arcillas terrígenas; Valent (1974) mantiene que las relaciones establecidas entre C_C , índice de poros, contenido en agua y plasticidad no son aplicables a lodos biógenos, ya que en ellos gran parte del agua se encuentra ocluida dentro de los caparazones de organismos, y no afecta sustancialmente a la compresibilidad del sedimento. Finalmente, se han propuesto correlaciones entre C_C y el índice de plasticidad o entre C_C , el contenido en agua y el índice de poros para lodos calcáreos y de diatomeas (Lee, 1973; Demars et al., 1976).

4.5 ENSAYO TRIAXIAL

Llegó con cierto retraso a la geotecnia marina ya que en ésta se trabaja con materiales que muchas veces no se mantienen bajo su propio peso, lo que se pensaba que constituía un grave problema a la hora de disponer de una muestra en la forma cilíndrica requerida para el ensayo (Lee, 1985). Tras reconocerse que la mayoría de los sedimentos son capaces de ser preparados en forma cilíndrica, el campo de aplicación del ensayo triaxial se amplió hasta llegar a ser un procedimiento común, cuya utilidad y aplicación han sido ampliamente estudiadas (Bishop y Henkel, 1964; Saada y Townsend, 1981).

En líneas generales, en el ensayo triaxial una muestra cilíndrica de sedimento colocada entre dos placas rígidas y encerrada dentro de una cámara llena de agua es sometida a una carga axial. Durante el mismo se controlan independientemente los

esfuerzos principales, manteniendo constante la presión en el fluido que llena la cámara (σ'_3), y aumentando el esfuerzo axial aplicado sobre la muestra (σ'_1), con lo que en realidad se está aumentando el esfuerzo desviador ($\sigma'_1 - \sigma'_3$) existente sobre la muestra. Esta se encuentra confinada en el interior de una membrana flexible e impermeable, y pueden medirse las presiones intersticiales desarrolladas en el interior de la muestra durante la aplicación de la carga sin drenaje.

Concepto de Parámetros del Suelo Normalizados (NSP)

El procedimiento general seguido en el análisis ha sido el de la utilización de parámetros de resistencia normalizados, según el procedimiento NSP de Ladd y Foott (1974). El concepto de parámetros de suelo normalizados (NSP) utilizado, se basa en diversos trabajos (Henkel, 1960) en los que se observó que los resultados de ensayos de laboratorio en muestras de arcilla con el mismo OCR, pero con diferentes esfuerzos de consolidación, exhibían características muy similares de resistencia y en su comportamiento esfuerzo-deformación, cuando la resistencia obtenida era normalizada por el esfuerzo de consolidación aplicado.

Esta aproximación se basa en la aceptación de varias premisas, según las cuales el comportamiento del sedimento depende de tres factores:

- 1) Las propiedades generales del mismo (tamaño de grano, mineralogía..)
- 2) El estado de esfuerzos existente in-situ (presión de enterramiento)
- 3) La razón de sobreconsolidación

La realización de ensayos triaxiales siguiendo la aproximación NSP requiere el conocimiento de la presión de preconsolidación, por lo que la realización de ensayos de

consolidación constituye un paso previo a cualquier estudio de resistencia bajo este concepto.

La expresión de la resistencia a la cizalla sin drenaje, siguiendo la aproximación NSP, viene dada por la ecuación (Lee y Edwards, 1986):

$$S_{US}/\sigma'_{v} = S (\text{OCR})^m$$

Donde S_{US} representa la resistencia estática a la cizalla sin drenaje; σ'_{v} es el esfuerzo efectivo de enterramiento in-situ (esfuerzo de consolidación); S es el cociente entre la resistencia a la cizalla y el esfuerzo de consolidación, para un sedimento normalmente consolidado; OCR es la razón de sobreconsolidación, y m es una constante del suelo.

La base del método utilizado por Ladd y Foott (1974), consiste en la evaluación de la historia de esfuerzos por la que ha pasado el sedimento mediante el cálculo de los perfiles de σ'_{vo} y σ'_{vm} , para determinar la razón de sobreconsolidación y sus posibles variaciones a través del sedimento. Este método proporciona una buena imagen del estado de esfuerzos del suelo, mediante la correlación entre la historia de esfuerzos y las variaciones de resistencia que presenta en profundidad. Sin embargo presenta la dificultad de que solamente puede aplicarse a depósitos relativamente regulares para los cuales pueda calcularse su historia de esfuerzos de un modo suficientemente exacto.

Cámara Triaxial

El sistema de ensayos de compresión triaxial utilizado, incluye los siguientes componentes (Fig. 4.5.1):

I. Una cámara cilíndrica, llena de agua, en la que se distinguen:

- La base (1) metálica, sobre la que se coloca el pedestal en el que se va a situar la muestra, presenta cuatro orificios para permitir el drenaje de la muestra o la medición de presiones

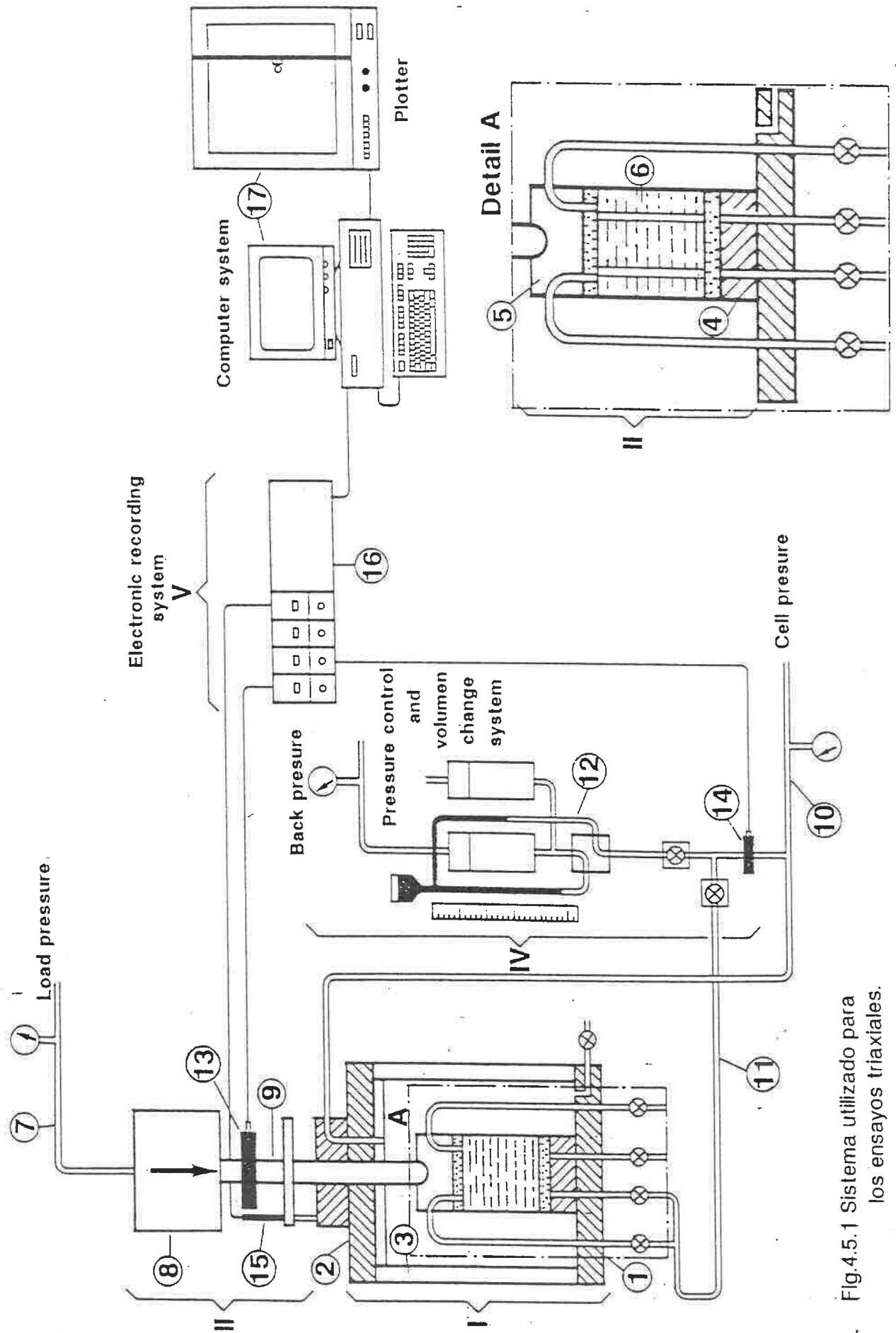


Fig.4.5.1 Sistema utilizado para los ensayos triaxiales.

interticiales, así como un orificio para el llenado/vaciado de la cámara.

- El techo (2), también metálico, a través del cual se aplica una presión sobre el agua que llena la cámara; presenta un orificio en el centro, por el que discurre el pistón que va a ejercer la carga axial sobre la muestra, y otro orificio para permitir el escape del aire durante el llenado de la misma.

- La pared cilíndrica (3) de material plástico transparente para observar el desarrollo del ensayo, encaja perfectamente entre los anteriores, formando el conjunto un recipiente totalmente hermético una vez montado. Como medida de seguridad, suele recubrirse exteriormente de una rejilla metálica para prevenir posibles estallidos del cilindro plástico por efecto de las presiones aplicadas.

II. El sistema receptor de la muestra, en el que pueden diferenciarse:

- El pedestal sobre el que se coloca la muestra (4) es metálico y va solidariamente unido a la base de la cámara; tiene forma cilíndrica y dos orificios longitudinales coincidentes con otros correspondientes en la base; a través de ellos se aplicarán contrapresiones en el interior de la muestra o se controlará el drenaje en la parte inferior de la misma.

- El cabezal que se coloca sobre la muestra (5), es de material plástico, ligero, y presenta dos orificios conectados por sendos conductos con otros correspondientes en la base de la cámara; a través de los mismos se aplican contrapresiones en la muestra o se controla el drenaje en la parte superior de la misma.

- La muestra cilíndrica que va a ser sometida a ensayo (6), colocada entre dos discos de material poroso del mismo diámetro que la misma y sendos círculos de papel de filtro (7). En el presente trabajo, las muestras utilizadas tienen unas dimensiones aproximadas de 7.5 cm de altura y 3.5 cm de diámetro.

III. El dispositivo mediante el que va a ejercerse la carga axial, consiste en un sistema hidráulico compuesto por:

- Una línea de presión (8) mediante la cual va a aplicarse una presión determinada sobre un émbolo hidráulico (9).

- Un pistón metálico (10) unido a dicho émbolo, que va a ser el encargado de aplicar directamente la carga axial sobre el cabezal de la muestra.

IV. El sistema de control de presiones y medición de cambios de volumen, se compone de:

- Una línea de presión conectada al techo de la cámara (11), encargada de aplicar una determinada presión sobre el agua a fin de crear una presión de confinamiento en la muestra.

- Una línea de presión conectada al techo y base de la muestra (12), con el fin de aplicar una contrapresión en la misma, o crear una presión diferencial entre el agua y la muestra.

- Conectado con la anterior, un sistema para medir los posibles cambios de volumen que pueda sufrir la muestra durante alguna de las fases del ensayo (13); gracias a él es posible determinar el drenaje producido en la muestra durante la consolidación o la cizalla, en el caso de que ésta se realice con drenaje.

V. El sistema electrónico de registro y almacenamiento de los datos durante el ensayo, compuesto de:

- Tres transductores electrónicos, encargados de medir:

- (13) el esfuerzo aplicado, necesario para conseguir una deformación determinada en la muestra

- (15) los excesos de presión intersticial desarrollados en la muestra por efecto de la carga

- (16) el acortamiento producido en la muestra como resultado de la deformación.

- Un amplificador-convertidor (17) para transformar digitalmente las medidas efectuadas por los tres transductores a lo largo del ensayo.

- Un sistema informático (18) que permite el control del ensayo, el almacenamiento sobre soporte magnético de los datos generados durante el ensayo, su procesado, y la representación gráfica de los resultados.

Procedimiento de Ensayo

Tipos de ensayo triaxial

Existen diversos tipos de ensayo triaxial, en función de la existencia o no de una fase previa de consolidación, y en base a la posibilidad o no de drenaje en la muestra durante la aplicación de la carga axial. De acuerdo con esto, el ensayo puede ser realizado:

- a) Sin consolidación ni drenaje durante ninguna de las fases del ensayo
- b) Consolidado y sin drenaje durante la aplicación de la carga axial
- c) Consolidado con drenaje durante la fase de cizalla, de modo que las presiones intersticiales son disipadas por el drenaje.

En el presente trabajo se han realizado ensayos triaxiales con consolidación y sin drenaje.

Preparación del ensayo

La primera operación consiste en la colocación de la muestra sobre el pedestal y encerrada en la membrana. Este paso puede introducir un grado de perturbación importante en la muestra, si no se realiza con cuidado; el procedimiento seguido ha sido similar al indicado por Bishop y Henkel (1964). Entre la muestra y la membrana, se colocan longitudinalmente unas tiras de papel de filtro, de 1 cm de anchura y longitud equivalente a la de la muestra más la de los discos porosos, con objeto de acelerar el drenaje y facilitar el equilibrio de las presiones intersticiales en el interior de la muestra (Bishop y Henkel, 1964).

Una vez colocada la muestra, se realiza el montaje final de la cámara y se procede al llenado de la misma con agua desaireada para evitar problemas creados por burbujas, y desprejir las posibles filtraciones de aire a través de la membrana. Es

fundamental conocer las dimensiones y el peso de la muestra antes de introducirla en la cámara, que sirven de referencia para el cálculo de la deformación y de la pérdida de agua por efecto de la consolidación al final del ensayo.

Fase de Saturación

Durante la fase de saturación se aumenta la presión en la cámara hasta un valor de 350 kPa (50 psi). La muestra queda así sometida a una presión "esférica" de esta magnitud, con lo que el agua intersticial ejerce una presión idéntica, pero en sentido contrario, para contrarrestar esta presión exterior, ya que no existe la posibilidad de drenaje. De este modo la muestra genera la presión suficiente para equilibrar la presión existente en la cámara. Esta presión se considera suficiente para eliminar totalmente las posibles burbujas de aire existentes en el interior de la misma, consiguiendo así su saturación completa. Esta situación se mantiene así durante 24 horas.

Durante la saturación, ha aumentado también la presión en la línea que lleva a la muestra, aunque se ha mantenido cerrada la válvula que permite el paso de esta presión al interior de la misma, para prevenir un shock importante en la muestra si la válvula fuera abierta eventualmente. El uso de contrapresiones para asegurar la saturación de la muestra antes de la cizalla, ha sido descrito por Bishop (1960).

Fase de Consolidación

La consolidación de la muestra se ha realizado en dos fases sucesivas, bajo presiones de 40 y 80 kPa. Para ello, en un primer paso se aumenta en 40 kPa la presión existente en la cámara, que queda entonces a 390 kPa y se calcula el llamado coeficiente B de Skempton, que indica los cambios en la presión intersticial asociados al aumento en el esfuerzo total, y debidos a la compresibilidad del esqueleto sólido de la muestra, a la vez que, al ser muy sensible a la presencia de aire en la muestra, indica

si se ha alcanzado la saturación. En sedimentos totalmente saturados, este coeficiente toma un valor muy próximo a la unidad (Bishop y Henkel, 1964).

La consolidación comienza al permitirse el drenaje en el interior de la muestra; en este momento la presión en la cámara es de 390 kPa y la contrapresión en el interior de la muestra es de 350 kPa; por tanto, la muestra se consolida bajo una presión efectiva de 40 kPa. Se anota el volumen de agua que fluye de la muestra durante la consolidación, y se representan gráficamente respecto al tiempo, en papel logarítmico, considerándose finalizada la consolidación al observarse una ruptura de pendiente en la curva "cambio en volumen/ log. tiempo". La segunda fase de la consolidación es similar, pero la presión final bajo la cual se consolida la muestra es de 80 kPa.

La presión de consolidación se ha escogido, siguiendo la aproximación NSP (Ladd y Foott, 1974), en función de las presiones de preconsolidación determinadas a partir de los ensayos de consolidación realizados previamente, en las que se han calculado presiones máximas 30 kPa, con una media de unos 20 kPa. Al consolidar la muestra a 80 kPa, se está llevando la muestra a un nivel de consolidación equivalente a unas 4 veces la presión de consolidación del sedimento in situ. Se consigue así proporcionar a la muestra un OCR=1, pero a un esfuerzo unas cuatro veces mayor al máximo sufrido por la muestra durante su historia geológica, con lo que en realidad se consigue es avanzar sobre la línea de compresión noval en la curva de consolidación del sedimento. De este modo se persigue anular la perturbación sufrida por el sedimento durante su extracción / muestreo / preparación. La utilización de este método de consolidación está muy extendida (Ladd y Lambe, 1963; Ladd, et al., 1977; Lee, 1974, Kayen et al., 1988...etc).

Fase de cizalla:

La fase final de un ensayo triaxial consiste en el aumento del esfuerzo desviador sobre la muestra, mediante la aplicación de una carga axial, hasta conseguir la rotura de la misma. En función del tipo de ensayo realizado, esta carga axial se realizará con existencia de drenaje o sin ella. En nuestro caso la muestra es llevada a rotura, bajo condiciones no drenadas, mediante la presión ejercida por el pistón y realizando un control sobre la deformación producida, que se realiza a una velocidad prácticamente constante, de unos 0.35 cm/hr, registrando en todo momento las presiones intersticiales desarrolladas en el interior de la muestra.

Para definir la rotura pueden utilizarse varios criterios; uno de ellos es el máximo esfuerzo desviador, $\sigma'_1 - \sigma'_3$, experimentado sobre un rango de deformación de un 15% (Lee, 1986). En sedimentos blandos con un contenido en agua elevado se obtienen diferentes formas de rotura (Fig. 4.5.2) que dan lugar a dificultades en la interpretación de los resultados, por la dificultad de elegir una sección transversal final de la muestra, para el cálculo del esfuerzo axial (Lambe y Whitman, 1969).

Algunos autores creen necesarias ciertas correcciones en el valor final de la resistencia, debidas a la acción de las tiras de papel de filtro empleadas para el drenaje y de la membrana (Bishop y Henkel, 1957). Para minimizar la necesidad de esta corrección, las membranas, así como el papel de filtro, se utilizan lo más finas posible. Además, el cabezal que se sitúa sobre la muestra está construido de un material ligero, de flotabilidad nula, para que su peso no ejerza un esfuerzo suplementario sobre la muestra. En el presente trabajo, y siguiendo la práctica habitual en el U.S.G.S. (Lee, 1986), se han tomado estas precauciones y no se ha observado que ninguno de estos elementos ejerza una resistencia suplementaria a la cizalla, por lo que no se han realizado correcciones.

Resultados de un ensayo triaxial

A intervalos previamente determinados durante el ensayo, los diferentes transductores registran continuamente los valores de la carga aplicada en cada momento, las variaciones de presión intersticial registradas en el interior de la muestra y el acortamiento producido en la misma. A partir de estos datos se obtienen, en un primer procesado de los mismos, los valores de la deformación producida en la muestra (%), los valores de la presión intersticial desarrollados (kPa), los valores de los esfuerzos principales mayor y menor (σ'_1 y σ'_3), el valor del esfuerzo desviador en cada momento, y los valores del esfuerzo efectivo normal promedio ($p' = (\sigma'_1 + \sigma'_3)/2$), y del máximo esfuerzo de cizalla ($q = (\sigma'_1 - \sigma'_3)/2$), que actúan sobre la muestra en cada momento.

El proceso está controlado por un programa de cálculo, que además realiza la representación gráfica de los resultados de cada ensayo, mediante tres gráficas (Fig. 4.5.3) representativas del comportamiento del sedimento durante la cizalla sin drenaje:

- una trayectoria de esfuerzos p' - q ,
- una gráfica que representativa del comportamiento esfuerzo-deformación del sedimento durante la cizalla,
- y otra gráfica que refleja la variación en la presión intersticial frente a la deformación.

Los parámetros de Mohr-Coulomb, c' y ϕ' , expresados en términos de esfuerzos efectivos, pueden derivarse a partir de una envolvente de rotura de círculos de Mohr, a partir de uno o varios ensayos. Así, por ejemplo, el ángulo de fricción ϕ' para un ensayo determinado puede calcularse mediante: $\phi' = \sin^{-1}(q/p')$, con q y p' tomados en el punto de valor máximo de la relación σ'_1/σ'_3 (Kayen et al., 1988).

Ventajas y limitaciones del ensayo triaxial

La utilización en laboratorio de complejos métodos de ensayo, de gran precisión, no necesita de una especial justificación. En general se admite una correlación entre el

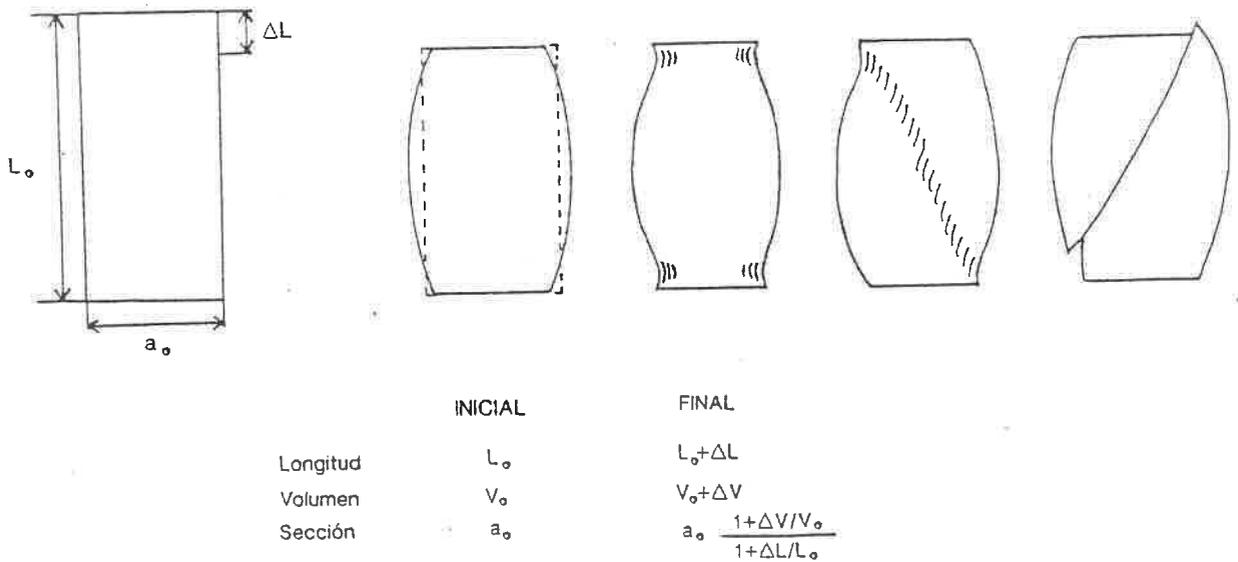


Fig. 4.5.2. Dimensiones iniciales y deformación axial producida en una muestra sometida a un ensayo triaxial. Diferentes tipos de rotura posibles, con y sin desarrollo de una cizalla neta, en función del comportamiento mecánico de la muestra resultantes de un ensayo triaxial, y efecto de la deformación sobre el área de la sección promedio de la muestra. (modificado de Bishop y Henkel, 1957).

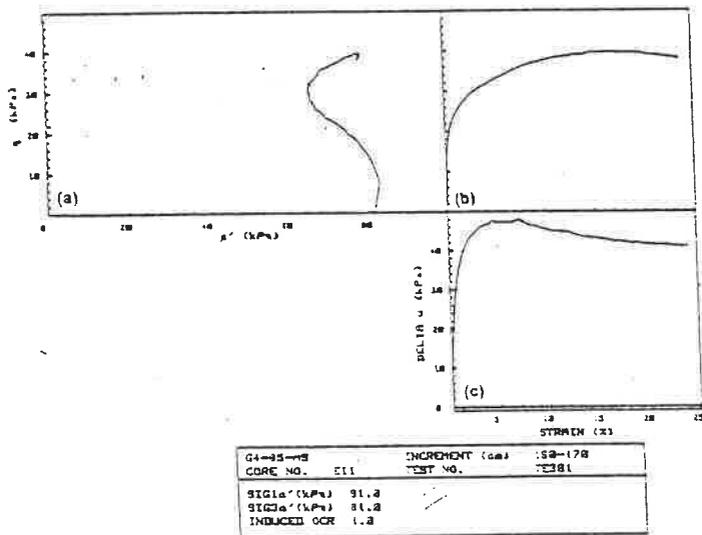


Fig. 4.5.3. Gráficos-resultado obtenidos en los ensayos triaxiales realizados en el presente trabajo: a) trayectoria de esfuerzos p' - q . b) gráfica esfuerzo desviador - deformación y c) presión intersticial-deformación.

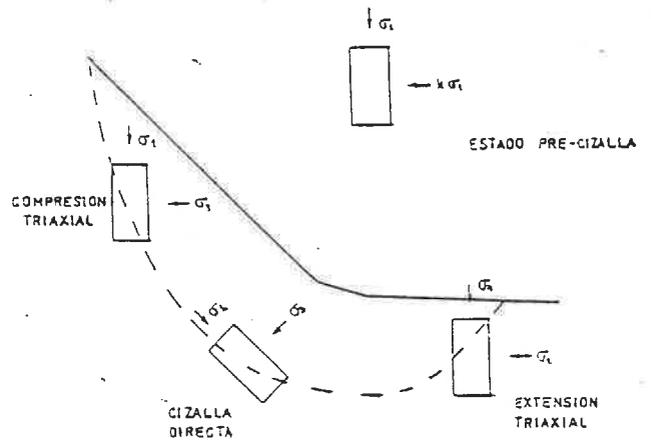


Fig. 4.5.4. Modelo idealizado de las condiciones de esfuerzos "in situ" en una superficie de cizalla rotacional en un talud. En ella se observa la rotación que tiene lugar en los esfuerzos principales a lo largo de la rotura (modificado de Sullivan et al., 1979).

grado de sofisticación del ensayo y una mayor fiabilidad en la modelización del comportamiento del sedimento respecto a las condiciones in-situ (Sullivan et al., 1978).

Sus mayores ventajas consisten en el control de las condiciones de drenaje y la posibilidad de medir las presiones intersticiales en la muestra durante el ensayo. Ya que la resistencia del sedimento está definida por el máximo esfuerzo efectivo que puede llegar a soportar, y éste está condicionado por las presiones intersticiales desarrolladas en la muestra.

No obstante, este ensayo está sometido a una serie de limitaciones entre las que pueden citarse (Bishop y Henkel, 1957):

- a) Influencia del valor del esfuerzo principal intermedio. Ya que en el ensayo se toma éste igual al esfuerzo principal menor, $\sigma'_2 = \sigma'_3$, situación que no suele darse en la realidad.
- b) Cambio en las direcciones de los esfuerzos principales (Fig. 4.5.4). En el ensayo, los planos principales son fijados en relación a los ejes de la muestra; en la realidad, los esfuerzos principales pueden cambiar de orientación durante la aplicación del esfuerzo. Asimismo, en sedimentos con estratificación marcada, los valores de c' y ϕ' están influidos por la inclinación del plano sobre el cual se ejerce el máximo esfuerzo de cizalla.
- c) Efectos producidos por la fricción en los extremos de la muestra que produce una restricción en la deformación lateral en dichos extremos. El resultado es que no existe una uniformidad real en la distribución de esfuerzos en la muestra, y por tanto en las presiones intersticiales desarrolladas en la misma. La solución a este problema pasa por calcular el esfuerzo desviador en base a un área transversal promedio de la muestra final.
- d) Duración del ensayo. Con el fin de conseguir la rotura en un plazo de tiempo razonable, suelen aplicarse velocidades de deformación relativamente elevadas, con lo que se obtienen

resultados diferentes en cuanto a la resistencia sin drenaje en cada caso (Bishop y Henkel, 1957).

4.6 ENSAYO CICLICO TRIAXIAL

El comportamiento del sedimento marino ante una fuerza repetitiva no puede ser analizado mediante un ensayo en el que se aplican cargas estáticas. Se utiliza un ensayo cíclico en laboratorio para reproducir los esfuerzos que sufre el sedimento sometido a un fenómeno repetitivo. Este ensayo pretende calcular, de un modo cuantitativamente aceptable, la resistencia del sedimento y predecir la deformación que se producirá en el medio natural bajo la influencia de una carga cíclica similar a la aplicada durante el ensayo.

Tipos de ensayo cíclico triaxial

Existen dos tipos diferentes de ensayo cíclico:

a) En el primero se aplica una carga cíclica hasta alcanzar una deformación determinada o hasta aplicar un número determinado de ciclos; a continuación se lleva la muestra a la rotura mediante una carga estática y se mide la pérdida de resistencia en la muestra, como resultado de la carga cíclica, respecto de un ensayo estático triaxial previo sobre una muestra adyacente. Se observa que si la deformación alcanzada durante la carga cíclica es menor que la mitad de la deformación alcanzada en una rotura por carga estática, la degradación en la resistencia resultante de la carga cíclica es mínima (Thiers y Seed, 1969).

b) El segundo tipo de ensayo es el utilizado en el presente trabajo y consiste en someter la muestra a ciclos de carga-descarga, hasta que se produce una deformación acumulada suficiente como para considerar que la muestra ha alcanzado la rotura. Los criterios de rotura generalmente están basados la deformación alcanzada, que puede oscilar desde un 2.5% hasta un

20% (Lee y Focht, 1976; Fischer et al., 1976); en nuestro caso se ha utilizado un 15%.

En un ensayo cíclico triaxial se aplica un esfuerzo cíclico, mediante la variación en intensidad de una carga unidireccional o la inversión completa de sentido en la carga aplicada, sobre una muestra similar a la utilizada para el ensayo estático triaxial. La resistencia del sedimento disminuye proporcionalmente al aumento en la reversibilidad del esfuerzo aplicado (Lee y Focht, 1976); un caso extremo consiste en la reversibilidad total del esfuerzo aplicado, y se aproxima a muchas situaciones in-situ (Lee et al. 1981).

Los ensayos se realizan a un nivel de esfuerzo cíclico predeterminado equivalente al esfuerzo de cizalla cíclico promedio ($\tau_{cyc\ ave\ max}$) dividido por el esfuerzo de consolidación (σ'_c), y durante el mismo se registran el número de ciclos transcurridos, el esfuerzo correspondiente, la presión de poros que inducen en el sedimento y la deformación alcanzada por el mismo.

Influencia de la velocidad de carga.

Las propiedades de esfuerzo-deformación de un suelo obtenidas a partir de ensayos de laboratorio, toman valores diferentes en función de la velocidad con que se realiza la carga (Davie et al., 1977). En un ensayo estático, una disminución del tiempo para alcanzar la rotura, de 1000 seg. a 10 seg., produce un aumento de un 20% en la resistencia de una arena o una arcilla sobreconsolidada; bajo una carga cíclica el comportamiento es diferente.

Un determinado nivel de esfuerzo aplicado cíclicamente produce una mayor deformación que el mismo nivel de esfuerzo aplicado de un modo estático. En una tormenta típica, el periodo de las olas es de entre 10 y 15 sg. lo que constituye un orden de magnitud mayor que el periodo de entre 0.5 y 1 sg. de las ondas sísmicas, y aproximadamente dos órdenes de magnitud más rápido

que el tiempo necesario para alcanzar la rotura en un ensayo triaxial sin drenaje sobre muestras de arcilla (Davie et al., 1977).

A velocidad de carga muy lenta, en taludes arcillosos, la situación es muy similar a la que tiene lugar bajo condiciones estáticas; el efecto de esta carga puede consistir en fenómenos de creep, que puede llegar a producir la rotura en el sedimento (Wright, 1976).

A velocidad rápida, fenómeno también habitual en el medio marino, por ejemplo durante tormentas, el efecto de una rápida carga puede consistir incluso en el aumento de la resistencia del sedimento a la cizalla, hasta en un 30%-40% (Sangrey, 1977).

Equipo de cizalla ciclica triaxial

Gran parte de los componentes del equipo son idénticos a los utilizados en el ensayo estático triaxial; el equipo de cizalla ciclica triaxial utilizado en el presenta trabajo se compone de (Fig. 4.6.1):

I. Cámara de carga (1), similar en todo a la utilizada para el ensayo triaxial, excepto en que el pistón metálico que ejerce la carga directa sobre la muestra no se apoya simplemente sobre el orificio cónico existente en el cabezal colocado sobre la misma. En este ensayo se aplica la carga en compresión y en tensión, por lo que el pistón debe estar solidariamente unido al cabezal, en nuestro caso mediante una rosca.

II. Un sistema de carga neumática sinusoidal, mediante el cual se aplica un esfuerzo cíclico determinado sobre la muestra; tiene tres elementos principales:

- Un generador electrónico de ondas (2), mediante el que se selecciona una onda sinusoidal de una determinada amplitud y

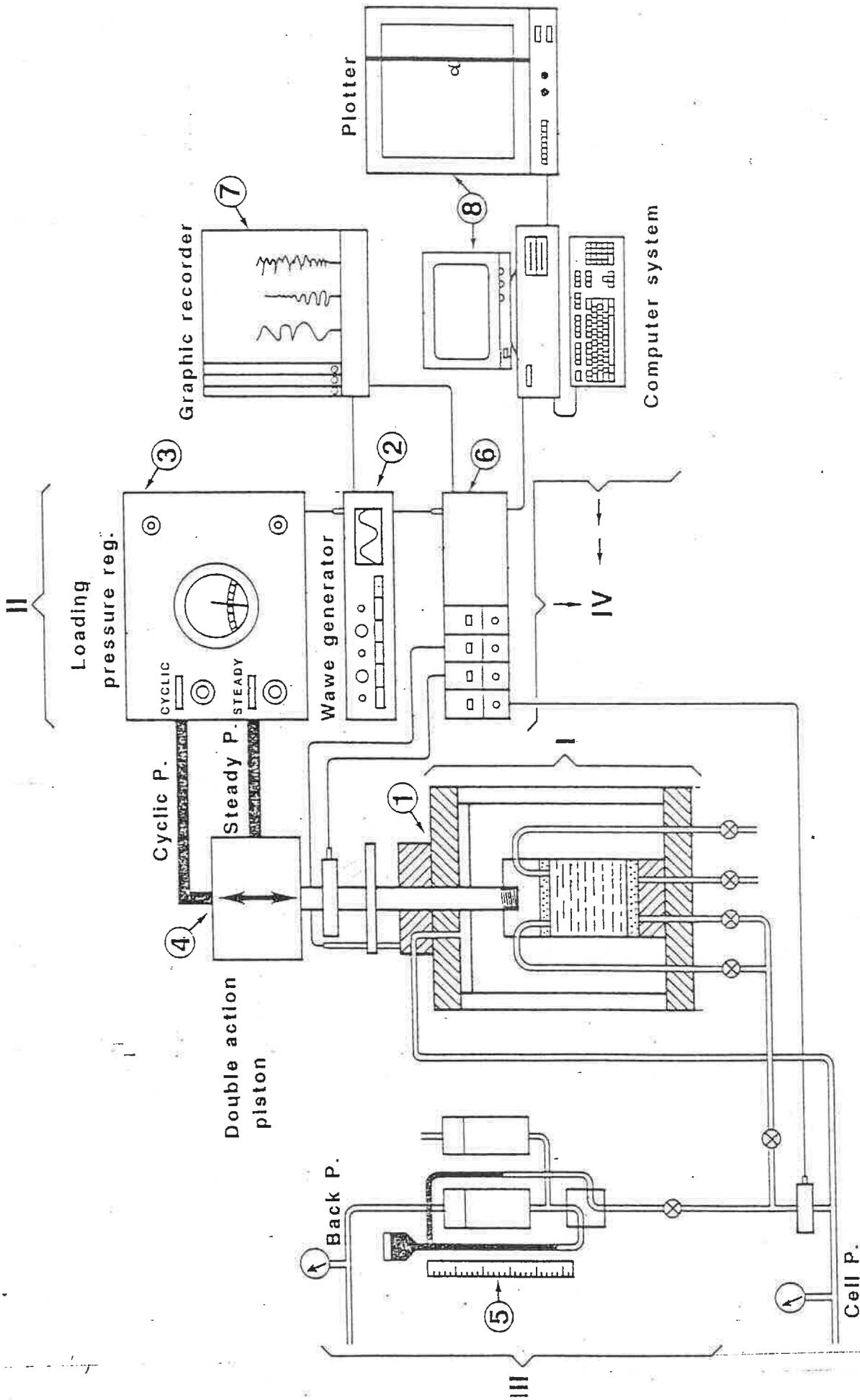


Fig.4.6.1 Sistema utilizado para los ensayos ciclicos triaxiales

frecuencia, correspondiente a la frecuencia y amplitud de los pulsos de carga/descarga que se van a ejercer sobre la muestra.

- Un sistema neumático de control de presiones (3), que transforma la onda electromagnética seleccionada en una variación cíclica de presiones, de igual frecuencia y amplitud. Este dispositivo es fundamental, ya que es quien finalmente reproduce la carga cíclica deseada. Muchos sistemas, empleando una gran variedad de principios, han sido utilizados para proporcionar una carga cíclica a una muestra de suelo.

El sistema utilizado en el presente trabajo es uno de los más usuales (Seed y Lee, 1966; Lee y Fitton, 1969), y consiste en un pistón neumático de doble acción (4) acoplado a la muestra, mediante el cual la carga puede ser variada gracias a una válvula direccional. La traza de la onda generada con este sistema se aproxima a una onda rectangular, pero mediante diversos dispositivos puede controlarse la onda hasta aproximarla a una forma groseramente triangular o sinusoidal.

III. Sistema de mediciones de cambio de volumen (5) durante la consolidación, es idéntico al utilizado en el ensayo triaxial.

IV. Sistema electrónico de registro y almacenamiento de los datos. Compuesto de los mismos transductores de presiones que el equipo triaxial, ya que se miden las mismas variables (deformación, presión intersticial y esfuerzo desviador), y un idéntico amplificador-transformador digital (6). La única diferencia consiste en un registrador gráfico (7), que durante el ensayo representa el esfuerzo cíclico aplicado, la presión intersticial acumulada, y la deformación que tiene lugar en la muestra. Este gráfico es el que se utiliza como criterio para dar como finalizado el ensayo, en el momento en que se observa que la deformación alcanzada sobrepasa el límite seleccionado como criterio para definir la rotura. El sistema de control del ensayo, de almacenamiento de los datos y de procesamiento y representación gráfica de los resultados, es similar al usado en el equipo triaxial (9).

Fases del ensayo

Al realizar un ensayo de resistencia cíclica, hay considerar una serie de cuestiones, como son el nivel de esfuerzo aplicado, la forma del pulso de esfuerzo, magnitud de la deformación y tamaño de la muestra (Davie et al., 1977). En términos generales, un ensayo cíclico triaxial se diferencian las mismas fases que en un ensayo estático triaxial, aunque existen ciertas diferencias entre ambos.

Fases de Saturación y Consolidación

Se han realizado de un modo similar a un ensayo estático según la aproximación NSP, induciendo un OCR igual a 1 (Fischer et al., 1976; Lee et al., 1981). Al estar el pistón metálico solidariamente unido al cabezal de la muestra, se ha realizado la consolidación permitiendo el acortamiento de la muestra originado por la disminución de volumen asociada a la consolidación. Esto se ha realizado colocando sobre el pistón un peso equivalente al empuje hacia arriba ejercido sobre el mismo por la presión existente en el interior de la cámara; con ello se consigue equilibrar el levantamiento y se permite el libre movimiento del pistón, y la consiguiente disminución de altura de la muestra durante la consolidación.

Una vez finalizada la consolidación se registra la altura y se calcula el volumen de la muestra en base a la cantidad de agua perdida tras la consolidación; en relación a estas nuevas dimensiones se calcula el esfuerzo a aplicar durante el ensayo cíclico y las dimensiones de la muestra a las que se considerará finalizado el ensayo, en función del criterio escogido para definir la rotura.

Fase de Cizalla Cíclica Triaxial

Es deseable tener una estimación de la resistencia estática sin drenaje del sedimento que se está sometiendo a ensayo, obtenida a partir de un ensayo estático triaxial realizado sobre una muestra adjacente (Lee, 1986). En función de esta resistencia estática, se selecciona el esfuerzo desviador cíclico a aplicar durante el ensayo.

Esfuerzo desviador cíclico

Si DS (deviator stress) es el máximo esfuerzo desviador aplicado en un ensayo triaxial estático, el esfuerzo desviador cíclico CDS (cyclic dev. stress) se calcula mediante:

$$CDS = \phi * DS$$

donde ϕ es un coeficiente cuyo valor es distinto en cada ensayo. Normalmente se realizan un mínimo de tres ensayos cíclicos sobre muestras correlativas en un mismo testigo, y que por tanto pueden considerarse similares. En el primero de ellos se toma $\phi = 1$, con lo que se aplica un esfuerzo desviador cíclico equivalente a la resistencia estática del mismo sedimento. En los siguientes ensayos, se toma ϕ con valores $< 0 >$ que 1. Cuanto más alto es el nivel de esfuerzo cíclico aplicado (ϕ más alto) es lógico esperar que se alcance la rotura en un número menor de ciclos, mientras que la muestra es capaz de soportar más ciclos si el esfuerzo aplicado en cada uno de ellos es menor. Al realizar tres ensayos en los que se aplica un esfuerzo diferente, se puede establecer la relación entre el nivel de esfuerzo cíclico aplicado y el número de ciclos en que se alcanzará la rotura.

Frecuencia de la carga cíclica

La frecuencia utilizada en la carga cíclica influye considerablemente en la degradación de resistencia que sufre el

sedimento durante el ensayo, especialmente en sedimentos arcillosos o limosos, mientras que su efecto es poco importante sobre la resistencia de las arenas (Lee y Focht, 1976). Los ensayos deben realizarse, a ser posible, según una frecuencia próxima a la que es de esperar en una situación real in-situ. En el presente trabajo se ha utilizado una onda sinusoidal con una frecuencia de 0.1 Hz debido a que por su sencillez es fácilmente reproducible en el laboratorio, y esta frecuencia es suficientemente lenta como para permitir un barrido digital completo de las variables durante el ensayo (Lee y Edwards, 1986).

La realización de ensayos de carga cíclica a altas frecuencias (0.1-1 Hz) puede proporcionar resistencias cíclicas, para un pequeño número de ciclos, más elevadas que la resistencia estática de una muestra similar. Esto es resultado de la velocidad de deformación, mucho más baja, usada en un ensayo estático (Lee, 1986). Un problema inevitable en un ensayo cíclico es que estos "exageran los defectos existentes en el ensayo triaxial, apareciendo distribuciones no uniformes, tanto de esfuerzos como de presiones intersticiales" (Esrig et al., 1975). Esto se intenta evitar parcialmente mediante la aplicación de los ciclos de carga en grupos de 10 o 100, dejando un lapso de tiempo entre cada grupo para que se equilibren las presiones intersticiales en la muestra (Lee, 1986).

Resultados del ensayo

El sistema utilizado registra en continuo el número de ciclos transcurrido, el esfuerzo aplicado y la presión intersticial desarrollada en la muestra, y calcula determinados parámetros como el esfuerzo desviador cíclico, el módulo de elasticidad de Young E , que da una medida de la rigidez de la muestra, y el coeficiente de amortiguación interna, D , que representa la cantidad de energía perdida en cada ciclo, como porcentaje de la energía introducida, al ser absorbida por la estructura del sedimento.

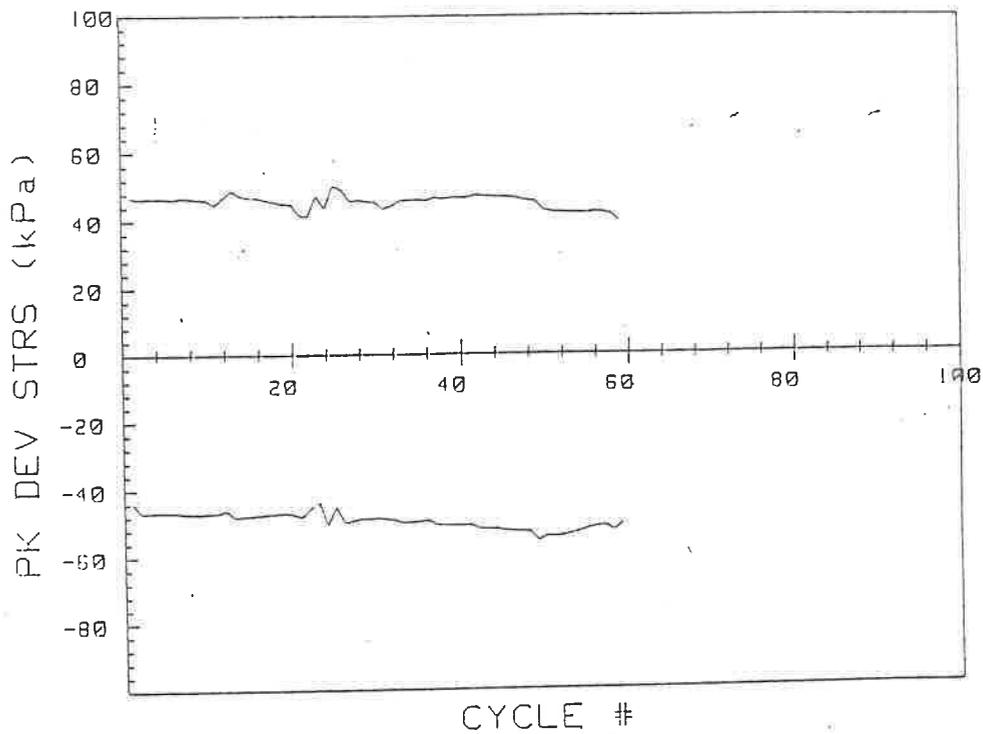


Fig. 4.6.2. Representación del esfuerzo desviador máximo en tensión y compresión en un ensayo de cizalla cíclica triaxial realizado en el presente trabajo, frente al número de ciclos transcurridos hasta la rotura de la muestra.

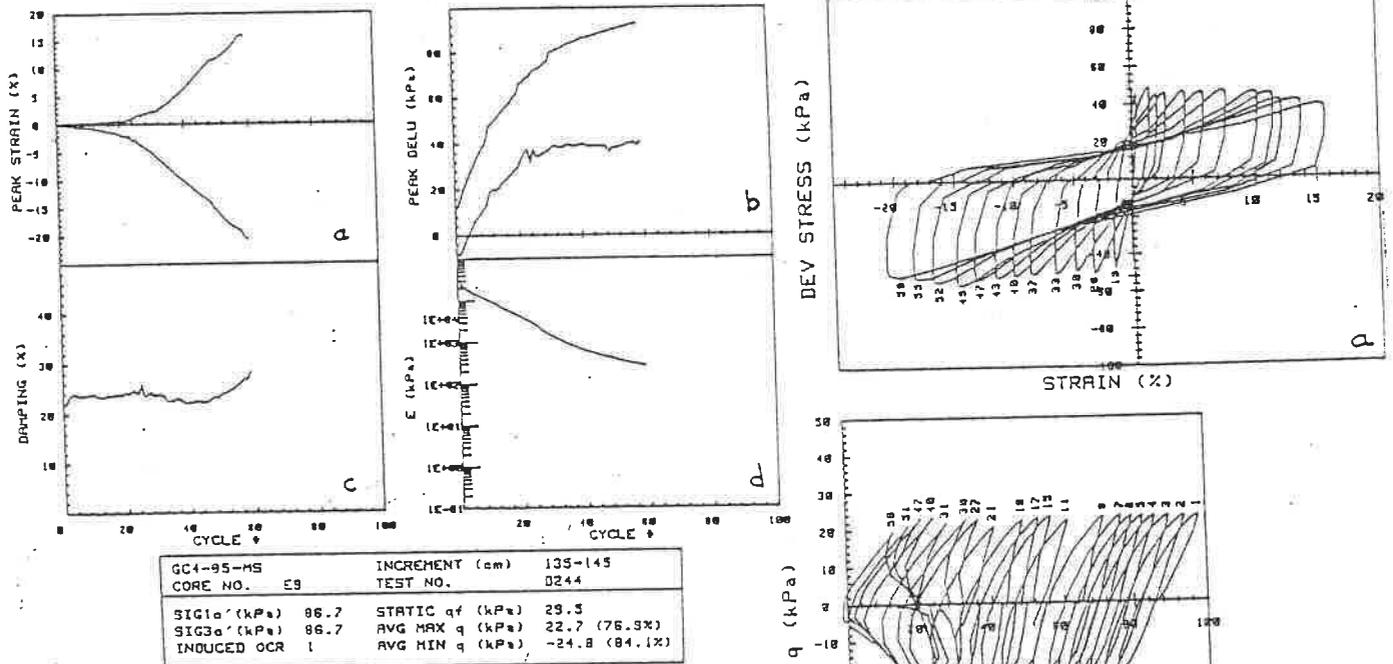


Fig. 4.6.3. Representación gráfica de los resultados de un ensayo cíclico triaxial obtenidos en el presente trabajo: (a): gráfica de la deformación máxima en tensión y compresión alcanzada por la muestra, frente al nº de ciclos hasta la rotura (NCTF). (b): gráfica de la variación máxima de la presión intersticial, frente al NCTF. (c): representación de la variación del coeficiente de absorción del esfuerzo, frente al NCTF y (d): variación del módulo de elasticidad de Young, frente al NCTF.

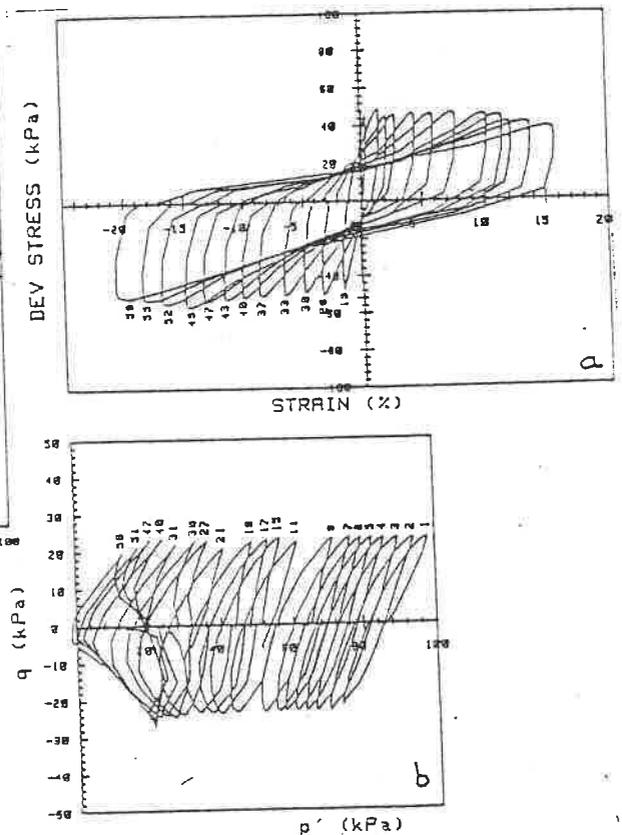


Fig. 4.6.4. Gráficas que representan: (a): la variación de la deformación sucedida en la muestra durante el ensayo cíclico, respecto al esfuerzo desviador y (b): trayectoria de esfuerzos, ambas a lo largo del ensayo cíclico triaxial.

Los resultados aparecen representados como el esfuerzo desviador máximo frente al número de ciclos (Fig. 4.6.2); así como la variación del coeficiente de amortiguación, módulo de Young, deformación y presión intersticial, también frente al número de ciclos (Fig. 4.6.3). Por otra parte, el programa realiza una gráfica de la variación de la deformación frente al esfuerzo desviador máximo, y una trayectoria de esfuerzos $p'-q$ (Fig. 4.6.4).

Un modo de representación de los resultados de un ensayo suele ser el esfuerzo cíclico de cizalla aplicado, normalizado por el esfuerzo de consolidación correspondiente, frente al número de ciclos que se han necesitado para alcanzar la rotura en cada uno de ellos (Lee, 1986). Al utilizar diferentes valores del esfuerzo desviador cíclico, el número de ciclos hasta la rotura es también diferente en cada uno de los ensayos, con lo que se obtiene una estimación del comportamiento del sedimento para cualquier valor del esfuerzo desviador cíclico.

Dentro de un análisis regional simplificado acerca de las propiedades de resistencia cíclica del sedimento, Lee et al. (1981) obtienen un factor de degradación de resistencia cíclica A_r , que corresponde al nivel de esfuerzo cíclico necesario para provocar la rotura de la muestra en 10 ciclos (número típico de ciclos importantes durante un terremoto moderado). La obtención de este parámetro es uno de los objetivos por los que se han realizado los ensayos cíclicos triaxiales, ya que Este puede ser utilizado para corregir la resistencia estática del sedimento en una zona determinada, y para identificar en lo posible, zonas de sedimento potencialmente inestable (Lee, 1986).

Cálculo de la resistencia cíclica sin drenaje

La aproximación NSP (Ladd y Foott, 1974), utilizada en el cálculo de la resistencia estática debe ser modificada mediante el factor de corrección, A_r . Este varía de acuerdo con el número

de ciclos de carga-descarga, el grado de reversibilidad del esfuerzo principal, la forma del pulso de carga, la frecuencia de la carga cíclica, el grado de sobreconsolidación del sedimento y el estado de esfuerzos existente antes de la cizalla (Anderson, 1976; Fischer et al., 1976; Silver et al., 1978).

La resistencia del sedimento a la cizalla sin drenaje bajo una carga cíclica, puede estimarse mediante la siguiente expresión (Lee et al., 1981):

$$S_{ur} = \sigma'_{v0} A_c A_r S \left[\frac{\sigma'_{v0} + \sigma'_e}{\sigma'_{v0}} \right]^m$$

donde:

S_{ur} = resistencia in-situ del sedimento a una determinada profundidad bajo el fondo, frente a la cizalla producida por una carga cíclica sin drenaje.

σ'_{v0} = esfuerzo efectivo vertical a la profundidad en cuestión.

σ'_e = esfuerzo efectivo en exceso a una profundidad determinada, equivale a $\sigma'_{vm} - \sigma'_v$.

S = resistencia normalizada del sedimento normalmente consolidado. En la aproximación NSP, es constante para un mismo sedimento, e igual a la resistencia estática de un sedimento normalmente consolidado, dividida por el esfuerzo efectivo de enterramiento.

m = parámetro de comportamiento de resistencia normalizada. Es constante para un sedimento similar y el mismo para varios estados de consolidación.

A_c = factor de corrección de los resultados de ensayos triaxiales consolidados de un modo isótropo, al estado de esfuerzos anisótropos existente in-situ.

A_r = factor de corrección de resistencia cíclica.

El grado de consolidación del sedimento tiene un importante efecto en la resistencia de un sedimento arcilloso, ya que expresado en términos del nivel de esfuerzo cíclico, normalizado por el esfuerzo estático, las muestras sobreconsolidadas son más susceptibles frente a una carga de tipo cíclico (Lee y Focht, 1976).

Capitulo 5. INESTABILIDAD EN EL TALUD CONTINENTAL

Introducción

La morfología y sismicidad de un margen continental, características que son consecuencia última de su posición en relación a las placas litosféricas, son dos factores fundamentales de control de la estabilidad de los cuerpos sedimentarios depositados sobre el mismo (Scott y Zuckerman, 1970). La estabilidad del talud está, asimismo, controlada por diversos procesos erosivos y deposicionales; durante el Pleistoceno, la estabilidad de los márgenes continentales ha estado controlada de un modo especial por los descensos del nivel del mar. Estos se tradujeron en importantes aumentos en el volumen de aporte sedimentario y en la tasa de sedimentación y, consecuentemente, en una importante carga sedimentaria, desarrollo de deslizamientos y generación de corrientes de turbidez erosivas (Moore, 1977). Un factor adicional durante los mínimos eustáticos fue el importante impacto del oleaje en las proximidades del borde de la plataforma.

La existencia de inestabilidad en los márgenes continentales ha sido ampliamente reconocida en la literatura científica (Embley y Jacobi, 1977; Moore, 1977; McGregor et al., 1979; Nardin et al., 1979a; Kenyon, 1987, ...etc). Canals (1985) realiza una exhaustiva recopilación de datos referentes a deslizamientos submarinos en todo tipo de provinias y márgenes continentales a lo largo de los océanos mundiales. Gran parte de los estudios relativos a la estabilidad de taludes submarinos son de carácter cualitativo y están basados principalmente en la interpretación de perfiles sísmicos de alta resolución y sonar de barrido lateral (Hampton y Bouma, 1977; Coleman y Garrison, 1977; Pautot, 1981; Prior et al., 1982; Coleman et al., 1983).

Algunos trabajos (Almagor y Wiseman, 1977; Booth y Garrison, 1978; Hampton et al., 1978; Suhaida y Prior, 1978; Edwards et al., 1980; Olsen et al., 1982; Lee y Edwards, 1986; Chough y Lee, 1987; Kayen, 1988; y Schwab et al., 1988), han intentado la

aplicación de técnicas cuantitativas o modelos matemáticos para explicar las causas de los fenómenos de inestabilidad observados y evaluar la estabilidad relativa de diferentes taludes submarinos.

5.1 CAUSAS DE LA INESTABILIDAD SEDIMENTARIA

Un talud submarino comienza a mostrar un comportamiento inestable cuando la carga sedimentaria que soporta, más el efecto de las posibles fuerzas externas que actúan sobre el mismo, exceden al valor de la resistencia del sedimento a la cizalla (Scott y Zuckerman, 1970; Hampton et al., 1978; Lee et al., 1981; Lee y Edwards, 1986). En el medio marino los principales mecanismos que pueden dar lugar a fenómenos de inestabilidad o a cualquier tipo de movimientos en masa de sedimento, pueden ser originados por efecto de (Watkins y Kraft, 1978):

- 1) Gravedad
- 2) Fuerzas hidráulicas
- 3) Actividad tectónica

La gravedad es un mecanismo que actúa continuamente, superponiéndose por tanto al resto de ellos. La estabilidad de un talud submarino se suele estudiar en función de la respuesta más fácilmente cuantificable que éste presenta respecto de tres factores fundamentales relacionados con los principales mecanismos generadores de inestabilidad: carga sedimentaria, olas de tormenta y terremotos (Lee y Edwards, 1986). Dentro de un análisis simplificado estos factores, la magnitud del terremoto o la tormenta capaz de producir inestabilidad en un talud, por ejemplo, se expresan en forma de un parámetro sencillo que está relacionado con el proceso y que constituye una medida de la susceptibilidad del sedimento marino frente a la rotura originada por dichos mecanismos (Lee y Edwards, 1986).

En el caso de un terremoto, el parámetro a considerar consiste en la aceleración que éste es capaz de producir en el sedimento del fondo y que representa el límite máximo que puede

ser soportado por el talud antes de derrumbarse. En el caso de una tormenta, se considera la altura de la ola que ejerce sobre el fondo una presión tal que puede dar lugar a un fenómeno de inestabilidad.

Inestabilidad de origen gravitatorio

El efecto de la gravedad tiene tres consecuencias fundamentales en el fondo:

- a) La componente vertical de la gravedad produce un movimiento del sedimento a favor de la pendiente, que en determinados casos puede llegar a producir una rotura generalizada del talud.
- b) Es responsable de la consolidación del sedimento bajo el peso de la columna suprayacente.
- c) Finalmente, en el caso de producirse un rápido depósito de material denso sobre un sedimento menos denso, pueden producirse efectos de carga diferencial que provocan la deformación de las capas de sedimento infrayacentes, originando fenómenos de diapirismo (Watkins y Kraft, 1978).

Fuerzas Hidráulicas

Entre las fuerzas de origen hidráulico que pueden ejercer cierto efecto sobre el sedimento del fondo en el medio marino, se pueden distinguir:

- a) Las corrientes, que constituyen un importante mecanismo de erosión y retrabajamiento de los depósitos superficiales, cuya actividad puede proporcionar al sedimento determinadas características texturales (clasificación granulométrica, lavado de finos, orientación preferencial de los granos....) que le hagan más susceptible a la inestabilidad originada por otros fenómenos externos. Su actividad puede dar como resultado además la existencia de fuertes pendientes o excavación en la base del talud en zonas muy determinadas, originando condiciones de inestabilidad local o puntual.

b) Las olas superficiales, que transmiten al sedimento del fondo un determinado esfuerzo, traducido en una anomalía de presión, pueden constituir un importante factor de inestabilidad, especialmente en áreas poco profundas. La amplitud y longitud de onda de la anomalía de presión que inducen en el fondo dependen de las propiedades del sedimento, de las características de la ola actuante, y de la profundidad de agua existente sobre el fondo (Watkins y Kraft, 1978). Estas anomalías de presión, se superponen periódicamente a las fuerzas de origen gravitacional, y el efecto combinado de ambas puede tener como resultado la inestabilidad del talud, en la forma de roturas o grandes desplazamientos en el fondo (Bea y Arnold, 1973; Doyle, 1973; Sterling y Strohbeck, 1973; Kraft y Watkins, 1976; Watkins y Kraft, 1978)

c) Las olas internas también pueden producir importantes anomalías de presión en el fondo; se originan en el interior de una masa de agua estratificada por densidad (Neumann y Pierson, 1966), especialmente junto a las desembocaduras de grandes ríos, debido al influjo de la masa de agua dulce que fluye en superficie. Su efecto sobre el fondo en zonas de aguas profundas es muy reducido, ya que la amplitud de la variación de presión que inducen en el fondo raramente excede un 1% del efecto correspondiente a las olas superficiales (Watkins y Kraft, 1978).

Actividad Tectónica

Respecto de la misma hay que tener en cuenta:

a) La existencia de terremotos, asociados con estructuras de raíz profunda relacionadas con la tectónica regional, que en ciertas áreas pueden ser habituales y constituir un importante factor de control de la estabilidad.

b) Los desplazamientos en el fondo marino asociados con fallas activas, que además de constituir un posible origen de inestabilidad en sí mismos, pueden provocar cambios fisiográficos en el fondo que permitan el desarrollo de procesos de

inestabilidad, iniciados por otro tipo de causas hidráulicas o gravitacionales, en áreas previamente estables.

c) La posible existencia de procesos diapíricos y estructuras salinas penetrativas o no, que puede provocar fenómenos de inestabilidad en las unidades sedimentarias que se vean afectadas por el movimiento ascendente del material plástico (Watkins y Kraft, 1978).

A modo de síntesis, los factores que influyen sobre la estabilidad del talud aparecen esquemáticamente representados en la figura 5.1.1. En ella se reflejan los tres factores principales que controlan la sedimentación en el margen: antepaís, clima y oceanografía.

El efecto del antepaís se refleja en un control estructural que va a conformar la cuenca de sedimentación, el levantamiento o hundimiento del margen y el continente emergido y la actividad tectónica, representada por fallas, diapiros y terremotos, fenómenos que se traducen en un aumento del esfuerzo aplicado sobre el sedimento del talud.

El clima, junto con el factor estructural, definen la posición del nivel del mar en cada momento, resultado de las fluctuaciones glacio-eustáticas. Este factor es fundamental en el volumen de aportes de origen continental, y se traducirá en variaciones en la tasa de sedimentación, con el consiguiente efecto en la carga litostática sufrida por el sedimento y en el aumento en el esfuerzo estático soportado por el sedimento.

El factor oceanográfico, finalmente, se manifiesta por un lado en el aporte de sedimento al talud y por otro en la actividad de olas y corrientes. Ambos procesos ejercen una función de retrabajamiento del sedimento, haciéndolo más susceptible de ser afectado por procesos de inestabilidad resultantes de un aumento en el esfuerzo de tipo estático. La erosión debida a corrientes, además, puede controlar la estabilidad del talud mediante la verticalización de las

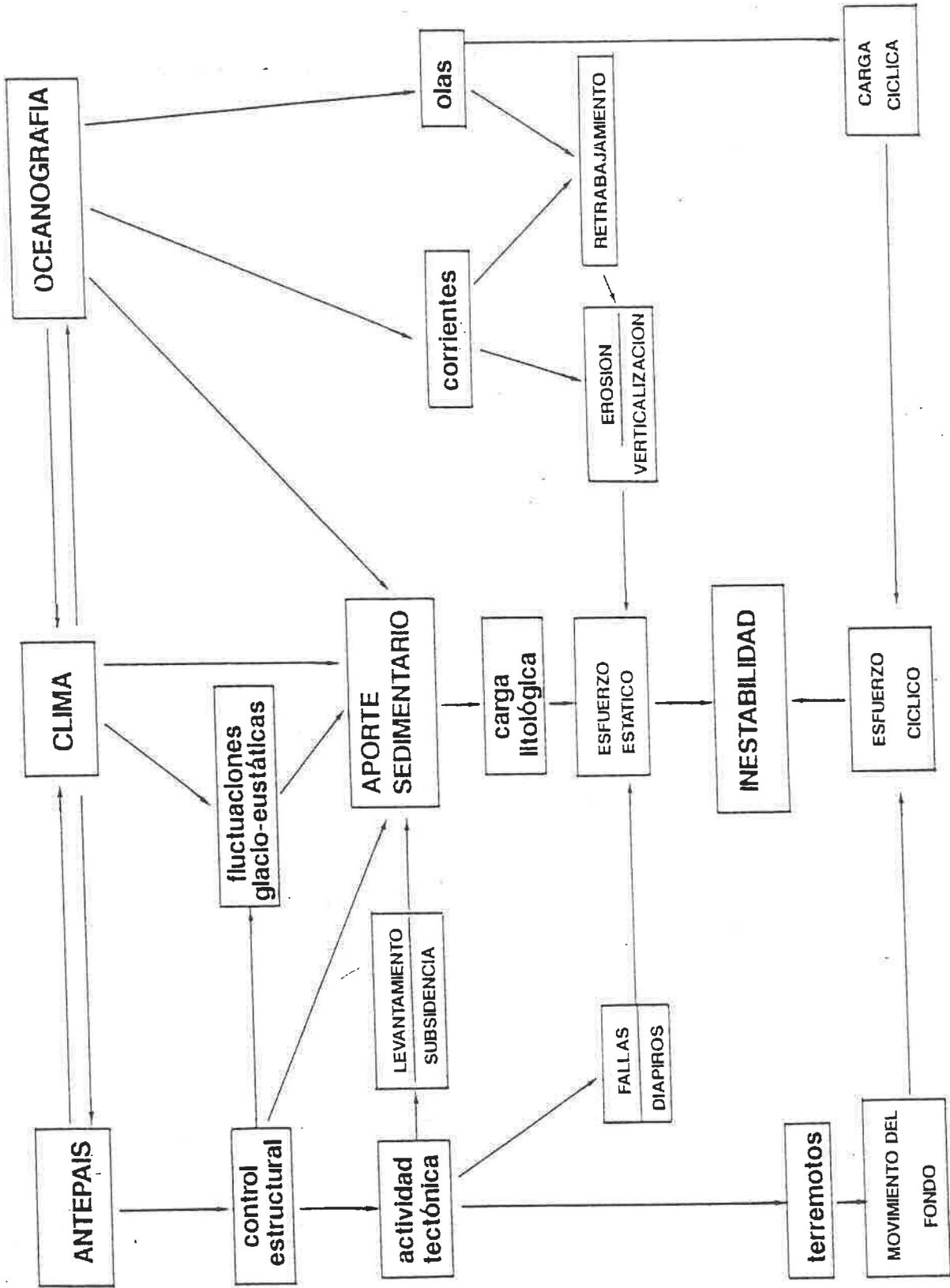


Fig. 5.2.1. Esquema de los diferentes factores y procesos que intervienen sobre la estabilidad del talud. Se destacan los tres factores principales: antepais o estructura del margen y el continente adyacente, clima y oceanografía. Su efecto puede traducirse en un aumento de los esfuerzos estáticos sobre el sedimento, principalmente el esfuerzo por carga litostática y la existencia de pendientes inestables por efecto de la erosión o tectónica. También influye en un aumento de los esfuerzos de tipo dinámico, producidos por acción de terremotos, olas de tormenta u olas internas.

pendientes por encima del mayor ángulo estable frente a un esfuerzo estático, socavación basal y pérdida de sustentación del talud, ...etc. Las olas, junto con los terremotos, ejercen una acción que también puede tener una influencia fundamental en la estabilidad del talud. Ambos procesos aplican una serie de esfuerzos repetidos que pueden sobrepasar la resistencia del sedimento, los terremotos al aplicar una aceleración al sedimento y las olas disminuyendo la resistencia del mismo.

5.2 ANALISIS DE ESTABILIDAD

Planteamiento y desarrollo

Un análisis para la estimación de la estabilidad de un talud submarino implica la realización de diversos estudios coordinados (Richards y Chaney, 1982; Lee y Edwards, 1986; Watkins y Kraft, 1978):

- 1) Es necesaria la caracterización del fondo marino, mediante una buena definición de la topografía y la estratigrafía del sedimento que constituye en talud, características necesarias para describir la geometría de las superficies potenciales de rotura y la composición del sedimento que constituye el recubrimiento superficial y sub-superficial.
- 2) Un análisis de las cargas externas ejercidas por factores geológicos y ambientales, y su posible efecto en la modificación de las propiedades geotécnicas del sedimento. En este apartado se trata de evaluar la acción conjunta o sucesiva de: (a) olas, (b) corrientes, (c) actividad sísmica, (d) carga sedimentaria, (e) tasa de sedimentación o enterramiento, (f) efecto de estructuras artificiales, en su caso.
- 3) Determinación de la estabilidad del talud, mediante la utilización de un determinado tipo de análisis, cuya elección dependerá de: (a) el tipo de carga externa o ambiental

considerada, (b) la necesidad de calcular la estabilidad a corto o largo plazo (estabilidad con o sin drenaje), (c) geometría de la superficie de rotura, (d) disposición de los cuerpos sedimentarios en el talud, (e) tipo de material que constituye el fondo. El último paso consiste en la comparación entre las fuerzas de resistencia y las que actúan a favor del desarrollo de la inestabilidad.

4) Cálculo del factor de seguridad frente a la rotura. Para el mismo se utilizan procedimientos analíticos simples, debido a la ausencia habitual de información detallada acerca de deslizamientos submarinos.

Análisis de estabilidad

La estabilidad del sedimento en un talud, depende de la resistencia del mismo a la cizalla y de la variación de esta resistencia en profundidad. En ausencia de fuerzas externas, aparte de la debida a la gravedad, la estabilidad de un talud es inversamente proporcional al espesor de sedimento existente sobre el mismo, H , a la pendiente del talud, α , y al peso específico del sedimento, γ (Hampton et al., 1978).

Diversos factores de tipo sedimentológico pueden influir de un modo considerable en la estabilidad del talud:

- tasa de sedimentación y localización de los depocentros
- tamaño de grano y composición del sedimento
- dinámica oceanográfica y sedimentaria
- características geoquímicas en el momento del depósito
- historia tecto-estructural del área de depósito (Coleman y Garrison, 1977).

Un análisis de estabilidad de un talud submarino requiere, por tanto, la utilización de un método que contemple estas variables y tenga en cuenta la geometría, tanto del cuerpo susceptible de deslizarse pendiente abajo, como de la superficie de discontinuidad.

Métodos de análisis de la estabilidad

Un análisis de estabilidad de taludes puede llevarse a cabo mediante dos procedimientos diferentes (Ayala et al., 1987):

a) Métodos numéricos: que tienen en cuenta la deformación del material y las leyes de la estática. El más utilizado es el de los elementos finitos.

b) Métodos de equilibrio límite: se basan en las leyes de la estática, sin considerar las deformaciones en el terreno, y suponen que toda la resistencia se moviliza simultáneamente a lo largo de la superficie de rotura. Estos, a su vez, se clasifican en:

- exactos: proporcionan una solución exacta, con la salvedad de las simplificaciones asumidas; solo es posible en casos en que la geometría de la superficie de rotura es sencilla.

- no exactos: en aquellos casos en los que la superficie de rotura no es sencilla, se precisa realizar una serie de simplificaciones previas. El más usado es el método de las dovelas, en el que se considera el cuerpo potencialmente deslizante dividido en elementos geométricos regulares, verticales.

Métodos de equilibrio límite

A pesar de existir otros métodos más exactos, el método de equilibrio límite es ampliamente utilizado debido a que está muy contrastado en la práctica y son bien conocidas sus limitaciones y grado de confianza (Ayala et al., 1987). En el método de equilibrio límite, la estabilidad del talud se cuantifica por medio de un factor de seguridad FS , que se define como el cociente entre la resistencia que presenta el sedimento a la cizalla en el plano del deslizamiento y la resistencia que sería necesaria para mantener el equilibrio estricto de la masa potencialmente deslizante (que numéricamente equivale al máximo

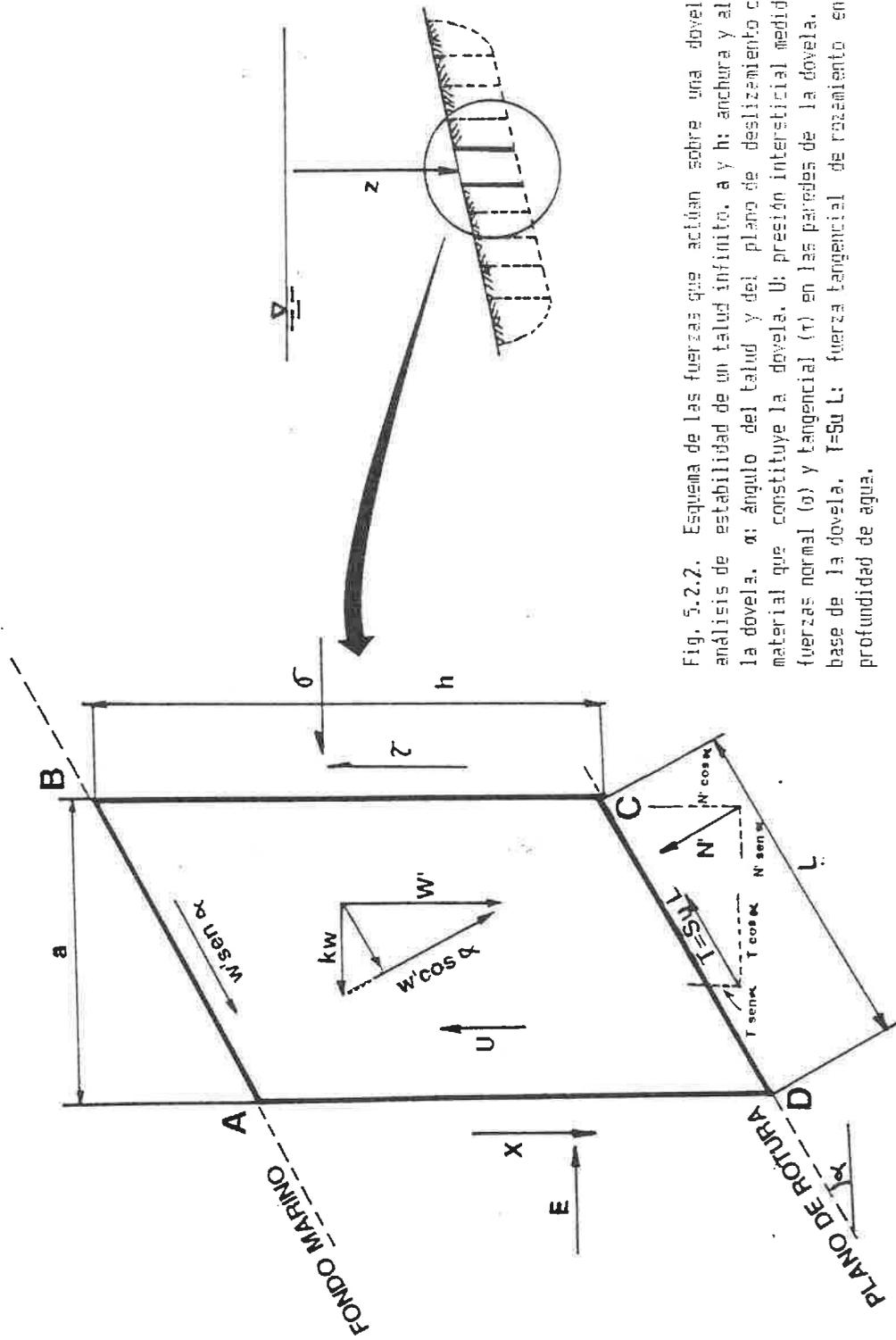


Fig. 5.2.2. Esquema de las fuerzas que actúan sobre una dovela ABCD utilizada en un análisis de estabilidad de un talud infinito. a y h : anchura y altura, respectivamente, de la dovela. α : ángulo del talud y del plano de deslizamiento considerado. W' : peso del material que constituye la dovela. U : presión intersticial medida en el sedimento, X y E : fuerzas normal (α) y tangencial (τ) en las paredes de la dovela. N' : fuerza normal en la base de la dovela. $T=Su$ L : fuerza tangencial de rozamiento en la base de la dovela. Z : profundidad de agua.

esfuerzo ejercido sobre el elemento de suelo considerado por el conjunto de los factores que actúan sobre el mismo).

Métodos de dovelas

En el método de las dovelas se realiza una simplificación que considera el problema desde un punto de vista bidimensional, al analizarse la estabilidad de una sección transversal al talud. El talud se divide en porciones verticales, de geometría sencilla, y se analiza el equilibrio de cada una de ellas en el talud. El método es aplicable a una gran cantidad de problemas, ya que permite considerar la acción de presiones intersticiales, existencia de cargas externas y diferencias de comportamiento del material del talud.

Los métodos de las dovelas se clasifican en dos grupos:

a) aproximados: caracterizados por no cumplir todas las ecuaciones de la estática; entre ellos se encuentran los métodos de Fellenius (1927), Janbu (1954) y Bishop simplificado (1955).

b) precisos o completos: cumplen todas las ecuaciones de la estática; entre ellos se distinguen los de Morgenstern-Price (1965) y Spencer (1967).

Simplificación de talud infinito

Un método sencillo y muy útil de realizar un análisis de estabilidad consiste en considerar el equilibrio de un talud infinito en el que la rotura tiene lugar según planos paralelos a la pendiente (Gibson, 1958; Moore, 1961), y aceptando que los efectos en el borde del cuerpo deslizado, donde esta consideración puede no ser válida, son insignificantes (método de talud infinito). La limitación más importante de un análisis de estabilidad de este tipo viene dada por el tamaño relativo de la masa de sedimento deslizando y, en el caso de inestabilidad debida a terremotos, de la longitud de onda de la energía sísmica que se propaga.

Esta simplificación no es aplicable en el caso de un terremoto que se transmite con una longitud de onda pequeña, en comparación con el tamaño del deslizamiento potencial considerado (dimensiones de la dovela). Si el tamaño de la masa deslizada es tal que puede contener varias longitudes de onda del movimiento sísmico, no se puede asumir que la masa deslizada completa se encuentra en un campo de aceleración constante (Hampton et al., 1978).

El análisis de la estabilidad de un talud según el modelo de talud infinito y siguiendo el concepto de esfuerzo efectivo, es un método relativamente simple, fácil de utilizar, ampliamente usado y apropiado en el ambiente marino. El modelo requiere que la sección de sedimento considerada tenga una gran extensión superficial, respecto de su potencia, para poder despreciar los efectos de borde. También se asume que toda la resistencia a la cizalla se moviliza simultáneamente a lo largo del plano de rotura (Booth et al., 1985). Se han desarrollado numerosos métodos de análisis de estabilidad para un talud infinito (Morgenstern, 1967; Finn, 1966; Bishop, 1955), que difieren en el modo en que se consideran las fuerzas de confinamiento (σ) y las fuerzas de cizalla (τ).

Cálculo de la estabilidad

Este tipo de análisis está ampliamente desarrollado en numerosos tratados de ingeniería de suelos (Terzaghi y Peck, 1967; Lambe y Whitman, 1969...etc). En el mismo se analiza la estabilidad de una dovela, independientemente de la altura de la misma, lo que permite realizar el análisis bidimensional, mediante un elemento de talud ABCD, limitado por dos planos paralelos separados por una distancia a (Fig. 5.2.2). La simplificación del talud infinito implica que los esfuerzos sobre cualquier cara del elemento son independientes de su posición a lo largo del talud, por lo que pueden no ser considerados en el equilibrio de fuerzas del elemento.

Sobre una dovela definida en el talud, actúan las siguientes fuerzas (Fig. 5.2.2):

N: Fuerza normal en la base de la dovela

T: Fuerza tangencial en la base de la dovela

X: Fuerza tangencial en la cara lateral

E: Fuerza normal en la cara lateral

El modelo se basa en que la estabilidad está definida por el balance entre las fuerzas de cizalla y las fuerzas de resistencia. El cociente entre ambas se define como Factor de Seguridad (FS) frente a la rotura:

$$FS = (\text{Fuerzas de resistencia}) / (\text{Fuerzas de cizalla})$$

FS > 1 : estabilidad

FS < 1 : inestabilidad

FS = 1 : equilibrio metaestable

Estabilidad de un talud sumergido

Si se considera un talud sumergido bajo una capa de agua de profundidad z (Fig. 5.2.2), la presión intersticial desarrollada en el interior del volumen considerado influye de modo que las presiones sobre cada una de las caras del elemento deben ser deducidas del peso del elemento considerado. En las ecuaciones de equilibrio hay que considerar entonces el peso sumergido del elemento W :

$$W = a h (\gamma_{\text{sat}} - \gamma_w) = a h \gamma'$$

donde:

γ_{sat} : peso específico saturado del sedimento

γ_w : peso específico del agua

γ' : peso específico sumergido del sedimento ($\gamma_{\text{sat}} - \gamma_w$).

La situación de equilibrio en la dovela viene dada por:

$$W - T \sin \alpha - N' \cos \alpha = 0$$

$$T \cos \alpha - N' \sin \alpha = 0$$

Resolviendo el sistema de ecuaciones:

$$N' = W \cos \alpha$$

$$T = W \sin \alpha = N' \operatorname{tg} \alpha$$

El factor de seguridad viene dado por el cociente entre la resistencia a la cizalla del sedimento y la necesaria para mantener el equilibrio:

$$FS = \frac{c' \frac{a}{\cos \alpha} + N' \operatorname{tg} \alpha}{N' \operatorname{tg} \alpha} = \frac{\frac{c'}{\gamma h \cos^2 \alpha} + \operatorname{tg} \phi'}{\operatorname{tg} \alpha}$$

expresión en la que c' es la cohesión efectiva del sedimento, y ϕ' corresponde al ángulo de fricción efectiva del sedimento.

De aquí se deduce que en sedimentos cohesivos el factor de seguridad, entre otros factores, depende de la profundidad a que se sitúa la posible superficie de deslizamiento, disminuyendo el factor de seguridad al aumentar ésta.

En suelos no cohesivos ($c' = 0$), por su parte, el factor de seguridad es independiente de la profundidad, con lo que la expresión queda simplificada a: $FS = (\operatorname{tg} \phi' / \operatorname{tg} \alpha)$, con lo que el talud es estable cuando $\phi' \geq \alpha$. Esto es debido a que en suelos no coherentes, la estabilidad viene determinada por el ángulo de fricción del material correspondiente.

Estas expresiones son muy útiles, ya que recogen todas las variables que intervienen en el problema de la inestabilidad:

- ángulo del talud (α): accesible por medio de los perfiles sísmicos
- ángulo de fricción interna (ϕ'): obtenido a partir de ensayos geotécnicos en laboratorio
- cohesión del sedimento en términos de esfuerzos efectivos

Deslizamientos drenados y no drenados

La estabilidad de una masa de sedimento depende, entre otros factores, de las condiciones de drenaje que operan durante la cizalla, debido a la existencia o no de presiones intersticiales en exceso en el interior del sedimento. En función de esto se distingue entre deslizamientos "drenados" y "no drenados". En los primeros no existe un exceso de presiones intersticiales durante la rotura, y son causados comunmente por la presencia de una inclinación deposicional por encima del ángulo de fricción correspondiente del sedimento que forma el talud (Morgenstern, 1967).

El valor típico del ángulo de fricción para un material granular es generalmente mayor de 20° , inclinación que pocas veces se encuentra en características morfológicas en el medio marino. Esta puede ser la causa de que los deslizamientos drenados no sean un mecanismo muy extendido en taludes submarinos formados por sedimentos granulares (Morgenstern, 1967). No obstante, estos deslizamientos sí pueden tener lugar en las paredes de cañones de tipo erosivo, ambientes en los que sí que pueden presentarse pendientes más elevadas.

Los deslizamientos no drenados son motivados por esfuerzos debidos a la carga sedimentaria, generados durante periodos de tasa de sedimentación elevada, o bien como resultado de otros factores externos que comunican cierta aceleración al sedimento del fondo o reducen el estado de esfuerzos efectivos mediante el desarrollo de presiones intersticiales en el mismo. Entre estos últimos, los esfuerzos dinámicos desarrollados durante periodos cortos, por ejemplo debidos a terremotos, también puede producir una rotura sin drenaje; mientras que cargas cíclicas soportadas durante periodos más dilatados, pueden ser una causa más típica de deslizamientos drenados.

Analisis de estabilidad para deslizamientos drenados

Morgenstern (1967), considera el equilibrio horizontal y vertical de un elemento de sedimento en un talud bajo condiciones con drenaje (Fig. 5.2.2). Según su proposición, la estabilidad de un talud de pendiente α , consiste en un balance entre el peso de la columna sedimentaria existente sobre la superficie de rotura potencial: $W' = \gamma' a h$, la fuerza efectiva normal sobre la superficie de rotura N' , y la resistencia a la cizalla del sedimento S , a lo largo de la superficie de rotura $L = b/\cos\alpha$.

Durante un deslizamiento drenado no se produce un exceso de presión intersticial en el sedimento; por tanto el esfuerzo efectivo normal resultante del peso de la columna sedimentaria, y el esfuerzo de cizalla son, respectivamente:

$$\begin{aligned} N' &= w' \cos\alpha = \gamma' h L \cos^2\alpha \quad \text{y} \\ T &= w' \sin\alpha = \gamma' h L \sin\alpha \cos\alpha \end{aligned}$$

La rotura se producirá en el momento que el esfuerzo de cizalla sea igual a la resistencia:

$$\gamma' h L \sin\alpha \cos\alpha = c' L + \gamma' h L \cos^2\alpha \tan\phi'$$

Un parámetro que puede utilizarse para definir la estabilidad relativa de un cuerpo sedimentario, es la altura crítica, h_c , o altura máxima de la columna de sedimento que puede permanecer estable en un talud, en función del peso específico del sedimento y la pendiente del talud, así como de otros parámetros geotécnicos del sedimento, como la cohesión y el ángulo de fricción interna (Almagor y Wiseman, 1980):

$$h_c = \frac{c'}{\gamma' \cos^2\alpha (\tan\alpha - \tan\phi')}$$

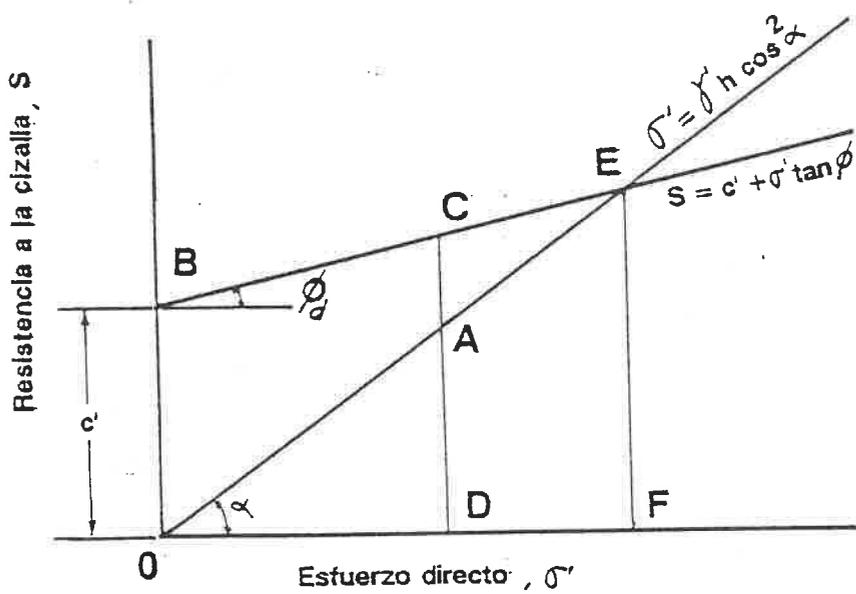


Fig. 3.2.3. Diagrama de Mohr que representa la potencia de sedimento que permanezca estable en un talud cuya inclinación α es mayor que el ángulo de fricción interna del sedimento. (De Almogor y Wiseman, 1980). BCE: envolvente de rotura de Mohr, representativa de la resistencia del sedimento a la cizalla. OAC: esfuerzo normal que actúa sobre el sedimento. Cualquier punto del segmento BE corresponde a una situación de equilibrio; a la derecha de E, el sedimento es inestable (de Almogor y Wiseman, 1980).

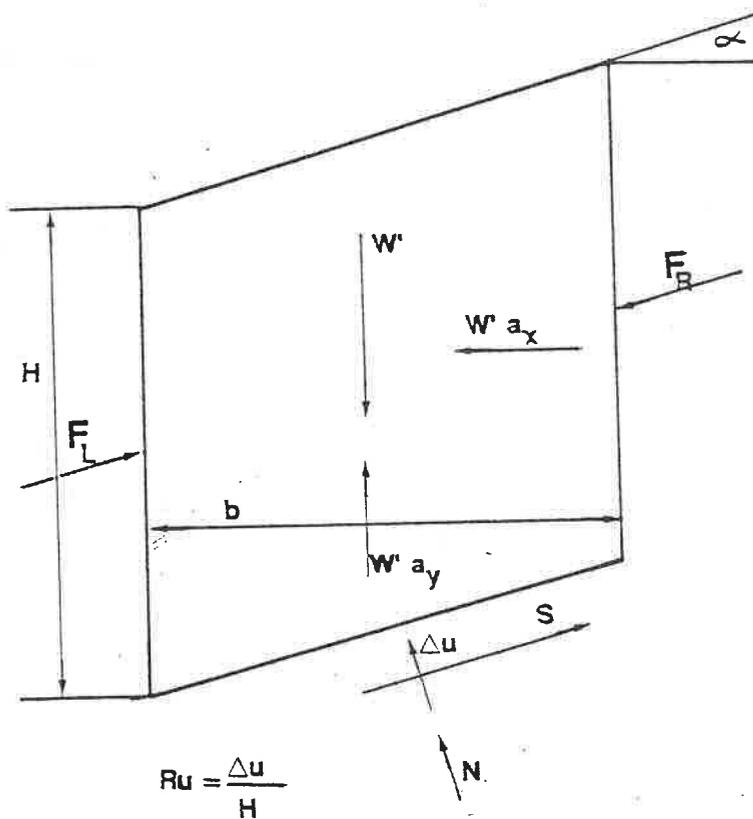


Fig. 3.2.4. Coeficientes ortogonales de aceleración sísmica y presiones interfaciales consideradas sobre una cuvele en un análisis de estabilidad sísmica de un talud infinito. (de Hampton et al., 1978).

En esta expresión se observa que incluso pequeños valores de cohesión del sedimento, son suficientes para soportar el esfuerzo inducido por una potente columna sedimentaria. En la figura 5.2.3, se representa la potencia de sedimento que permanece estable cuando la inclinación del talud α es mayor que el ángulo de fricción del sedimento ϕ' . En ella, la línea BCE, corresponde a la máxima resistencia del sedimento a la cizalla (envolvente de rotura de Mohr) y la línea OAE corresponde al esfuerzo normal σ' que actúa sobre el sedimento. Mientras σ' se encuentre en cualquier punto comprendido por el segmento OE, el esfuerzo de cizalla es menor que la resistencia del sedimento, $\tau < S$, y el talud será estable. (Ej. el esfuerzo normal OA, genera un esfuerzo de cizalla DA, que es menor que la resistencia del sedimento a la cizalla DC).

A una determinada profundidad crítica h_c , la carga ejercida por la columna sedimentaria, representada por el esfuerzo normal OE, se traduce en un esfuerzo de cizalla EF, que cuando supera el valor de la resistencia a la cizalla da lugar a una rotura en el sedimento. Un cuerpo sedimentario acumulado en un talud será entonces estable cuando la pendiente del talud sea menor que el ángulo de fricción del sedimento, ya que en este caso las líneas BC y OA de la figura nunca se cruzarán.

Según Almagor y Wiseman (1977), existe una determinada relación entre el ángulo del talud en el momento de la rotura y determinadas propiedades índice del sedimento:

$$\tan \alpha = \tan \phi' + \frac{c'}{\gamma' h} \sec^2 \alpha$$

Analisis de estabilidad para deslizamientos no drenados

Una rotura por cizalla sin drenaje está habitualmente motivada por cambios rápidos en la geometría del talud (sobreinclinación del talud por erosión o excavación basal), aumentos en la presión interticial debidos a una rápida tasa de sedimentación, por efecto de variaciones de presión sobre el

por aceleraciones horizontales en el sedimento inducidas por terremotos. La evaluación de los efectos debidos tanto a la acción de olas de superficie como de terremotos, serán comentados al hablar del análisis de estabilidad bajo carga cíclica.

El criterio para evaluar la estabilidad del sedimento ante el esfuerzo por carga litostática se expresa mediante el equilibrio entre la fuerza de cizalla $w'\sin\alpha$, generada por el peso de la columna sedimentaria, y la resistencia a la cizalla del sedimento $T = S_u L$, a lo largo del plano de rotura potencial: $S_u L = w'\sin\alpha$, con lo que se deduce que :

$$\frac{1}{2} \sin 2\alpha = \frac{S_u}{\gamma' h} \approx \frac{S_u}{\sigma'_{vo}}$$

esta expresión es especialmente válida, por ejemplo, para ambientes deltáicos, en los que existe una elevada tasa de sedimentación.

Análisis de estabilidad bajo carga cíclica

Seed y Lee (1966) en su estudio acerca de la influencia de cargas pulsantes, como ocurre durante un terremoto, en la resistencia a la cizalla de una arena fina limosa, demuestran que en un determinado material que ha alcanzado la consolidación hasta un cierto índice de poros, el esfuerzo desviador requerido para causar la rotura disminuye a mayor número de pulsos soportados hasta la rotura.

El efecto de los terremotos puede ser incorporado en el análisis de un deslizamiento por cizalla sin drenaje, mediante la introducción de una fuerza resultante de la componente horizontal de la aceleración producida en el sedimento por el movimiento sísmico k , expresada como porcentaje de la aceleración de la gravedad, y considerando el equilibrio de una dovela según la simplificación del talud infinito. Los terremotos producen en general una aceleración vertical, pero ésta es menor que la

horizontal y es despreciada al no tener gran influencia en la cizalla.

Simplificación del talud infinito

La mayor parte de los investigadores utilizan la simplificación del talud infinito para sus análisis de estabilidad de taludes bajo cargas cíclicas. Normalmente las roturas observadas en el talud son de dimensión suficiente como para que las premisas asumidas al considerar un talud infinito sean correctas (Morgenstern, 1967) y los parámetros y dimensiones reales no son lo suficientemente conocidos como para justificar una sofisticación mayor.

Cálculo de la inestabilidad dinámica

En el momento de la rotura, el esfuerzo inducido por la ola de tormenta o terremoto es mayor o igual que la resistencia que opone el sedimento a la cizalla. Ajustando el esfuerzo de cizalla normalizado, según cualquiera de las ecuaciones conocidas, a la resistencia cíclica del sedimento, se obtiene una ecuación que puede resolverse para un parámetro simple, que puede ser la altura de ola H_C , o la aceleración inducida sísmicamente k_C , que determinan el punto crítico de estabilidad ante estos factores, para un sedimento determinado (Lee y Edwards, 1986).

Según Morgenstern (1967), la resistencia a lo largo de una superficie de rotura producida por un terremoto viene dada por la expresión:

$$S_u L = w' \text{sen } \alpha + k w \text{ cos } \alpha$$

donde k es la aceleración horizontal debida al terremoto, expresada en forma de porcentaje de la gravedad. La resistencia normalizada por la presión de confinamiento vertical, puede expresarse como:

$$S_u / \gamma' z = 1/2 \text{ sen } 2\alpha + k (\sigma_v / \sigma'_v) \text{ cos}^2 \alpha$$

Para ángulos de talud pequeños ($<10^\circ$), la expresión queda reducida a: $S_{ur}/\gamma'h = \sin\alpha + k \delta/\gamma'$

Utilizando la aproximación NSP, la resistencia cíclica del sedimento bajo carga cíclica, viene dada por (Lee et al., 1981):

$$\frac{S_{ur}}{\gamma'h} = A_c A_r U S \left[\frac{\sigma'_v + \sigma'_e}{\sigma'_v} \right]^m$$

igualando las dos expresiones anteriores, se obtiene:

$$k_c = \frac{\gamma'}{\gamma} \left[A_c A_r U S (OCR)^m \right] - \sin \alpha$$

donde k_c es la aceleración sísmica crítica, y equivale a una medida de la estabilidad relativa en un ambiente sísmico determinado, de modo que a menor k_c , más inestable será el talud durante un terremoto.

Un movimiento sísmico puede modelarse descomponiendo la aceleración inducida sísmicamente según los planos vertical y horizontal, utilizando sendos coeficientes ortogonales (Fig. 5.2.4) a_x y a_y , en forma de porcentajes de la aceleración gravitatoria g . Multiplicados estos coeficientes por el peso efectivo, se obtienen dos fuerzas adicionales que deben incluirse en la descripción del talud infinito, que entonces puede expresarse en la forma (Hampton et al., 1978):

$$F = \left[\frac{1 - (\delta/\gamma')a_y - (\delta/\gamma')a_x \tan \alpha - (\Delta U/\gamma'H \cos^2 \alpha)}{1 - (\delta/\gamma')a_y + (\delta/\gamma')a_x/\tan \alpha} \right] \frac{\tan \phi'}{\tan \alpha}$$

Inestabilidad sísmica no drenada

Una expresión simplificada para la estabilidad bajo fuerzas sísmicas en ausencia de drenaje, viene dada por la ecuación:

$$F = \left[1 - \frac{u_e}{\gamma'_z \cos^2 \alpha} \right] \frac{\tan \phi'}{\tan \alpha}$$

donde u_e representa el exceso de presión de poros por encima de la hidrostática que se expresa como: $u = \gamma_w (H_w + H)$. Si no

existe exceso de presión intersticial, $u_e = 0$, la expresión de la estabilidad queda simplificada en la forma:

$$F = (1-0) (\tan \phi / \tan \alpha)$$

según la cual el ángulo de talud estable α equivale al ángulo de fricción del sedimento ϕ .

Inestabilidad debida al oleaje

En el análisis de estabilidad para un área sujeta a anomalías de presión inducidas por olas de tormenta de grandes dimensiones, el factor de seguridad está condicionado por la penetración de la anomalía de presión en el sedimento (Watkins y Kraft, 1978). Para cargas producidas por el oleaje, Seed y Rahman (1978) presentan una ecuación para el esfuerzo de cizalla normalizado, inducido en la superficie de un fondo elástico y horizontal:

$$\tau_w / \sigma'_v = (\pi \delta_w H) / (\gamma' L \cosh(2\pi d/L))$$

Esta ecuación, modificada para poder incluir el efecto de la gravedad en el talud, queda (Lee y Edwards, 1986):

$$\frac{\tau_w}{\gamma' 2h} = \sin \alpha + \frac{\pi \delta_w H}{\gamma' L \cosh(2\pi d/L)}$$

donde:

τ_w : esfuerzo de cizalla inducido por oleaje

H: altura de ola

L: longitud de onda

d: profundidad de agua

Esta ecuación es bastante insensitiva a cambios en L, por lo que puede asumirse una longitud de onda típica. El esfuerzo de cizalla inducido depende solo de dos parámetros: el parámetro relacionado con el proceso, H, y el talud, α , característico del lugar correspondiente.

La magnitud de las fluctuaciones en la presión de poros generadas por el oleaje, depende de la altura de la ola, su longitud de onda, y la profundidad de agua, además de las

propiedades índice del sedimento. Entre los muchos métodos de cálculo propuestos, el de Henkel (1970) tiene la ventaja de su simplicidad, dentro de la fiabilidad que presenta (Hampton et al., 1978).

PARTE III RESULTADOS

Capitulo 6. EL TALUD CONTINENTAL DEL EBRO

Antecedentes

El interés del talud continental del Ebro desde el punto de vista geológico y sedimentológico, queda puesto de manifiesto por la ubicación geográfica del mismo, situado entre dos unidades morfo-estructurales de primer orden en el Mediterráneo Occidental, como son la plataforma continental del Ebro, una de las más amplias del Mediterráneo, al oeste y el sistema turbidítico del Ebro, enlazando con el Valle de Valencia, al este (Fig. 6.1.1).

Los márgenes continentales del Mediterráneo Occidental, incluyendo el margen español, y en particular recientemente el Valle de Valencia, han sido ampliamente estudiados a partir de estudios geofísicos y campañas de muestreo del fondo con objeto de definir su historia geológica (Alla, 1960; Monaco, 1971; Hinz, 1972; Got, 1973; Auzende y Olivet, 1974; Biju-Duval et al., 1974; Aloisi et al., 1974; Stoeckinger, 1971, 1976; Stanley, 1976; Stanley et al., 1976; Stanley, 1977; García-Siñeriz et al., 1979; Mauffret, 1979; Serra et al., 1979; Banda et al., 1980; Mauffret et al., 1989; Dañobeitia et al., 1989; Roca y Fernández-Ortigosa, 1989; Maldonado, 1989; Martí y Roca, 1989).

Los estudios estratigráficos y sedimentológicos de la cobertera Plio-Cuaternaria en el margen continental del Ebro, han sido numerosos durante los últimos años. Gran parte de ellos se han dedicado al estudio de los sedimentos de la plataforma continental (Maldonado y Riba, 1974; Alonso, 1981; Mitchell, 1982; Verdaguer, 1983; Giró y Maldonado, 1983a; Maldonado y Zamarreño, 1983; Maldonado et al., 1983, 1984; Giró, 1986; IGME, 1986; Palanques, 1987).

Especial atención han recibido, asimismo, el sistema turbidítico del Ebro, en el ascenso continental y el abanico submarino de Valencia, en la llanura abisal Balear (Cita et al., 1978; Aloisi et al., 1981; Bellaiche et al., 1981; Monaco et al.,

1982; Nelson et al., 1983/1984; Palanques, 1984; Maldonado et al., 1985 a y b; Palanques y Maldonado, 1985; Alonso, 1986; Alonso y Maldonado, 1989; Alonso et al., 1989).

El estudio de la evolución sedimentaria y los procesos que tienen lugar en el talud continental, en cambio, han sido abordados de forma marginal en los trabajos anteriormente citados, y sólo han sido objeto de un reducido número de estudios específicos (Field y Gardner, 1989). No obstante, una característica fundamental del talud, como son los cañones submarinos, ha sido estudiada con detalle en algunas zonas del margen continental catalán (Serra, 1975; 1981; Stanley et al., 1976; Alonso et al., 1984; 1985; 1989; O'Connell et al., 1987).

Objetivos

El interés del presente capítulo se centra en:

- 1) El reconocimiento de las características sedimentológicas de los materiales existentes en el talud continental del Ebro.

- 2) La definición de las distintas facies sedimentarias, y de las relaciones existentes entre las mismas en las distintas provincias del talud.

- 3) La evaluación de los procesos sedimentarios dominantes en el talud continental del Ebro, con especial atención a la transferencia de sedimento hacia las partes más profundas del margen, los procesos de removilización sedimentaria y el papel de las corrientes de turbidez en la distribución del sedimento a lo largo del talud.

- 4) El estudio de las características de comportamiento mecánico del sedimento superficial del talud en la actualidad, así como los procesos de inestabilidad, y la importancia de los mismos en la edificación del talud continental del Ebro en el pasado geológico más reciente.

6.1 EL MARGEN CONTINENTAL DISTAL DEL EBRO

Encuadre geológico y estructural

El margen continental del Ebro es un clásico ejemplo de margen progradante, cuya evolución más reciente ha estado controlada fundamentalmente por las fluctuaciones en el aporte sedimentario procedente del río Ebro (Maldonado et al., 1981; Dañobeitia et al., 1989). Desde el punto de vista estructural, está flanqueado al este por las Cordillera de las Catalánides y por el límite más oriental de la Cordillera Ibérica, y al oeste por el Valle de Valencia y el límite nor-oriental de la Zona Externa de las Cordilleras Béticas, que se extiende hasta las Islas Baleares (Fig. 6.1.2).

Dentro del esquema de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática imperante desde el Mioceno inferior hasta la actualidad (Biju-Duval et al., 1978; Olivet, 1978), se desarrollaron importantes episodios extensionales en el Mediterráneo Occidental. Una de las estructuras extensionales desarrolladas es el Valle de Valencia, cuya apertura ejerció un control definitivo en la evolución del margen Oriental Ibérico. La configuración del mismo está controlada inicialmente por fracturas tensionales NE-SW y por la apertura del Atlántico Norte (Mauffret, 1979; Maldonado, 1985; Rehault et al. 1985).

El margen continental del Ebro se inicia durante el Paleógeno superior (Stoeckinger, 1976), a partir de la apertura del Valle de Valencia, en un periodo distensivo que se tradujo en la creación de grábenes tectónicos, orientados subparalelamente a la costa, que constituyen una continuación hacia el sudeste de las cuencas continentales del Terciario y de las cordilleras Catalánides (Julivert et al. 1974, Maldonado y Riba, 1974, Anadón et al., 1979).

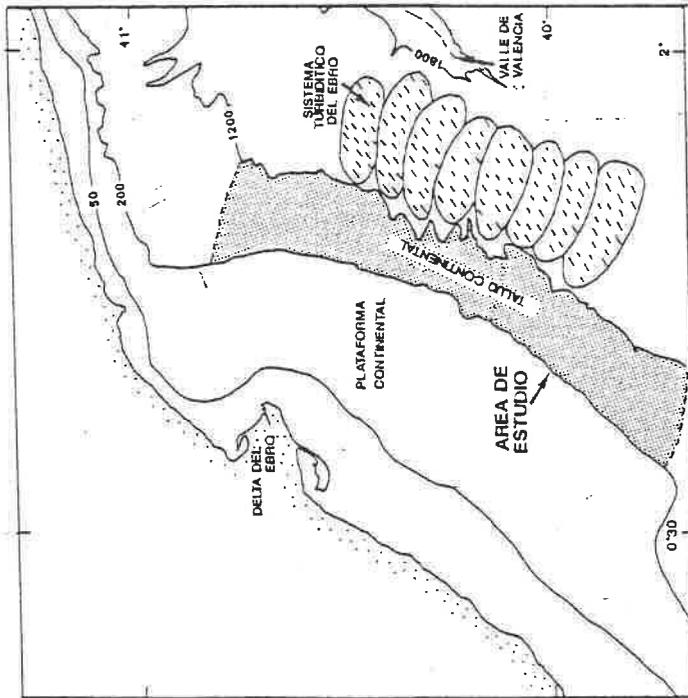
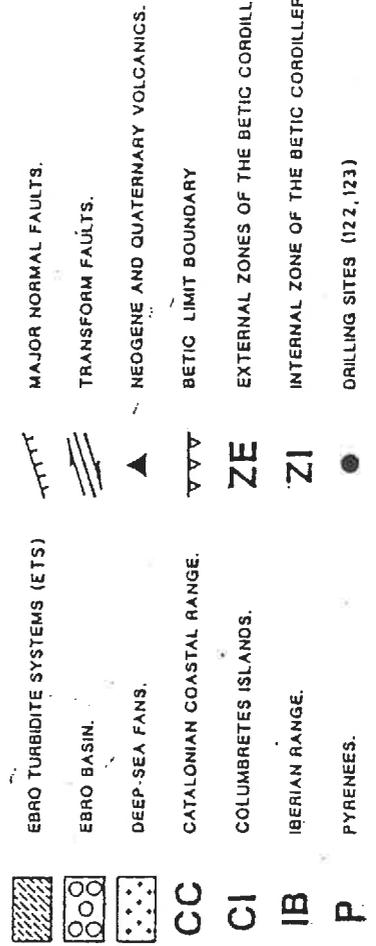
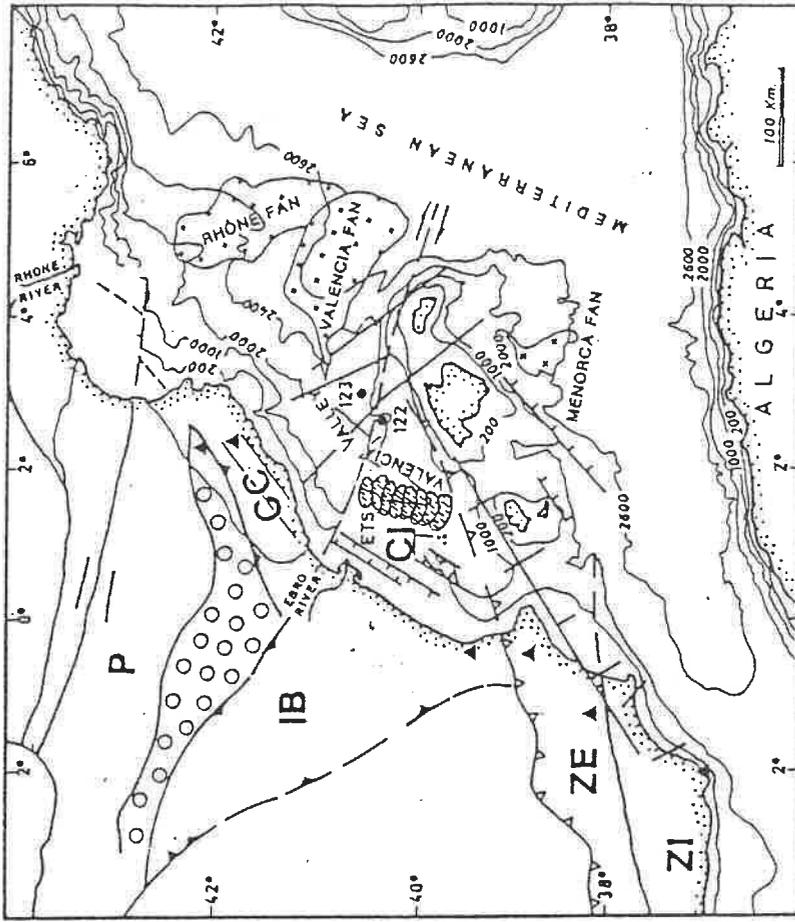


Fig. 6.1.1. Mapa de situación de la zona de objeto de estudio en el presente trabajo, en el que se observa la relación del talud del Ebro con las otras provincias importantes del margen continental.

Fig. 6.1.2. Mapa esquemático en el que se diferencian las principales unidades tecto-estructurales del margen oriental Ibérico. (de Danobeitia et al., 1989).



La estructura del margen del Ebro es resultado de una serie de etapas. A una primera fase de extensión con creación de un domo térmico durante el Eoceno-Oligoceno, sigue una etapa distensiva Oligoceno-Miocena, con un principio de fracturación cortical que no se desarrolló completamente, quedando abortada. Con posterioridad a ello tiene lugar una etapa de expansión durante el Mioceno superior y una subsidencia continuada durante el Cuaternario (Mauffret et al., 1981). Datos de sísmica de refracción indican que existe una corteza continental adelgazada en el valle, que parece extenderse hacia el continente y hacia las Islas Baleares (Dañobeitia et al., 1989).

Los reajustes tectónicos a lo largo de las fallas activas que delimitan los grábenes terciarios han podido ser activos hasta el Plioceno superior (Stanley et al., 1976; Solé, 1981) y el Cuaternario. De un modo simultáneo al hundimiento del margen a lo largo de fallas normales subparalelas a la línea de costa, durante estos periodos se desarrollaron importantes cuñas de sedimentos, que aumentan de espesor mar adentro (Maldonado Y Nelson, 1988).

Estructura Sedimentaria

En el Mediterráneo Occidental, se distinguen tres secuencias deposicionales principales: (a) una secuencia inferior, detrítica y margosa atribuida al Mioceno inferior; (b) una secuencia intermedia compuesta por potentes depósitos evaporíticos del Mesiniense; y (c) una secuencia superior, margoso-turbidítica, del Plio-Cuaternario (Bourcart, 1963; Alla et al., 1972; Rehault et al., 1985).

De un modo esquemático, la estructura del margen del Ebro está representada en la figura 6.1.3 (Dañobeitia et al., 1989). En ella se observa que el basamento acústico está compuesto por una serie de bloques escalonados constituidos por materiales triásicos y mesozoicos, localmente intruidos por rocas volcánicas. La secuencia inicial depositada sobre el mismo, está

constituída por materiales continentales y marinos someros del Mioceno inferior (brechas de Alcanar) (Stoekinger, 1976), que rellenan los grábenes tectónicos, y cuya distribución estuvo controlada por el sistema de fracturas extensionales (Julivert et al., 1974; Anadón et l., 1985), la tasa de subsidencia y la posición de la línea de costa (Nelson y Maldonado, 1988).

El Mioceno está representado por varias unidades sedimentarias que incluyen ciclos sucesivos de transgresión-regresión. El diastrofismo generalizado durante el Burdigaliense se traduce en el margen del Ebro en una fuerte subsidencia (Biju-Duval et al., 1978; Rehault, 1981; Mauffret et al., 1982); los relieves alpinos que rodean la cuenca proporcionan entonces gran cantidad de aportes terrígenos a la cuenca. Esto tiene como resultado el desarrollo de cuñas progradantes durante el Serravaliense (Biju-Duval et al., 1978); la mayoría de los relieves del basamento quedan fosilizados por los sedimentos del Mioceno medio y superior (Nelson y Maldonado, 1988).

La restricciones existentes en la conexión entre el Mediterráneo y el Atlántico durante el Mioceno superior (Rehault et al., 1984), se tradujeron en un descenso progresivo del nivel del mar durante el Tortoniense, que culminó con el cierre de todas las conexiones durante el Mesiniense durante la "crisis de salinidad" (Ryan et al., 1973; Hsü et al., 1978). La crisis de salinidad del Mesiniense está representada en el margen del Ebro por una superficie de erosión desarrollada durante la desecación y exposición subaérea de gran parte del margen (Hsü et al., 1977, Ryan y Cita, 1978; Palanques y Maldonado, 1983).

Durante el inicio del Plioceno se instala una sedimentación netamente marina en el margen, con lo que la sedimentación detrítica disminuye y está controlada por el reducido aporte sedimentario, el relieve preexistente y la actividad tectónica, que determinan en última instancia la posición de los centros deposicionales (Nelson y Maldonado, 1988; Maldonado, 1989; Field y Gardner, 1989). La unidad deposicional (arcillas del Ebro) se caracteriza por un recubrimiento homogéneo, relativamente

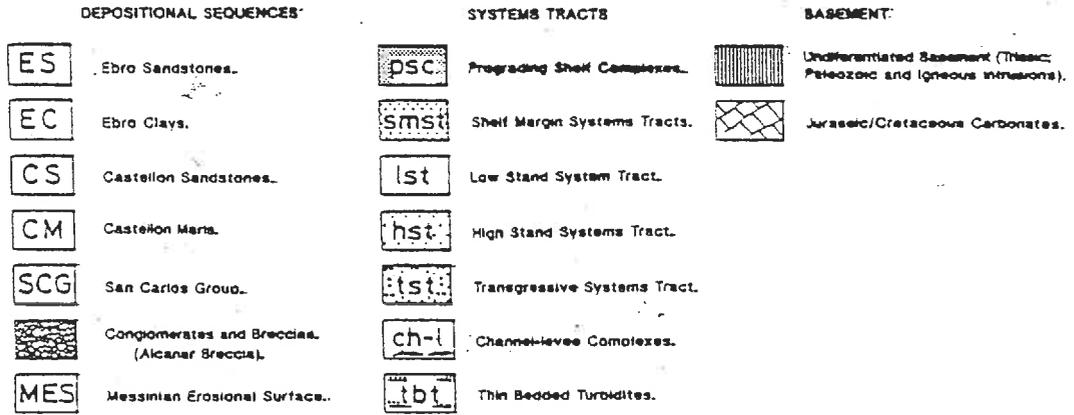
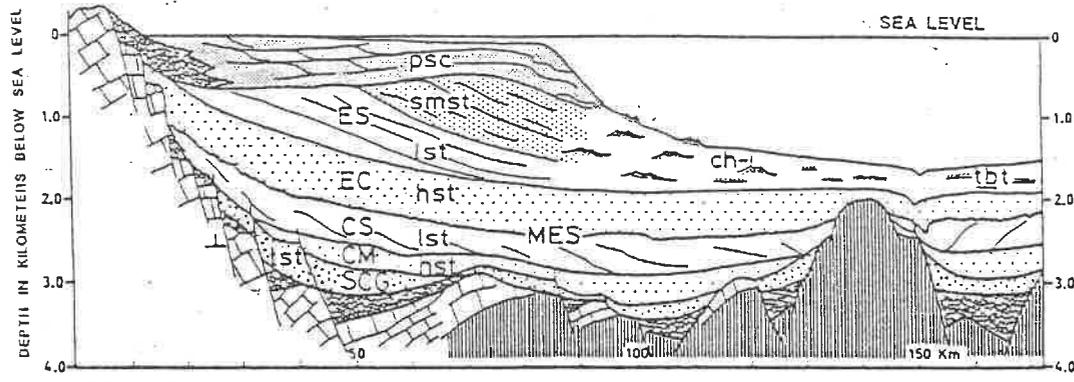


Fig. 6.1.3. Esquema de la estructura sedimentaria del margen del Ebro, en el que se aprecia la disposición escalonada del basamento Jurásico-Cretácico, así como las diferentes unidades sin- y post-tectónicas que han sido diferenciadas y los cortajos de facies que representan (de Dañobeitia et al., 1989).

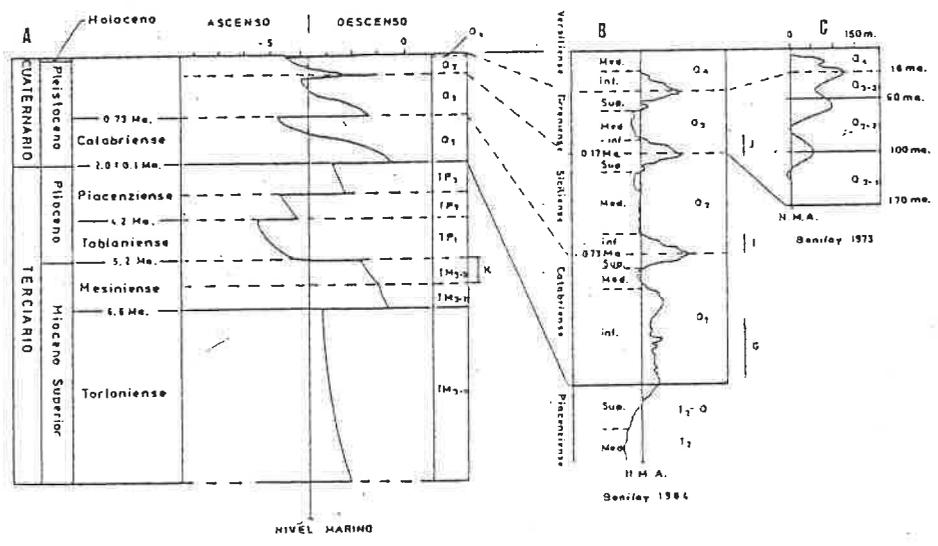


Fig. 6.1.4. Curvas eustáticas y unidades crono y litostratigráficas desde el Mioceno superior hasta la actualidad. La curva (A) representa las oscilaciones del nivel del mar desde el Mioceno superior hasta el Holoceno (Vail, et al., 1977), pero no refleja con detalle los cambios durante el Cuaternario. Las edades absolutas están actualizadas en base a los datos de Harland et al., (1982).

La curva (B) (Bonifay, 1964) muestra con mayor detalle los cambios eustáticos ocurridos durante el Cuaternario (B), ampliados en la curva (C) para el Pleistoceno superior y el Holoceno (Bonifay, 1973). Las dos últimas curvas presentan además las edades absolutas (Harland et al., 1982) y las unidades litosísmicas (Q₄, Q₃₋₃, Q₃₋₂, Q₃₋₁, Q₂, Q₁, T_{2-Q} y T₂) y superficies de erosión identificadas en la plataforma y talud del Ebro (de IGME), 1986

delgado, sobre el conjunto del margen, compuesto por arcillas plásticas y margas que han sido muestreadas en gran número de sondeos submarinos (García-Siñeriz et al., 1979; Watson, 1982; Ryan, et al., 1973).

Los cambios climáticos globales que tienen lugar durante el Plioceno-Pleistoceno se traducen en variaciones del nivel eustático (Fig. 6.1.4). Los periodos de nivel del mar bajo asociados a épocas glaciares, se traducen en un gran aporte sedimentario al margen continental; esto tiene como resultado la edificación de deltas marginales en el límite plataforma-talud y el desarrollo de complejos de dique-canal en la cuña deposicional de la base del talud y lóbulos deposicionales turbidíticos en el ascenso continental (Farrán, 1988; Alonso y Maldonado, 1989).

En la actualidad el talud continental del Ebro no es una zona de sedimentación activa ya que los aportes más gruesos del río Ebro quedan atrapados en los ambientes deltáicos y los materiales más finos forman un cinturón de lodos que se extiende hacia el sur sobre la plataforma continental media e interna (IGME, 1986; Díaz et al., 1989). La mayor parte de los sedimentos que recubren el talud, corresponden a periodos anteriores o contemporáneos al inicio de la última transgresión, cuando la línea de costa se encontraba próxima al borde de la plataforma.

Sismicidad en el margen del Ebro

El estudio de la sismicidad en el margen continental del Ebro, tanto en la zona emergida como sumergida, ha sido realizado a partir de datos históricos (Galbis, 1932, 1940; Munuera, 1961; Fontseré e Iglesias, 1971; Vogt, 1979; Suriñach y Roca, 1982) e instrumentales (Roca, 1975; Mezcuca y Martínez Solares, 1983; Gaibar-Puertas, 1979).

Generalmente los terremotos se localizan en regiones que se corresponden con unidades geoestructurales (Banda y Canas, 1988).

En el margen continental Mediterráneo Occidental, los terremotos se concentran de un modo especial en relación a la cadenas Pirenaica, Catalánides y muy debilmente el Sistema Ibérico sur-oriental.

Parte de la zona de la plataforma y el talud continental del Ebro se incluyen en el extremo sur de la zona sismogenética Costero Catalana, en la que se observa un área de concentración de epicentros en las proximidades de la Cordillera Costera Catalana, entre Tarragona y Barcelona (Suriñach y Roca, 1982). En ella destaca en particular la presencia de un área próxima a Tarragona con varios terremotos, uno de ellos de intensidad máxima igual a VIII. Los sismos producidos en esta zona son probablemente causados por un conjunto de fallas practicamente paralelas a la línea de costa.

En época histórica (1907-1979) se han detectado tres terremotos en el margen continental del Ebro con intensidad entre 4 y 6 (escala MSK), formando una pequeña banda de epicentros en el mar, aproximadamente paralela a la costa y a unos 60 km de la misma (Roca y Suriñach, 1982) (Fig. 6.1.5). En la zona costera-litoral y marina predominan los terremotos superficiales, con el foco a profundidades menores de 10 km (Roca y Suriñach, 1982). La ausencia relativa de epicentros en el mar no debe ser interpretado como la ausencia de actividad sísmica, sino más bien por la dificultad de registrar sismos de baja intensidad cuando las estaciones de medida no están muy próximas a los mismos (Banda y Canas, 1988).

Los terremotos que se desarrollan en las Catalánides se interpretan como resultado del juego de las fallas que individualizan la cordillera, y están en relación con los regímenes extensivos que se han producido en el mediterráneo occidental durante los últimos 20 millones de años (Banda y Canas, 1988). Fallas de orientación similar y pertenecientes a la misma unidad estructural se sitúan aguas afuera en la plataforma continental y en el Golfo de Valencia, hasta las Islas Baleares. La débil y dispersa sismicidad registrada tanto en la Cordillera

Ibérica, como en Golfo de Valencia e Islas Baleares se relaciona con el juego extensivo de estas fallas.

La sismicidad asociada con el Valle de Valencia es bastante moderada, con dos focos principales de actividad al NE de Barcelona y al S de Valencia. Dos terremotos en el mar, con magnitudes entre 4 y 5, en la parte central y sur del área, han mostrado un comportamiento de falla inversa con cierta componente de "strike-slip" y con eje mayor de presión orientado N-S (Gallart et al, 1989).

Roca y Suriñach (1982) calculan, a partir de los parámetros estadísticos de la distribución de intensidades máximas, los periodos de retorno para las diversas zonas sismogénicas de Cataluña, entre ellas la correspondiente al margen del Ebro. Según sus conclusiones (Fig. 6.1.6) el periodo de retorno mantiene una relación logarítmica con la intensidad del terremoto. Para el margen continental del Ebro el periodo de retorno de un terremoto de intensidad IV es de 7 ± 1 años; para intensidad V es de 13 ± 3 años, y para intensidad VI es de 40 ± 20 años.

Oceanografía

Régimen de circulación en el Mediterráneo occidental

El régimen de circulación general ciclónica de las masas de agua en el Mediterráneo, está controlado por la existencia de diversos estrechos y umbrales que imponen restricciones a la circulación de la corriente (Nielsen, 1912; Lacombe y Tchernia, 1972; Miller, 1972) (Fig. 6.1.7), y de un modo particular por el intercambio de masas de agua a través del Estrecho de Gibraltar, en el que se produce un flujo de entrada de agua atlántica con una salinidad del 3.61‰ y un flujo de salida de agua mediterránea, más salina (3.79‰).

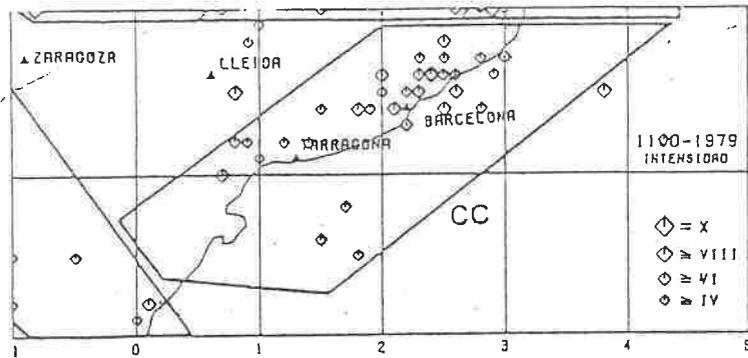


Fig. 6.1.5. Situación de epicentros de terremotos con intensidad mayor o igual que IV y delimitación del área sismogénica Costero-Catalana (de Suriñach y Roca, 1980).

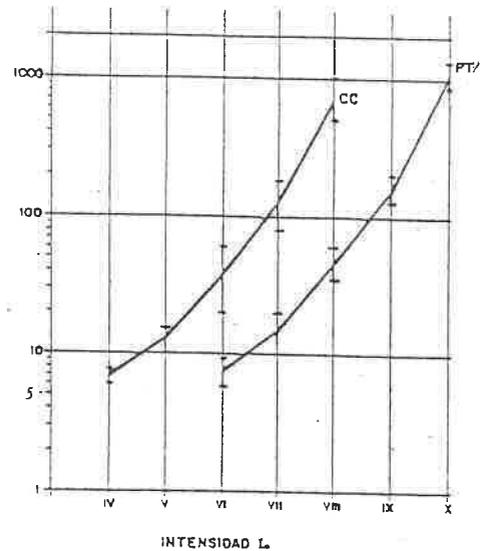


Fig. 6.1.6. Periodos de retorno de terremotos con intensidades entre III y X para las zonas sismogénicas Costero-Catalana y Pirrenaica, obtenidos mediante análisis estadísticos. Las barras verticales indican el posible error en la estimación del periodo de retorno. (de Roca y Suriñach, 1982).

Fig. 6.1.7. Esquema de circulación del agua superficial en verano en el Mediterráneo, en el que se distinguen los diferentes estrechos que imponen restricciones a la libre circulación de las masas de agua (de Lacombe y Tchernia, 1972).

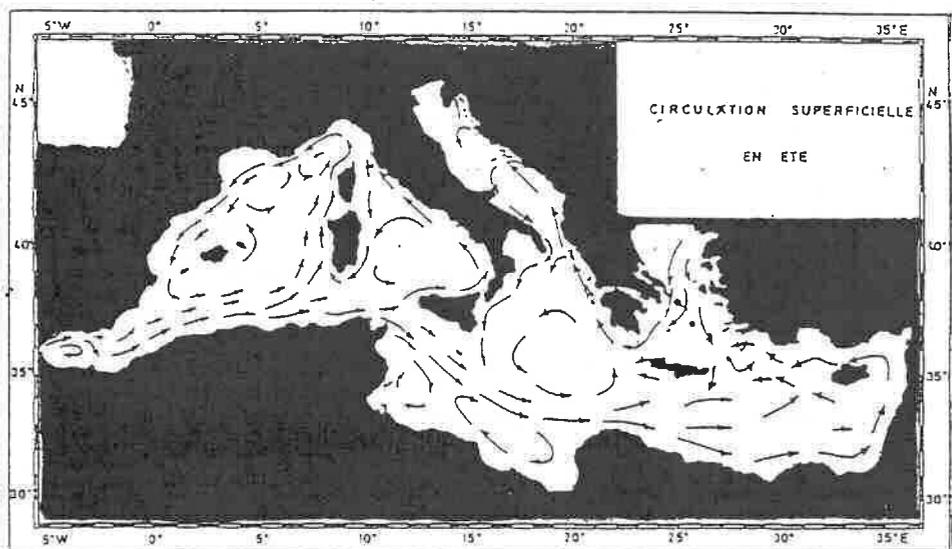
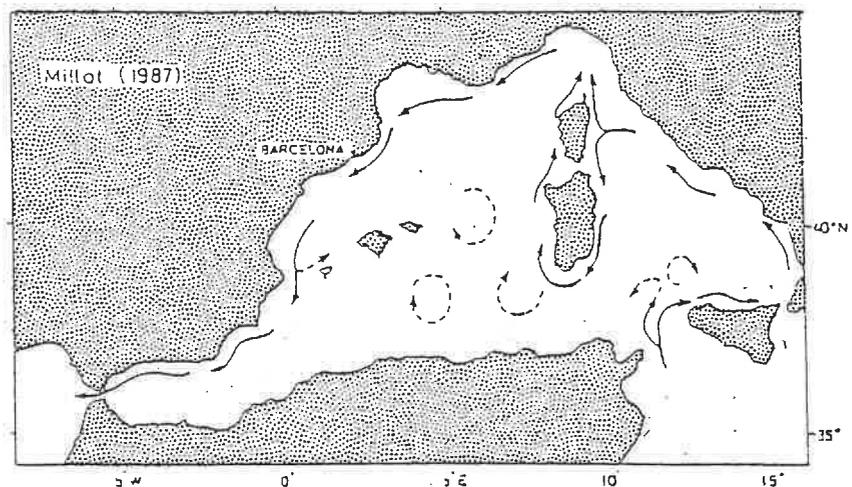


Fig. 6.1.8. Esquema de circulación de la capa de agua intermedia en el Mediterráneo Occidental, en el que se observa su trayectoria paralelamente al margen catalán. (de Millot, 1987).



Las características de cuenca de concentración del Mediterráneo, debido al balance hídrico negativo por exceso de evaporación frente a la precipitación y aportes fluviales, y la existencia en el Estrecho de Gibraltar de una zona de intercambio entre dos masas de agua de diferente densidad situadas al mismo nivel, constituyen el motor principal que gobierna la circulación de agua en el Mediterráneo Occidental (Hopkins, 1984).

El esquema de circulación de masas de agua para el Mediterráneo Occidental muestra una relativa continuidad en la circulación, pero en la que se destaca la importancia de los efectos de turbulencia, remolinos, viento y la formación de agua profunda, en la estabilidad de la circulación superficial (Millot, 1987). En este sentido, estudios oceanográficos recientes han puesto de manifiesto importantes variaciones estacionales en el régimen general de circulación costera en el Mar Catalán (Font et al., 1987).

En el Mediterráneo Noroccidental, la circulación general tiene un carácter predominantemente termohalino (Bethoux et al. 1987; Font, 1988) y está originada por efecto de los gradientes de densidad existentes entre las distintas masas de agua. Este gradiente es particularmente importante en el talud, debido a la presencia del agua de plataforma, con influencia continental, y del agua de talud, más salina (Boucher et al., 1987); como resultado existe un frente de densidad permanente a lo largo del talud.

La corriente Liguro-Provenzal es el origen de la bien definida circulación hacia el oeste que sigue aproximadamente el límite del borde de la plataforma en el Mediterráneo Noroccidental (Bethoux et al., 1987). En el talud continental del Golfo de León, la introducción de aguas procedentes de la desembocadura del Ródano, provoca una aceleración de la corriente, que continúa fluyendo a lo largo del talud en el Mar Catalán (Fig. 6.1.8) (Font y Ballester, 1984).

Las modificaciones al comportamiento hidrológico del Mediterráneo durante los periodos glaciares del Cuaternario son motivo de discusión entre distintos autores (Huang y Stanley, 1972). Existe unanimidad, en cambio, en considerar que durante los periodos glaciares, como resultado de la disminución o desaparición del intercambio de agua con los oceanos o mares circundantes, tiene lugar un reducido movimiento vertical de las distintas masas de agua, favoreciéndose el estancamiento de las aguas profundas. Esto trae consigo la disminución del contenido en oxígeno en las zonas más profundas de la cuenca, que se traduce en la sedimentación de lodos grises en el Mediterráneo Occidental y secuencias de sapropeles en el Mediterráneo Oriental (Maldonado y Stanley, 1976).

Masas de agua en el Mediterráneo Noroccidental

El conjunto de la masa de agua en el Mediterráneo occidental no es homogéneo, sino que en ella se pueden identificar tres capas de agua superpuestas, de características hidrológicas (salinidad, temperatura, densidad) diferentes (Lacombe y Tchernia, 1972).

Una capa superficial de unos 200 m de espesor, con salinidad prácticamente homogénea, que circula según un esquema ciclónico, es alimentada por el agua atlántica y fluye con velocidades altas hacia el norte a través del Mar Balear (Furnestin y Allain, 1962).

Una segunda capa intermedia, separada de la anterior por un mínimo térmico entre los 75 y 200 m, caracterizada por los valores máximos de salinidad (3.87%) temperatura. Se origina en el Mediterráneo Oriental y penetra en la cuenca Algero-Balear a través del estrecho de Sicilia (Wüst, 1961).

Finalmente una capa profunda, cuyo límite respecto de la anterior es relativamente arbitrario debido a la mezcla irregular y progresiva entre ambas. Tiene su origen en el hundimiento del

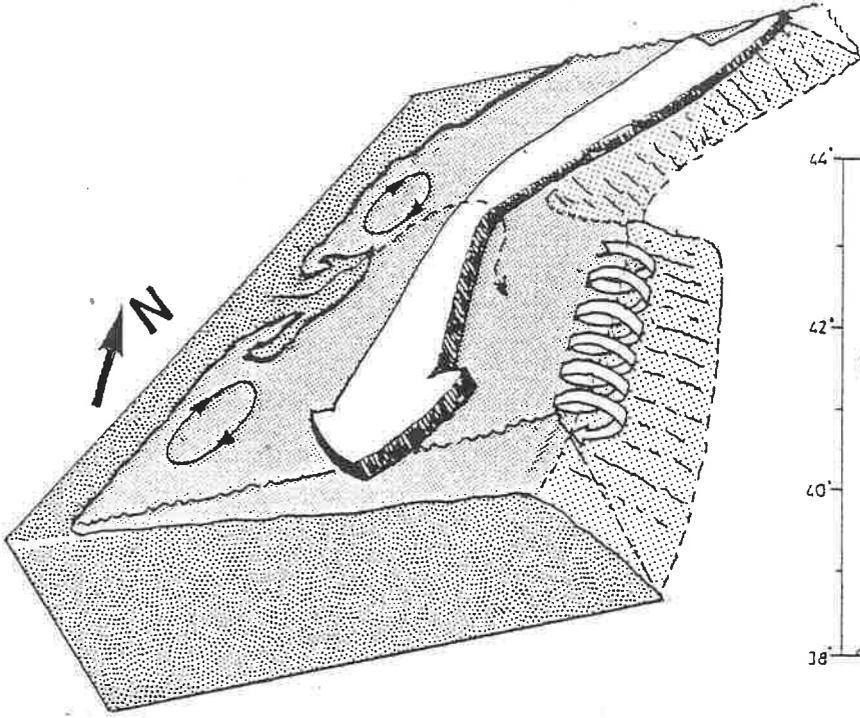


Fig. 6.1.9. Esquema probable de la perturbación producida por el delta del Ebro y el cambio de dirección del talud, en la dinámica general en el margen del Ebro. (modificado de Font, 1986).

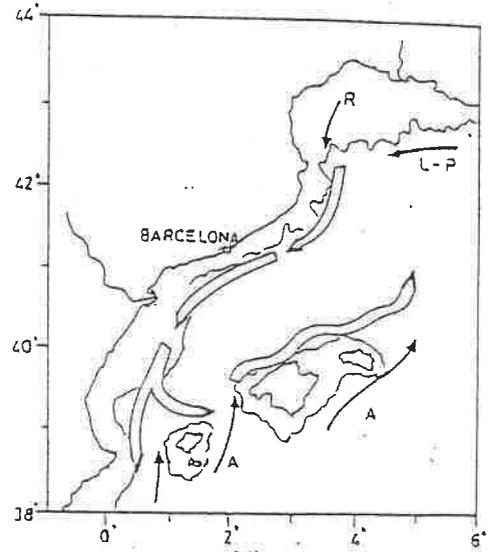


Fig. 6.1.10. Circulación general en el mar catalán, mostrando la bifurcación de la corriente principal en el umbral de Ibiza. R=agua del Ródano; L-P = corriente Liguero-Provenzal; A=agua Atlántica. (de Font, 1987).

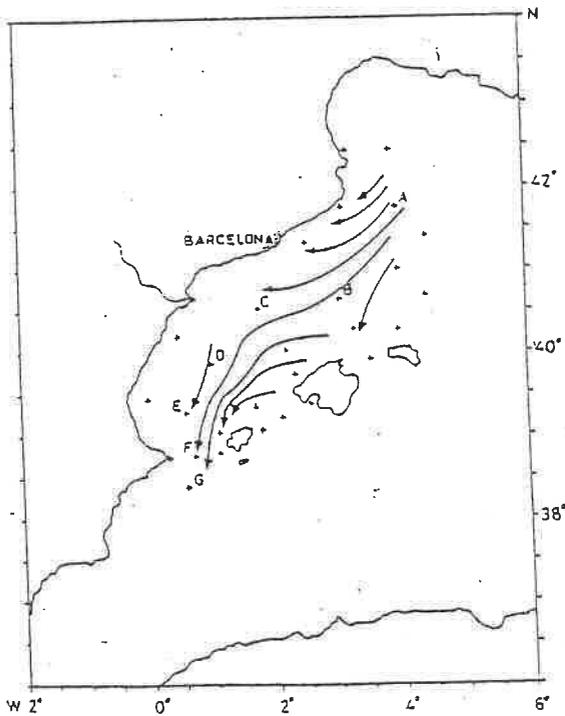


Fig. 6.1.11. Dirección de la corriente geostrófica en la capa de agua intermedia, en invierno, en el margen catalán (de Font, 1987).

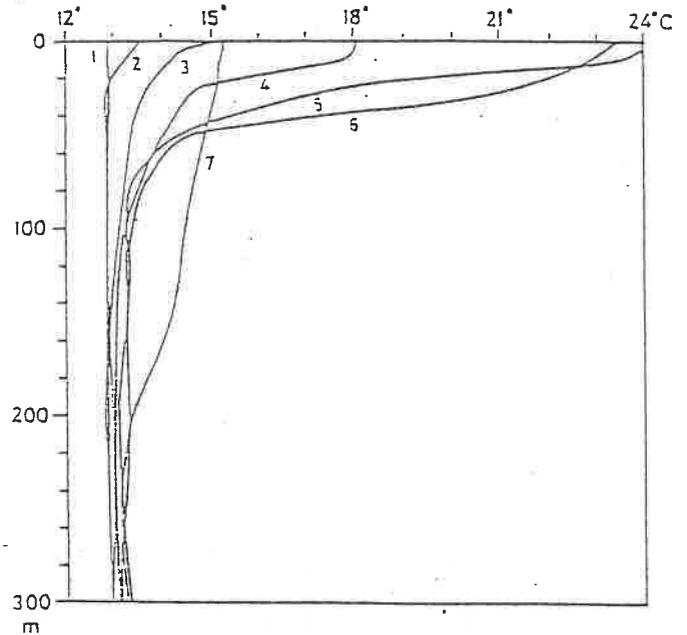


Fig. 6.1.12. Evolución anual de la termoclina en 1976. 1) 27 de Enero, 2) 24 de Febrero, 3) 5 de Mayo, 4) 25 de Mayo, 5) 7 de Julio, 6) 8 de Septiembre, 7) 17 de Noviembre (de Font, 1986).

agua debido al aumento de su densidad, principalmente en invierno, al enfriarse el agua superficial.

Oceanografía del Mar Catalán

Circulación

La circulación de carácter ciclónico, característica del Mediterráneo Occidental, se manifiesta en forma de un flujo geostrofico con dirección suroeste en el Mar Catalán, paralelamente al talud continental (Salat y Font, 1987). Esto se ve favorecido por la ausencia de restricciones topográficas importantes. Esta situación continúa sin grandes modificaciones hasta las proximidades del delta del Ebro, donde la situación se complica debido a la interacción que supone el promontorio que forma el delta, a la mayor amplitud de la plataforma y al cambio en la orientación general del talud (Font et al., 1989).

En el área del delta del Ebro, las líneas de corriente sufren una inflexión y se aproximan (Fig. 6.1.9), con lo que la corriente sufre una aceleración, volviéndose a separar y decelerándose una vez superado el obstáculo. Estas variaciones de velocidad inducen unos remolinos anticiclónicos en la plataforma continental a ambos lados del delta. El cambio de rumbo del talud tiene como resultado un movimiento ascendente en la masa de agua y la aparición de remolinos orientados perpendicularmente a la circulación principal, en el borde de la plataforma y el talud superior, que se desplazan paralelamente a sí mismos por efecto del flujo principal (Mariñas y Tejedor, 1986; Font, 1986; Losada, 1986).

En el límite sur del margen del Ebro, las constricciones topográficas existentes debido a la presencia del umbral de Ibiza, producen una bifurcación en la corriente principal (Fig. 6.1.10). Una parte equivalente a un tercio del flujo superficial es deflectada hacia el noreste al interaccionar con las islas Baleares, y fluye paralelamente al margen norbaleár mientras que

la rama principal de la corriente cruza el umbral de Ibiza, y continua fluyendo hacia el suroeste, paralelamente al talud continental (Font, 1987; Millot, 1987).

Corrientes

Existen pocos estudios relacionados con las corrientes en la zona externa de la plataforma y el talud continental del margen del Ebro; no ocurre así en la zona litoral y de plataforma interna, que han sido objeto de diversos trabajos (Salat et al., 1978; Ballester y Castellví, 1980; Han y Kohler, 1982; Han et al., 1983; Font et al., 1987..etc). Los primeros datos disponibles acerca de corrientes en el borde de la plataforma del Ebro, corresponden a medidas en ciclos anuales realizadas en la plataforma de Casablanca (165 m profundidad). La velocidad geostrofica media en el talud continental es algo menor de 20 cm/s (Font, 1988).

A partir de estos datos, Font et al. (1989) presentan velocidades de corriente medidas a 8, 50 y 100 m de profundidad respectivamente, de las que deducen ciertas características generales de tipo estacional. Se observa una gran persistencia de la corriente hacia el suroeste en otoño, con velocidades medias en la dirección dominante (27.8 a 24 cm/s para 8 y 50 m de profundidad). En invierno la situación es similar, pero existe una disminución de las velocidades medias y un aumento de las fluctuaciones en el flujo (Font, 1988). Velocidades del orden de 5 cm/s han sido medidas en invierno en la capa de agua intermedia, con dirección suroeste (Fig. 6.1.11) (Font, 1987).

En primavera, como resultado de la formación de la termoclina y los vientos suaves y de direcciones variables predominantes (Font, 1988), aumenta la variabilidad de las orientaciones de corriente medidas, permaneciendo aproximadamente constante la velocidad media medida en la dirección más persistente (12.3-16.2 cm/s) (Font et al., 1989). Por debajo de la termoclina, en cambio, orientaciones y velocidades medias son

prácticamente similares a las medidas en invierno, con pequeñas oscilaciones. En verano la variabilidad es menor que en primavera, debido a que los vientos, muy suaves y variables, no son capaces de modificar el movimiento de la potente capa superficial (Font et al., 1989).

Como resultado del análisis estacional, y eliminando todas las variaciones de menor escala con objeto de evaluar el significado de la circulación general a lo largo del talud, Font et al (1989) obtienen una corriente permanente de tipo barotrópico hacia el sur-suroeste, independiente de la variabilidad estacional y con una velocidad media de 10 cm/s.

Masas de agua

La gran estabilidad observada en la corriente, tanto en profundidad como estacionalmente, unido a su aspecto baroclínico y a la concordancia existente entre la corriente en el borde de la plataforma y el frente de densidad plataforma-talud, ha permitido confirmar que la circulación general está guiada por efectos termohalinos (Font et al., 1989). Análisis estadísticos de carácter estacional (Font et al., 1989) han permitido la diferenciación de cuatro estadios de duración trimensual en la distribución de las masas de agua, que son una consecuencia de la evolución de la termoclina.

Existen dos estaciones extremas; una completamente homogeneizada entre Enero y Marzo, con temperaturas prácticamente constantes en profundidad, del orden de 13.5°C y una estación fuertemente estratificada de Julio a Septiembre, en la que se diferencia una capa superficial de hasta 50 m de espesor, con temperaturas del orden de 24°C; entre ambas existen dos estaciones de transición. Una de ellas se caracteriza por la formación de la capa de agua mixta superficial, por efecto del calentamiento solar, que progresivamente va aumentando de espesor y se homogeniza (Abril a Junio), y la otra por su desaparición, debido a la homogeneización por efecto de vientos fuertes y

tormentas (Font et al., 1989); este ciclo se repite anualmente (Fig. 6.1.12; Font, 1986).

Aporte sedimentario

El Río Ebro es uno de los cuatro ríos más importantes del Mar Mediterráneo; el área de drenaje que abarca es de 85.835 km², lo que corresponde a una sexta parte de la superficie de la Península Ibérica, con un caudal medio de unos 615 m³/seg (Maldonado, 1975). Una de las características del clima mediterráneo es el desarrollo de fenómenos transitorios violentos, de corta duración, tanto en relación a los vientos, como las precipitaciones. Esto se traduce en determinadas épocas en precipitaciones bruscas, diluviales, que en un corto espacio de tiempo arrojan al mar considerables masas de agua cargadas en materiales sólidos en suspensión (Lacombe y Tchernia, 1972).

Palanques (1987) a partir de un conjunto de datos discontinuos de caudal y carga en suspensión, medidos en estaciones a la entrada y salida de los principales embalses del tramo final del río, calcula una descarga de 150.000 Tm/año y estima en un 90% del total de material transportado por el río, el porcentaje que queda retenido en los embalses. Teniendo en cuenta asimismo el efecto de retención de material sólido por los embalses de los cursos alto y medio del río, Palanques et al. (1989) estiman en unos 10-20 millones de Tm/año el aporte de materia en suspensión por parte del río en su estado "natural", cuando no existían embalses en su cauce medio-bajo.

La mayor parte de esta descarga está constituida por sedimentos de tamaño limo y arena fina. Las arenas finas quedan atrapadas en los ambientes costeros del delta, mientras que las zonas prodeltaicas se construyen a partir de limos y arcillas ricas en materia orgánica (Maldonado y Alonso, 1983). La descarga terrígena ha desarrollado una importante cuña sedimentaria fangosa que se extiende hacia el sur a partir del prodelta en la

plataforma continental media (Palanques, 1987; Díaz et al., 1989).

Por el contrario, la mayoría de la plataforma está recubierta de arenas relictas (Fig. 6.1.13). La presencia de sedimentos relictos en la plataforma continental al este y sur del delta sugiere que los sedimentos en suspensión escapan de esta región hacia las zonas más profundas del margen y que asimismo pueden ser transportados por fenómenos de advección hacia el sur (Han et al., 1983; Maldonado et al., 1983; Díaz et al., 1989).

Morfología

La plataforma continental en el margen del Ebro (Fig. 6.1.15.) llega a alcanzar 70 km y es una de las más amplias del Mediterráneo occidental. La plataforma continental enlaza de un modo brusco con un talud continental muy inclinado y estrecho, que presenta una pendiente promedio de 4.5° y no supera generalmente más de 15 km de amplitud. Se encuentra excavado por cañones submarinos que apenas llegan a erosionar la plataforma continental y muestran un desarrollo desigual según las zonas.

En la zona norte el ascenso continental presenta pendientes bastante elevadas, próximas a 1° (Alonso, 1986), por lo que el enlace entre el talud y el ascenso continental es suave. En la zona sur, en cambio, debido a la mayor pendiente promedio del talud y al gradiente más suave del ascenso continental, el enlace entre ambos está constituido por un cambio de pendiente muy neto que se sitúa entre los 1000-1100 m de profundidad.

En la base del talud y en el ascenso continental, desde 1200 a 1800 m de profundidad, los cañones dan lugar a canales flanqueados por bancos naturales que en algún caso se prolongan hasta prácticamente el eje central del Valle de Valencia (Alonso, 1986; Maldonado et al., 1985; Nelson y Maldonado, 1988).

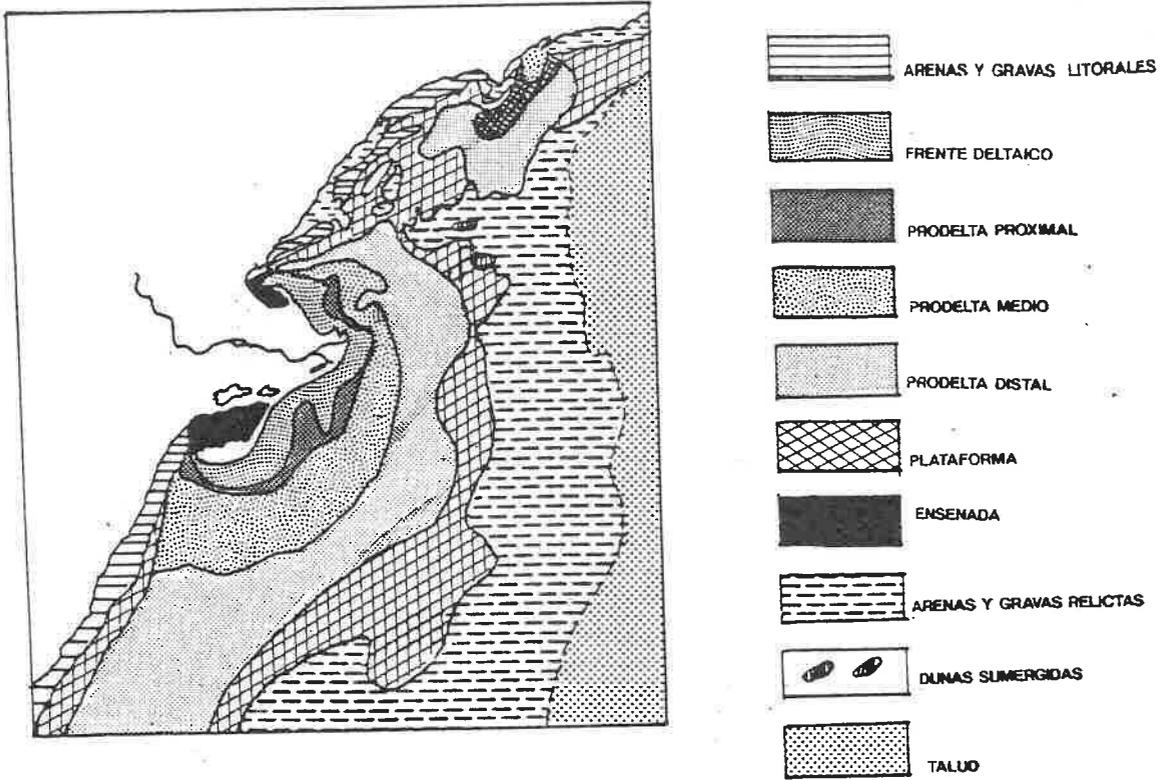


Fig. 6.1.13. Mapa de distribución de los diferentes tipos de sedimentos superficiales identificados en la plataforma continental del Ebro (modificado de Verdaguier, 1968).

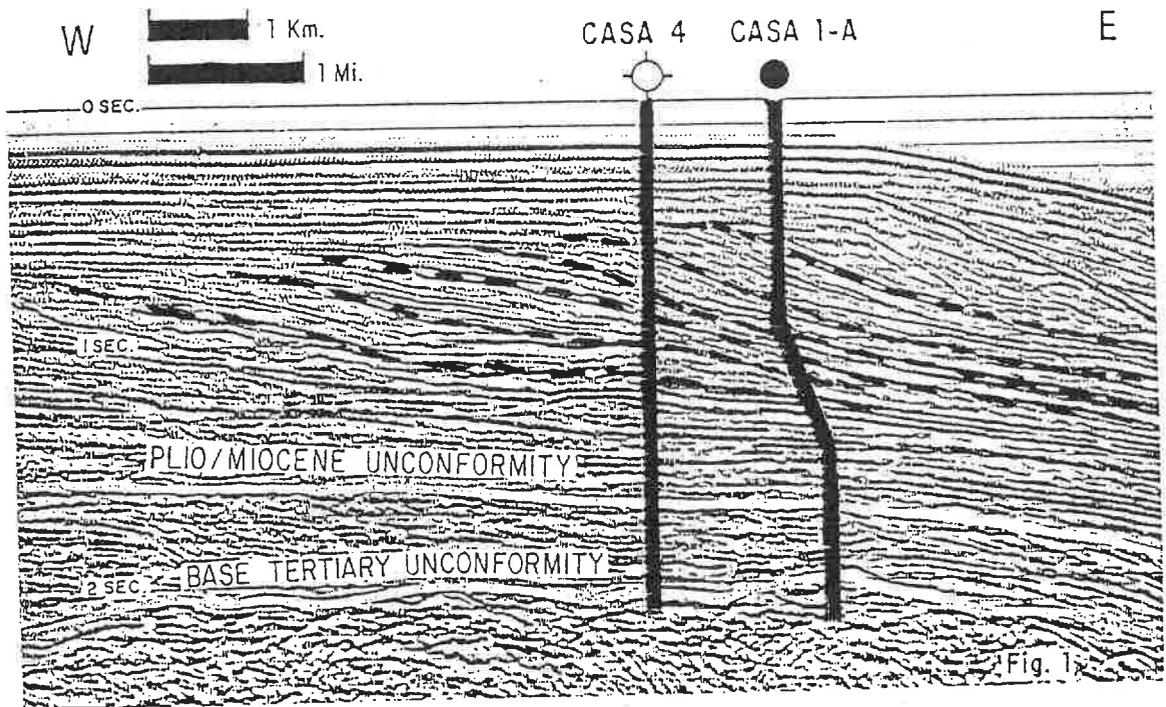


Fig. 6.1.14. Registro de multicanal perpendicular al margen del Ebro, en el que se observa la configuración sigmoidal típica de las unidades de talud del Plio-Cuaternario. En el mismo se señalan dos sondeos petrolíferos realizados en la plataforma externa (de Watson, 1982).

Estructura Sedimentaria

La estructura sedimentaria de la plataforma y el talud continental del margen del Ebro son consecuencia de la superposición de las secuencias deltáicas originada por las fluctuaciones relativas del nivel del mar durante el Cuaternario (Maldonado y Zamarreño, 1983). La cobertera Pliocuaternaria se caracteriza por un apilamiento de unidades de carácter progradacional y agradacional, interpretados como conjuntos regresivos desarrollados entre la superficie de erosión Mesiniense y por debajo de la superficie transgresiva Versiliense (Dañobeitia et al., 1989). Estas unidades, en registros de multicanal presentan una típica configuración sigmoidal típica (Fig. 6.1.14; Watson, 1972; García-Siñeriz et al., 1979).

Estudios recientes bajo la óptica de la estratigrafía sísmica (Farrán et al., 1984; Aloisi, 1985; Catafau, 1987; Farrán y Maldonado, 1989) han permitido la diferenciación de 13 unidades separadas por superficies de disconformidad, superficies transgresivas o superficies poligenéticas. Según su localización sobre la plataforma, se han clasificado en unidades internas y externas; éstas últimas se extienden sobre la plataforma media y externa y el talud superior (Farrán y Maldonado, 1989).

Las unidades externas están constituidas por edificios deltaicos de plataforma y marginales, progradantes hacia el sur y mar adentro, interrumpidos periódicamente por etapas de erosión generalizada en la plataforma y excavación de cañones en el borde de la plataforma. Estas unidades aumentan de espesor de un modo considerable en las proximidades de la ruptura de pendiente del talud continental, donde en ocasiones aparecen deformadas por fenómenos de deslizamientos gravitativos y fallas rotacionales (Fig. 6.1.16) (Díaz et al., 1984; IGME, 1986; Farrán y Maldonado, 1989). El último episodio sedimentario en las unidades externas consiste en la excavación de cañones en el borde de la plataforma y en el desarrollo de complejos turbidíticos de dique-canal y

depósitos de bajada ("apron", Bates y Jackson, 1987) en el talud inferior y ascenso continental superior (Alonso, 1986).

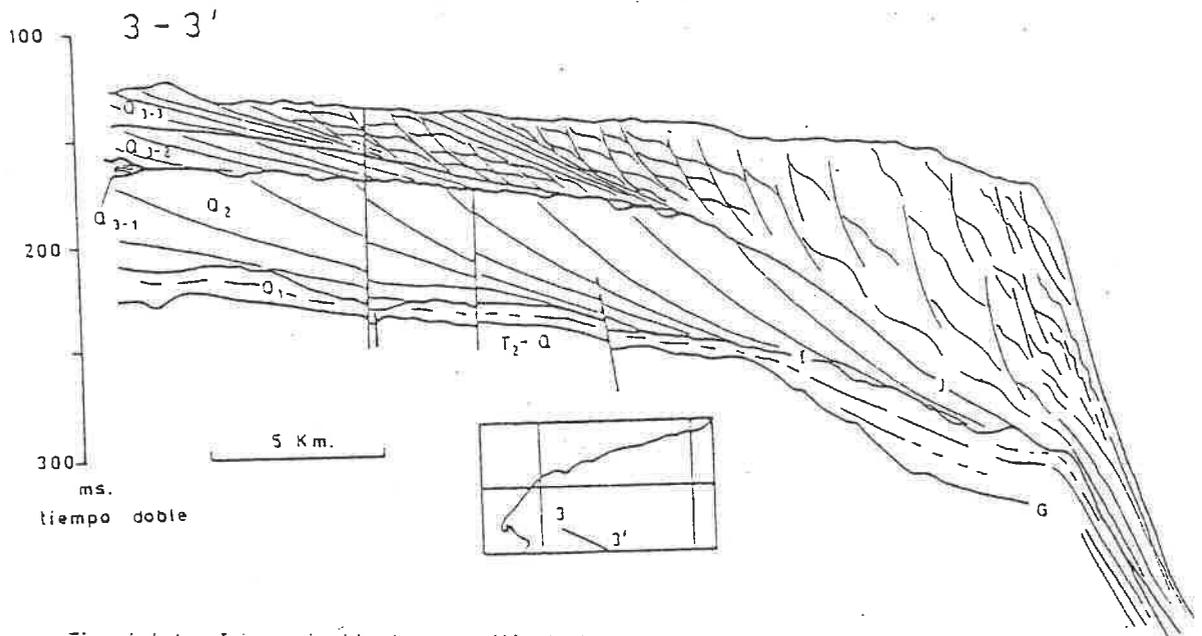


Fig. 6.1.16 Interpretación de un perfil sísmico realizado en la plataforma externa y talud superior del Ebro, mostrando las unidades externas de la plataforma y su prolongación en el talud. (Q_{3-1} , Q_{3-2} , Q_{3-3}) = Pleistoceno superior. Q_2 = Pleistoceno medio. Q_1 = Pleistoceno inferior. T_2-Q = Plio-Cuaternario (de IGME, 1986).

En el talud continental se ha identificado una secuencia inferior bien estratificada, con reflectores continuos, paralelos, planos o ligeramente ondulados, sobre la que se superpone otra secuencia en la que alternan cuerpos lenticulares con reflectores discontinuos de gran amplitud, con otros formados por reflectores paralelos de pequeña continuidad (Field y Gardner, 1989). La secuencia inferior exhibe características típicas de sedimentación de baja energía, posiblemente pelágica o hemipelágica, mientras que la secuencia superior es característica de sedimentación de alta energía, probablemente por flujos gravitativos o turbidíticos. La superposición vertical de facies en el talud parece reflejar una evolución gradual de un medio tranquilo, distal, a otro más proximal y con condiciones de alta energía (Field y Gardner, 1989).

A partir de la base del talud, en el ascenso continental y especialmente en los sectores norte y central, se desarrolla el sistema turbidítico del Ebro, formado por diversos cuerpos deposicionales, canalizados o no, superpuestos y solapados lateralmente, que se extienden desde el talud y durante unos 50 km hasta el Valle de Valencia (Nelson et al., 1983/84; Maldonado et al., 1985; Nelson y Maldonado, 1988; Alonso y Maldonado, 1989). Los cuerpos canalizados están constituidos por complejos de dique-canal, de forma lobular, edificado cada uno de ellos como resultado del aporte de sedimento a partir de una fuente de aporte puntual y a través de un cañón determinado, durante la migración lateral de la desembocadura del Río Ebro, debida a su carácter meandriforme (Alonso, 1986; Alonso y Maldonado, 1989; Nelson y Maldonado, 1988). Los cuerpos canalizados se originan como resultado de corrientes de turbidez canalizadas a través de los cañones submarinos, por deceleración de las mismas al alcanzar la ruptura de pendiente de la base del talud, y por flujos de desbordamiento, de menor densidad (Alonso y Maldonado, 1989).

Los cuerpos no canalizados corresponden a depósitos de bajada de base de talud, edificados en zonas de talud acaravado o erosionado en su parte alta, probablemente como resultado de flujos gravitativos no canalizados, con menor participación de flujos turbidíticos canalizados (Alonso, 1986; Alonso y Maldonado, 1989). Los depósitos canalizados y no canalizados son volumétricamente menos importantes que la unidades deltáicas de plataforma y los deltas marginales edificados en la plataforma externa; esto es resultado de que incluso en periodos de nivel del mar bajo, la mayor parte de los aportes fluviales queda retenido en las áreas deltáica y de plataforma del Ebro (Farrán y Maldonado, 1989).

6.2 EL TALUD CONTINENTAL DEL EBRO

Las irregularidades morfológicas que se presentan habitualmente en el talud continental (cañones submarinos,

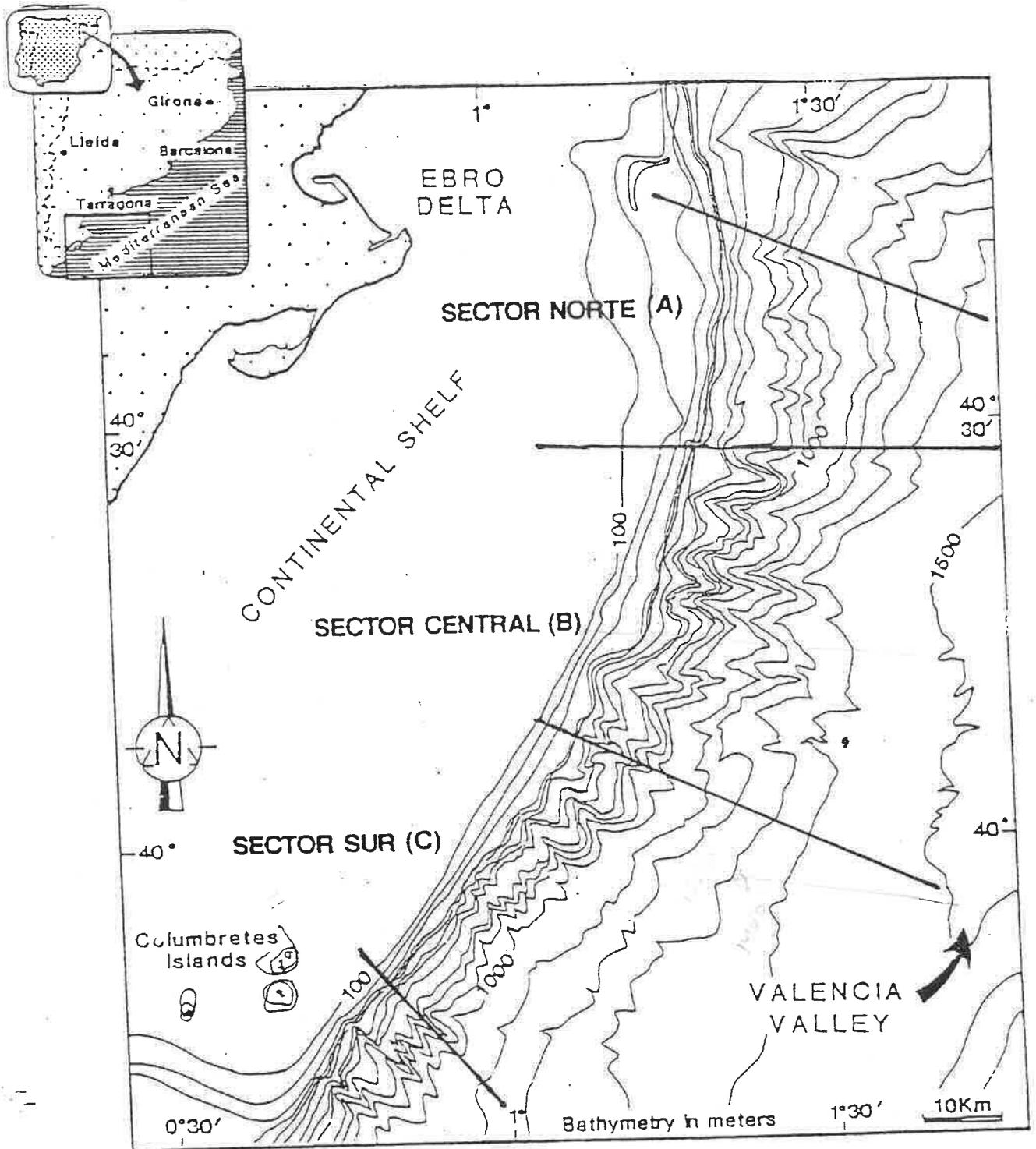


Fig. 6.1.15. Carta batimétrica utilizada en el presente trabajo en la que se han trazado las líneas batimétricas por debajo de los 100 m, con un intervalo de 20 m entre líneas hasta los doscientos, ya a partir de aquí con 100 m de intervalo. Se han indicado las tres zonas diferenciadas en el talud continental.

cárcavas, "gullies"...etc.), hacen conveniente, si no precisa, la utilización de una carta batimétrica detallada para el estudio de los diferentes procesos que en él tienen lugar, especialmente de inestabilidad sedimentaria. Esta carta debe recoger con fidelidad el perfil del borde de la plataforma y los límites hasta los que los cañones presentan cierta excavación, entre otras características.

El Borde de Plataforma

Morfología

En el área situada exactamente frente al delta del Ebro, existe un fuerte cambio en la orientación del borde de la plataforma, que pasa de ser aproximadamente NW-SE a N-S, y otro más suave en la zona central del área estudiada, donde cambia a NNE-SSW, discurriendo aproximadamente paralelo a la línea de costa (Fig. 6.1.15). Morfológicamente es un borde de plataforma claramente definido, del tipo abrupto (Southard y Stanley, 1976), y se sitúa a una profundidad relativamente constante, alrededor de los 160 ± 20 m (IGME, 1986). Constituye un límite bastante rectilíneo, con un reducido número de entalladuras de pequeñas dimensiones en la plataforma más externa, en relación con los mayores cañones del sistema del Ebro, en especial con el cañón de Oropesa.

Estructura sedimentaria

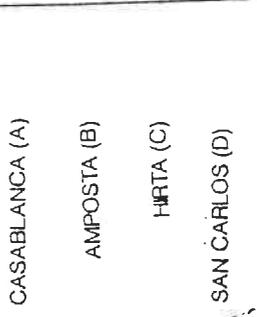
Las unidades litosísmicas responsables de la edificación reciente de la plataforma continental del Ebro, muestran caracteres típicos de una rápida progradación, en la que cada unidad presenta una morfología general en forma de cuñas cislapantes, truncada erosivamente por la unidad suprayacente (Maldonado y Zamarreño, 1983; Farrán et al., 1984). Excepto durante el periodo correspondiente al mínimo eustático del Pleistoceno superior, la progradación de la plataforma tuvo lugar

principalmente hacia la zona sur, entre la desembocadura actual del Río Ebro y las Islas Columbretes, donde se han identificado un mayor número de unidades. En la zona norte, por el contrario, aparecen condensadas o representadas por hiatos sedimentarios (Farrán y Maldonado, 1989).

La configuración actual del borde de la plataforma está definida por los sedimentos pertenecientes a la unidad Casablanca (Farrán y Maldonado, 1989), perteneciente al mínimo eustático. Presenta su máximo desarrollo en la zona norte de la plataforma externa y talud superior, e internamente presentan reflectores inclinados hacia el centro de la cuenca, que aumentan de pendiente y se engrosan hacia el continente (Fig. 6.1.16). En el talud desaparecen las superficies de erosión, existiendo una superposición normal de las diferentes unidades (IGME, 1986). En los perfiles sísmicos se observa una migración vertical del borde de la plataforma, hacia mar adentro o hacia el continente, en función de la zona del talud a que corresponde el perfil.

El borde de plataforma actual en el margen del Ebro presenta características de agradación y progradación. En su evolución más reciente ha sufrido una evolución vertical y un desplazamiento lateral respecto a su posición anterior, condicionado por la subsidencia local y el aporte de sedimento. El caso más frecuente en este tipo de borde de plataforma consiste en una agradación vertical y en una progradación del borde de plataforma mar adentro, resultante de una plataforma subsidente que crea un espacio de acomodación, y un elevado aporte de sedimento que es suficiente para contrarrestar la subsidencia y llega a rebasar el borde de la plataforma, desarrollándose cuerpos deposicionales en el talud. En determinadas áreas en las que el aporte de sedimento es más bajo, la evolución vertical del borde de la plataforma puede consistir, no obstante, en una retrogradación o migración hacia el continente (Field et al., 1983).

En la figura 6.2.1, se observa esquemáticamente la estructura de la plataforma externa y el borde de la plataforma en dos perfiles sísmicos correspondientes al sector norte de la

Migración del borde de plataforma Tierra ← → Mar	Tipo de borde de plataforma (Field et al., 1983)	Unidad sísmica (Farrán y Maldonado, 1989)
	Progradante Sub-alimentada Retrogradación Cubierta Sub-alimentada Retrogradación Cubierta Sub-alimentada	CASABLANCA (A) AMPOSTA (B) HIRTA (C) SAN CARLOS (D)
	Progradación Retrogradación Retrogradación Progradante	CASABLANCA (A) AMPOSTA (B) HIRTA (C) SAN CARLOS (D)

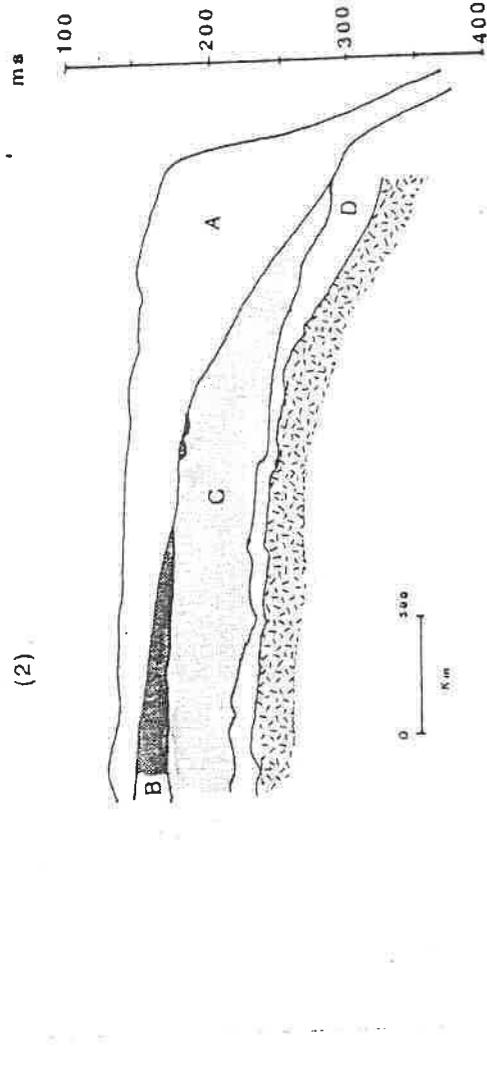
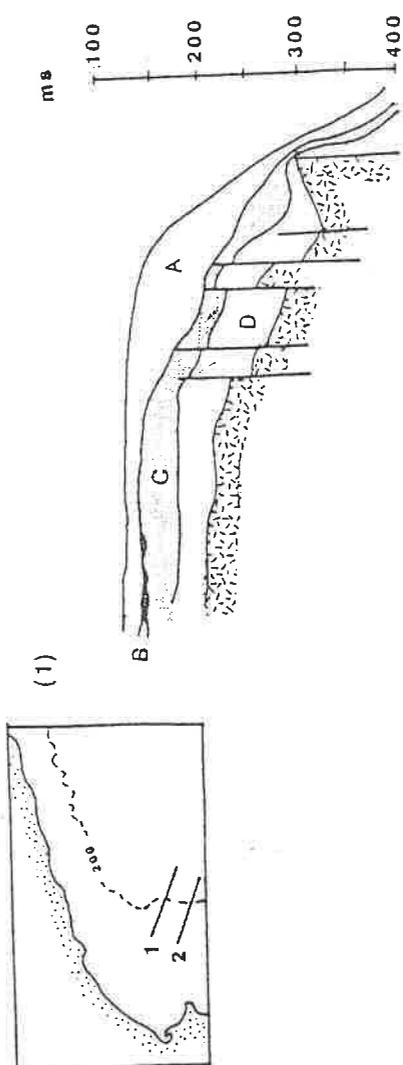


Fig. 6.2.1. Evolución vertical del borde de la plataforma en los perfiles 1 y 2, MCB-79, situados en el sector norte del área de estudio. En ellos se observa la transición entre diversos tipos de borde de plataforma, a lo largo de fases sucesivas de progradación y retrogradación de la plataforma.

zona de estudio. Se observan modificaciones en el carácter del borde de la plataforma, que pasa de ser progradante a subalimentada (Starved, Field et al, 1983), lo que se traduce en un retroceso o retrogradación del borde de plataforma hacia el continente. Tras sucesivas etapas de retrogradación, la evolución del borde de la plataforma culmina con un episodio de agradación vertical y progradación, como consecuencia de la edificación de los deltas marginales sobre el borde de plataforma en este sector del área de estudio (unidad Casablanca, de Farrán y Maldonado, 1989).

Estas modificaciones en el carácter del borde de plataforma son resultado de variaciones en la tasa de aporte sedimentario y en la subsidencia. Ligeras modificaciones en el carácter del borde de la plataforma para alguna de las unidades (Hirta y S. Carlos) son posiblemente debidas a efectos tectónicos locales que han facilitado la erosión o impedido el depósito en determinados puntos, o también a la presencia de cañones submarinos, que hayan erosionado parte de una unidad en la zona por la que se ha trazado el perfil.

La presencia de cuerpos deposicionales con progradación oblicua en el talud es resultado de la existencia de un nivel crítico, por encima del cual la energía del medio es suficientemente alta como para prevenir la sedimentación. Los aportes sedimentarios son entonces arrastrados hacia el borde de la plataforma, donde comienzan a depositarse por debajo de este nivel crítico (Mougenot et al., 1983). Este nivel crítico corresponde a la profundidad a que se sitúa el borde de la plataforma y puede asimilarse al nivel de "equilibrio deposicional" definido por Moore y Curray (1964).

En el sector central del área de estudio, perfil 45-46 (Fig. 6.2.2) se observa un borde de plataforma abrupto muy neto, situado en una plataforma externa edificada por la progradación de los cuerpos prodeltáicos del Pleistoceno superior, que se continúan en el talud adelgazándose progresivamente, y modificada con posterioridad durante la última transgresión de la que queda

MCB-79 PERFIL 45-46

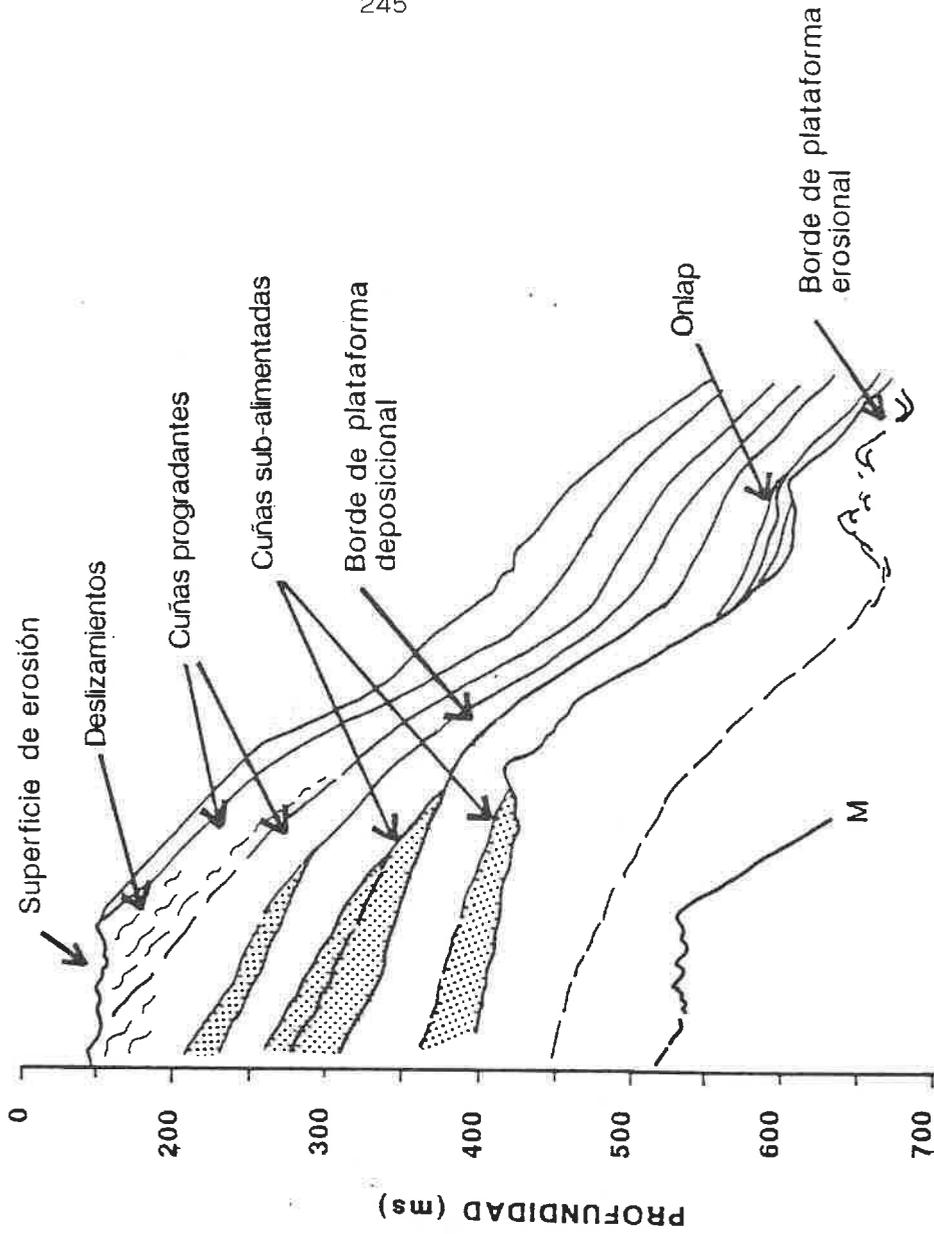
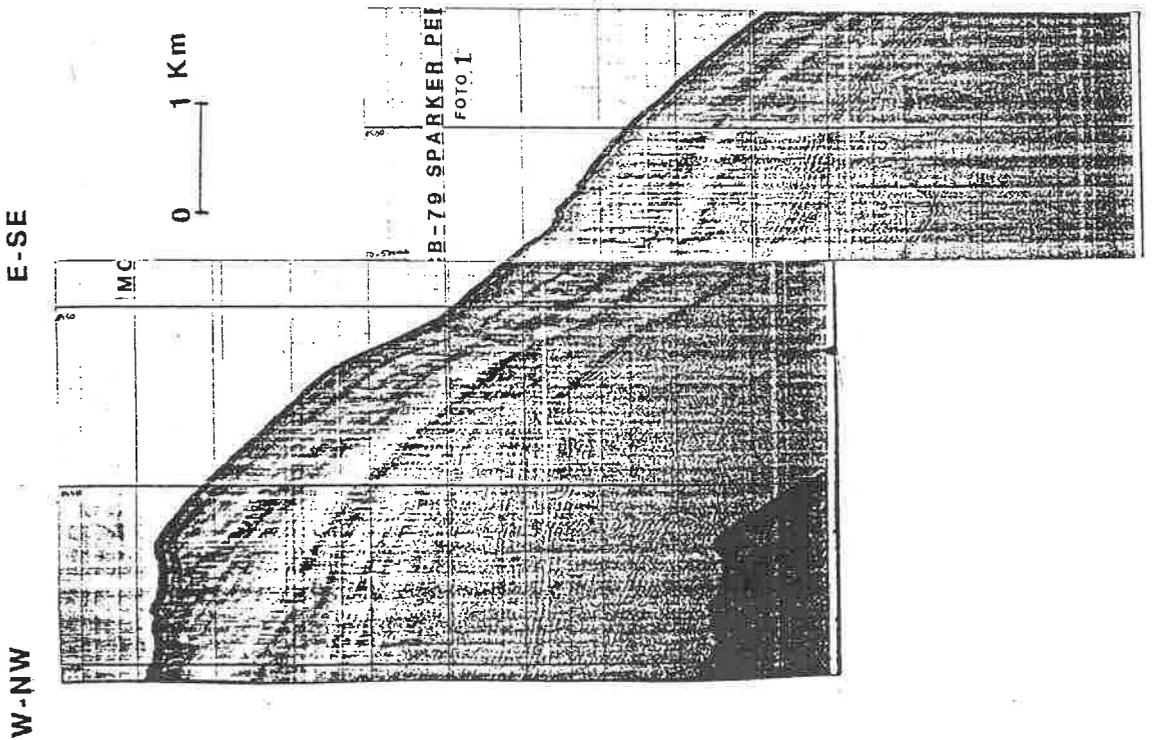


Fig. 6.2.2. Perfil 45-46, Sparker. Campaña MCB-79. Evolución del borde de la plataforma en el sector central del margen del Ebro; ejemplo de agradación y retrogradación. Se reconoce un borde de plataforma erosional, al que siguen una serie de etapas de progradación y retrogradación, con formación de bordes de plataforma progradantes y sub-alimentados. Las últimas etapas corresponden a la edificación de cuñas progradantes que se continúan en el talud continental y presentan deslizamientos sedimentarios en su zona superior, y una superficie de erosión que conforma el borde de plataforma actual.

como registro una superficie de erosión, de morfología ondulada (Díaz et al. 1984). Este perfil constituye un ejemplo de evolución del borde de la plataforma mediante una agradación vertical y sucesivos episodios de retrogradación, que dan lugar a cuñas sedimentarias sub-alimentadas, y episodios de progradación.

El resultado final es que el borde de plataforma ha ido migrando hacia el continente de un modo paulatino, a la vez que ha evolucionado de un carácter erosivo a deposicional. Esta retrogradación del borde de la plataforma es resultado de una evolución en la que se han sucedido periodos de descenso del nivel del mar y baja tasa de aporte sedimentario (que han producido una erosión neta en el borde de la plataforma y el talud, o un borde de plataforma sub-alimentado) con periodos de ascenso eustático o ralentización de la subsidencia, con alta tasa de sedimentación que han dado lugar a episodios de borde de plataforma progradante, que han contribuido de un modo importante a la edificación del talud continental.

Sedimentación

La edificación de este tipo de borde de plataforma tiene lugar mediante una rápida acumulación de sedimento, lo que puede conducir a la formación de estructuras de inestabilidad sedimentaria o bloques deslizados en el borde de la plataforma y el talud superior (Field y Edwards, 1980; Coleman y Prior, 1981). Esta situación de borde de plataforma agradacional corresponde al borde de plataforma en equilibrio durante el Pleistoceno; en la actualidad el nulo aporte sedimentario al borde de la plataforma da como resultado la existencia de un borde de plataforma sub-alimentado (starved).

El borde de plataforma sub-alimentado se desarrolla cuando hay una escasez de aporte sedimentario de modo que los aportes apenas alcanzan la zona más externa de la plataforma. Esta situación puede deberse a la existencia de determinadas barreras morfológicas que retienen el sedimento en las zonas más

proximales, o al predominio de determinados procesos oceanográficos que transportan el sedimento más allá del borde de la plataforma (Field et al., 1989). En el margen del Ebro es resultado, por un lado, de la captura en los ambientes deltáicos de la mayor parte del aporte sedimentario del Río Ebro, y por otro lado de la existencia de una corriente general hacia el suroeste que distribuye en esa dirección los aportes más finos, sobre la plataforma media e interna (Díaz et al., 1989).

Evolución

Como consecuencia de las variaciones eustáticas, la plataforma continental del Ebro se ha visto afectada durante el Plio-Cuaternario por exposiciones subaéreas periódicas. Esto tuvo como resultado el desarrollo de superficies de erosión que constituyen uno de los límites más habituales de las unidades sísmicas del Cuaternario identificadas en la plataforma continental (Farrán et al., 1984; IGME, 1986; Farrán y Maldonado, 1989). Dichas superficies se originaron debido a procesos de dinámica litoral, al migrar la línea de costa a lo largo de la plataforma.

En el margen del Ebro, la existencia de un régimen de alta energía en la plataforma externa, junto a la elevada tasa de sedimentación del Pleistoceno, se traduce en la formación de cuñas progradantes mar adentro. La repetición de este proceso durante sucesivas pulsaciones en la posición del nivel del mar, tiene como resultado el apilamiento de secuencias compuestas de cuerpos progradantes, separados por superficies de disconformidad, que en su prolongación en el talud aparecen como unidades aparentemente concordantes.

La presencia simultánea, de una desembocadura fluvial muy próxima al borde de la plataforma y una alta tasa de sedimentación tuvieron como resultado en desarrollo de procesos de inestabilidad sedimentaria, reconocibles en el borde de la

plataforma y el talud superior, en forma de movimientos en masa de diversos tipos (Díaz et al. 1984).

El talud Continental

Morfología

El límite inferior del talud continental del Ebro es difícil de situar con precisión, debido a las diferencias morfológicas y de pendiente existentes entre la zona excavada por cañones y la zona desprovista de ellos. A lo largo del talud del Ebro, se han distinguido tres sectores desde el punto de vista morfológico (fig. 6.1.15):

A) Un sector de talud suave al Norte, frente al delta del Ebro, de unos 20 km de anchura y que apenas aparece excavado por pequeños valles submarinos; está limitado por los cañones del Francolí, al norte, y de Vinaroz, al sur. Presenta un perfil ligeramente cóncavo hacia arriba, en el que se puede diferenciar una rotura de pendiente muy suave a los 500 m, y otra más marcada entre los 1000 y 1300 m de profundidad (Alonso, 1986), con pendientes medias de 3° y 2.5° , respectivamente (Fig. 6.2.3, Perfiles I y II; Alonso, 1986). En este sector del margen, la suave pendiente del talud y el gradiente relativamente alto del ascenso continental, hacen que el límite talud-ascenso continental sea difuso, estando únicamente marcado por la ligera ruptura de pendiente en torno a los 1300 m.

B) Un sector de talud más inclinado, al sur del anterior, limitado por los cañones de Vinaroz y Oropesa. Se encuentra profundamente excavado por cárcavas submarinas ("gullies") especialmente en el talud superior (Maldonado, 1972; Aloisi et al., 1981) y cañones submarinos, (Alonso, 1986). Tiene unos 25 km de anchura, perfil convexo-cóncavo hacia arriba, y presenta una clara ruptura de pendiente entre los 1200 y 1300 m de profundidad

en su zona más septentrional y otra próxima a los 1000 m en su zona más meridional (Fig. 6.2.3. Perfiles III (Alonso, 1986) y IV). Presenta pendientes próximas a los 4° en la zona superior del talud, que en las paredes y cabeceras de los cañones pueden superar los 10° ; por debajo de los 1300 m la pendiente se suaviza mucho y toma valores próximos a los 2.5° (Alonso, 1986). En la zona central de este sector, la continuación en el ascenso continental de los cañones excavados en el talud, tiene como resultado la existencia de pendientes localmente elevadas, con lo que el límite que marca la separación respecto al talud es más difícil de situar.

C) Al sur de este último, un tercer sector de talud más inclinado, de entre 10 y 15 km de anchura, con una pendiente entre 3.8° y 5.8° y perfil convexo-cóncavo hacia arriba. Presenta uno o dos puntos de inflexión en la pendiente; el primero próximo a los 800 m y el segundo situado progresivamente a menor profundidad cuanto más hacia el sur, entre los 1000 y los 1200 m (Fig. 6.2.3. Perfiles V y VI). Existen fuertes roturas de pendiente locales, debido a la existencia de gullies en la zona más al norte (perfil V). Está surcado por cañones submarinos de pequeño desarrollo, relieves entre 200 y 400 m y amplitud media de 1 km (Nelson et al., 1983/84). La parte inferior del talud presenta pendientes entre 0.9° y 2.7° , y el ascenso continental presenta pendientes entre 0.4° y 0.6° . Este sector se prolonga hacia el sur hasta las proximidades de las Islas Columbretes, donde se reconocen cañones submarinos (Columbretes Grande y Chico) que producen entalladuras en la parte superior del talud (Leenhardt, 1969; Martínez del Olmo, 1984).

Cañones del Sistema del Ebro

Los estudios realizados acerca de los cañones submarinos han sido muy numerosos, al igual que las teorías sobre el origen de los mismos (Daly, 1936; Kuenen, 1953; Bourcart, 1959; Shepard y Dill, 1966; King, 1969; Stanley et al., 1976; Shepard, 1952; 1972; Stanley, 1977; Got et al., 1979; Kennett, 1982). Shepard (1972)

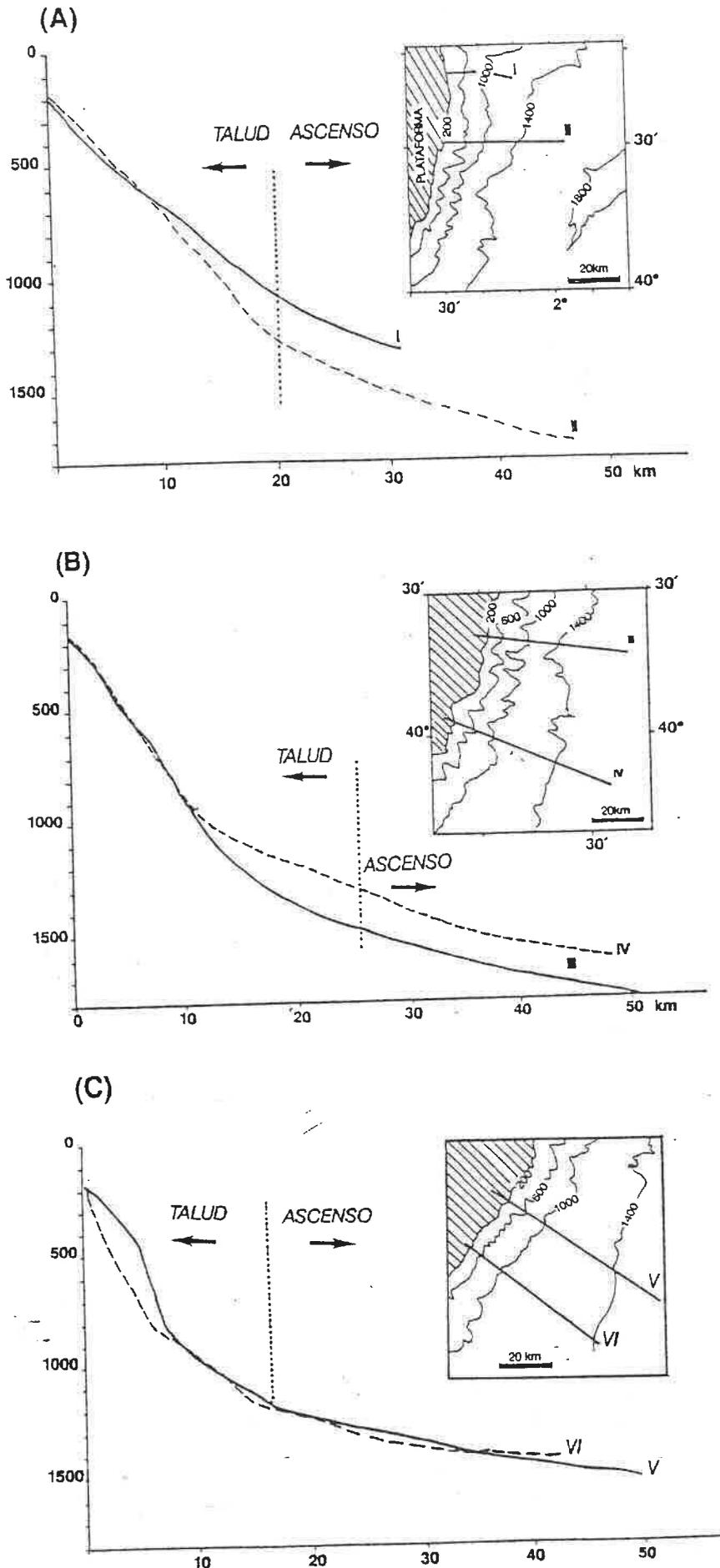


Fig. 6.2.3. Perfiles batimétricos transversales del talud continental del Ebro: A) Sector norte, en el que se distingue un talud relativamente suave con una clara ruptura de pendiente a los 1300 m. B) Talud más inclinado, con dos roturas de pendiente a los 1000 y 1400 m, y una amplitud de 25 km. C) Talud aún más inclinado, con una rotura de pendiente próxima a los 1000 m y otra a los 1200 m, con roturas de pendiente locales debida a la incisión de gullies y cañones (Perfiles I, II y III de Alonso, 1986).

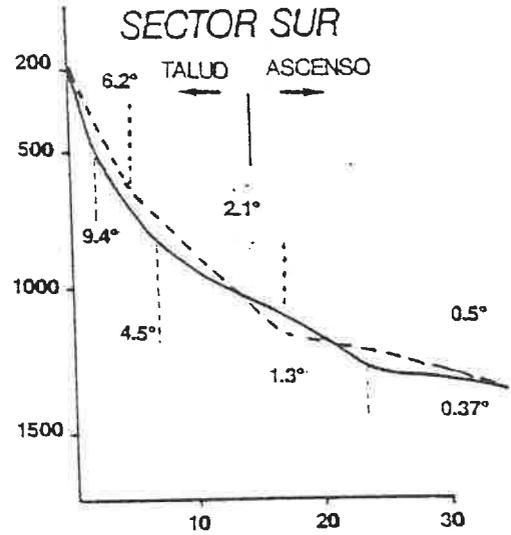
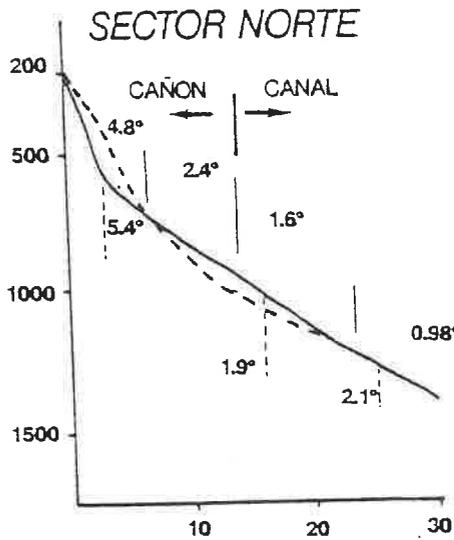
considera que los principales caracteres que definen a un cañón submarino son su longitud, profundidad a que se sitúa la cabecera, profundidad máxima que alcanza, morfología de los perfiles longitudinal y transversal, gradientes y relación del mismo con los valles de los ríos y los abanicos submarinos.

El talud continental del Ebro se caracteriza por estar surcado por catorce cañones submarinos de características relativamente importantes, desarrollados inicialmente durante el periodo regresivo correspondiente al Plioceno superior-Cuaternario basal (Farrán et al., 1984; Alonso et al., 1984). Alonso (1986) analiza morfológicamente los cañones más importantes existentes en la zona central y norte del área estudiada en el presente trabajo, agrupados con el nombre de "cañones del sistema del Ebro", que identifica en su mayor parte con nombres basados en proximidad geográfica respecto a localidades existentes en la costa más cercana.

Como características comunes presentan el ser cañones de corto recorrido, generalmente perpendiculares al margen continental y de longitud escasamente superior a 20 km. Se inician en el borde de la plataforma o más frecuentemente en el talud superior y presentan un desarrollo desigual, con algunos de ellos bien definidos y con importantes desniveles entre el eje del cañón y la cima de los interfluvios, y otros con un relieve más suave entre el eje y la parte más alta del área de intercañón; estos últimos suelen desaparecer gradualmente en el ascenso continental.

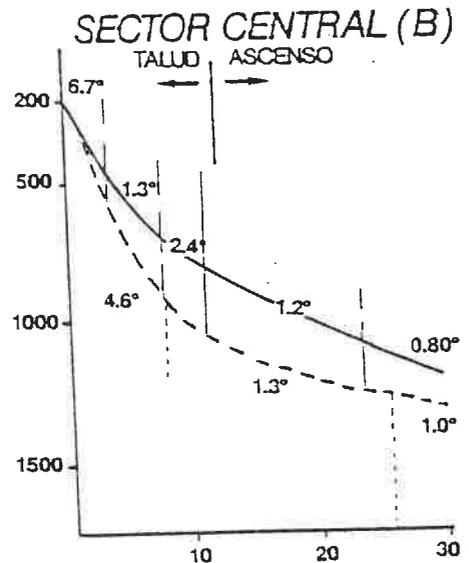
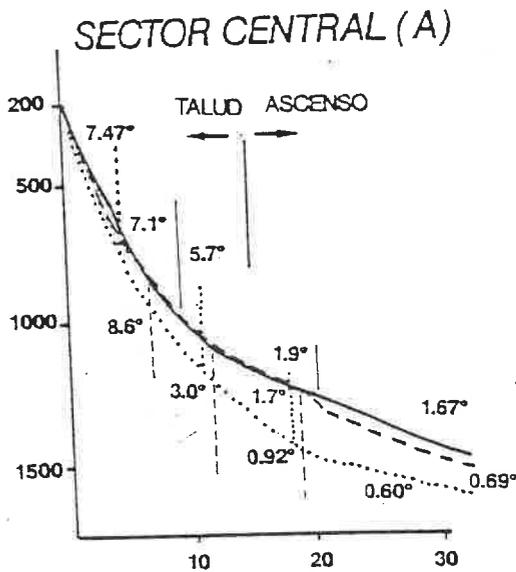
Pueden establecerse determinadas diferencias morfológicas en los cañones presentes en los tres sectores en que anteriormente se ha subdividido el talud del Ebro (Fig. 6.2.4):

(A): Los cañones del sector norte se caracterizan por su escaso desarrollo; iniciarse en el talud superior; no llegar a superar los 13 km de longitud y mostrar un relieve suave, con únicamente pequeñas irregularidades en los interfluvios. Los más importantes son los cañones de la Rápita y Vinaroz (Alonso,



--- CAÑÓN DE LA RAPITA
— CAÑÓN DE VINAÑOZ

--- CAÑÓN MAESTRAZGO NORTE
— CAÑÓN MAESTRAZGO SUR



--- CAÑÓN DE BENICARLO
..... CAÑÓN DE PEÑISCOLA
— CAÑÓN DE MARTA

--- CAÑÓN DE HIRTA
— CAÑÓN DE OROPESA

Fig. 6.2.4. Perfiles trazados a lo largo de los ejes de los cañones más importantes del talud del Ebro, mostrando los cambios de pendiente existentes a lo largo de su curso. Se aprecia la elevada pendiente de los cañones del sector sur y central A en su curso más alto, respecto de los cañones de los sectores central B y norte.

1986), que se continúan en el ascenso continental como canales del sistema turbidítico.

(B): El sector central presenta el mayor desarrollo de cañones de todo el talud del Ebro; en él existen dos grupos de cañones que presentan ciertas diferencias entre sí. Los cañones de Benicarló, Peñíscola y Marta tienen una longitud entre 18 y 22 km y un trazado bastante rectilíneo y no tienen continuación como canales del sistema turbidítico (Alonso, 1986). Al sur de éstos, los cañones de Hirta y Oropesa tienen un menor recorrido (13-16 km), trazado más sinuoso, ausencia de cárcavas y tributarios en la cabecera y perfil transversal en V o U, sin irregularidades en el fondo.

(C): El sector más meridional del talud del Ebro se caracteriza por la existencia únicamente de dos cañones con cierta continuidad, que se prolongan en el ascenso continental como pequeños canales hasta los 1500 m de profundidad. Para identificarlos se les ha denominado Maestrazgo Norte y Sur, respectivamente.

Como resultado de esta fisiografía, el talud continental del Ebro presenta un perfil longitudinal muy accidentado, con una morfología característica en forma de dientes de sierra. En la figura 6.2.5. se representa el perfil 9 de la campaña GC-84/2-MS, trazado a lo largo del talud en su zona media; en él se distingue el perfil diferente de cada uno de los sectores hasta ahora identificados.

En el sector norte se reconoce el relieve relativamente suavemente del talud, roto únicamente por pequeñas incisiones con perfil transversal en "V" y profundidades máximas entre 150 y 225 m. Los cañones que excavan en este sector del talud presentan perfiles bastante inclinados en su curso más alto (4.8° - 6.3° hasta los 600-700 m) suavizándose progresivamente (1.9° - 2.4° a los 1000 m). Su perfil transversal tiene forma de V bastante suave en el curso superior, que se ensancha y adquiere un perfil en U en el curso medio-inferior (Alonso, 1986).

254
MCB-79
Sparker Perfil 53-54-55

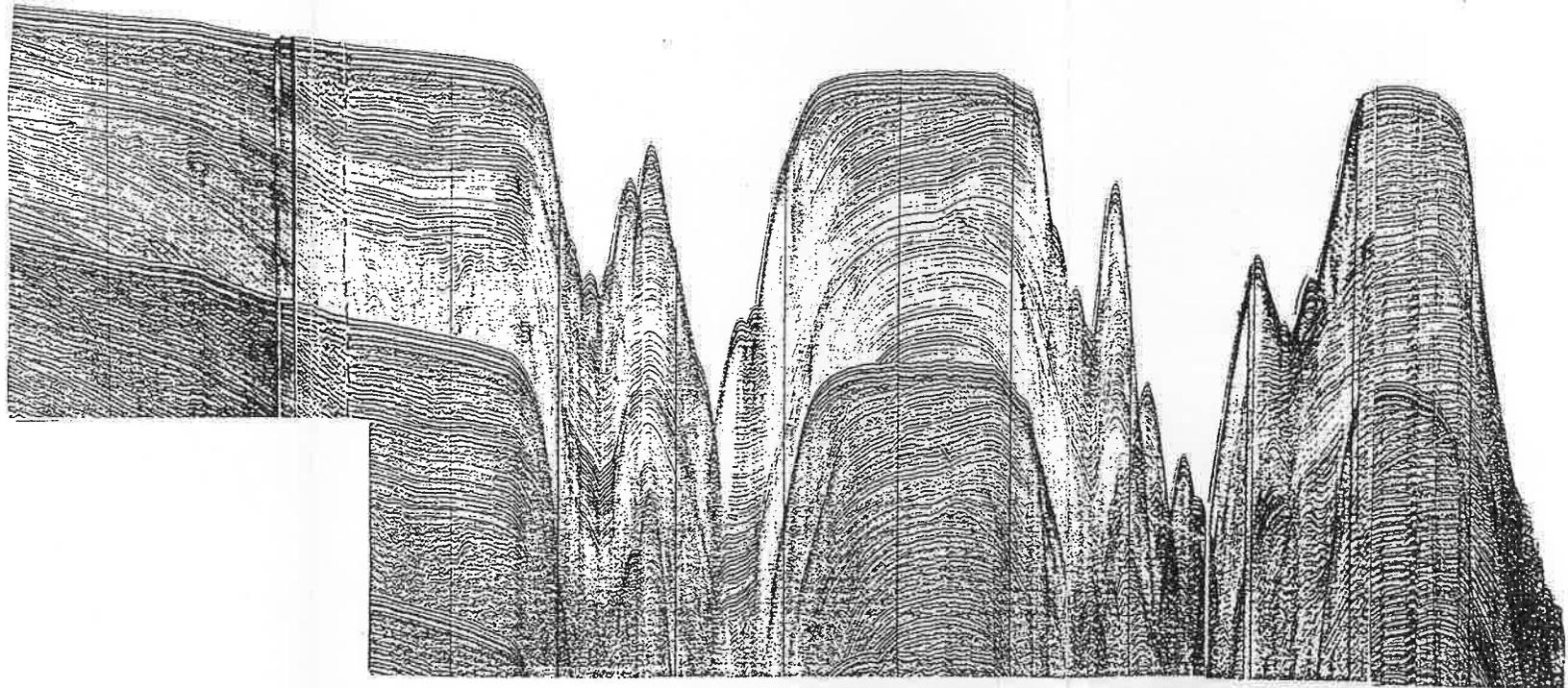
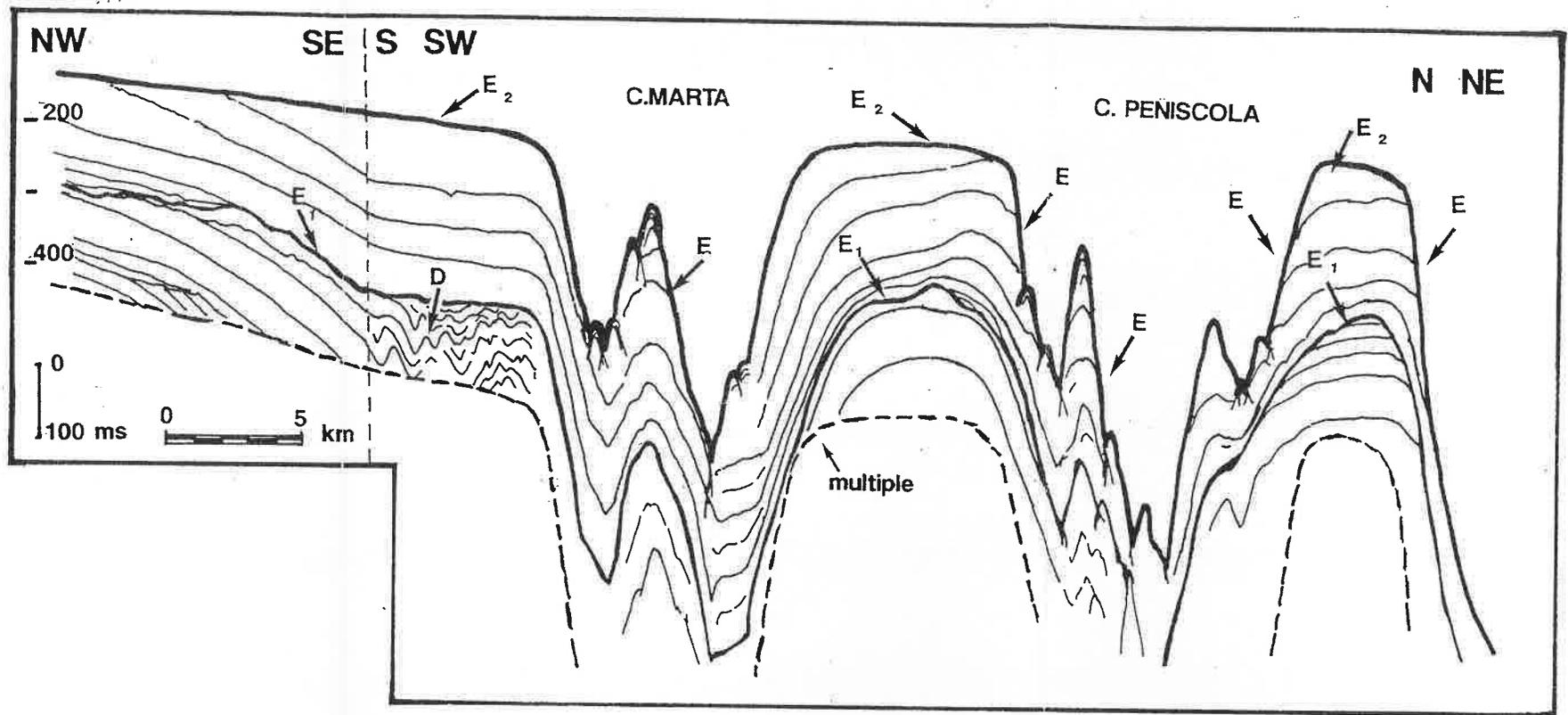


Fig. 6.2.7. Interpretación de un perfil de Sparker en el que se observa la morfología y dimensiones de las cárcavas submarinas, así como el carácter erosivo de las mismas, por la truncación (E) de los reflectores contra sus paredes. Es posible interpretar el proceso de crecimiento de los mismos por coalescencia entre las cárcavas más próximas, debido a erosión retrogradante, y lateral o deslizamientos (MCB-79 Sparker, Perfil 32-33).

Más hacia el sur, en el sector central, aparece una morfología más irregular y abrupta, con desniveles superiores a 600 m en los cañones y la presencia de tributarios e irregularidades en el fondo de los mismos. Los cañones de Benicarló, Peñíscola y Marta presentan una pendiente bastante elevada en su curso alto (7° - 8.5°), y más baja en el curso medio (3° - 5.7°) (Fig 6.2.4). Se inician en el talud superior o en el borde de la plataforma, y presentan cárcavas submarinas y tributarios en la cabecera (Fig. 6.2.6) que presentan irregularidades en el fondo, atribuidas a deslizamientos submarinos. En el curso medio se alcanzan los desniveles máximos respecto al eje del cañón (400 m).

Al sur de éstos, los cañones de Hirta y Oropesa presentan pendientes más bajas, del orden de 4.6° - 6.7° en el curso superior, hasta 4.3° en el medio y 1.7° - 2.4° en el inferior (Fig. 6.2.4; Alonso, 1986). Estos cañones presentan los mayores encajamientos en el curso medio y muestran un menor relieve entre el fondo del cañón y el techo del interfluvio; finalmente se diferencian en que tienen una continuación como canales del sistema turbidítico (Alonso, 1986).

La concordancia de los reflectores que parecía predominante en el sector norte se reconoce aquí como aparente, con la identificación de numerosas superficies de discordancia, algunas de ellas de desarrollo local o difícilmente extrapolables a lo largo de una importante distancia en el talud. Estas discordancias deben corresponder a las discontinuidades identificadas entre las diversas unidades prodeltaicas reconocidas en el borde de la plataforma a partir de los perfiles de sparker. Las diferencias en la escala de registro, la resolución de ambos sistemas y la ausencia de perfiles próximos en una y otra zona, no han permitido el establecimiento de una clara correlación entre las discontinuidades identificadas mediante ambos sistemas.

En el sector sur disminuye de nuevo el encajamiento relativo de los diferentes cañones, presentando perfiles suaves en "V" y

desniveles de 150 a 300 m como máximo entre el fondo del cañón y las paredes de los interfluvios. El cañón Maestrazgo Norte presenta una rotura de pendiente en los 700 m, hasta la que desciende con una pendiente de 6.2° , y un segundo cambio a los 1100 m, hasta los que llega con una pendiente de 2.1° ; a partir de los 1100 m la pendiente es 0.5° . El cañón Maestrazgo Sur, presenta dos roturas de pendiente, situadas a los 500 y 900 m de profundidad aproximadamente. Su pendiente en el tramo superior es de unos 9.1° , de 4.5° hasta los 900 m, y 1.3° hasta los 1300 m, profundidad a partir de la cual se suaviza más la pendiente (Fig. 6.2.4).

Al sur de estos últimos cañones existe un conjunto de irregularidades en el talud, que no entrarían dentro de la categoría de cañones submarinos, y se extienden entre los 300 y 900 m de profundidad. Finalmente, más al sur, una zona de talud más suave y homogéneo, sin irregularidad alguna, y una pendiente media de 4.2° . Al sur de esta zona, fuera ya del área de estudio, existe una nueva zona con cañones de cierto desarrollo y muy rectilíneos, entre los que destacan los de Columbretes Grande y Chico (Martínez del Olmo, 1984).

Génesis y evolución de los cañones del talud del Ebro

Los cañones submarinos están controlados en su origen y desarrollo por diversos factores, como han demostrado numerosos estudios de tipo comparativo (Reyss, 1964, 1969; Gennesseaux, 1966; Glangaud et al., 1968; Bellaiche, 1970; Mascle, 1971). Entre los factores de control destacan: (a) las características estructurales y fisiográficas del margen, y (b) el efecto de las oscilaciones climático-eustáticas sobre el control del aporte de sedimentos.

La formación de los cañones en el margen del Ebro es de edad cuaternaria, ya que en ningún momento llegan a afectar erosivamente a los depósitos del Plioceno (Alonso et al., 1989); en la génesis y evolución de estos cañones han sido importantes

los procesos de inestabilidad desarrollados en la parte alta del talud. En la evolución de los cañones se han diferenciado varias etapas (Alonso et al., 1984; O'Connell et al., 1987):

a) Etapa inicial: correspondiente al periodo regresivo generalizado del Plioceno superior-cuaternario basal, durante la cual se crea una red de cárcavas o "gullies" en la zona alta del talud, como resultado de procesos de erosión y de inestabilidad sedimentaria.

b) Etapa de crecimiento: la coalescencia de varias cárcavas submarinas debida a repetidos episodios de deslizamientos o erosión retrogradante, y su crecimiento hacia la zona más alta del talud, puede llegar a excavar en el borde de la plataforma. Esta fase es crítica en la evolución del cañón submarino, ya que puede interceptar el paso del sedimento en movimiento a lo largo de la plataforma y pasar a convertirse en una trampa y un conducto preferente para el transporte de sedimento hacia aguas más profundas. En respuesta a variaciones eustáticas o en el volumen de aportes sedimentarios, pueden desarrollarse varios estadios en el crecimiento del cañón, con etapas sucesivas de encajamiento y colmatación.

El efecto de Coriolis se manifiesta generalmente en una migración vertical en sentido levógiro, y en una disimetría en los márgenes, debida a la sedimentación diferencial de sedimento debido al desplazamiento lateral de las corrientes de turbidez (Menard, 1955; Hamilton, 1967). Esto puede favorecer el desarrollo diferencial de fenómenos de deslizamiento gravitativo en la pared sur de los cañones, lo que a su vez condiciona la migración lateral del eje del cañón predominantemente hacia el norte.

c) Etapa de desarrollo y desaparición: aguas abajo del cañón tiene lugar, en la ruptura de pendiente de la base del talud, el desarrollo de un canal y una progresiva acumulación de sedimento en forma de un lóbulo deposicional o un complejo de dique-canal. Este sistema puede finalmente desaparecer como tal, como

resultado, bien de su destrucción por procesos de inestabilidad o movimientos en masa, por su colmatación de sedimento y el desarrollo de un nuevo canal adyacente, o por pérdida de la fuente de aporte de sedimento, como consecuencia de la migración lateral o hacia la costa de la fuente de aporte detrítico (O'Connell et al., 1987).

El papel de los cañones submarinos en la evolución del talud es fundamental en su aspecto erosivo y como conducto para la distribución del sedimento que constituye los flujos canalizados que van a alimentar los lóbulos turbidíticos del ascenso continental. Pero el funcionamiento de los mismos no es continuo, sino que sufre interrupciones que pueden ser muy prolongadas en el tiempo. Esto se observa en el perfil 9, en el que se identifican periodos de erosión neta de los cañones submarinos, alternando con otros en los que existe una sedimentación continua entre éstos y los interfluvios.

Según ello en la evolución del talud se han sucedido episodios de erosión predominante en los cañones y sedimentación en los interfluvios, que han contribuido a un aumento en el desnivel existente entre el techo de éstos y el fondo del cañón, con episodios de sedimentación continuada en los que se ha producido una agradación vertical del talud, tanto en los interfluvios como en los propios cañones, manteniéndose aproximadamente el relieve relativo entre ambos. En el talud inferior y sobre todo en el ascenso continental el carácter deposicional de la prolongación de alguno de los cañones contribuye a la colmatación de los mismos, con lo que el relieve original no se conserva sino que tiende a desaparecer, volviéndose a reactivar en una sucesiva fase de erosión.

Inestabilidad en el talud continental del Ebro

El análisis detallado de los fenómenos de inestabilidad desarrollados en el talud del Ebro, se ve dificultado por la limitación existente en cuanto a la cantidad de perfiles sísmicos

disponibles a lo largo del talud, a la calidad de muchos de ellos, y en cuanto al sistema mediante el que se han realizado. Este último impone serias dificultades de correlación entre las estructuras reconocidas en las zonas central y norte del área de estudio (cubiertas con perfiles de sparker, de buena resolución) frente a la zona sur (cubierta con perfiles de cañones de aire de menor resolución, pero mayor penetración) (Fig. 3.1.1).

La existencia de inestabilidad en un talud submarino, puede ser reconocida a partir de formas o estructuras a partir de las que se pueda reconocer la desaparición de un cuerpo o paquete sedimentario (cicatrices erosivas o de deslizamientos) o a partir de estructuras de deformación o deposicionales (cuerpos deslizados y depósitos en masa). Entre las primeras, en el talud continental del Ebro se han identificado varios tipos principales:

- cárcavas y cañones submarinos
- cicatrices de erosión
- cicatrices de deslizamientos

Entre las estructuras deformacionales o deposicionales se han identificado:

- deslizamientos submarinos
- depósitos de movimiento en masa

Inestabilidad asociada a cárcavas y cañones submarinos

La presencia de cañones submarinos excavados en los márgenes continentales de todo el mundo, ha sido explicada mediante gran número de teorías, muchas de las cuales implican el desarrollo de fenómenos de inestabilidad sedimentaria. Así, por ejemplo se han invocado la acción de tsunamis (Bucher, 1940), erosión subaérea durante épocas de descenso del nivel del mar (Bourcart, 1938), corrientes de turbidez erosivas (Daly, 1936)...etc. La erosión subaérea y por corrientes de turbidez, así como los deslizamientos retrogradantes, son aceptadas como las hipótesis más generalizadas para la génesis de estas importantes

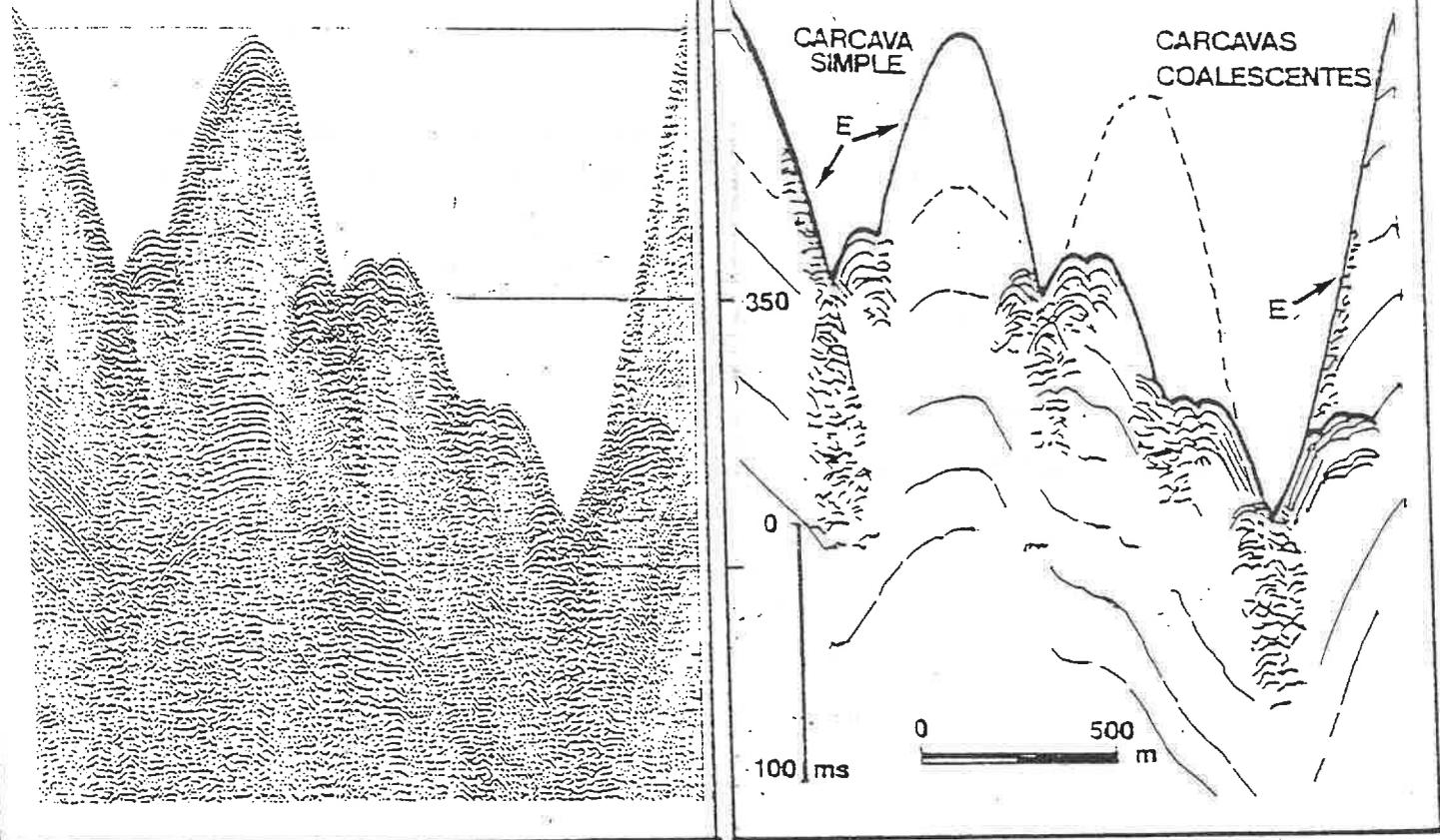


Fig. 6.2.7. Interpretación de un perfil de Sparker en el que se observa la morfología y dimensiones de las cárcavas submarinas, así como el carácter erosivo de las mismas, por la truncación (E) de los reflectores contra sus paredes. Es posible interpretar el proceso de crecimiento de los mismos por coalescencia entre las cárcavas más próximas, debido a erosión retrogradante, y lateral o ensanchamientos (MCB-79 Sparker, Perfil 32-33).

A modo de resumen, la relación de los cañones submarinos con la existencia de fenómenos de inestabilidad queda reflejada en los perfiles sísmicos por varias características:

- a) la truncación de los reflectores contra las paredes, y la observación de fases sucesivas de excavación y relleno, son reflejo de episodios de carácter erosivo, y la presencia de diversas fases en su evolución
- b) la respuesta sísmica de tipo hiperbólico o caótico característica del eje de los cañones más estrechos, indicativa de relieves jóvenes y angulosos o de relleno del fondo del cañón por material de grano grueso y dispuesto de un modo desorganizado, típico de un depósito de alta energía
- c) la relación existente entre la desembocadura del cañón y la presencia de cuerpos deposicionales que, por su morfología y carácter acústico, pueden haber sido originados por procesos de inestabilidad o movimientos en masa. Estos han sido identificados

GC-84/2-MS AIRGUN PERFIL 9

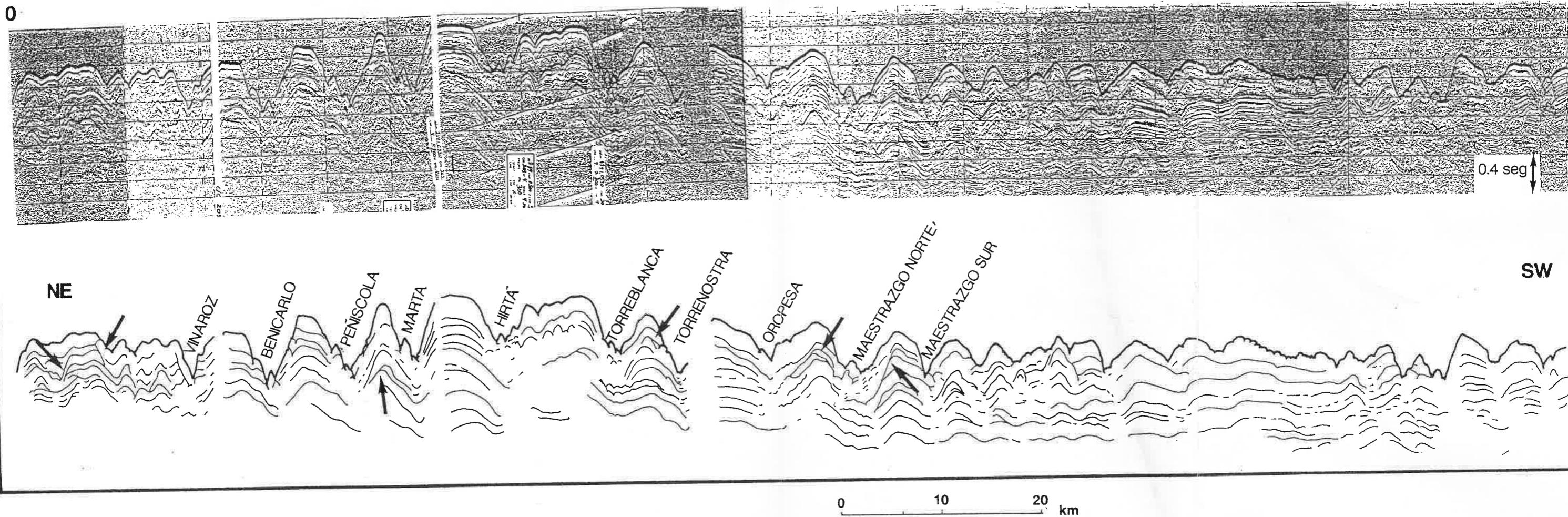


Fig. 6.2.5. Perfil número 9 de realizado con cañones de aire (Airgun), perteneciente a la campaña GC-84/2-MS, que discurre longitudinalmente a lo largo del talud del Ebro. En él se identifican los tres sectores de morfología diferente, con un distinto desarrollo de los cañones submarinos en los mismos. El sector norte, a la izquierda de la figura y limitado al sur por el cañón de Vinaroz, se caracteriza por un relieve suave con una ligera excavación de pequeños cañones. El sector central, limitado al norte por el cañón de Vinaroz y al sur por el de Oropesa, se caracteriza por cañones profundamente excavados e

interfluvios de menor amplitud. El sector sur del talud está limitado al norte por el cañón de Oropesa y al sur por los cañones relacionados con las Islas Columbretes (derecha de la figura). Se caracteriza por presentar sólo dos cañones con cierto desarrollo, y una disminución progresiva del relieve hacia el sur del talud. En la figura se observan asimismo las diversas discordancias existentes en las unidades del talud, especialmente en las zonas de mayor desarrollo de los cañones submarinos, existiendo una aparente concordancia entre las diversas unidades que constituyen el talud, en el sector sur.

morfologías de relieve negativo en el margen continental (Shepard, 1981).

Los cañones del margen del Ebro han sido clasificados por diversos autores tomando como criterio, entre otros, la estabilidad manifestada por el material sobre el que están excavados. Según este criterio se han diferenciado dos tipos principales (Alonso et al., 1985; O'Connell et al., 1987).

El primero de ellos se caracteriza por no llegar a excavar en la plataforma externa, por presentar gran amplitud, perfil transversal en "V" en el curso alto y medio, y pendientes elevadas, tanto en el eje como en las paredes. Su área de cabecera suele ser amplia, y presenta tributarios y cárcavas separados por crestas agudas y deslizamientos en las paredes de los cañones. En el ascenso continental, la terminación de estos cañones se corresponde con acumulaciones de depósitos de debris flow. El desarrollo de estos cañones se asocia con zonas en que el talud está afectado por fenómenos de inestabilidad y movimientos en masa de sedimento (Alonso et al., 1985; O'Connell et al., 1977).

El segundo tipo de cañón presenta pendientes más bajas, perfil transversal en "U" con fondo plano y no presenta acaravamiento ni deslizamientos en la cabecera o las paredes. Alcanza un mayor desarrollo y se continúa en el ascenso continental, donde alimenta los sistemas de dique-canal. Este tipo de cañón se desarrolla en zonas del talud que presentan una mayor estabilidad (Alonso et al., 1985; O'Connell et al., 1987).

Un factor principal en esta diferenciación estriba en la presencia o no de cárcavas submarinas en la cabecera de los cañones. Estas cárcavas o "gullies" se originan fundamentalmente como resultado de deslizamientos, u otros tipos de movimientos en masa de sedimento, en zonas como los frentes deltáicos debido a la alta tasa de sedimentación característica de estos ambientes. Han sido identificados en sistemas deltáicos importantes como el del Mississippi (Shepard, 1955), y en zonas de escarpes de fallas

(Shepard, 1973). Estos gullies han sido reconocidos en el sector central de la zona de estudio, a través de registros de SeaMARC (Alonso, et al., 1985; O'Connell et al. 1987).

En los perfiles de cañones de aire que recorren perpendicularmente el talud en el sector sur de la zona de estudio, las cárcavas aparecen en forma de valles estrechos separados por afiladas crestas, con una amplitud entre 160 y 400 m, y alturas entre 25 y 75 m, que se desarrollan principalmente entre los 225 y 440 m de profundidad (Fig. 6.2.20). En perfiles de sparker aparecen como pequeños cañones, con perfil en "V" muy agudo e interfluvios de pendiente elevada, con relieves de 75 a 140 m entre el fondo de la cárcava y el techo del interfluvio, y amplitudes de hasta 250 m. En ellos se aprecia el carácter erosivo, en las cabeceras de cañón, de los tributarios y las cárcavas, por la truncación de los relectores contra las paredes de los mismo. En el perfil 54-55 perteneciente a la campaña MCB-79 (Fig. 6.2.6) se aprecia la truncación de los reflectores contra las paredes de los cañones y sus tributarios. Se observa asimismo, bajo una superficie de erosión generalizada a lo largo del talud y la plataforma externa, la presencia de un sector afectado por deslizamientos internos que parece corresponder a una fase antigua de relleno del cañón, que ha vuelto a ser excavado con posterioridad quedando fosilizado por la unidad suprayacente.

En perfiles sísmicos se reconoce, asimismo, el probable proceso de crecimiento de las cárcavas submarinas, por coalescencia entre las más próximas; según esto, la erosión retrogradante y de las paredes de las cárcavas, daría lugar, por adelgazamiento progresivo de los interfluvios, a la unión o coalescencia de las cárcavas más cercanas. Este proceso es identificable por la presencia, en perfiles paralelos al talud, de escalones morfológicos en el perfil transversal de los gullies, acompañados por respuesta sísmica de carácter caótico, similar a la existente, en el fondo de las cárcavas (Fig. 6.2.7).

en diversos perfiles en el talud superior, y especialmente en el ascenso continental (Alonso, 1986; Nelson y Maldonado, 1988; Alonso y Maldonado, 1989). Estos tres tipos de estructuras han sido reconocidas en perfiles sísmicos paralelos al talud continental en el margen del Ebro.

Cicatrices erosivas y de deslizamientos

Constituyen igualmente una característica indicativa de inestabilidad en el talud, al representar el límite entre las zonas de sedimento estable e inestable en un deslizamiento submarino, o el límite hasta el que ha llegado a excavar la erosión en un sector determinado del talud. En muchos casos puede ser difícil establecer una diferenciación entre las cicatrices que corresponden a deslizamientos y las que son resultado de erosión. Como un criterio general puede establecerse que una superficie de erosión puede tener mayor extensión que una debida a un deslizamiento, por lo que aquella puede ser correlacionada entre perfiles próximos mientras que un deslizamiento, por lo general, va a tener un alcance más localizado.

Tanto uno como otro tipo pueden aparecer en superficie, indicando un acontecimiento relativamente próximo en el tiempo y permitiendo realizar una evaluación de la estabilidad reciente o actual del talud, o por el contrario aparecer como una superficie límite entre unidades antiguas. En este caso será útil para determinar posibles etapas sucesivas de edificación y destrucción o erosión del talud continental, ligadas a acontecimientos tectónicos o climático-eustáticos. Las paredes de los cañones y gullies podrían, bajo una perspectiva amplia, ser consideradas como cicatrices de erosión o deslizamiento, debido a que ambos procesos participan en su génesis; pero bajo este apartado se van a incluir exclusivamente cicatrices de uno y otro origen que no presentan una relación aparente con los cañones submarinos.

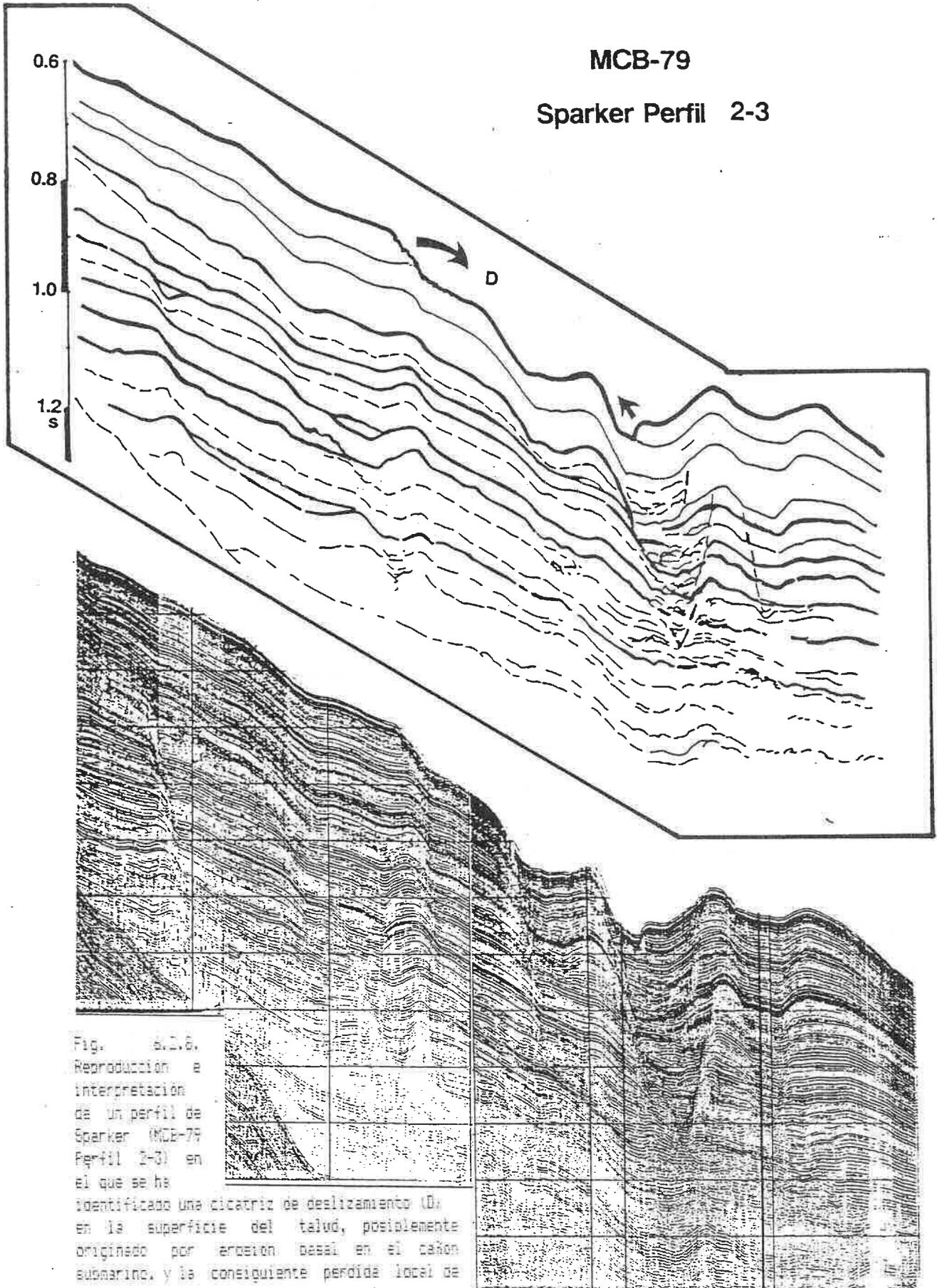


Fig. 6.2.8.
Reproducción e
interpretación
de un perfil de
Sparker (MCB-79
Perfil 2-3) en
el que se ha

identificado una cicatriz de deslizamiento (D)
en la superficie del talud, posiblemente
originado por erosión basal en el cañón
submarino, y la consiguiente pérdida local de
sustentación de un paquete de sedimento
superficial. Se observa asimismo la superposición de varias etapas de relleno en el cañón submarino,

y el apilamiento en el talud de diversas unidades sísmicas constituidas por reflectores con
estratificación paralela, separadas en ocasiones por superficies de erosión o discontinuidad.

Cicatrices de deslizamientos

Un ejemplo de cicatriz superficial asociada a un deslizamiento submarino ha sido identificada en el sector central del talud del Ebro en un perfil de sparker trazado oblicuamente al mismo. En él se observa la brusca truncación de un paquete coherente de reflectores y su nueva aparición a mayor profundidad en el talud, en una zona en la que no hay evidencias a favor de fenómenos de erosión (Fig. 6.2.8). Esta cicatriz pertenecería a un cuerpo de sedimento supuestamente deslizado, y presenta una sección de 7.2 km^2 , lo que supone un importante volumen de sedimento, que no ha sido posible cuantificar debido a la ausencia de otros perfiles que lo crucen.

La zona situada a mayor profundidad, se sitúa en relación a un cañón submarino en el que se adivinan varias etapas de erosión y relleno. En esta relación puede buscarse el origen del deslizamiento, que probablemente ha sido iniciado por pérdida de sustentación del sedimento debida a erosión basal producida en el cañón submarino. El talud en esta zona aparece constituido por una sucesión de unidades constituidas por paquetes de reflectores con estratificación paralela, en ocasiones interrumpidos por diversas superficies de discontinuidad o de erosión.

En el sector ocupado por la cicatriz del deslizamiento no se observa discontinuidad alguna en la sedimentación, por lo que no es lógico esperar que éste se haya producido exclusivamente como consecuencia de la gravedad y favorecido por la existencia de un plano de despegue. Además, la pendiente del talud en esta zona no hace pensar que pueda producirse un deslizamiento de tan gran tamaño, sin ayuda de un mecanismo particular de iniciación.

Cicatrices erosivas

Han sido identificadas en mayor número que las anteriores, posiblemente debido al hecho ya comentado de que corresponden a acontecimientos de tipo más global o de mayor alcance en el talud continental. Ya se ha visto en el apartado anterior la presencia

de una superficie de erosión extendida en el talud medio, que fosiliza fases antiguas de evolución del talud (Fig. 6.2.6).

Otras cicatrices han sido identificadas en el perfil 7-8 (MCB-79), realizado con surfboom, que recoge parte del talud superior en el sector norte del area estudiada. En él se identifican tres superficies erosivas en el talud, que rompen la aparente concordancia de las cuñas progradantes que se observaba en perfiles de menor penetración (Fig. 6.2.9). En muchas ocasiones, y ésta puede ser una de ellas, es difícil distinguir una cicatriz de deslizamiento, de una de erosión. Un criterio para distinguir entre una y otra podría consistir en que con frecuencia la cicatriz de un deslizamiento puede ser correlacionada con la masa deslizada, que se encuentra generalmente en la trayectoria a favor de la pendiente, respecto de la cicatriz del deslizamiento. Una superficie de erosión, por su parte, no tiene porqué tener cerca un cuerpo deposicional formado por la acumulación del sedimento erosionado.

Las cicatrices identificadas en el perfil 7-8 se han incluido dentro del grupo de cicatrices erosivas, aún a sabiendas que en parte pueden corresponder a cicatrices formadas por deslizamientos. El motivo de la inclusión de estas cicatrices en dicho apartado, se debe a que cada una de éstas puede asimilarse a una fase durante la cual el talud entra en un periodo de inestabilidad, erosionando sobre sí mismo, en relación con el inicio de cada ascenso relativo del nivel del mar.

Tras un periodo de retrogradación del talud, al inicio de la transgresión, durante la cual se produce la erosión del mismo, tiene lugar una nueva etapa que se traduce en un relleno en onlap de las irregularidades creadas por la erosión, y una ligera progradación o agradación del talud. A estas etapas puede seguir una etapa de progradación neta del talud, en la que una rápida sedimentación dará lugar a fenómenos de inestabilidad, principalmente en forma de deslizamientos submarinos de diversas escalas (Fig. 6.2.9).

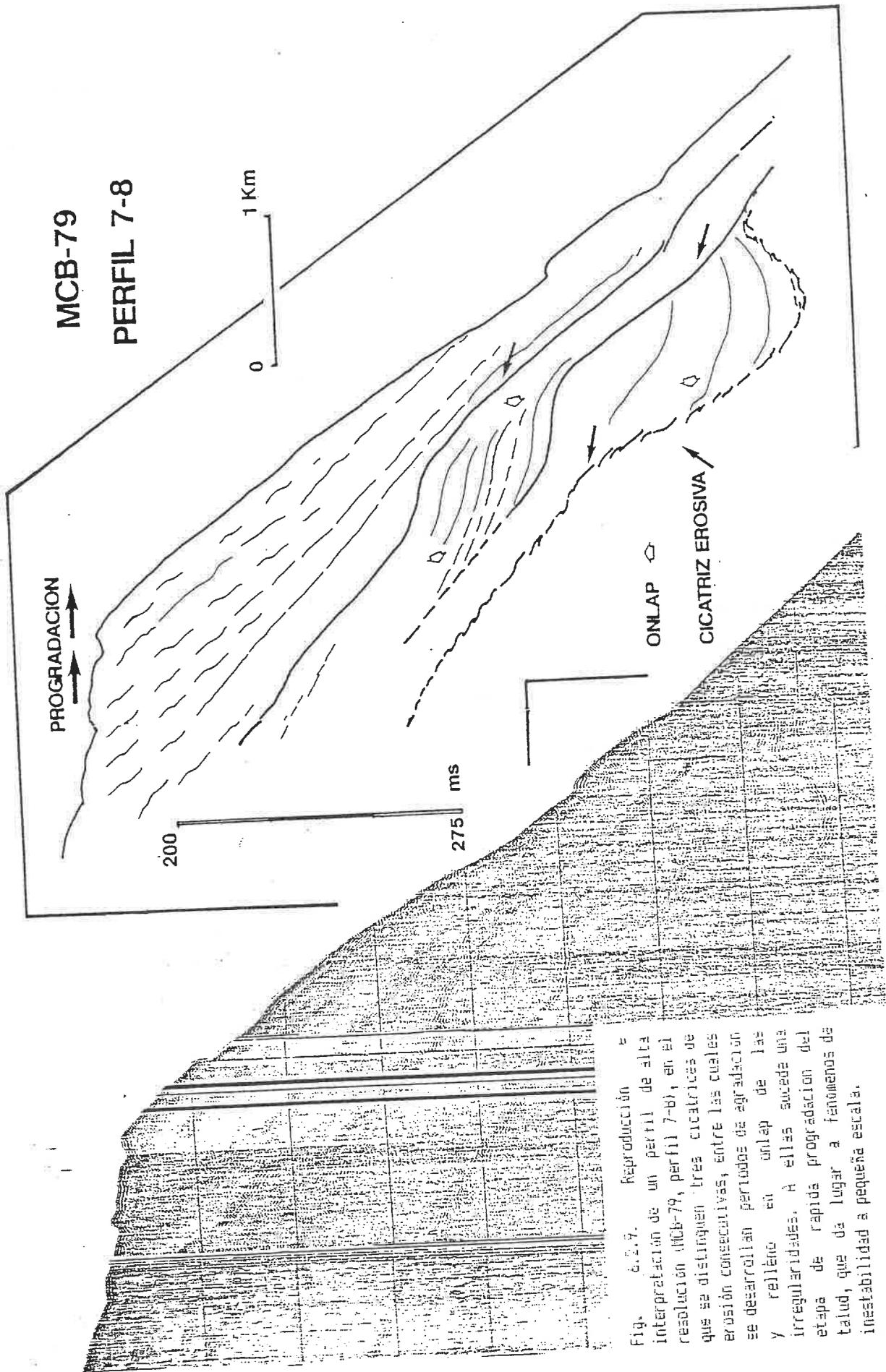


Fig. 6.2.7. Reproducción e interpretación de un perfil de alta resolución MCB-79, perfil 7-8), en el que se distinguen tres cicatrices de erosión consecutivas, entre las cuales se desarrollan periodos de agradación y relleno en onlap de las irregularidades. A ellas sucede una etapa de rápida progración del talud, que da lugar a fenómenos de inestabilidad a pequeña escala.

Estructuras de deformación y deposicionales

Como se ha comentado con anterioridad, además de en base a estructuras erosivas o cicatrices puede determinarse la existencia de inestabilidad sedimentaria en base a estructuras de deformación o deposicionales; entre estas últimas hay que distinguir entre deslizamientos submarinos y depósitos resultantes de otros movimientos en masa de sedimento. En el talud continental del Ebro, las estructuras características de inestabilidad, se manifiestan de tres formas principalmente (Field y Gardner, 1989):

a) deslizamientos, generalmente de pequeñas dimensiones, localizados en las paredes más inclinadas de los cañones submarinos o de los bancos en los canales del talud inferior y el ascenso continental;

b) deslizamientos a gran escala en el talud continental;

c) depósitos resultantes de movimiento en masa de sedimento, generalmente flujos de derrubios (debris flow), formando depósitos de bajada (apron) en la base del talud, desarrollados en la desembocadura de los cañones submarinos.

Deslizamientos en las paredes de cañón

Son evidentes en todos los perfiles levantados sobre el talud medio e inferior; no tanto en el talud superior, dado que en éste los cañones tienen un carácter predominantemente erosivo, o bien, debido a sus pendientes elevadas, todo deslizamiento iniciado en el talud superior no encuentra un fondo suficientemente plano como que le obligue a detenerse en la misma zona, sino que continua desplazándose pendiente abajo. Se reconocen principalmente en los perfiles paralelos al talud (Fig. 6.2.10) y se caracterizan por una respuesta sísmica de tipo caótico e hiperbólico.

Sus dimensiones son fácilmente calculadas a partir de los perfiles de alta resolución; oscilan por lo general entre 20 y 80

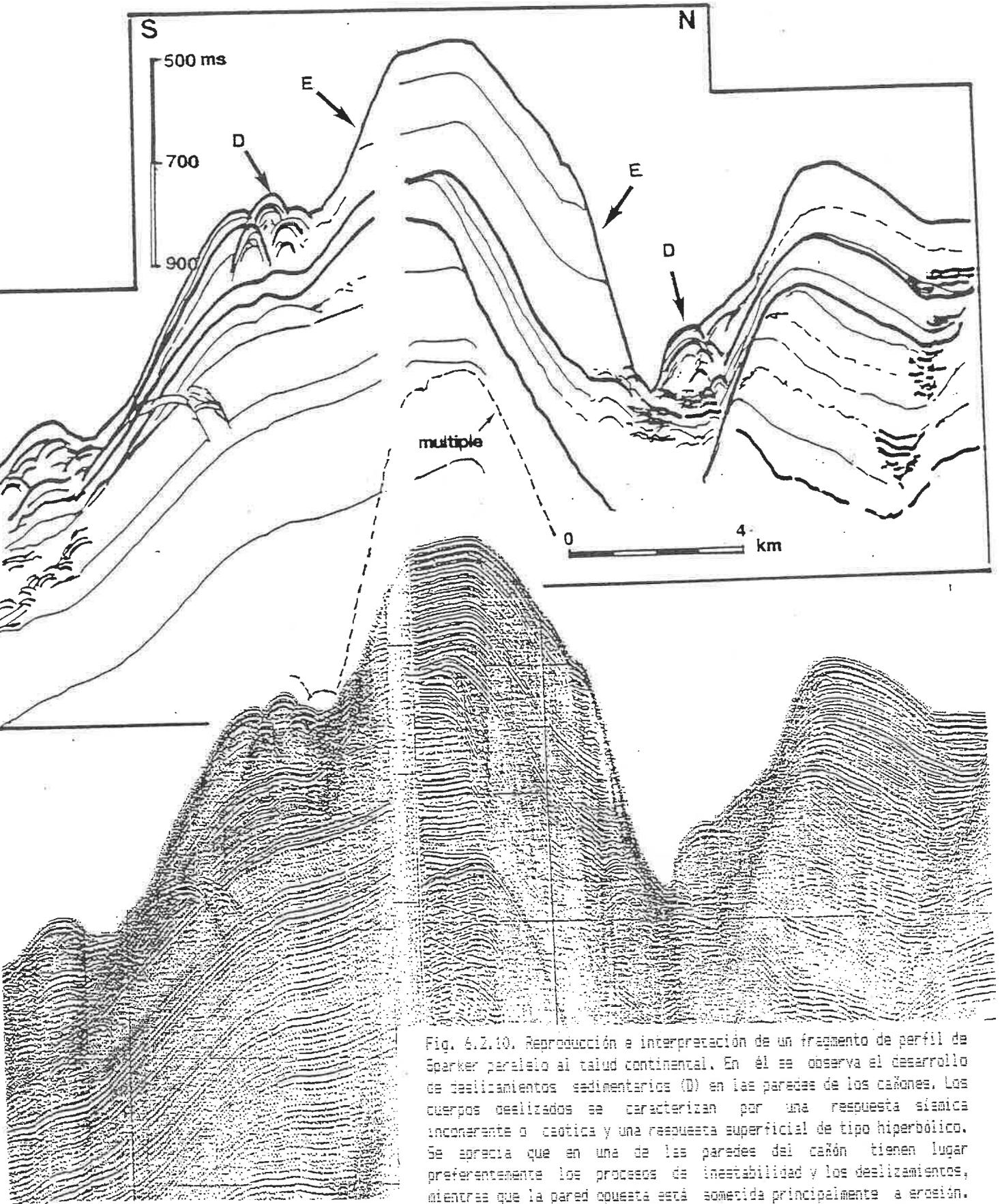


Fig. 6.2.10. Reproducción e interpretación de un fragmento de perfil de Sparker paralelo al talud continental. En él se observa el desarrollo de deslizamientos sedimentarios (D) en las paredes de los cañones. Los cuerpos deslizados se caracterizan por una respuesta sísmica incoherente o caótica y una respuesta superficial de tipo hiperbólico. Se aprecia que en una de las paredes del cañón tienen lugar preferentemente los procesos de inestabilidad y los deslizamientos, mientras que la pared opuesta está sometida principalmente a erosión. Esto confiere un perfil asimétrico al cañón y una migración lateral del mismo a lo largo de su evolución vertical.

m de espesor y desde varios cientos de metros a varios kilómetros de extensión. En perfiles de Sparker paralelos al talud se ha identificado un desarrollo muy diferente de los deslizamientos en cañones consecutivos. Así en la figura 6.2.11. correspondiente al perfil 35-36 se observan tres cañones de dimensiones poco importantes, en los que los deslizamientos submarinos juegan un papel muy diferente. El cañón situado más al sur presenta un perfil transversal en "V" muy agudo y no hay restos de masas deslizadas en ninguna de sus paredes; esto parece indicar un caracter netamente erosivo del mismo. El cañón situado en el centro presenta mayores dimensiones y se caracteriza por un perfil asimétrico, causado por la acumulación, en su pared situada más al norte, de masas deslizadas desde la parte alta del cañón. Finalmente, el cañón situado más a la derecha se presenta practicamente colmatado por un relleno de sedimento de aspecto caótico, resultante de episodios sucesivos de deslizamiento desde las paredes del cañón.

MCS-79
Sparker Perfil 35 36

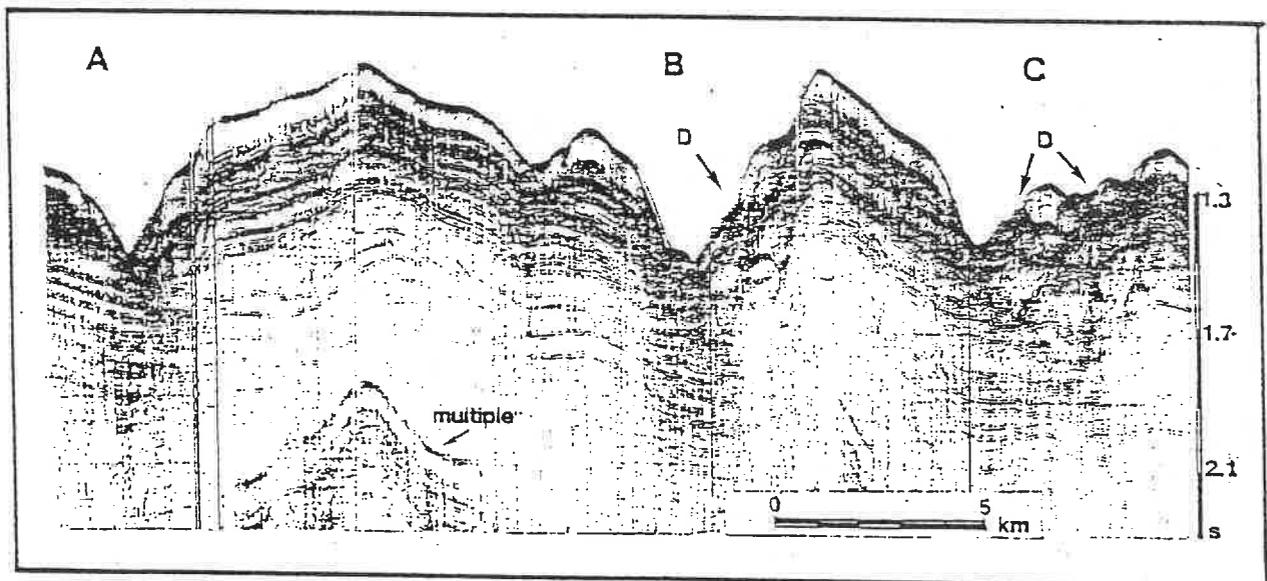


Fig. 6.2.11. Reproducción de un perfil de Sparker paralelo al talud, en el que se observa un diferente desarrollo de deslizamientos en cañones sucesivos consecutivos. El cañón situado a la izquierda de la figura (A) presenta un perfil transversal en "V" y no se observa ningún tipo de deslizamiento en sus paredes. En el cañón central (B) se observa un cierto desarrollo de deslizamientos (D) en la pared situada más al Norte, lo que confiere al cañón un perfil transversal asimétrico. Finalmente en el cañón situado a la derecha de la figura (C) se aprecia un importante desarrollo de deslizamientos submarinos (D) que presentan un aspecto caótico y han llegado practicamente a colmatar el cañón.

Los deslizamientos de menor tamaño son algo más difíciles de identificar en los registros de cañones de aire, debido a las limitaciones de resolución del sistema. En ellos, no obstante, se observan en el fondo de los cañones masas con estructura interna caótica, compuestas por reflectores de pequeña amplitud, desarrolladas siempre junto a las facies de tipo hiperbólico (Fig. 6.2.12) ambos tipos de respuesta se interpretan como debidas a deslizamientos en las paredes del cañón.

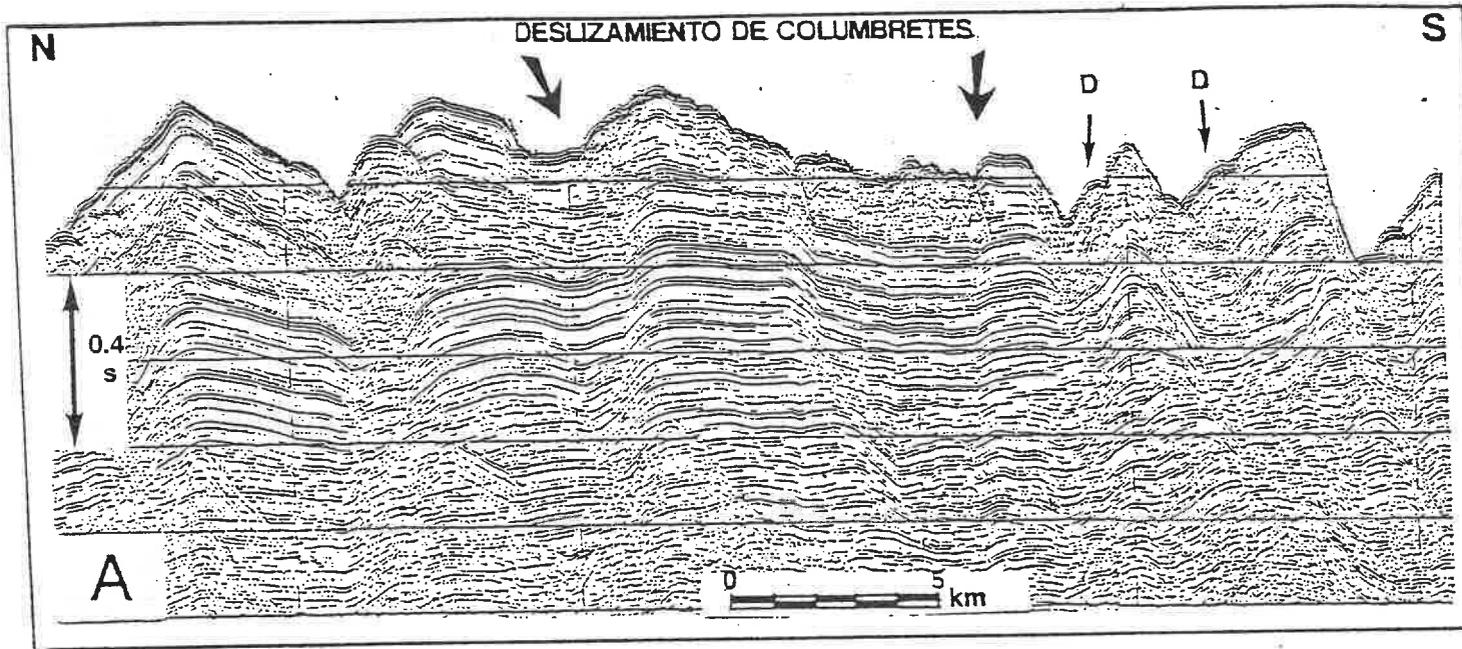
El hecho de que se hayan reconocido masas deslizadas en el fondo de alguno de los cañones, constituidas por facies hiperbólicas, implica que han debido ser originadas en un periodo relativamente reciente. Un prolongado periodo de tiempo en el fondo del cañón, expuestos a las corrientes que periódicamente lo atraviesan en una u otra dirección, tiende a hacer desaparecer los relieves más angulosos. Su presencia en la superficie implica que son uno de los últimos procesos que han conformado el talud en su situación actual, o que incluso pueden estar produciéndose en la actualidad.

Deslizamientos asociados a los diques de canal

En el talud inferior y el ascenso continental se han identificado pequeñas masas deslizadas en las paredes de los diques de los canales. Estos se forman por sucesivos episodios de desbordamiento de los flujos turbios canalizados que descienden con una determinada velocidad encajados a lo largo del cañón. Al llegar a la base del talud, desaparece el carácter erosivo del cañón, que se muestra menos encajado y cuyas paredes se hacen menos pendientes, dando paso a una morfología de canal. El menor relieve existente entre el fondo y las paredes del canal puede favorecer que el flujo desborde por encima de las paredes de éste. Al hacer esto, el flujo se ensancha y pierde rápidamente velocidad, depositando rápidamente la carga sólida, con lo que las paredes del dique crecen en altura; este es el modelo clásico

GC-84/2-MS

Airgun Perfil 9



GC-84/2-MS

Airgun Perfil 9

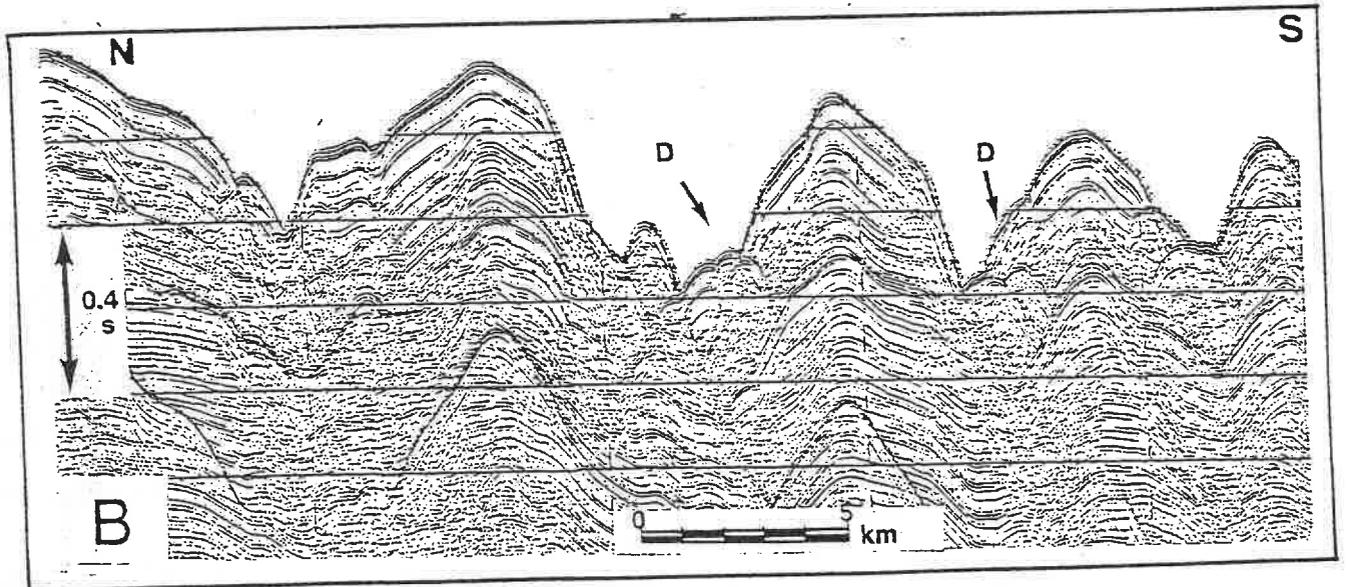


Fig. 6.2.12. Reproducciones de perfiles de airgun paralelos al talud del Ebro (Perfil 9 GC-84/2-MS). En ellos se aprecia el desarrollo de deslizamientos submarinos en las paredes de algunos de los cañones excavados a lo largo del talud. Perfil A: trazado a lo largo del sector sur del talud, atraviesa transversalmente el deslizamiento submarino de Columbretes, así como otros deslizamientos menores en las paredes de algunos cañones (D). Perfil B: situado al norte del anterior, también en el sector sur del talud, en el que se observan dos importantes masas deslizadas en las paredes de los cañones de Maestrazgo Norte y Sur, que han llegado a producir acumulaciones de sedimento de hasta 150 m de potencia (M = múltiplo).

de crecimiento de un complejo dique-canal (Damuth et al., 1983; Alonso et al., 1985; Maldonado et al., 1985).

El desarrollo del complejo canalizado tiene lugar especialmente por la repetición de procesos desarrollados en un corto plazo de tiempo, y que por ello pueden ser calificados de turbulentos o cuasi-instantáneos. Esta característica es fundamental a la hora de establecer la estabilidad de las paredes del dique. El desarrollo vertical del dique puede proporcionarle una estabilidad reducida, que puede ser vencida por un posterior flujo canalizado de mayor energía que el que provocó el último crecimiento del mismo. Esta puede ser la razón de la formación de pequeños cuerpos de morfología irregular, constituidos por reflectores de baja continuidad o facies sísmicas caóticas, aparentemente deslizados o provenientes de las paredes del dique, por destrucción parcial o por desbordamiento de las mismas por parte de una flujo más o menos denso, cargado en sedimento.

Del mismo modo, debido al rápido proceso de sedimentación, las zonas más proximales del dique están formadas por sedimento mal clasificado e incluso que puede presentar un empaquetamiento metaestable. Efectos de asentamiento posteriores a la sedimentación pueden provocar el colapso parcial del dique, y la formación de estructuras como pequeños deslizamientos o fallas, que han sido observados en algún perfil de sparker en el sistema de complejos dique-canal en el sector central del área estudiada (Fig. 6.2.13).

Deslizamientos a gran escala

Como consecuencia del movimiento, lateral o a favor de la pendiente, de la masa deslizada, un deslizamiento desarrolla una serie de características diferenciales que van a poder servir como diagnóstico a la hora de identificar un deslizamiento. De este modo, la zona proximal o de cabecera del deslizamiento se caracteriza por el desarrollo de estructuras distensivas, mientras que el extremo o zona más distal del deslizamiento

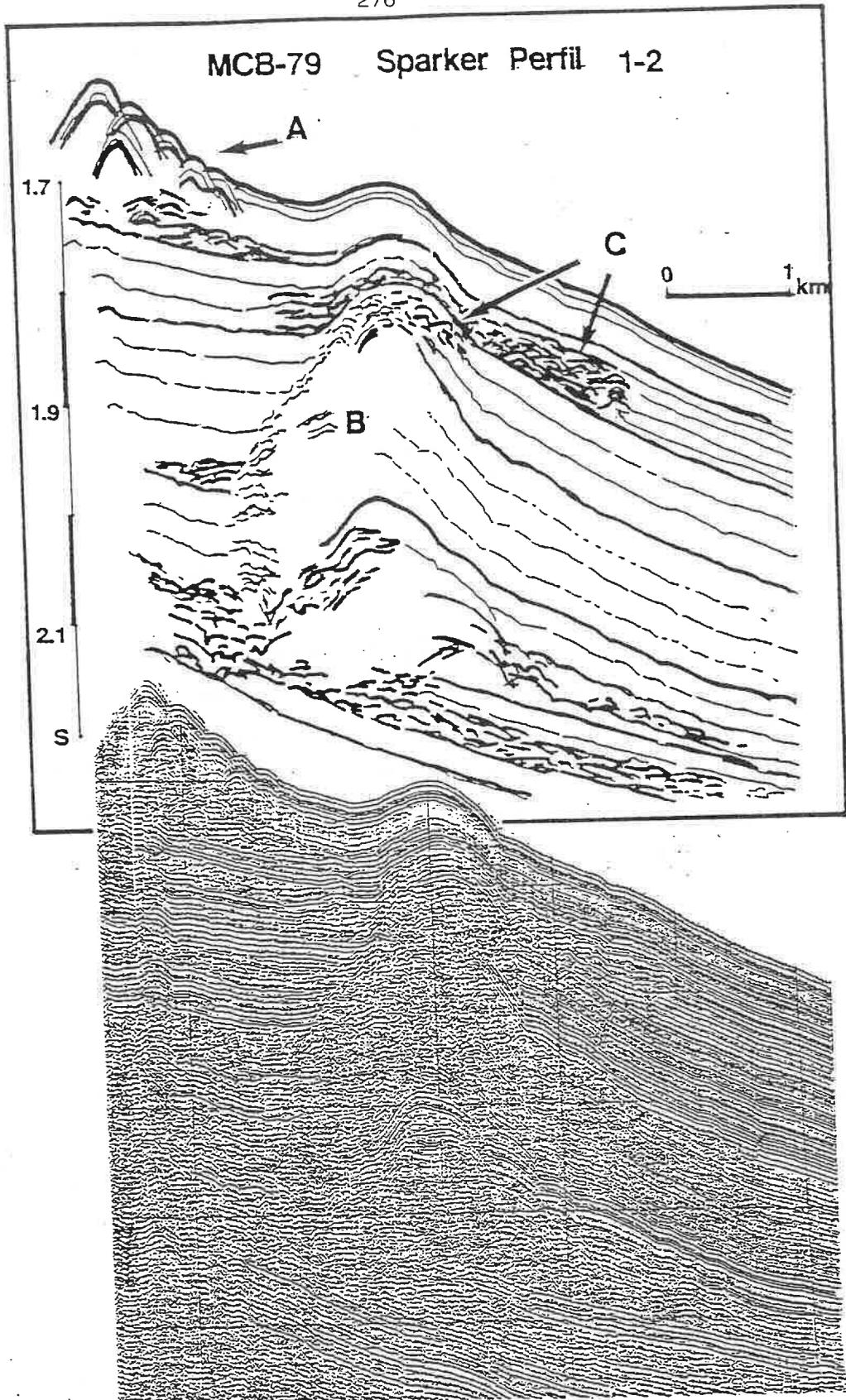


Fig. 6.2.13. Fenómenos de inestabilidad asociados a los diques de los canales en el Ciénago Inferior. Por un lado se observa el carácter transparente y el eco superficial de tipo hiperbólico del último cuerpo sedimentario depositado sobre el canal (A), mostramos además reflectores truncados en la base, y un importante acúmulo a favor de la pendiente, características típicas de sedimentos depositados por procesos gravitativos desarrollados a favor de la pendiente. Por otro lado se observa el carácter acústico transparente del propio dique (B), la diferencia de los materiales que constituyen el relleno y la parte externa del canal, y la estructura caótica de algún nivel (C) que se interpreta como un material de discordancia, en forma de colada o flujo de derrumbe. Todas estas características son representativas del desarrollo esporádico de procesos de inestabilidad en el canal.

muestra características compresionales. Entre las características más comunmente identificables en un deslizamiento submarino se incluyen:

- a) El escarpe o escalón del plano de deslizamiento principal, de inclinación generalmente elevada y en el que se observa la truncación de la estratificación, debida al desplazamiento pendiente abajo de la masa deslizada. En ocasiones se asocia con escalones menores o depresiones en forma de "V", constituidas por planos de deslizamiento subsidiarios o fracturas de tipo tensional.
- b) Depresión tensional, constituida por un pequeño valle, de orientación paralela a la pendiente, situado entre el escarpe y el cuerpo principal de la masa deslizada.
- c) Masa deslizada, limitada inferiormente por uno o varios planos de deslizamiento, en ocasiones paralelos a las capas no diusturbadas que tienen debajo. En la zona más proximal se suelen desarrollar estructuras distensivas, como fallas normales o antitéticas, basculamientos de paquetes de estratos,...etc. En la zona más distal aparecen estructuras compresionales, en forma de plegamientos, cabalgamientos, estructuras que confieren al sedimento del fondo una morfología irregular y de tipo "hummocky".

La mayor parte de estas características han podido ser identificadas en alguno de los deslizamientos a gran escala reconocidos en el talud del Ebro. Se han identificado dos deslizamientos de mayor tamaño, uno en el sector sur y otro en el sector central, denominados deslizamientos de Columbretes y Torreblanca, respectivamente.

Deslizamiento de Columbretes

Existe constancia de la existencia de al menos un gran deslizamiento de sedimento en el sector sur del talud continental del Ebro, conocido como el deslizamiento de las Columbretes (Martinez del Olmo, 1984; Field y Gardner, 1989). Este deslizamiento se presenta en la superficie, tiene su inicio en el

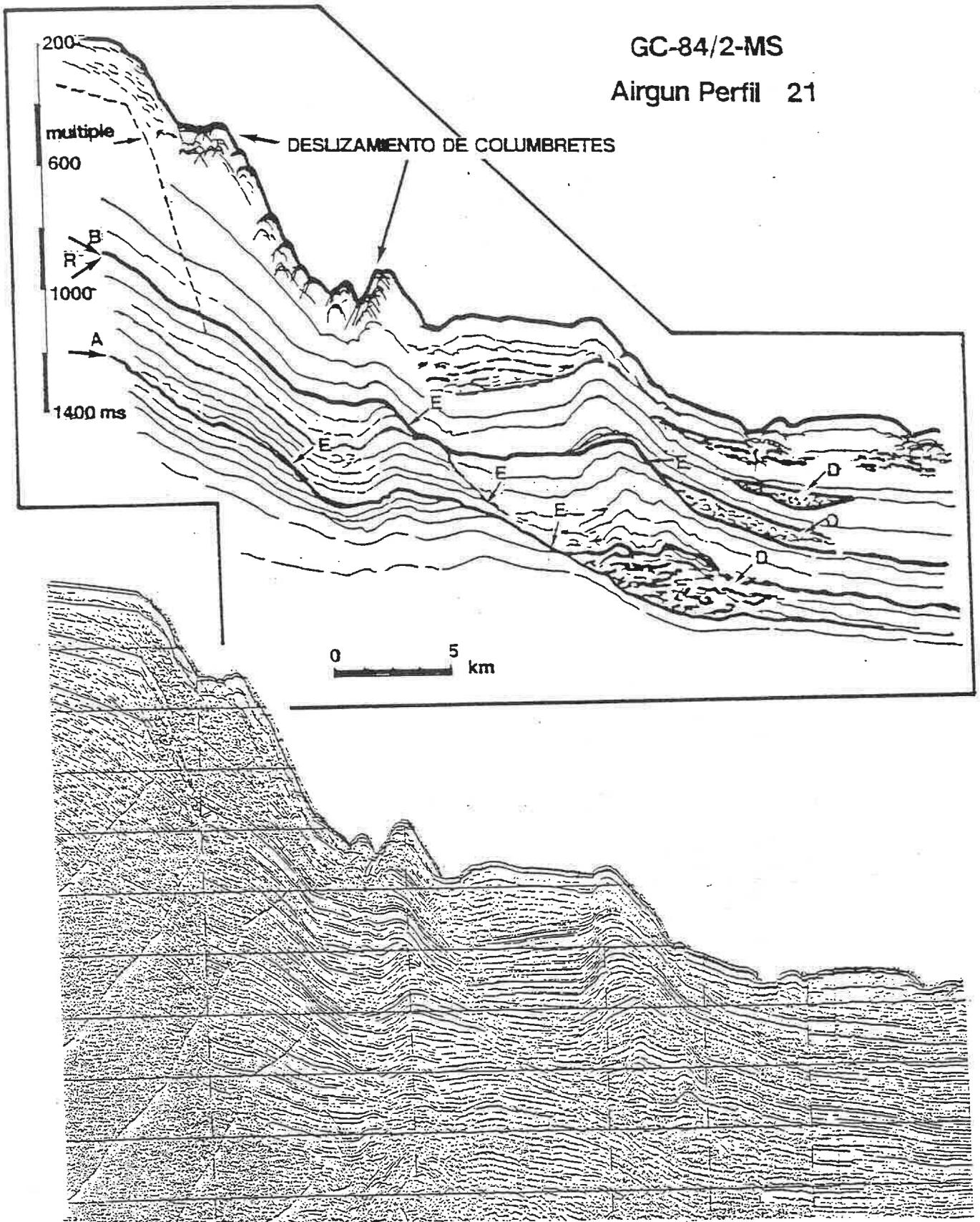


Fig. 6.2.14. Reproducción e interpretación del perfil 21 perteneciente a la campaña GC-84/2-MS, perpendicular al talud. En él se aprecia el deslizamiento de Columbretes, en el que destaca su respuesta acústica de tipo hiperbólico en superficie y la ausencia de estructura interna en el cuerpo de la masa deslizada, con la presencia de reflectores truncados y distorsionados. También se reconoce la estructura sedimentaria relativamente compleja de este sector del talud, y la presencia de diversas superficies erosivas y de deslizamientos (E), así como de cuerpos de sección lenticular y respuesta acústica caótica, característicos de depósitos procedentes del movimiento en masa (D) de sedimento.

talud superior a 300 m de profundidad, y se desarrolla hasta la base del talud, a 1100 m de profundidad aproximadamente (Fig. 6.2.14) . Este deslizamiento se prolonga unos 10 km en la dirección perpendicular al talud y su extensión en la dirección del talud, calculada a partir de sus puntos de cruce con tres perfiles de cañones de aire, resulta ser del orden de 20 km (Fig. 6.2.12). El espesor de la masa deslizada es del orden de 150 m, con lo que el volumen de la misma se aproxima a los 30 km³.

Este deslizamiento aparece en los perfiles de cañones de aire (Figs. 6.2.12, 6.2.14 y 6.2.15) como un cuerpo claramente desgajado del talud, cuya respuesta acústica superficial aparece formada por un conjunto de hipérbolas superpuestas, que se repiten también en el interior de la masa deslizada. Esta respuesta es posiblemente debida a la existencia de bloques desgajados o separados entre sí en la superficie del deslizamiento, que dan lugar a una estructura interna caótica en el mismo.

En otros perfiles se observa la respuesta caótica de la masa deslizada vista paralelamente al talud, así como la existencia aparente de diversas fallas que desplazan reflectores discretos, en sección perpendicular al talud (Fig. 6.2.15). En perfiles paralelos al talud se observa mejor el espesor de la masa deslizada, así como la aparente concordancia de las unidades que constituyen el talud, y cómo en su mayor parte éste ha sufrido un desarrollo agradacional. Se aprecia asimismo un acuñamiento de prácticamente la totalidad de las unidades del talud hacia el sur (Fig. 6.2.12 A). Este acuñamiento sería consecuencia de la mayor distalidad de esta zona con respecto a los sucesivos puntos de descarga sedimentaria por los que ha pasado el Río Ebro durante el Pliocuaternario. Parece observarse también una mayor complejidad en la estructura sedimentaria de las distintas unidades al sur del deslizamiento de Columbretes.

Field y Gardner (1989) aportan varias respuestas hipotéticas al problema del origen del deslizamiento de Columbretes. La proximidad del mismo a una estructura de apariencia diapírica les

GC-84/2-MS
Sparker Perfil 10

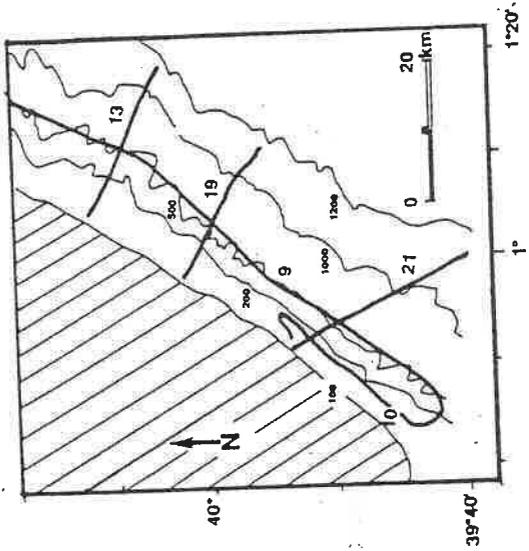
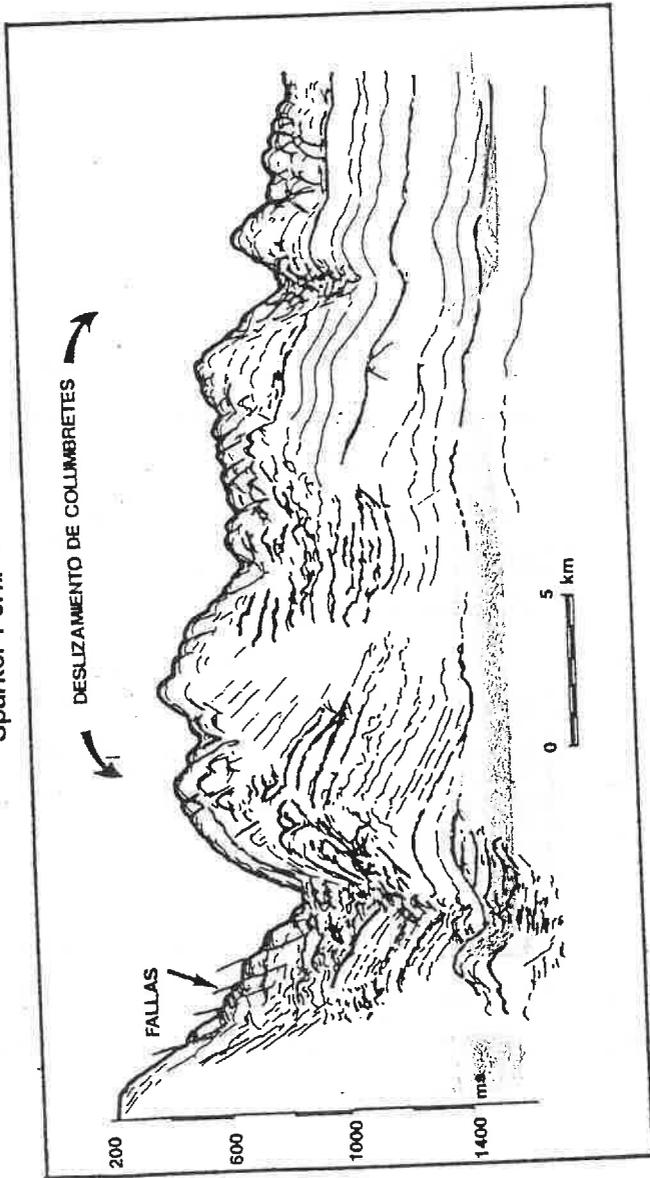
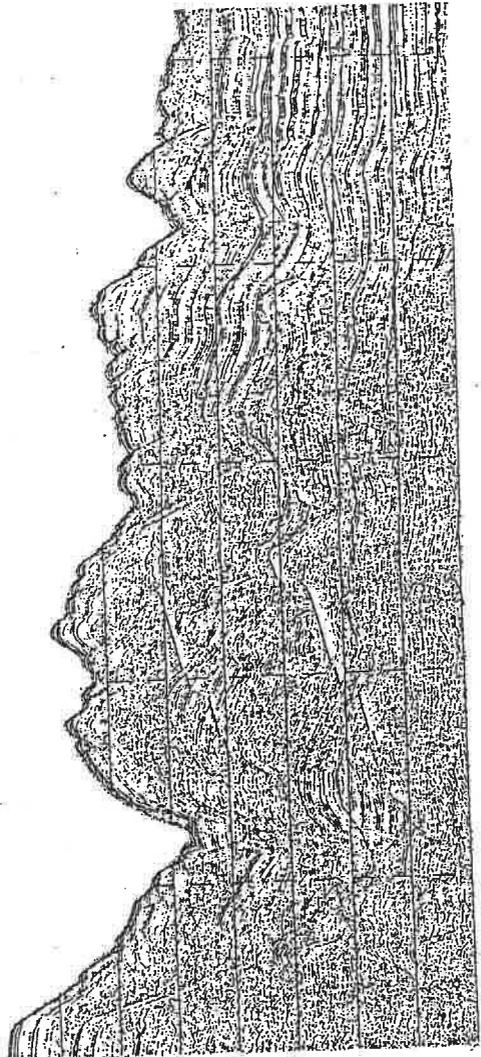


Fig. 6.2.15. Reproducción e interpretación del perfil 10 de sirgun perteneciente a la campaña GC-84/2-MS paralelo al talud, en la zona del deslizamiento de Colubretes. Se distingue la respuesta hiperbólica resultante de la morfología superficial irregular del tramo superior en el cuerpo principal de la masa deslizada, la estructura interna caótica del mismo, así como la posible existencia de fallas normales que desplazan paquetes coherentes de reflectores en la masa deslizada, vista perpendicularmente al talud. Se incluye asimismo un mapa de localización de los perfiles sísmicos correspondientes a la campaña CG-84/2-MS: perfiles 10, 13, 19, 21 y mitad sur del perfil 9 que recorre todo el talud, paralelamente al mismo. Estos perfiles aparecen representados en diversas figuras a lo largo del presente capítulo.



lleva a sugerir una relación causal entre un levantamiento del fondo a escala puntual, debido a los movimientos de ascenso más recientes del diapiro, y el desarrollo del deslizamiento. Otra hipótesis que sostienen es la formación del deslizamiento en respuesta a cierta actividad volcánica o sísmica asociada a este levantamiento o a la formación de las Islas Columbretes, de naturaleza volcánica.

La edad de las Islas Columbretes es una cuestión que no está perfectamente resuelta. Diversos autores les asignan una edad entre Mioceno y Cuaternario (Martínez del Olmo, 1984), mientras que otros las sitúan en el Plioceno inferior (Maldonado, 1985). El hecho de que los edificios volcánicos atraviesen unidades sedimentarias del Pleistoceno (Farrán y Maldonado, 1989), lleva a pensar que el vulcanismo se ha desarrollado a intervalos durante la totalidad del Neógeno y el Cuaternario.

Un dato que puede aportarse a favor de un origen estructural del deslizamiento de Columbretes, es la existencia de un importante desarrollo de cañones submarinos en el sector de talud correspondiente a la zona del deslizamiento, y en las características diferenciales de éstos, respecto al resto de cañones del talud del Ebro. En el mapa batimétrico (Fig. 6.1.15), se observa que los cañones más próximos a las Islas Columbretes tienen un trazado muy rectilíneo y son mucho más estrechos que el resto de los cañones del talud del Ebro.

Estas características parecen sugerir un origen estructural para estos cañones, a diferencia del resto de cañones del talud del Ebro, para los que ya se ha aceptado un origen fundamentalmente erosivo y deposicional. Según esto, la zona del deslizamiento presentaría una estructura más compleja que el resto del margen, con un número mayor de fallas intersectando el talud continental, y el reajuste tectónico de alguna de estas fallas sería responsable del deslizamiento.

Deslizamiento de Torreblanca

Se ha denominado así a un deslizamiento de importantes dimensiones identificado en la parte más meridional del sector central del talud del Ebro, cuya escarpe superior se sitúa próximo a la cabecera del cañón de Torreblanca. Su estudio presenta la dificultad de que sólo ha sido identificado en un perfil de sparker de la campaña MCB-79 (Linea 57-58); esto es debido a la ausencia, en la zona en que se ha encontrado el deslizamiento, de algún otro perfil orientado perpendicularmente al talud, ya que la mayoría de ellos son paralelos al talud. La identificación del deslizamiento en perfiles con esta orientación es más problemática.

En dicho perfil se observa en sección perpendicular al talud, que el deslizamiento de Torreblanca presenta características aparentemente rotacionales (Fig. 6.2.16) y que involucra a una importante sección del talud continental. Se observa, tras un tramo en el que el talud desciende de un modo gradual con una pendiente del 15%, un rápido cambio de pendiente que se eleva hasta el 29%, situado a los 560 m de profundidad en el talud, aproximadamente. Esta ruptura de pendiente marca el inicio del escarpe o escalón del deslizamiento.

En la superficie del talud a los 860 m de profundidad, aparece una pequeña irregularidad morfológica de perfil transversal en forma de "V" originada por un pequeño pliegue producido por la inversión del buzamiento de los reflectores; esta morfología se corresponde con la depresión tensional, característica de muchos deslizamientos submarinos. Entre dicha depresión y el escalón morfológico citado con anterioridad, no se observa claramente un plano discreto de rotura o de discontinuidad, pero la existencia de un grupo de reflectores-guía desplazados, parece confirmar la existencia de dicha falla. Según este criterio, el salto vertical del deslizamiento sería del orden de los 130-140 m (Fig. 6.2.16).

Entre 3-4 km talud abajo del plano de discontinuidad se observa una gran estructura de sección aproximadamente lenticular

MCB-79 SPARKER PERFIL 57-58

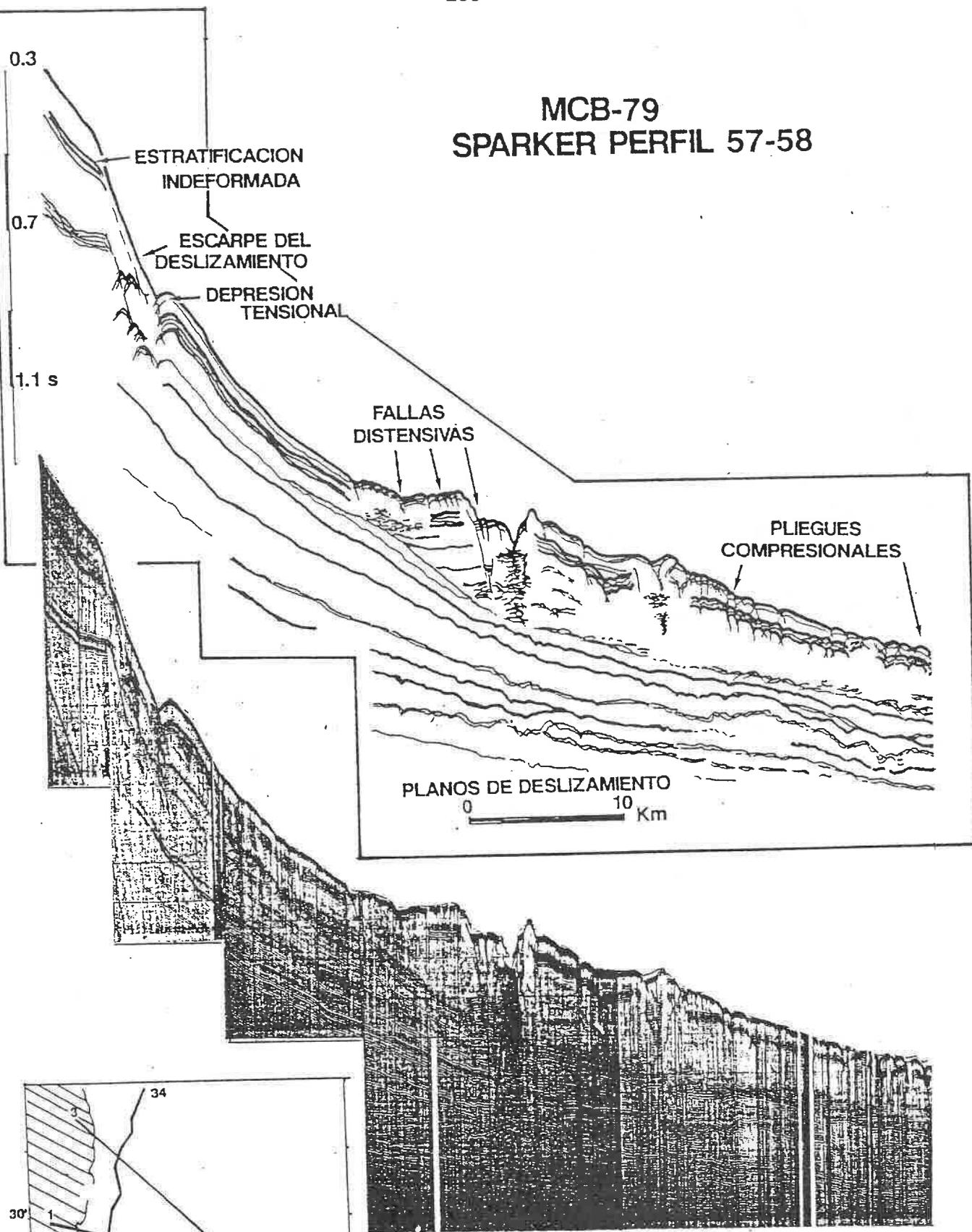


Fig. 6.2.16. Reproducción e interpretación del perfil de Sparker 57-58 perteneciente a la campaña MCB-79. En el se observa el deslizamiento submarino de Torreblanca, en el que se han resaltado sus características morfológicas más típicas. Entre ellas se destacan el escarpe o escalón del deslizamiento, que separa las zonas estable e inestable del talud, la depresión tensional, entre el escalón y el cuerpo principal de la masa deslizada; y la propia masa deslizada, en la que se diferencian estructuras distensivas en su parte superior y compresivas en el extremo inferior. Asimismo se representa el mapa de posicionamiento de los perfiles pertenecientes a la campaña MCB-79 utilizados en el presente trabajo, y que aparecen en las diferentes figuras de este capítulo.

LINEA 57-58

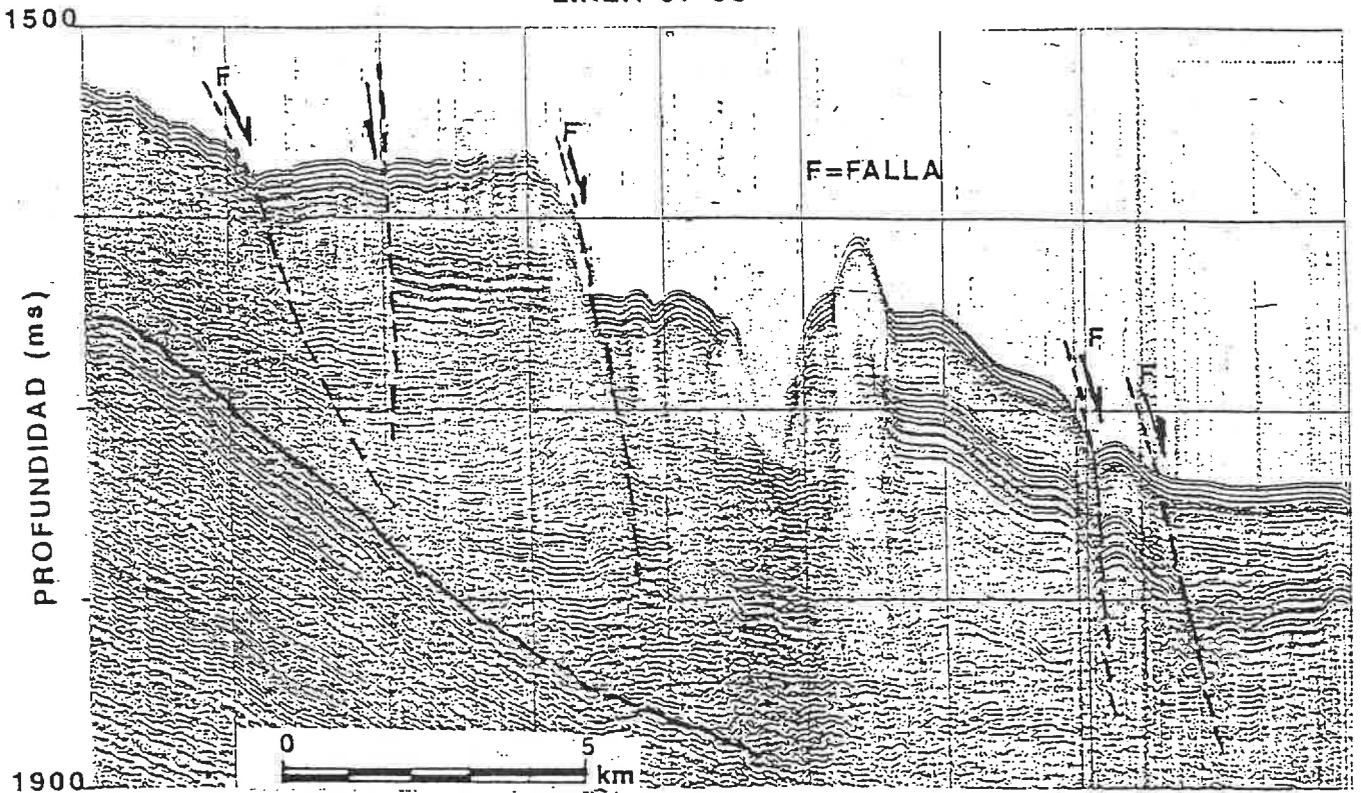


Fig. 3.2.17. Detalle del perfil representado en la figura anterior, correspondiente al sector del deslizamiento de Torreblanca que atraviesa el complejo de dique-canal de Orpesa. En él se observa el desarrollo de pequeñas fallas normales (F) desarrolladas en la porción del deslizamiento caracterizada por estructuras desarrolladas en régimen distensivo. Estas fallas presentan saltos verticales que oscilan entre unos 5 y 70 m

algo alargado debido a que es cortada oblicuamente, que presenta un caracter acústico semi-transparente o con reflectores cortos de muy baja impedancia, y que corresponde al complejo de dique-canal del canal de Oropesa. En el mismo se observa el desarrollo de estructuras de inestabilidad, como pequeñas fallas normales, con saltos de entre 5 y 60 m, en su parte más elevada e irregularidades en la superficie, posiblemente debidas a pliegues de pequeña escala (Fig. 6.2.17).

Por debajo de esta unidad, a profundidades entre 90 y 260 m de profundidad, según el espesor del complejo de dique-canal, existe un plano más o menos continuo resaltado por reflectores paralelos pero con una gran rugosidad, que parece haber constituido el plano de despegue a favor del cual se ha producido el deslizamiento de todo el paquete superior. No obstante, la existencia bajo este plano de otros con morfología irregular e igualmente rugosa, hace pensar en que el deslizamiento no se ha producido exclusivamente a favor de un único plano de despegue, sino que han podido intervenir varios consecutiva o simultaneamente a lo largo del proceso. Esto queda resaltado por la presencia de discordancias angulares en el seno del paquete inferior de reflectores.

El modelo propuesto para la génesis y el desarrollo de este deslizamiento (Fig. 6.2.18) parte de un esquema simple del talud, constituido por el apilamiento de diferentes unidades entre las que existen superficies netas de discontinuidad, y que es atravesado paralelamente a sí mismo por un canal submarino con su correspondiente complejo de diques.

Según el modelo propuesto, en un momento inicial (A), gobernada de un modo fundamental por la atracción gravitatoria a favor de la pendiente, y acelerado el proceso por la erosión producida por el canal, se instaura una situación metaestable en la que se diferencian un paquete de sedimento superior y otro inferior, separados por un plano de discontinuidad. Esta superficie separa un cuerpo sedimentario que tiene cierta tendencia a deslizarse pendiente abajo, de otro que permanece

estable en su posición en el talud. Como resultado de la diferente tendencia de ambos cuerpos de sedimento puede crearse un plano de debilidad oblicuo o perpendicular a la estratificación, a partir del cual puede producirse una rotura del talud.

Una vez sobrepasado un punto crítico, generalmente determinado por la resistencia del sedimento y la profundidad a que se sitúa la superficie de discontinuidad, la situación metaestable da paso al inicio del deslizamiento (B). Este tiene lugar a favor del plano de debilidad definido en la etapa anterior, que no tiene porqué ser único, sino que puede estar constituido por un conjunto de planos aproximadamente paralelos.

El deslizamiento se puede descomponer en un desplazamiento en la vertical a favor del plano de debilidad, que generalmente es un deslizamiento rotacional, y un desplazamiento en la dirección horizontal a favor del plano de despegue definido por la superficie de discontinuidad sedimentaria. En esta segunda etapa se crean por un lado el escalón o escarpe del deslizamiento, y por otro la depresión tensional entre ambos lados del escalón.

En una etapa de mayor evolución (C), el deslizamiento continúa dentro del mismo régimen distensivo. El deslizamiento rotacional en la dirección vertical, según el plano de debilidad, se hace mayor; así como el desplazamiento de traslación en la horizontal a favor del plano de despegue. La continuación del régimen distensivo se traduce en la formación de estructuras como fallas normales escalonadas, aproximadamente paralelas a la cicatriz del deslizamiento original (esto es, perpendiculares a la dirección del desplazamiento. Simultáneamente, el aumento de la superficie abarcada por el deslizamiento se traduce en que éste tiene lugar cada vez sobre un área mayor. Esto, unido a que conforme aumenta la profundidad en el talud disminuye la pendiente del mismo, se traduce en que existe una resistencia progresivamente mayor al deslizamiento, provocada fundamentalmente por el rozamiento en el plano de despegue, en el que comienzan a formarse estructuras de tipo compresivo.

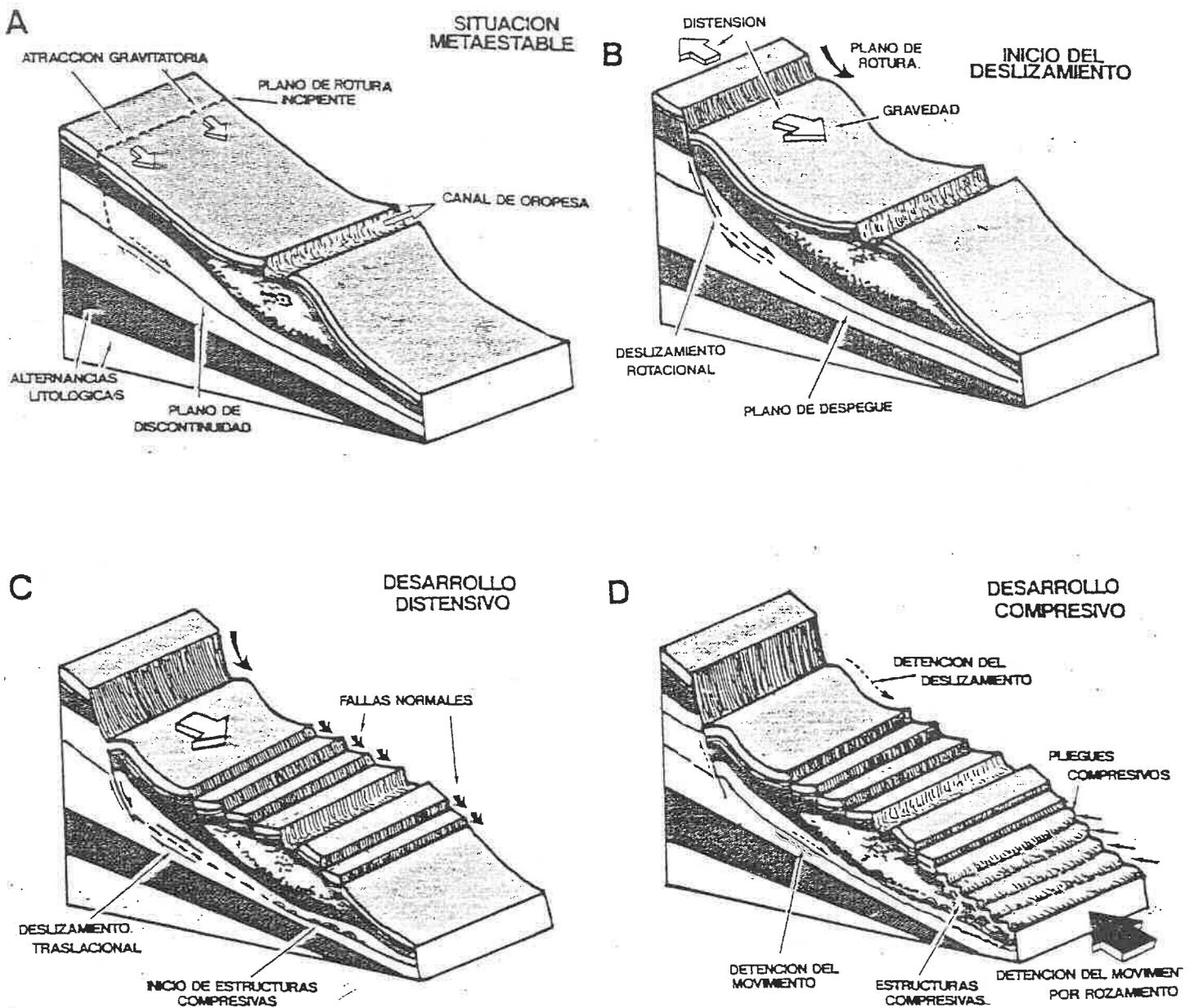


Fig. 6.2.18. Modelo evolutivo propuesto para el deslizamiento de Torresolanda: A) Etapa metaestable inicial en la que la atracción gravitatoria y la existencia de una superficie de discontinuidad sedimentaria, definen dos paquetes de sedimento separados así como un plano de debilidad aproximadamente perpendicular a la estratificación. B) Inicio del deslizamiento, con la formación de un escalón o escarpe neto y una depresión distensiva, que separan los cuerpos de sedimento estable e inestable, y el comienzo del movimiento de carácter inicialmente rotacional. C) Etapa de desarrollo distensivo, con un mayor grado de desplazamiento traslacional del cuerpo deslizado y la formación de fallas normales, en el marco de condiciones de distensión. D) Etapa compresiva y detención del deslizamiento, como resultado de la contraposición de una fuerza de resistencia al movimiento, originada por el rozamiento en la base del deslizamiento y la disminución de la pendiente del fondo. Esta etapa da lugar a la formación de pequeños plegues aproximadamente perpendiculares a la dirección del desplazamiento anterior.

La etapa final en el desarrollo del deslizamiento tiene lugar a partir del momento en el cual la resistencia ofrecida por el rozamiento es sufiiciente para contrarrestar el empuje de la masa deslizada desde la zona superior. Como consecuencia de ambas fuerzas contrapuestas se desarrolla un régimen de compresión en el extremo distal del deslizamiento, que se traduce en la formación de pequeños pliegues de arrastre, paralelos a la dirección general del talud (D), y finalmente se detiene el movimiento del deslizamiento.

Depósitos de deslizamientos en masa

Dentro de este grupo de estructuras originadas por fenómenos de inestabilidad, se incluyen los depósitos de bajada (apron) no canalizados, que han sido abundantemente estudiados en la base del talud del Ebro (Bellaiche et al., 1981; Nelson et al., 1983; Alonso et al., 1985). El mayor de los cuerpos existentes en la superficie es el complejo no canalizado de Peñíscola ("A1" de Nelson et al., 1983; Alonso, 1986).

Está formado por sedimentos depositados por el estancamiento de sedimentos procedentes de flujos no canalizados, entre dos complejos de dique-canal consecutivos. En los registros sísmicos aparece con una superficie irregular vista en sonografías, un eco superficial de tipo "hummocky" o formado por hipérbolas de pequeño tamaño, y facies acústica interna transparente o caótica (Alonso et al., 1985). Según Nelson et al. (1983) y Alonso et al. (1985), estos depósitos han sido formados por uno o varios deslizamientos de derrubios o flujos densos no canalizados procedentes del cañón de Peñíscola.

Este origen de los cuerpos no canalizados se ve refrendado por la existencia de varias características en el talud y en el propio depósito: a) existencia de cárcavas y deslizamientos en los cañones; b) superficie irregular de tipo hummocky del cuerpo no canalizado; c) caracter acústico transparente en los perfiles

de sparker; d) presencia de niveles rotos y perturbados en los testigos recuperados sobre los complejos no canalizados (Alonso, 1986; Alonso y Maldonado, 1989).

Depósitos similares a éstos aparecen igualmente en niveles más profundos donde se presentan como depósitos asociados a flujos de derrubios (debris flow) de forma laminar o lenticular, como cambios laterales de facies acústicas desde facies de tipo estratificado, o como depósitos de desbordamiento de las paredes del canal (Fig. 6.2.13). Los depósitos de flujos de derrubios existentes en formaciones más profundas van a ser tratados con más detalle en el apartado correspondiente a la evolución más reciente del talud.

Evolucion reciente del talud del Ebro

A partir de determinados perfiles de cañones de aire pertenecientes a la campaña GC-84/2-MS, Field y Gardner (1989) definen dos secuencias claramente diferenciadas. Estas secuencias, separadas por una clara superficie de disconformidad (que se ha denominado reflector R), son definidas en función del perfil 19 (Fig. 6.2.19), perpendicular al talud. En él se observa una secuencia inferior caracterizada por reflectores sísmicos paralelos, planos o ligeramente ondulados y de gran continuidad lateral. No se aprecian reflectores de alta amplitud, truncados o caóticos, que pudieran hacer pensar en cambios en el estilo de sedimentación durante el depósito de la unidad inferior, ni ningún tipo de terminación basal de los reflectores que puedan indicar una relación de onlap, offlap o downlap, en la unidad inferior. Field y Gardner (1989) toman como límite inferior de esta secuencia el reflector M correspondiente a la superficie de erosión del Mesiniense y observan un cierto acuñamiento de la unidad inferior hacia el centro de la cuenca.

La secuencia superior aparece marcada por un cambio en el estilo de sedimentación en el que comienzan a aparecer complejos de dique-canal (D-C) en el ascenso continental, de sección

GC-84/2-MS

Airgun Perfil 19

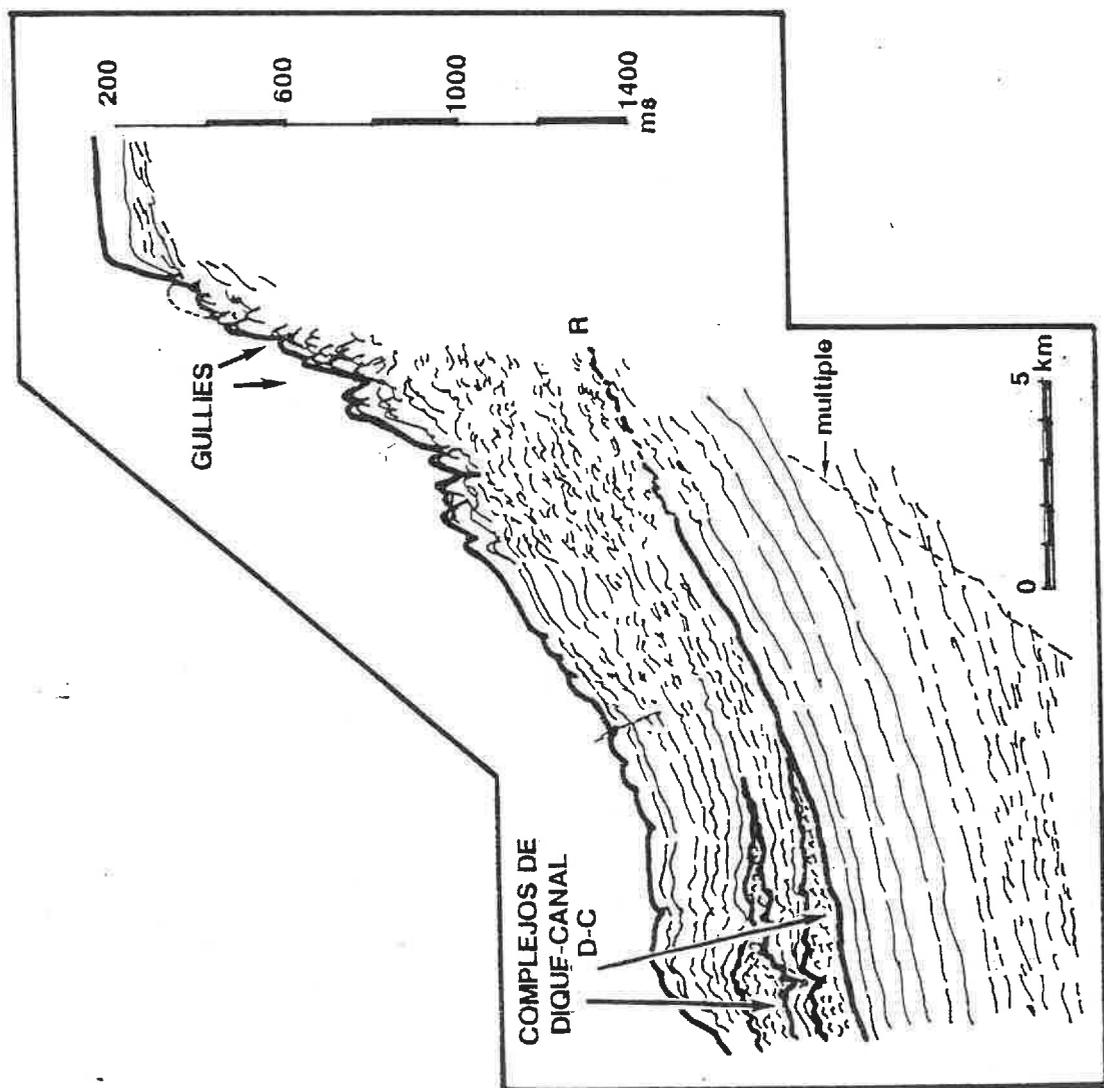


Fig. 6.2.19. Reproducción e interpretación del perfil 19 perteneciente a la campaña GC-84/2-MS, en el que se reconoce la estructura sedimentaria en la zona intermedia del sector sur del talud del Ebro. En él se diferencian una secuencia inferior claramente estratificada y con reflectores de gran continuidad, y una secuencia superior con el desarrollo de estructuras de morfología lenticular y respuesta sísmica caótica o con reflectores de baja continuidad, características de unidades canalizadas o depósitos de alta energía. Se ha resaltado el reflector R que separa ambos tipos de sedimentación.

lenticular, base plana y techo convexo hacia arriba y facies sísmicas caóticas, con reflectores de corta amplitud y discontinuos. Estos cuerpos son periódicamente recubiertos por paquetes de sedimento con reflectores paralelos, de mayor continuidad. El límite entre ambas unidades es una superficie de disconformidad que aparece marcada en algunas zonas, especialmente próximas a estructuras de tipo diapírico, por depósitos de flujo de derrubios de forma laminar, no existiendo en según qué zonas ningún otro criterio que permita diferenciar ambas secuencias.

A partir de estas dos secuencias, Field y Gardner (1989) reconstruyen la evolución sedimentaria del talud del Ebro desde el Mesiniense. Según estos autores, tras el ascenso eustático post-Mesiniense, la sedimentación en el margen del Ebro comenzaría con una gran variedad de facies, desde tipo fluvial a marino somero, que dió lugar, tras una transición relativamente rápida, a un predominio de sedimentación hemipelágica, lo que indicaría una rápida profundización de la cuenca tras el llenado de agua de la misma. Durante el depósito de la unidad inferior no existiría un desarrollo claro de complejos canalizados, sino que la sedimentación estaría dominada por procesos hemipelágicos o flujos nefeloides de baja concentración. A partir de los perfiles sísmicos, en el ascenso continental existe cierta evidencia a favor de que en el inicio de la sedimentación post-Mesiniense, varios canales de pequeño tamaño alimentaban directamente la zona del talud inferior en el margen del Ebro (Field y Gardner, 1989).

La secuencia superior, por su parte, presenta características típicas de un ambiente de alta energía, con sedimentación rápida originada por un importante aporte terrígeno, presumiblemente desde un area fuente próxima. Su origen parece lógico asociarlo a la descarga producida por el Río Ebro, que al alcanzar el talud da lugar a flujos canalizados, en especial a corrientes de turbidez. Field y Gardner (1989) sitúan el límite entre ambas secuencias en el Pleistoceno, y deducen que la influencia del Ebro como importante fuente de aporte de sedimento al margen distal corresponde a este momento, como

resultado de la erosión de las Cordilleras Catalánides por parte del Río Ebro y el comienzo de su descarga en la situación actual. Otros autores (Stoeckinger, 1976) han situado el cambio en el estilo de sedimentación correspondiente al paso de las "Arcillas del Ebro" a las "Arenas del Ebro", en el Plioceno.

El modelo de evolución presentado por Field y Gardner parece aceptable en cuanto a la sucesión de acontecimientos en el margen continental distal del Ebro desde el Mesiniense. No obstante, por estar su desarrollo, al parecer, excesivamente basado en el análisis de un único perfil sísmico perpendicular al talud, las conclusiones que resultan no parecen extrapolables a la evolución del conjunto del margen, sino que suponen, más bien, un modelo de evolución a escala local.

El análisis de un perfil sísmico paralelo al anterior y situado unos 15 km al norte de éste (GC-84/2-MS, perfil 13, Fig. 6.2.20), proporciona una imagen sensiblemente diferente a la obtenida del análisis del perfil anterior. En una primera observación se diferencian hasta cinco cuerpos de sedimento en forma de cuña, que se adelgazan por su extremo más distal o por ambos en algún caso, formados por reflectores poco coherentes, de corta amplitud y diversa orientación, cuyo aspecto final es el de una facies acústica de carácter caótico. Por su morfología externa y el carácter de sus reflexiones internas, estos cuerpos pueden ser asimilados a complejos de dique-canal en aquellos de perfil transversal claramente lenticular o bi-convexo (D-C), o a depósitos resultantes de movimientos en masa de sedimento, típicamente a debris flow (D), en aquellos que presentan una base más plana y un claro acuñaamiento exclusivamente en la dirección de la pendiente.

En la interpretación de este perfil se ha destacado el reflector R, que sirve de límite a las secuencias inferior y superior de Field y Gardner (1989); se observa que bajo el mismo se desarrollan hasta tres, posiblemente cuatro, cuerpos deposicionales canalizados o depósitos de debris flow. Según esto, la evolución del talud y el ascenso continental del Ebro no

GC-84/2-MS

Airgun Perfil 13

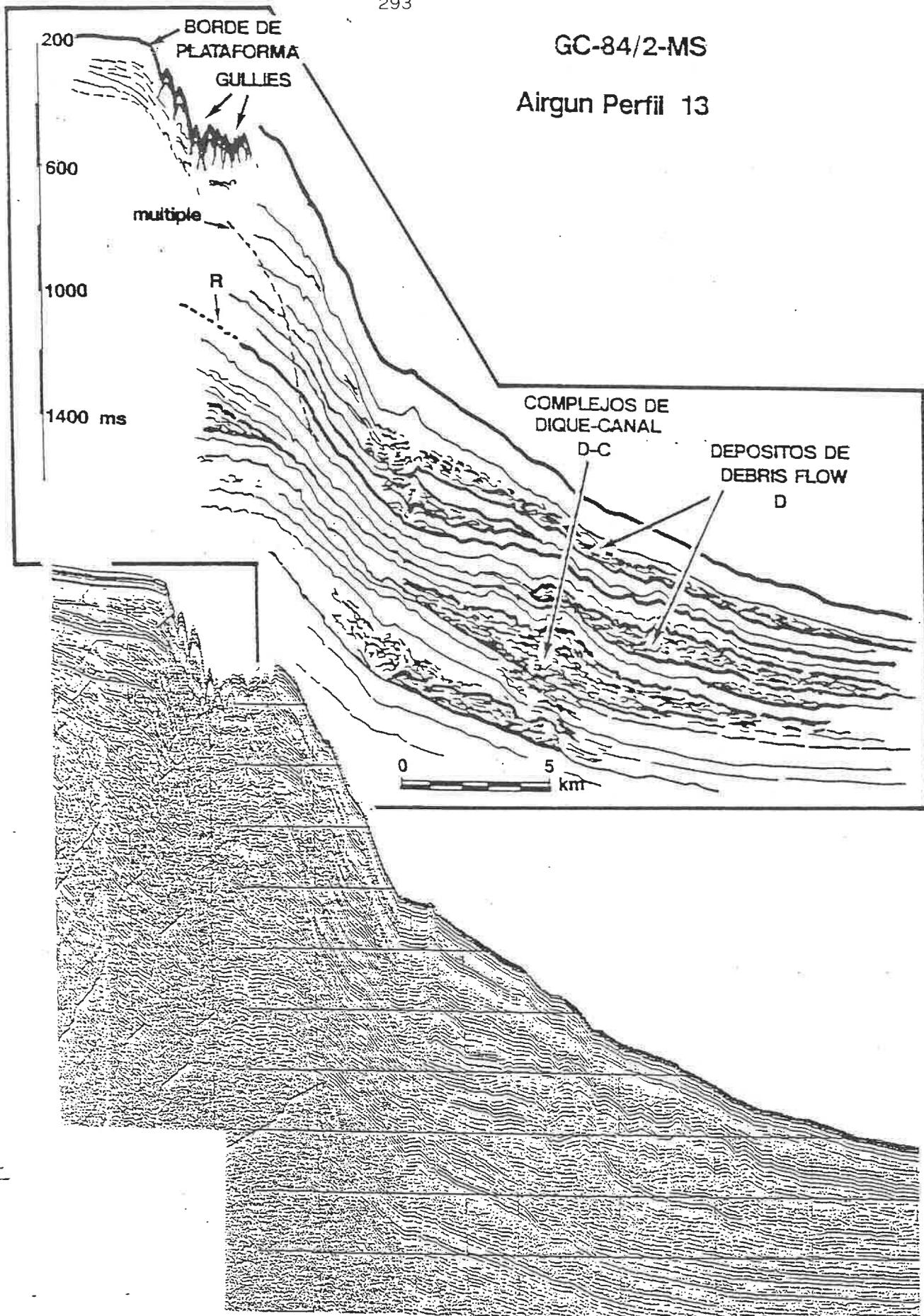


Fig. 6.2.20. Reproducción e interpretación del perfil 13, situado al norte del perfil 19, representado en la figura anterior. En él no se observan grandes diferencias en cuanto al estilo de sedimentación en el talud y el ascenso continental a lo largo de la evolución del margen. Se distingue una alternancia de niveles continuos con estratificación paralela, característicos de sedimentación tranquila o hemipelágica, que fosilizan otros cuerpos irregulares de perfil lenticular o acuñaados aguas afuera, con facies acústica de tipo caótico, identificados como complejos de dique-canal o depósitos de coladas o flujos de derrubios, típicos ambos de medios de alta energía.

ha seguido un esquema similar a lo largo del conjunto del margen, sino que presenta importantes variaciones entre zonas, incluso muy próximas en el espacio. Esto es lógico, dado que está aceptado que la edificación del margen continental está controlada por una fuente de aportes puntual (el Río Ebro) que ha ido migrando lateralmente en el tiempo. Esta migración lateral de la desembocadura del río ha sido comprobada por la disposición, variable en el tiempo, de los edificios deltáicos en la plataforma (Farrán y Maldonado, 1989) y por el solapamiento o superposición lateral de los cuerpos deposicionales canalizados y no canalizados del ascenso continental (Alonso, 1986; Nelson et al., 1983; Alonso y Maldonado, 1989).

Puede afirmarse entonces que en la evolución del talud continental del Ebro desde el Mesiniense han tenido una importancia considerable la existencia de flujos canalizados de carácter turbidítico y los depósitos de debris flow, que debido a la progradación del talud, se han ido desplazando progresivamente aguas afuera (Fig. 6.2.20). El mayor desarrollo de cuerpos canalizados y depósitos de debris flow en la zona representada en el perfil 13 puede ser debido a la existencia de cañones submarinos de mayor tamaño en la misma, respecto de la anterior. La presencia de cañones submarinos favorece el desarrollo de corrientes de turbidez, origen de los complejos de dique-canal en el ascenso continental. Asimismo, el papel de las cabeceras de cañón como trampas temporales para la acumulación de sedimento, y el desarrollo de acarcavamiento en la cabecera de dichos cañones ha sido responsable del desarrollo de procesos de inestabilidad que han dado lugar a los depósitos de debris flow reconocidos en los registros sísmicos.

En un perfil situado unos 28 km al sur del perfil 19, se aprecia una situación distinta que puede aportar nuevos datos acerca de la evolución reciente del talud y ascenso continental del Ebro. Este perfil (GC-84/2-MS, Perfil 21, Fig. 6.2.14) del que ya se ha hablado al referirse al deslizamiento de Columbretes, muestra también el desarrollo de depósitos de debris flow y de complejos de dique canal, de menor tamaño que los que

aparecían en el perfil 13. Pero la característica que más destaca en este perfil es la estructura que presenta el margen en esta zona, más compleja que la que aparecía en los perfiles situados más al norte. Este perfil se caracteriza por la identificación en el mismo de diversas superficies de erosión o discontinuidad netas, alguna de las cuales sirve de muro a los depósitos presumiblemente de debris flow que se desarrollan a mayor profundidad. Las superficies de discontinuidad principales han sido denominadas A y B; ésta última ha sido extrapolada hacia el norte y se ha comprobado que se corresponde con el reflector R que constituye el límite entre las secuencias diferenciadas por Field y Gardner (1989).

De la observación de los perfiles de airgun realizados en el sector sur de la zona de estudio se puede concluir que en la evolución del talud y el ascenso continental del Ebro se han sucedido diversas fases erosivas, de sedimentación bajo un régimen de baja energía o hemipelágica, y otras caracterizadas por el desarrollo de flujos canalizados de carácter turbidítico o por fenómenos de inestabilidad y movimientos en masa de sedimento. Estos procesos se han desarrollado simultánea o correlativamente en el tiempo, con una extensión local. Los factores que han controlado el desarrollo de uno u otro han consistido en las variaciones en el volumen de aporte de sedimentos, debidas por lo general a pulsaciones climático-eustáticas, la localización del punto de descarga del río Ebro en cada momento y la presencia de cañones submarinos bien desarrollados, próximos a la misma, la velocidad de subsidencia, y la actividad tectónica en la zona considerada.

6.3 LOS SEDIMENTOS DEL TALUD CONTINENTAL DEL EBRO

El objetivo fundamental del estudio desarrollado en este apartado es el conocimiento de los procesos que rigen la sedimentación en el talud continental del Ebro. Entre los fines perseguidos en el análisis estratigráfico, textural, composicional o mineralógico del sedimento recuperado, se incluyen la identificación de las características del agente de transporte y sedimentación (energía y densidad del flujo), el grado de transporte y evolución del sedimento, la procedencia y variaciones en el volumen de los aportes terrígenos, importancia de la contribución de partículas autóctonas en el conjunto del sedimento. Todo ello va encaminado al conocimiento de los procesos que han dominado la sedimentación en esta provincia del margen continental durante el Cuaternario.

Tratamiento Estadístico

Para el tratamiento estadístico se han seleccionado las mismas variables que otros autores (Alonso, 1986; Palanques, 1984) han utilizado con anterioridad en zonas próximas, con el objeto de hacer comparables los resultados del presente trabajo frente a los datos existentes en la bibliografía. Estas variables pueden englobarse en tres grupos:

- composicionales y texturales: (1) contenido en carbonato (CAR), (2) porcentaje de arena (ARE), (3) % de limo (LIM), (4) % de arcilla (ARC)

- parámetros estadísticos de la distribución granulométrica: (5) media en phi (MED), (6) desviación típica en phi (DES), (7) asimetría (skewness, SKW), (8) angulosidad (kurtosis, KUR)

- composición de la fracción arena: (9) % de terrígenos en la arena (TER), (10) % de biógenos planctónicos (PLA), (11) % de biógenos no planctónicos (BEN).

Se observa en general un comportamiento muy distinto de las variables utilizadas, existiendo variaciones muy importantes en algunas de ellas, mientras en otras no se aprecian grandes variaciones en el conjunto de las muestras (Tabla 6.3.1).

La composición textural media de los sedimentos del talud del Ebro se ha representado en un diagrama triangular arena-limo-arcilla (Shepard, 1954) (Fig. 6.3.1). En este diagrama se observa cómo la mayor parte de las muestras analizadas se agrupan paralelamente al eje Limo-Arcilla y muy próximas al mismo, en general con valores bajos de arena (<10%), y entre un 20 a 50% de Limo. Un reducido número de muestras se agrupan en el triángulo central de la representación, indicando porcentajes muy similares de las tres fracciones, mientras que un tercer grupo se sitúa próximo al vértice de las arenas. La mayoría de las muestras analizadas quedan clasificadas según esta gráfica como arcillas limosas o muy limosas y limos arcillosos.

Matriz de Correlación

A partir de la matriz de correlación estadística, (Tabla 6.3.2) se observan en los sedimentos del talud del Ebro dos grupos de variables relacionadas. Uno de los grupos está formado por la variable arcilla, con muy buena correlación (0.96) con la media, y ambas relativamente bien relacionadas (0.70 y 0.58 respectivamente) con el contenido en planctónicos, que a su vez muestran una discreta correlación, (0.52) con los biógenos no planctónicos. El segundo grupo está formado por la la variable asimetría, bien correlacionada (0.72) con la angulosidad, y ambas bien a discretamente correlacionadas (0.69 y 0.49 respectivamente) con la arena. Este grupo también incluye a la variable terrígenos, discretamente correlacionada (0.49) con la asimetría y el limo.

Las relaciones existentes en el primero de estos grupos de variables, son claras; la relación entre la arcilla y la media es evidente, ya que un aumento en el contenido en arcilla, se

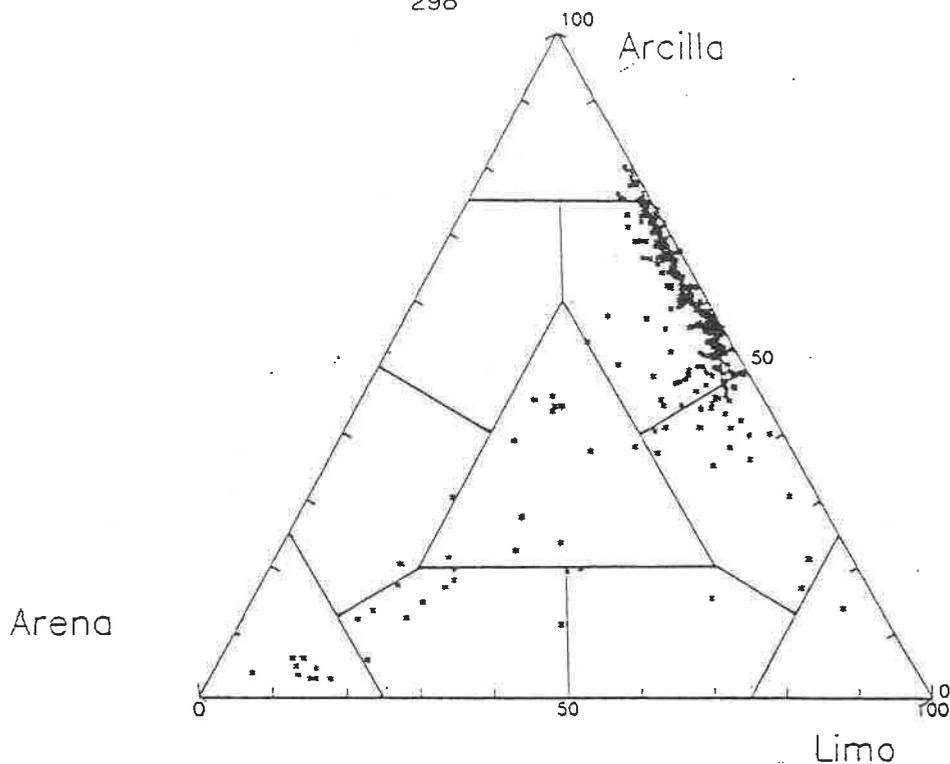


Fig. 6.3.1. Representación de la composición textural de los sedimentos muestreados en el talud del Ebro, mediante un diagrama triangular. Se aprecia la agrupación de la mayor parte de los mismos paralelamente al eje Arcilla-Limo, con una población más dispersa hacia el vértice de las arenas. Según esto, la mayor parte de las muestras se clasificaría como una arcilla limosa o muy limosa, existiendo una población menor de arenas y arenas limosas.

DESCRIPTION SOMMAIRE DES VARIABLES

VARIABLE	MOYENNE	ECART-TYPE	MINIMUM	MAXIMUM
1 0 CAR	34.3508	3.0928	27.0000	43.3000
2 0 ARE	10.3153	19.5744	0.0100	90.8500
3 0 LIM	35.4268	10.9074	5.3700	81.1000
4 0 ARC	54.2502	17.6572	2.8800	80.0600
5 0 MED	7.5536	1.1040	3.5800	9.0400
6 0 DES	1.9616	0.2904	1.2750	3.0880
7 0 SKW	0.1576	0.5288	-0.7460	2.5910
8 0 KUR	2.9124	1.1770	1.7440	12.7140
9 0 TER	71.0691	27.7273	16.6000	100.0000
10 0 PLA	25.4503	25.4169	0.0000	76.0000
11 0 BEN	3.4698	4.0136	0.0000	39.0400

Tabla 6.3.1. Diccionario de las variables utilizadas en el tratamiento estadístico, así como los valores medio, máximo, mínimo y desviación típica respectiva de las mismas en el conjunto de las muestras utilizadas para el análisis sedimentológico.

MATRICE DES CORRELATIONS

	CAR	ARE	LIM	ARC	MED	DES	SKW	KUR	TER	PLA	BEN
CAR 0	1.00										
ARE 0	-0.25	1.00									
LIM 0	0.11	-0.45	1.00								
ARC 0	0.21	-0.83	-0.12	1.00							
MED 0	0.21	-0.89	0.05	0.96	1.00						
DES 0	-0.08	0.38	-0.10	-0.36	-0.30	1.00					
SKW 0	-0.25	0.69	0.04	-0.79	-0.86	0.02	1.00				
KUR 0	-0.15	0.49	-0.18	-0.43	-0.53	-0.36	0.72	1.00			
TER 0	-0.14	0.36	0.49	-0.70	-0.58	0.26	0.49	0.10	1.00		
PLA 0	0.13	-0.36	-0.49	0.70	0.58	-0.31	-0.48	-0.08	-0.99	1.00	
BEN 0	0.11	-0.17	-0.29	0.37	0.34	0.16	-0.38	-0.17	-0.62	0.52	1.00

Tabla 6.3.2. Matriz de correlación estadística entre las variables analizadas en los sedimentos del talud continental del Ebro. Se considera una muy buena correlación cuando el coeficiente es > 0.9 ; buena cuando está comprendido entre 0.6 y 0.9; existe cierta correlación cuando vale entre 0.45 y 0.6, y no se considera la existencia de correlación para valores menores.

traduce en un valor más elevado de la media, expresada en unidades phi. La buena correlación existente entre ambas variables y el contenido en planctónicos en la arena, se explica debido a que la fracción arena en sedimentos predominantemente arcillosos, depositados lentamente por sedimentación hemipelágica, suele estar formada sobre todo por caparazones de organismos planctónicos (foraminíferos y pterópodos). La relación entre los componentes planctónicos y bentónicos en la arena, no parece significar más que la presencia de componentes bentónicos en la arena siempre está acompañada de un aumento en la proporción de planctónicos, en detrimento del contenido de terrígenos.

En el segundo grupo de variables la relación entre la asimetría y la kurtosis indica que, por lo general, aquellas muestras con una cola de finos (asimetría positiva) en la distribución granulométrica, presentan también una mejor agrupación en torno a un valor determinado de la distribución. La correlación de ambas variables con la arena, confirma que esta situación se da sobre todo en las muestras arenosas, que por lo tanto presentan una buena clasificación en sus fracciones más gruesas. La correlación entre el limo y los terrígenos, sugiere un posible origen terrígeno de las partículas de tamaño limo.

Análisis de Componentes Principales

El primer factor obtenido en el tratamiento estadístico solamente alcanza el 46.3 % de la varianza total, por lo que no es suficiente por sí solo para representar todas las relaciones existentes entre las variables (Tabla 6.3.3). No se alcanza un porcentaje representativo, incluso con los dos primeros factores (66.1 %), por lo que hay que recurrir al tercero de los factores para obtener una explicación suficiente de la varianza total (80.28%).

El primer factor está definido por dos grupos de variables inversamente relacionadas entre sí (Tabla 6.3.5), que

SOMME DES VALEURS-PROPRES ACTIVES

11.00000073

HISTOGRAMME DES PREMIERES VALEURS-PROPRES

	VALEUR-PROPRE	POURCENTAGE	POURCENTAGE CUMULE
1	5.09574461	46.32	46.32
2	2.18222785	19.84	66.16
3	1.95312145	14.12	80.28
4	0.92713726	8.43	88.71
5	0.62105596	5.65	94.36
6	0.28912300	2.63	96.99
7	0.19895670	1.81	98.79
8	0.11535270	1.05	99.84
9	0.01725407	0.16	100.00
10	0.00002362	0.00	100.00

EDITION SOMMAIRE DES VALEURS-PROPRES DE 11 A 11

0.00000256.

Tabla 6.3.3. Valores propios y porcentaje simples y acumulados de la varianza total representados por cada uno de los factores estadísticos definidos en el análisis de componentes principales. La suma de los dos primeros factores no llega a alcanzar el 70% de la varianza, por lo que hay que considerar el tercer factor para obtener la representación del 80% de la varianza total.

COORDONNEES SUR LES PREMIERS FACTEURS

VARIABLES ACTIVES

	FACTEUR 1	FACTEUR 2	FACTEUR 3	FACTEUR 4	FACTEUR 5	FACTEUR 6
CAR	-0.282	0.187	0.035	0.929	-0.142	-0.013
ARE	0.792	-0.519	-0.242	0.068	-0.143	-0.038
LIM	0.129	0.843	0.223	0.044	0.410	0.212
ARC	-0.958	0.054	0.130	-0.103	-0.095	-0.089
MED	-0.941	0.236	0.065	-0.115	-0.039	-0.115
DES	0.277	0.039	-0.910	0.031	0.026	0.132
SKW	0.859	-0.245	0.278	0.055	0.153	0.145
KUR	0.501	-0.510	0.597	0.098	0.168	-0.127
TER	0.790	0.563	-0.050	-0.032	-0.058	-0.226
PLA	-0.779	-0.549	0.114	0.013	-0.029	0.277
BEN	-0.524	-0.409	-0.382	0.140	0.587	-0.198

Tabla 6.3.4. Contribución de cada una de las variables utilizadas en el análisis sedimentológico a los 6 primeros factores estadísticos. Existen contribuciones de signo positivo o negativo, que pueden servir para agrupar variables cuyo significado respecto a cada uno de los factores sea similar.

CORRELATIONS DANS L-ORDRE DES VARIABLES SUR LE PREMIER FACTEUR

	ARC	MED	PLA	BEN	CAR	LIM	DES	KUR	TER	ARE	SKW
ARC 0	1.00										
MED 0	0.96	1.00									
PLA 0	0.70	0.58	1.00								
BEN 0	0.37	0.34	0.52	1.00							
CAR 0	0.21	0.21	0.13	0.11	1.00						
LIM 0	-0.12	0.05	-0.49	-0.29	0.11	1.00					
DES 0	-0.36	-0.30	-0.31	0.16	-0.08	-0.10	1.00				
KUR 0	-0.43	-0.53	-0.08	-0.17	-0.15	-0.18	-0.36	1.00			
TER 0	-0.70	-0.58	-0.99	-0.62	-0.14	0.49	0.26	0.10	1.00		
ARE 0	-0.83	-0.89	-0.36	-0.17	-0.25	-0.45	0.38	0.49	0.36	1.00	
SKW 0	-0.79	-0.86	-0.48	-0.38	-0.25	0.04	0.02	0.72	0.49	0.69	1.00

Tabla 6.3.5. Matriz representativa de la correlación existente entre las variables que definen el primer factor estadístico. Se comprueba la existencia de dos grupos de muestras con una correlación muy alta entre sí: por un lado la asociación "arcilla-media en phi-planctónicos", con cierta relación también con los organismos no planctónicos; por otro lado, la asociación "arena-angulosidad-terrigenos-asimetría".

corresponden a los dos grupos identificados en la matriz de correlación. El primer grupo está constituido por la asociación "arena-asimetría-angulosidad-terrígenos", y contribuye con signo positivo al primer factor. El segundo grupo está formado por la asociación "arcilla-media-planctónicos-no planctónicos", y contribuye al primer factor con signo negativo.

La primera asociación representa a materiales gruesos, de composición terrígena, con valores elevados de asimetría y angulosidad, característicos de procesos deposicionales de relativa energía o flujos de alta o media densidad que han sufrido un transporte más o menos largo y se han depositado de modo que han sufrido una clasificación por tamaños conforme el flujo perdía competencia de transporte. La segunda asociación representa a sedimentos predominantemente arcillosos, depositados lentamente por sedimentación diferencial a partir de la columna de agua o debido a variaciones en el régimen energético, siempre a partir de flujos de baja densidad.

El primer factor será entonces útil para diferenciar entre los sedimentos de grano grueso y composición terrígena (valores positivos) y los sedimentos arcillosos con importante componente biógena planctónica (valores negativos). Este factor agrupa variables con un importante significado genético, y permite diferenciar entre los depósitos procedentes de sedimentación hemipelágica y flujos de baja densidad, de los originados por flujos de alta densidad o corrientes de turbidez.

El segundo factor (Tabla 6.3.4) está definido por el limo y los terrígenos (con contribución positiva), ambos inversamente relacionados con la arena, angulosidad y los biógenos, tanto planctónicos como no planctónicos. Este factor va a permitir la caracterización de los sedimentos finos terrígenos (valores positivos), frente a las arenas y los depósitos hemipelágicos (valores negativos). Constituye un factor, en parte composicional y en parte genético, e indica el origen predominantemente terrígeno de los limos; a su vez, indica que no existe una relación clara entre el contenido en limo y el de arena, que

presentan variaciones de modo independiente en el sedimento, excepto en los sedimentos de grano más grueso, donde presentan una variación paralela.

El tercer factor proporciona una menor información ya que sólo representa el 14.1% de la varianza. Está definido por la contribución negativa de la desviación típica y la contribución positiva de la angulosidad (Tabla 6.3.4). Permite diferenciar entre los sedimentos mal clasificados (desviación típica alta) con valores negativos, y los bien clasificados (angulosidad elevada). Puede constituir una indicación del grado o duración del transporte sufrido por el sedimento, ya que es el factor fundamental que va a influir sobre la clasificación alcanzada por el mismo.

La ausencia de una muy buena correlación entre determinadas variables, indica que éstas presentan un comportamiento relativamente independiente, y que por tanto las relaciones entre las mismas pueden ser utilizadas como criterio para la diferenciación de los distintos tipos de sedimentos. Aquellas variables que presentan muy buena correlación, como la media y el porcentaje de arcilla, mantienen una relación muy constante en todas las muestras. La relación existente entre dichas variables no será útil como criterio distintivo entre los sedimentos finos, por lo que dichas variables pueden tomarse como equivalentes. Sí será un criterio distintivo para la diferenciación de sedimentos finos, por ejemplo, la variación entre la media (o el porcentaje de arcilla) y el contenido en planctónicos en la arena. Por su parte, las correlaciones existentes entre el porcentaje de arena y la asimetría o angulosidad de la distribución granulométrica pueden constituir criterios válidos para la diferenciación entre distintos tipos de sedimentos gruesos.

Análisis de asociaciones

Se utiliza para agrupar las muestras en función de la similitud entre las mismas, contribuyendo a facilitar la

clasificación de los distintos tipos de sedimento (Anderberg, 1973). Las asociaciones existentes entre las muestras y las variables quedan, mediante éste análisis, reflejadas en un diagrama binario que sitúa a las mismas según sus coordenadas respecto a los dos primeros factores definidos en el análisis de componentes principales. A lo largo del eje de abscisas se representa la variación del factor 1 y a lo largo del eje de ordenadas la variación del factor 2; en el gráfico, las muestras que presentan una buena correlación aparecen relativamente agrupadas.

En la figura 6.3.2 se representa la proyección de las muestras y las variables en el diagrama binario definido por los dos primeros factores, en función del valor que toman éstos para cada una de las muestras. La distribución global de las muestras adopta un perfil en forma de "V" invertida, con un grupo de muestras en la zona interna del vértice definido por las dos ramas de la distribución. Excepto por este reducido grupo de muestras, la agrupación es bastante similar a la obtenida por Alonso (1986) para los sedimentos del sistema turbidítico del Ebro y similar también, aunque con signos opuestos para los valores del factor 1, a la que Palanques (1984) obtiene en su estudio de los sedimentos del abanico de Valencia.

Esta coincidencia en el tipo de distribución ya ha sido analizada para los sedimentos del sistema turbidítico del Ebro y el Abanico de Valencia (Palanques et al., 1985). La ampliación del tipo de distribución a los sedimentos del talud es indicativa de que los factores que condicionan la diversidad sedimentaria a todo lo largo del margen distal del Ebro, determinados por los procesos de sedimentación dominantes, actúan de un modo más o menos continuo desde el talud, pasando por los complejos de dique-canal de la base del talud y ascenso continental, hasta las zonas más distales del sistema turbidítico. Por otro lado, la similitud en la representación confirma la bondad del análisis estadístico realizado, al obtenerse resultados muy comparables con muestras, en un principio relacionadas genéticamente, sobre las que se ha realizado un tratamiento similar.

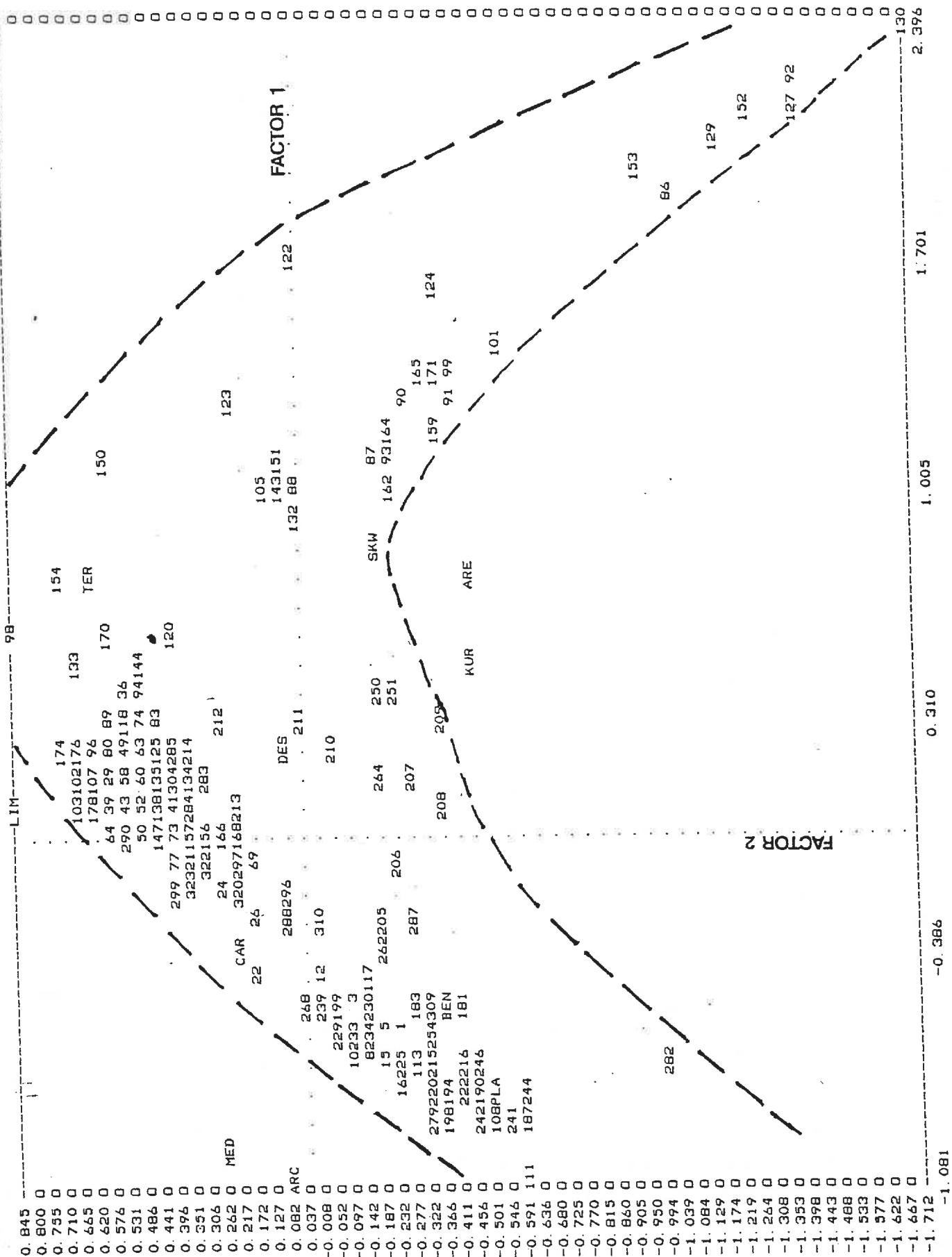


Fig. 6.3.2. Proyección de la totalidad de las muestras y variables utilizadas en el tratamiento estadístico, en el plano definido por los dos primeros factores. Cada muestra aparece representada por su número correspondiente, y las variables por su nombre, indicado en la Tabla 6.3.1.

La continuidad existente en esta gráfica en la representación de las muestras correspondientes a los sedimentos finos, y las discontinuidades existentes entre éstos y los sedimentos más gruesos (limos y arenas) pueden ser debidas a un salto cualitativo importante entre los procesos responsables de la sedimentación de los materiales finos, con respecto a los más gruesos. La separación entre los dos grupos de las arenas turbidíticas y la relación de uno de estos grupos con los limos, se debe a las mezclas entre ambas poblaciones, posiblemente por efecto del muestreo.

En la rama izquierda de la distribución representada en la figura 6.3.2, se observa una mayor concentración de muestras en dos agrupaciones relativamente bien definidas, situadas en relación a las variables arcilla-media-planctónicos-bentónicos-carbonato, con el limo próximo al vértice superior. Con valores negativos de los factores 1 y 2, aparecen depósitos arcillosos formados a partir de suspensiones, con un alto contenido en biógenos en la fracción arena. Ascendiendo por la rama izquierda, para valores negativos del factor 1 y positivos del factor 2 aparecen arcillas procedentes de flujos gravitativos de baja densidad, con contribución tanto terrígena como biógena, y para valores positivos de ambos factores aparecen lodos con un alto contenido en limo y fracción arena terrígena, procedentes de flujos gravitativos de más alta densidad, pero que no tienen capacidad para transportar arenas.

En la rama derecha de la gráfica, en relación a las variables arena-terrágenos-asimetría-angulosidad, aparecen muestras que representan a sedimentos areno-limosos de composición terrígena, resultantes de flujos de alta densidad capaces de transportar arenas. En la zona central del gráfico, entre ambas ramas, un tercer grupo de muestras, con valores ligeramente negativos del factor 2 y valores bajos, tanto positivos como negativos, del factor 1, corresponden a depósitos heterométricos, con contribución tanto biógena, como terrígena, y sin relación directa con los grupos anteriores. La distribución

de las muestras en función de los dos primeros factores va a permitir la agrupación de las muestras y la clasificación de las mismas en los diversos tipos de sedimento existentes.

Clasificación estadística de los sedimentos

Influencia de la profundidad

Una primera observación de los resultados de la clasificación estadística, revela que gran parte de las clases obtenidas en la clasificación estadística agrupan muestras pertenecientes tanto al talud superior como al inferior, a profundidades entre 210 y más de 1300 m. Las propiedades que caracterizan de un modo definitivo a un sedimento son resultado de un número de procesos diferentes, simultáneos o consecutivos en el tiempo, que confieren una serie de atributos que lo hacen diferenciable (procesos de sedimentación "sensu stricto", procesos bio-geoquímicos, físicos y mecánicos, resultantes de interacciones entre partículas de diferente composición, entre éstas y el agua de mar, y determinados organismos vivientes en el fondo...etc, Bennett y Nelsen, 1983). Como resultado de esta interacción, sedimentos genéticamente diferentes pueden parecer similares al ser contemplados desde un punto de vista restrictivo.

En la figura 6.3.3 aparecen representadas las mismas muestras que en la figura anterior, pero agrupadas según las clases estadísticas realizadas por el programa, y representadas por el nombre de la clase a la que pertenecen. De ella pueden extraerse una serie de consecuencias en base a las agrupaciones entre muestras, obteniéndose una idea muy general de los tipos de sedimento existentes en un área concreta. Pero si se modifica dicha representación mediante la introducción de alguna variable nueva, el aspecto y la utilidad de la representación gráfica puede cambiar de un modo notable.

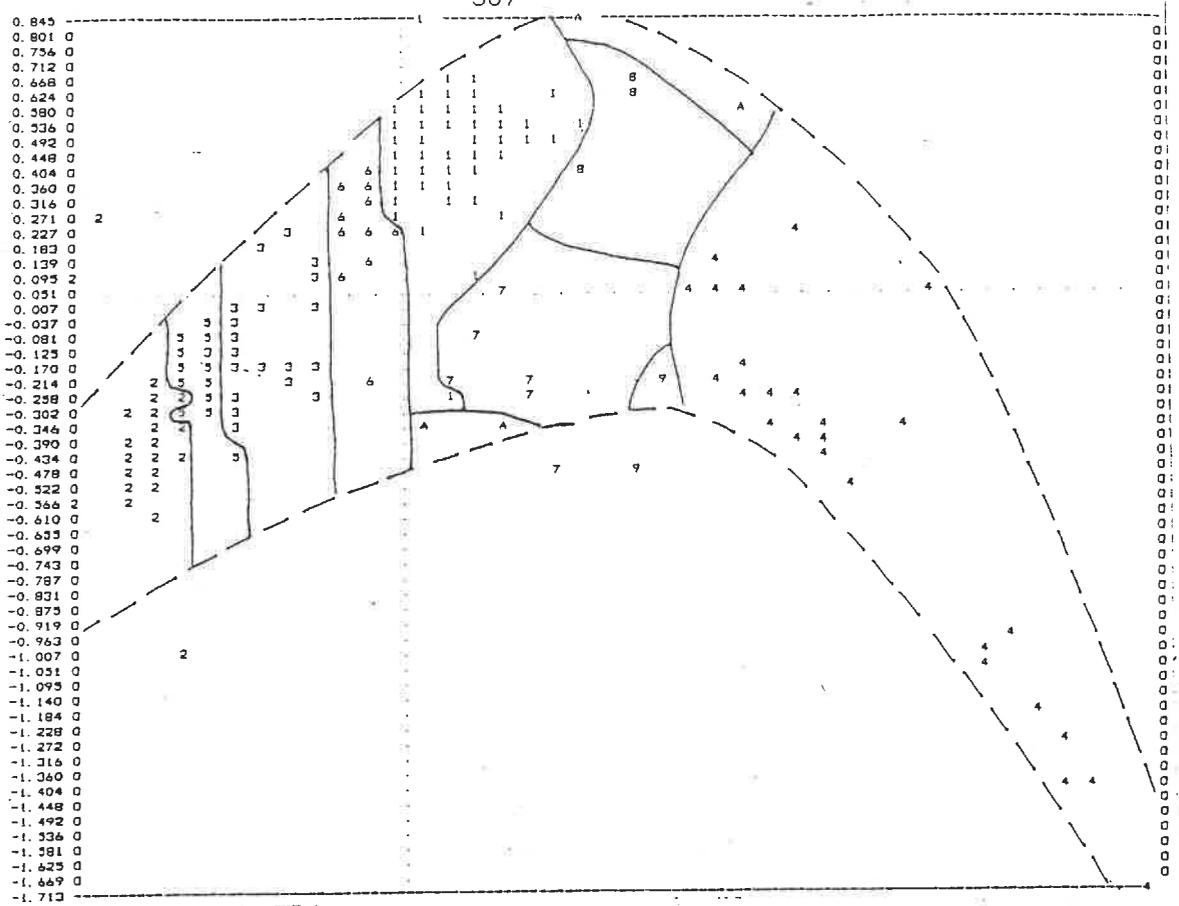


Fig. 6.3.3. Representación de la totalidad de muestras y variables sobre el diagrama Factor 1/Factor 2, agrupadas según la clasificación resultante del tratamiento estadístico. El conjunto de las muestras aparece encerrado por una línea discontinua, mientras que la línea punteada encierra al grupo de muestras más representativo.

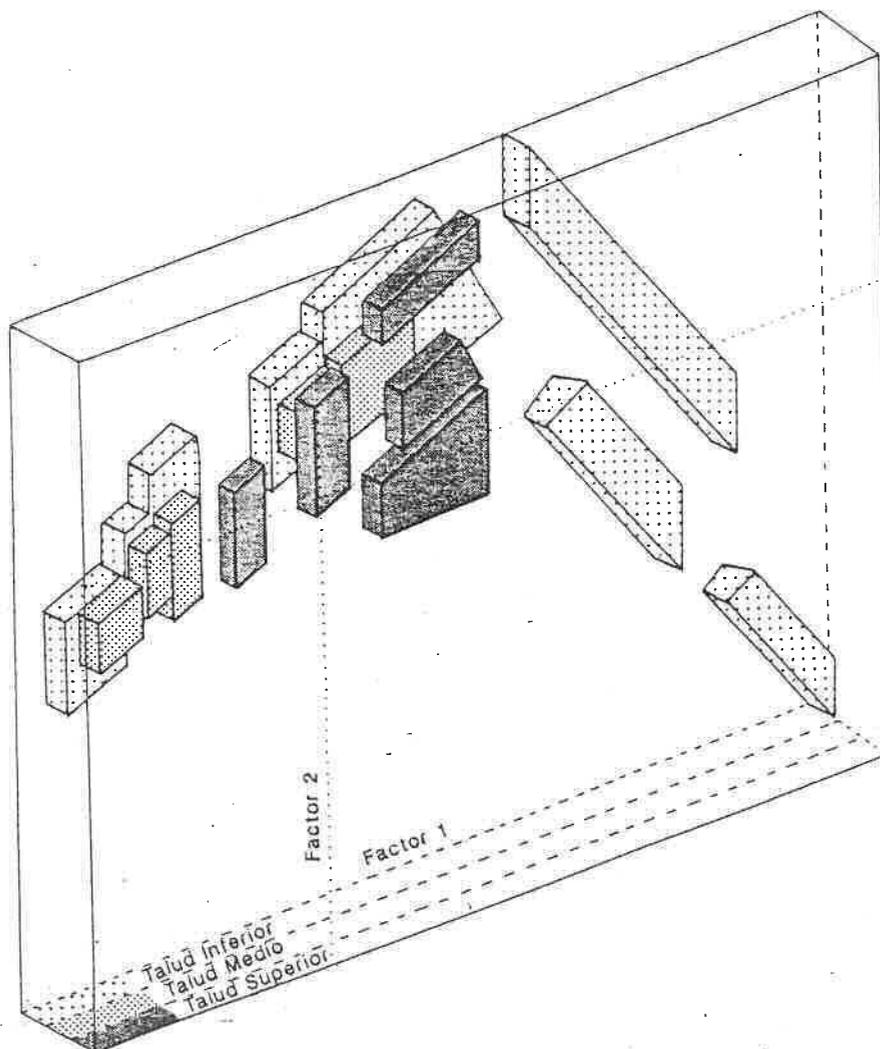


Fig. 6.3.4. Modificación de la figura anterior, en la que se ha utilizado de un modo simple la profundidad a que se han tomado las muestras para diferenciar aquellas correspondientes al talud superior, medio e inferior que antes aparecían superpuestas.

Una de las características que definen al talud es el rápido cambio en profundidad que tiene lugar en una distancia relativamente corta mar adentro. Por otro lado, en el apartado correspondiente a los antecedentes se ha comentado que en el margen continental del Ebro se han identificado diversos deltas marginales en el borde de la plataforma (Maldonado et al., 1981; Verdaguer, 1983; Farrán et al., 1984; Aloisi, 1986; Farrán, 1988; Farrán y Maldonado, 1989), así como en el ascenso continental se han reconocido hasta siete complejos turbidíticos canalizados superpuestos en el tiempo, y una unidad no canalizada (Aloisi et al., 1981; Nelson et al., 1983/84; Martínez del Olmo, 1984; Alonso, 1986; Field y Gardner, 1989; Maldonado y Nelson, 1988; Alonso y Maldonado, 1989). Tanto unos como otros están genéticamente relacionados, habiéndose depositado durante los periodos de mínimos eustáticos principalmente (Farrán, 1988).

La presencia en el talud de los cañones y cárcavas submarinas descritos en apartados anteriores, presenta una dificultad para la correlación entre los deltas marginales y los lóbulos turbidíticos (Farrán, 1988). No obstante, la presencia tanto de unos como de otros, permite asegurar que los procesos sedimentarios que han predominado en el talud superior e inferior han sido diferentes. En este caso puede hablarse de la profundidad, que es también consecuencia de la distalidad, como un factor diferenciador de los sedimentos en el talud del Ebro.

En la figura 6.3.4 se han representado las mismas muestras en función de los dos primeros factores, pero se ha añadido un tercer eje ortogonal en el que se ha representado de un modo simple la profundidad en el talud a la que se ha extraído cada muestra. Las muestras que en la gráfica anterior aparecían superpuestas, se han desdoblado cuando la profundidad a la que se tomaron es diferente, y aparecen agrupadas en bloques geométricos. De esta forma, únicamente con la introducción de un nuevo parámetro, se pueden extraer conclusiones específicas acerca de la distribución de los distintos tipos de sedimento en el talud del Ebro.

Se aprecia que los sedimentos del talud superior aparecen bastante agrupados, mientras que los tomados en el talud medio muestran mayor variabilidad hacia la rama correspondiente a los depósitos asociados a suspensiones, y los del talud inferior muestran un mayor espectro de variabilidad, tanto hacia los sedimentos finos, como hacia las arenas. Esto puede constituir una confirmación de que los procesos responsables de la sedimentación en el talud adquieren su mayor desarrollo gracias a un relativo transporte a favor de la pendiente. La mayor variabilidad sedimentaria al aumentar la profundidad en el talud, es fundamentalmente resultado de la mayor distancia al área fuente de aportes terrígenos, y al mayor grado de evolución del sedimento, resultante de un transporte más prolongado o la segregación durante el transporte de flujos de diferente densidad.

Clasificación de los sedimentos del talud del Ebro

Una consecuencia inmediata extraída del análisis de asociaciones es que la clasificación obtenida no es definitiva, aunque tiene un gran interés desde el punto de vista de la identificación de los tipos de sedimento existentes, ya que contempla un buen número de criterios para fijar los límites entre las clases. No obstante éstos tienen originalmente un significado puramente estadístico, por lo que se necesita modificarlos mediante la introducción de otros parámetros, con el fin de otorgarles un valor sedimentológico. En nuestro caso, se ha utilizado la profundidad a que se han tomado los testigos como variable complementaria para establecer una clasificación definitiva:

CLASE 1

Constituida por sedimentos limo-arcillosos (43.3% limo) con poca arena (3.3%), asimetría por lo general positiva, angulosidad

relativamente baja (2.6) y predominio absoluto de terrígenos en la fracción arena (94%). Incluye muestras pertenecientes a testigos tomados desde la zona superior del talud (212 m), hasta el ascenso continental (1600 m). En base a la profundidad, ya que prácticamente no existen diferencias texturales o composicionales, se han diferenciado tres subclases:

Subclase A1: formada por las muestras tomadas en el talud superior, hasta los 292 m de profundidad. Respecto al conjunto de muestras de la clase, presenta valores intermedios de arena, contenido en limo más elevado, media más baja, clasificación pobre, angulosidad algo más baja y un contenido más alto en terrígenos en la fracción arena.

Subclase B1: muestras pertenecientes al talud medio, entre 540 y 700 m de profundidad. Presentan los valores más bajos de la clase, tanto en carbonato como en contenido en arena y limo, tienen una mala clasificación y asimetría algo más alta que el resto de las subclases. Presentan unos valores ligeramente más altos de angulosidad, y el contenido más elevado en biógenos, especialmente en cuanto a los bentónicos, dentro de su clase.

Subclase C1: muestras del talud inferior y ascenso continental, tomadas a profundidades entre 990 y 1600 m. Se caracterizan por presentar contenidos ligeramente más elevados de arena, media más baja y peor clasificación, presentando una mayor variabilidad entre muestras. Dentro de la clase 1, son las muestras con un menor contenido en biógenos no planctónicos en la fracción arena.

CLASE 2

Agrupar a muestras arcillosas (71.5%) con algo de limos (26.3%), con desviación típica (1.8 phi) más baja que la clase anterior, asimetría siempre negativa (-0.2), valores de angulosidad muy próximos a 3, y con fracción arenosa formada predominantemente por organismos planctónicos (61.3%), pudiendo

tener hasta un 34% de terrígenos. Aparecen tanto en el talud medio, como en la parte alta de testigos del talud inferior.

CLASE 3

Formada por muestras tomadas en el talud medio y el inferior. Presentan una mayor proporción de limo que las de la clase 2 (33.%), peor clasificación (desviación típica 1.9 phi), valores bajos de asimetría, tanto negativos como positivos (-0.1, 0.1), angulosidad algo más baja (2.8%) y fracción arena de composición mixta, en la que el contenido en terrígenos puede llegar a equivaler al de biógenos. Se han distinguido dos subclases, aunque las diferencias entre ambas son muy sutiles.

Subclase B3: muestras del talud medio, caracterizadas por un contenido relativamente más bajo en carbonato (28-37%) y limo (29-36%), peor clasificación (desviación típica 1.8-2.1 phi), asimetría siempre negativa y fracción arenosa en la que existe un ligero predominio de componentes biógenos, principalmente planctónicos (49-55%), frente a los terrígenos (39-46%).

Subclase C3: muestras del talud inferior, con pocas diferencias texturales respecto a la subclase anterior, de la que se diferencian por un contenido ligeramente más alto en limo (27-43%), mejor clasificación (desviación típica 1.5-1.9 phi), angulosidad mayor que 3 (2.4-4.7), fracción arena de composición mixta, en la que suelen predominar los componentes terrígenos (43-72%) sobre los planctónicos (25-55%).

CLASE 4

En ella se agrupan sedimentos fundamentalmente arenosos (59.9%) con abundante limo (25.8%), y por tanto con valores bajos de la media en phi (4.8), desviación típica relativamente alta (2.1 phi), angulosidades elevadas (4.6), y composición totalmente terrígena (99.3%). Solo aparecen en testigos del talud inferior y

el ascenso continental, identificándose secuencias granodecrecientes con niveles arenosos de espesor muy variable. Pueden diferenciarse tres subclases que forman agrupaciones facilmente identificables en el diagrama binario factor 1/factor 2:

Subclase A4: formada por arenas (83%), con poco limo, bien clasificadas y con angulosidades elevadas (3-12.7)

Subclase B4: constituida por sedimentos peor clasificados, con contenido variable en arena (38-72%), y siempre proporción superior de limo que de arcilla.

Subclase C4: formada por muestras predominantemente limosas (45-81%), bien clasificadas y con valores altos de angulosidad (5.3-10.3).

CLASE 5

Formada por arcillas (68.7%) algo limosas (29.5), con desviación típica relativamente baja ($\sigma = 1.7$), asimetría siempre negativa (-0.1), angulosidad baja (2.6) y composición mixta de la arena, con cierto predominio de los organismos planctónicos (55.1%) frente a los terrígenos (40.1). Aparecen a techo de testigos del talud medio y en testigos del talud inferior. Es una clase que presenta características intermedias entre las clases 2 y 3, aunque pueden establecerse diferencias claras en algunos parámetros, por ejemplo en un contenido algo más bajo en limo y mayor porcentaje de planctónicos en la arena que la clase 3, que aquí pueden llegar a constituir hasta el 70 % del total de los componentes.

CLASE	CAR	ARE	LIM	ARC	MED	DES	SKW	KUR	TER	PLA	BEN
A1	34.6	3.5	44.1	52.3	7.6	1.9	0.1	2.5	95.0	3.3	1.6
B1	32.7	2.2	42.0	55.7	7.9	2.0	0.2	2.7	92.6	4.8	2.4
C1	34.2	4.3	42.9	59.4	7.6	1.9	0.08	2.6	94.1	5.1	0.7
2	34.2	1.9	27.7	70.2	8.3	1.7	-0.17	2.8	34.7	60.0	5.1
B3	35.3	2.9	32.9	64.1	8.2	1.9	-0.10	2.7	43.3	51.5	5.1
C3	36.9	2.3	34.0	63.5	7.8	1.8	0.1	3.0	53.5	41.5	4.8
A4	30.7	83.4	11.9	4.6	3.8	1.7	1.9	7.5	99.8	0.05	0.1
B4	33.0	52.3	27.9	19.7	5.3	2.4	0.8	2.8	99.1	0.68	0.2
C4	33.9	9.4	71.0	19.5	5.8	1.6	1.3	5.1	99.0	0.76	0.2
5	33.3	1.5	29.2	69.2	8.3	1.7	-0.1	2.6	39.8	55.3	4.1
6	35.2	2.2	40.5	57.2	8.0	2.0	0.1	2.5	77.0	16.7	6.1
7	34.9	21.8	31.1	47.0	7.2	2.6	-0.1	2.1	64.7	23.9	11.4

Tabla 6.3.6. Valores medios de los parámetros sedimentológicos utilizados en el tratamiento estadístico, para el conjunto de las clases y las subclases diferenciadas en el talud del Ebro.

CLASE 6

Incluye muestras constituidas por sedimentos arcillosos (58.2%), con bastante limo (36.1%), asimetría siempre positiva, angulosidad inferior a 3 (2.6), y fracción arena predominantemente terrígena (65-84%), pero en la que los componentes biógenos planctónicos pueden llegar a constituir el 29% y los no planctónicos el 7.6%. Agrupa exclusivamente a muestras tomadas en el talud medio. Es una clase que presenta características muy similares a las de la subclase B1, excepto en la composición de la fracción arena.

CLASE 7

Formada por muestras con una variabilidad textural relativamente importante, con un contenido variable, pero importante, en arena (9-37%) y limo (23-40%), mal clasificadas, y

arena es principalmente terrígena (65-72%), pero pueden contener hasta un 25% de organismos planctónicos o hasta un 15% de bentónicos. Aparecen solo a techo de algunos testigos del talud superior, en niveles de diverso espesor.

Una consecuencia extraída del análisis de asociaciones es que la clasificación estadística obtenida, aunque tiene un gran interés desde el punto de vista de la identificación de los tipos de sedimento ya que contempla un buen número de criterios para fijar los límites entre las clases, no es muy válida si no se introduce en la misma algún parámetro adicional para establecer diferencias que permitan identificar determinados tipos de sedimento. Esto es debido a que los límites que definen las diferentes clases tienen originalmente un significado puramente estadístico, por lo que se necesita modificarlos mediante la introducción de algún parámetro, con el fin de otorgarles un valor sedimentológico. En el presente trabajo, se ha utilizado la profundidad a que se han tomado los testigos como variable complementaria para establecer una clasificación más válida.

Este criterio es en realidad un convenio, ya que se podría haber utilizado cualquier otra propiedad no empleada en el tratamiento estadístico. No obstante, el hecho de que el factor profundidad sea un criterio diferenciador de los tipos de sedimento, significa los procesos de transporte y sedimentación quedan reflejados en la distribución granulométrica, de modo que a profundidades crecientes se observan diferencias en dicha distribución. En el siguiente apartado se va a realizar un análisis más detallado de las propiedades granulométricas del sedimento y las relaciones entre las mismas, con objeto de reconocer cómo influye el transporte y el proceso de sedimentación en la diferenciación de los distintos tipos de sedimento recuperados en el talud del Ebro, y establecer una clasificación definitiva de los mismos.

Resultados del análisis granulométrico

Una razón fundamental para el estudio de la distribución granulométrica de un sedimento es la determinación del ambiente deposicional en el que se ha formado (Friedman, 1961; Folk, 1966; Visher, 1969) y los procesos de transporte sufridos por el mismo (Hjulstrom, 1939; Sahu, 1964; Jones, 1970; Passega, 1979; Sly et al., 1983).

La distribución granulométrica de un depósito está relacionada con:

- 1) los procesos o agentes locales de transporte y depósito
- 2) el efecto resultante de otros procesos que, simultánea o consecutivamente, han actuado sobre el sedimento
- 3) la disponibilidad de sedimento existente en el medio deposicional, que está a su vez relacionada con la fisiografía y naturaleza del area fuente (El-Ella y Coleman, 1985).

Las variaciones existentes, para un sedimento determinado, en cualquiera de estos factores, quedan reflejadas en su distribución granulométrica de modo que las variables derivadas de la misma van a poder ser utilizadas para identificar ambientes sedimentarios.

Las variables granulométricas más efectivas para realizar una discriminación ambiental son la media y la desviación típica, representantes de la tendencia central de la distribución, así como algunos parámetros relacionados con la existencia de colas de finos o gruesos, como la asimetría (skewness), y con la mayor o menor agrupación de los granos en torno a un tamaño determinado, como la angulosidad (kurtosis). Los valores de la media y la desviación estándar son especialmente útiles para diferenciar procesos deposicionales (El-Ella y Coleman, 1985).

Significado sedimentológico de la media

El tamaño medio de un sedimento proporciona por sí solo cierta idea de la energía existente en el medio deposicional o la competencia del agente de transporte. En un medio deposicional

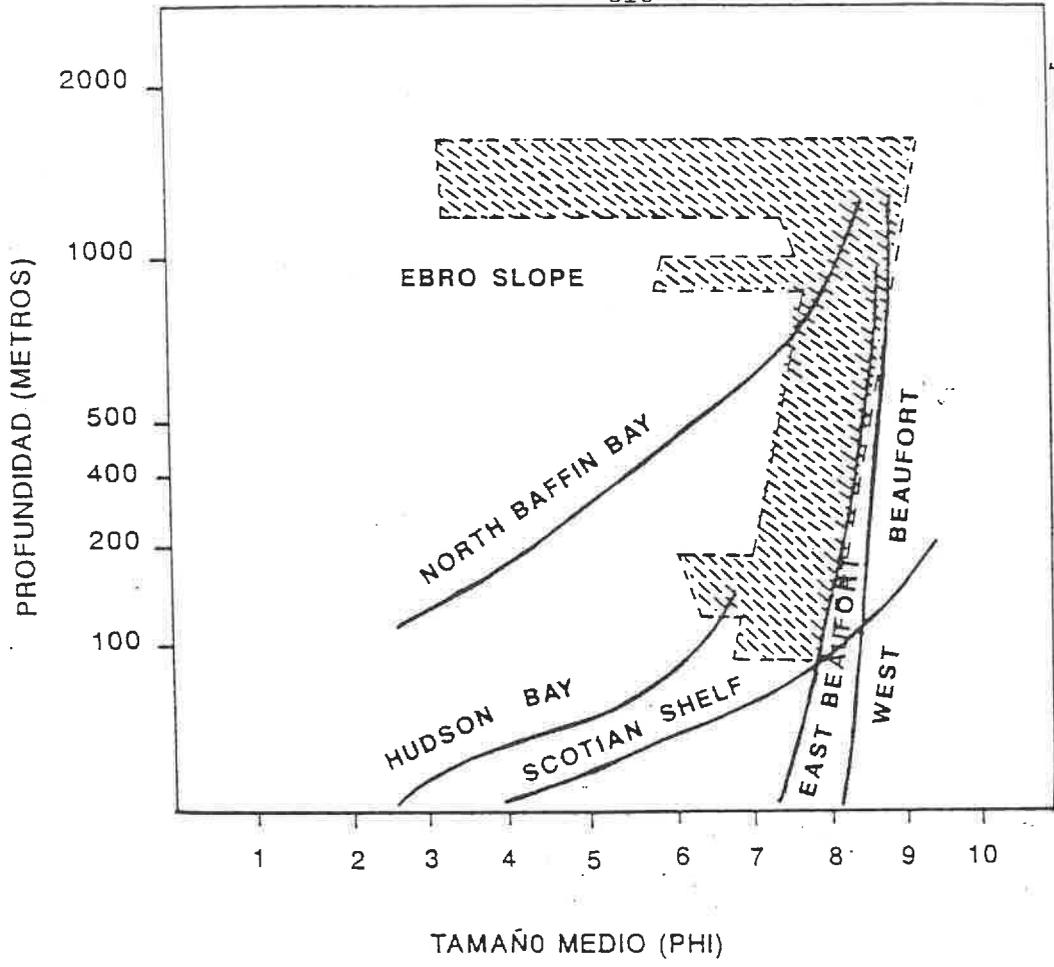


Fig. 6.3.5. Representación del tamaño medio en phi frente a la profundidad en escala logarítmica para los sedimentos del talud del Ebro, comparados con otras cuencas. (Modificado de Sly et al., 1982). Se aprecia en todas las cuencas una tendencia a la disminución del tamaño de grano al aumentar la profundidad, hasta la cota de los 1000 m aproximadamente, en la que existe una convergencia importante de tamaños en todas las cuencas. A partir de los 1000 m en el talud del Ebro aparecen sedimentos más gruesos. Esta tendencia a la disminución del tamaño de grano concuerda con la disminución de la energía del medio deposicional al aumentar la profundidad.

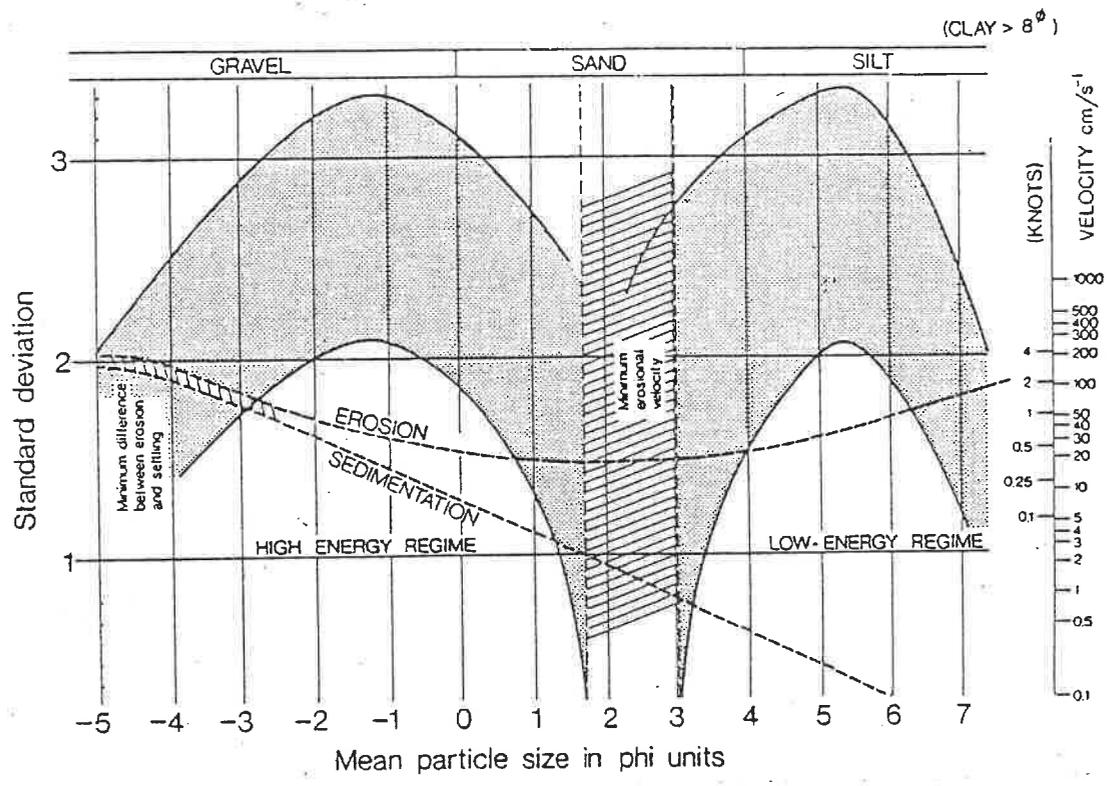


Fig. 6.3.6. Relación entre la media y la desviación estándar en unidades phi, y diferenciación de los regímenes de alta y baja energía. Superpuestas aparecen las curvas de velocidad de erosión y sedimentación de sedimento, expresadas en cm/s y nudos, y definidas por Hjulstrom (1939). Se aprecia la característica imagen especular de los sedimentos finos y los gruesos, así como que el límite entre los regímenes de alta y baja energía corresponde a la mínima velocidad de erosión para las arenas (De Sly et al., 1982).

actual en el que se considera que el sedimento está en equilibrio, puede relacionarse con otros parámetros, como la profundidad de agua, para realizar comparaciones hidrodinámicas (Sly et al., 1983).

En la figura 6.3.5 se refleja la relación existente entre el tamaño medio del sedimento en phi y la profundidad de agua (escala logarítmica) en la plataforma media-externa y el talud continental, para varias cuencas, incluidos los datos obtenidos a partir del sedimento recuperado en el talud del Ebro. En la gráfica correspondiente a los datos del talud del Ebro, los sedimentos gruesos aparecen probablemente sobre-representados, ya que volumétricamente no constituyen más que una proporción reducida. Esta situación es consecuencia de que el muestreo fue realizado con el fin de definir de un modo preciso los diferentes tipos de sedimento, con lo que los niveles fangosos de aspecto homogéneo han sido muestreados a intervalos mayores que los sedimentos de mayor variabilidad granulométrica, generalmente constituidos por alternancias de fangos con limos y arenas. No obstante, a partir de la gráfica pueden extraerse varias conclusiones:

1. La tendencia de los valores de la media correspondiente a arena fina/media y fango se aproxima a una recta cuya pendiente, representativa de la disminución del tamaño de grano en profundidad, puede considerarse como una indicación de la disminución de la energía del medio deposicional al aumentar la profundidad en el talud.

2. En el talud del Ebro se observa una ligera tendencia a la disminución del tamaño de grano medio al descender en el talud entre los 200 y los 1000 m de profundidad. A partir de aquí parece observarse al principio una cierta tendencia y posteriormente un claro aumento en el tamaño medio para ciertas muestras por debajo de los 1000 m. A partir de esta profundidad comienzan a considerarse como un proceso de sedimentación importante en el talud inferior y ascenso continental, las

corrientes de turbidez, de mayor energía o densidad que las responsables de la sedimentación en el talud superior y medio.

3. Destaca la proximidad de las curvas correspondientes a las diferentes cuencas representadas en el rango de las partículas más finas, lo que indica que las condiciones energéticas a determinadas profundidades en el talud, son bastante similares en diferentes márgenes. Por el contrario, contrastan las grandes diferencias existentes en el tamaño medio del sedimento para las profundidades correspondientes a la plataforma media-externa y el talud superior. Estas diferencias son indicativas de las diferentes condiciones energéticas existentes el borde de la plataforma y el talud superior, en márgenes en los que la sedimentación está controlada por las mareas, frente a otros controlados por el oleaje. También pueden ser debidas a diferencias de amplitud en la plataforma, que se traducen en algunos márgenes en un mayor aporte directo de material grueso al talud.

Energía del medio deposicional

Un indicador de las condiciones hidrodinámicas existentes en el medio deposicional, que ha sido utilizado tanto para sedimentos lacustres (Lewis y Sly, 1971) como marinos (Sly et al., 1983), es la relación existente entre la media y la desviación típica. Según las curvas de velocidad de corriente para la erosión y sedimentación de partículas (Hjulström, 1939) la mínima velocidad de erosión coincide con los valores más bajos de la desviación estándar en las arenas (media entre 1.7 y 3 ϕ). Esta zona del espectro de tamaños de grano, permite establecer una separación entre regímenes de carácter predominantemente transportivo o deposicional, (Fig. 6.3.6) que son calificados como regímenes de alta y baja energía (Sly et al., 1982). Esta gráfica, pues, permite establecer una relación en función de la energía o densidad del flujo origen de cada tipo de sedimento.

La relación entre la media y la desviación típica para las muestras del talud del Ebro muestra una distribución similar a la descrita por Sly et al., (1982) y las sitúa dentro del régimen de baja energía (Fig. 6.3.7), como corresponde a sedimentos principalmente fangosos. Los procesos deposicionales responsables de los mismos, serán pues típicos de flujos de baja energía o densidad. En el talud del Ebro, los valores más altos de la desviación estándar caracterizan, tanto a los materiales limo-arenosos del talud superior, pertenecientes a la Clase 7, como a los areno-limosos de la Clase B4, del talud inferior y ascenso continental, interpretados como una mezcla, en diferentes proporciones, de arenas y limos turbidíticos.

En los primeros, la mala selección granulométrica se interpreta como resultado de su génesis, resultante de un conjunto de procesos de sedimentación diferentes, y un posterior retrabajamiento del sedimento, que ha dado como resultado una mezcla de fracciones de distinto tamaño. Los sedimentos de la clase 4 tienen la particularidad de presentar los valores más altos y más bajos de la desviación típica, lo que implica las mejores y peores clasificaciones granulométricas. Si se interpretan, como así parece debido a las relaciones identificadas en las diferentes muestras dentro de cada testigo, como resultantes de un mismo proceso de sedimentación, es difícil que esta diferencia en la clasificación tenga un origen deposicional primario. Más bien parece que se trata de un problema relacionado con el muestreo.

La selección granulométrica de un sedimento que ha sido depositado por un flujo de energía progresivamente decreciente, quedará mejor definida cuanto más pequeño sea el espesor del intervalo de muestreo escogido. La existencia de muestras con una buena clasificación y muestras adyacentes en la que la clasificación obtenida es mala, en sedimentos que, por otra parte, no presentan discontinuidades sedimentarias, es un dato indicativo de que el muestreo puede estar introduciendo errores en el análisis granulométrico.

MEDIA - DESVIACION TIPICA

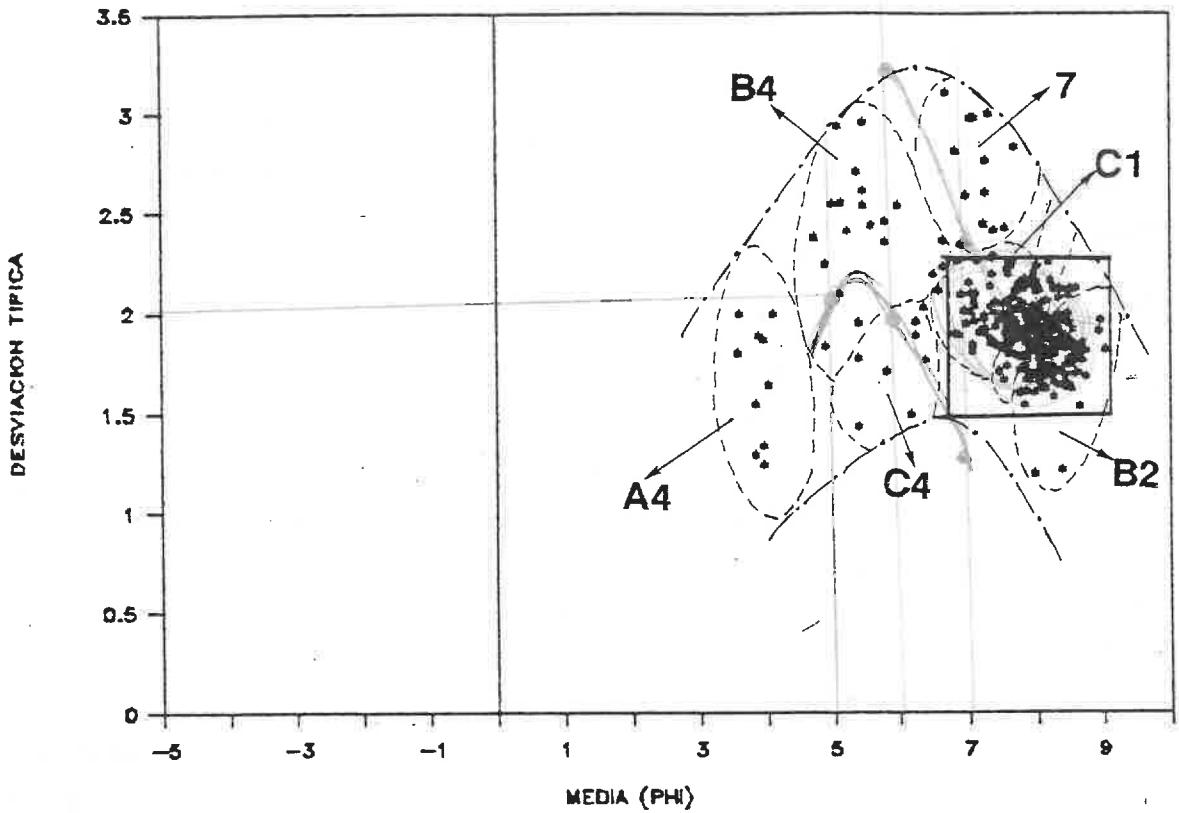


Fig. 6.3.7. Relación entre la media y la desviación típica para la totalidad de los sedimentos del talud. Esta representación permite una relativamente buena diferenciación entre los sedimentos más gruesos pertenecientes a las clases A4, B4, C4, y 7. La diferenciación entre los sedimentos finos es más problemática. En el recuadro se resalta el detalle que se recoge en la figura 6.3.8.

MEDIA-DESVIACION TIPICA

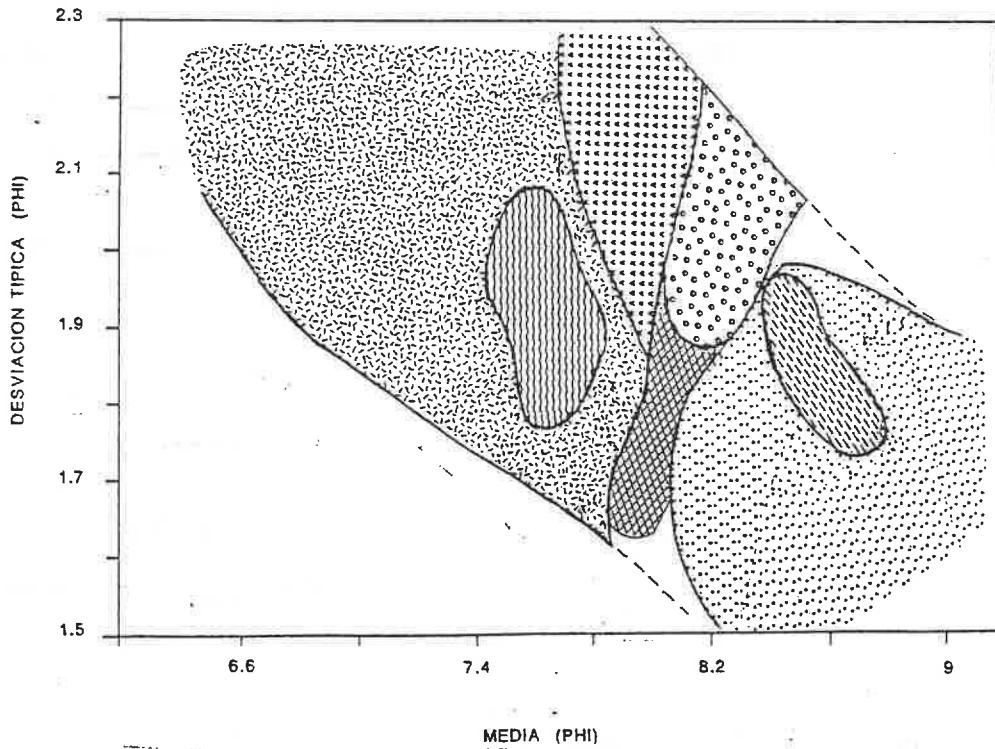


Fig. 6.3.8. Detalle de la relación entre la media y la desviación típica para los sedimentos fangosos del talud del Toro Ferialte diferenciados con facilidad entre los sedimentos de las clases C1 y 2. Relacionados con los de la clase C aparecen los lodos de las clases A1 y B1, y entre los de las clases C1 y 2 aparecen los sedimentos de las clases A3 y B3. Este gráfico permite establecer una relación entre los diversos sedimentos en función de la energía de medio deposicional, que disminuye desde la clase C1 a la B2.

LEYENDA

- | | | | | | | | | |
|----|--|--------------------|----|--|------------------------------|----|--|--------------------------|
| A1 | | Lodos de Prodelta | B2 | | Lodos Hemipelágicos Marrones | B3 | | Lodos de Talud Laminados |
| B1 | | Lodos Gravitativos | C2 | | Lodos Hemipelágicos Grises | C3 | | Lodos de Talud Masivos |
| C1 | | Lodos Turbidíticos | | | | | | |

La potencia de un intervalo turbidítico es función, entre otros factores, de la distalidad respecto al punto de origen de la corriente de turbidez, del tamaño medio de las partículas, de la duración del proceso y del volumen y concentración del flujo turbidítico (Middleton y Neal, 1989). En aquellos testigos en los que la selección granulométrica tiene lugar sobre intervalos de menor espesor que los muestreados, las variaciones existentes en algunos de estos parámetros podrán pasar desapercibidas. En muestras de una potencia homogénea sobre sedimentos turbidíticos, la selección es mejor cuanto más grueso es el material. Esto se traduce en valores de asimetría positiva más altos (el material más grueso que la media está mejor clasificado) y en valores más altos de la angulosidad (al existir mejor clasificación, un porcentaje más alto de la muestra se concentra alrededor de una clase de tamaño determinada). Un muestreo según intervalos regulares, puede estar enmascarando la selección de las arenas finas y los limos, frente a las arenas gruesas.

En el talud del Ebro, los valores de la desviación típica disminuyen hacia los extremos, tanto de las clases de arena como de fango; pero los valores más bajos se asocian con el material arenoso. El hecho de que tanto los sedimentos más gruesos como los más finos presenten una mejor clasificación, es indicativo de que en el talud del Ebro la selección granulométrica se produce, en las fracciones más gruesas por un lado, por pérdida progresiva de competencia de las corrientes de turbidez, y por otro lado, en las fracciones más finas por flujos de muy baja densidad y por sedimentación hemipelágica. La relación media-desviación típica (Fig. 6.3.7) es útil para delimitar las poblaciones de las arenas y limos frente a los sedimentos fangosos; pero la gráfica no permite la diferenciación dentro de los sedimentos más finos, debido a la gran densidad de muestras agrupadas en el rango de tamaño de grano de media entre 7 y 9 ϕ .

Si se atiende sólo a un detalle de la figura anterior, se observa cómo entre los sedimentos más finos (Fig. 6.3.8) pueden diferenciarse dos grupos bien definidos en los extremos, constituidos por los lodos de la clase C1 que, por la relación

que presentan en los diferentes testigos con los limos y arenas turbidíticas, se interpretan como depositados a partir de las corrientes de turbidez menos densas, y en el extremo contrario por los lodos de la clase 2, con media más alta, desviación típica menor y fracción arena de composición fundamentalmente planctónica, cuyo depósito se atribuye a sedimentación lenta, hemipelágica, a partir de la columna de agua. En el conjunto de los sedimentos fangosos, los lodos turbidíticos presentan valores generalmente más altos de desviación típica y media más baja, por su mayor contenido en limo.

Asimismo es posible diferenciar una pequeña agrupación, superpuesta a los lodos turbidíticos formada por muestras de fangos recuperados en el talud superior y pertenecientes a la clase A1. La superposición de ambos tipos de sedimento impide la diferenciación de los mismos desde el punto de vista de la tendencia central de su distribución granulométrica. Determinadas características del sedimento, así como la observación de perfiles sísmicos y la posición de los lodos de la clase A1 en el talud, permite relacionarlos con los deltas marginales, correspondientes al último mínimo eustático, identificados en perfiles sísmicos (Farrán, 1987; Farrán y Maldonado, 1989) y muestreadas en el borde de la plataforma del Ebro (IGME, 1986).

Entre los lodos turbidíticos y los hemipelágicos es aún posible la diferenciación de dos grupos de muestras. Por un lado permite la separación de los lodos de la clase B1, que forman uno de los límites superiores de la distribución de los lodos turbidíticos, con los que guardan cierta similitud textural. Por otro lado una estrecha franja formada por lodos de las clase B3 y C3, recuperados en el talud medio e inferior, con fracción arena de composición mixta terrígeno-biógena. Dentro de la distribución de los lodos hemipelágicos es aún posible la identificación de una agrupación formada por lodos de la clase 5, en cuya fracción arena existe un contenido algo mayor en componentes terrígenos que en los de la clase 2.

Características de la distribución granulométrica

Simetría

La simetría de la distribución granulométrica es un parámetro que hace referencia a la existencia de "colas" en la distribución, tanto de gruesos como de finos, y puede ser utilizada como un índice de la capacidad del agente de transporte para separar al sedimento en fracciones más o menos homogéneas, o de la existencia en un mismo sedimento de mezclas de diversas poblaciones, de origen posiblemente diferente. Valores altos de asimetría se interpretan como resultado de la mezcla de limo con los miembros finales de las poblaciones de arena y arcilla (Spencer, 1963; Thomas et al., 1972; 1973). Asimetrías positivas caracterizan la existencia de una cola de finos en la distribución, y asimetrías negativas son una consecuencia de la existencia de colas de material más grueso que la media.

En una gráfica media/asimetría de los sedimentos del talud del Ebro (Fig. 6.3.9), se aprecia un cambio en el signo de la asimetría y una tendencia discontinua al aumento de ésta, desde los lodos a las arenas turbidíticas. La mayor agrupación de muestras, formada por los los sedimentos fangosos, aparece en torno a valores de asimetría próximos a cero. En un detalle (Fig. 6.3.10) se reconocen relaciones similares a las observadas entre la media y la desviación típica, aunque las agrupaciones están menos claras. En estos sedimentos la asimetría positiva más alta se asocia a poblaciones limo-arcillosas, como a los lodos turbidíticos, lodos de prodelta, así como a los lodos muestreados en el talud medio, de fracción arena terrígena. Estos lodos presentan unas características texturales y composicionales próximas a los lodos turbidíticos; por estas características y por la componente terrígena de su fracción arena, se interpretan como lodos gravitativos, depositados por flujos turbios de relativamente alta densidad, que no han llegado a evolucionar a flujos turbidíticos.

MEDIA - ASIMETRIA

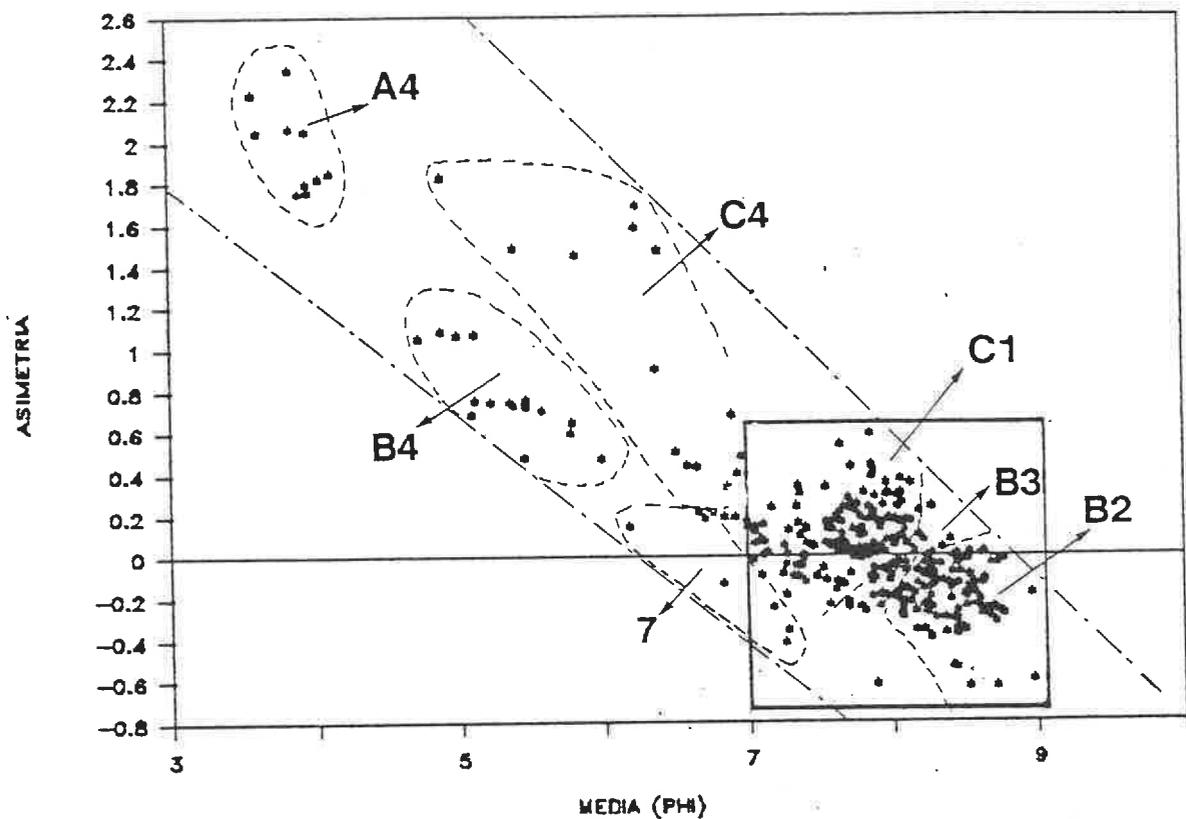


Fig. 6.3.9. Relación entre la media en phi y la asimetría para el conjunto de las muestras del talud del Ebro. Todas las muestras caen dentro de los sedimentos correspondientes al régimen de flujo bajo, y presentan una distribución típica, similar a la presentada por Sly et al. (1983). Las líneas de puntos agrupan las muestras pertenecientes a las clases A4, B4, C4 Y 7, el recuadro indica el detalle representado en la figura 6.3.10, con objeto de diferenciar entre los sedimentos finos.

MEDIA-ASIMETRIA

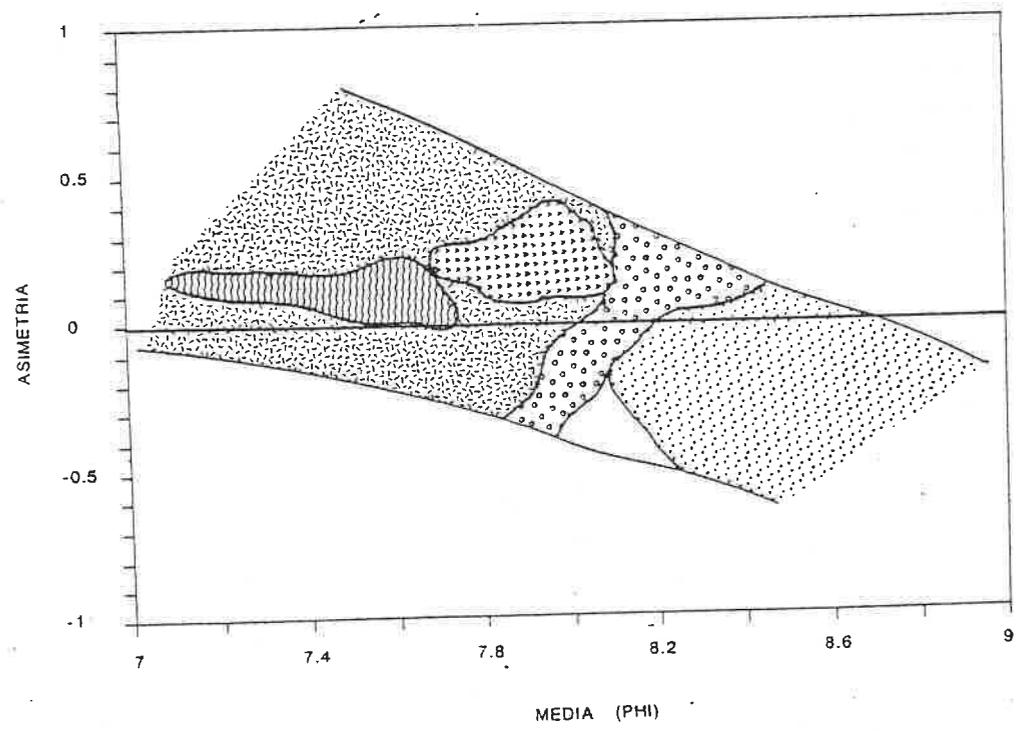


Fig. 6.3.10. Detalle de la figura anterior, en el que se representa la relación entre la media y la asimetría para los sedimentos fangosos del talud del Ebro. Se diferencia con claridad entre los sedimentos de las clases C1 y B2, correspondientes a los lodos turbidíticos y hemipelágicos respectivamente, y los de las clases B3 y C3, de características intermedias. Dentro de la distribución de los de la clase C1 aparecen los de las clases A1 y B1, difíciles de diferenciar de ellos mediante esta relación.

Valores negativos de asimetría son producidos por la presencia de cierta cantidad de limo (media 27%) en los lodos hemipelágicos, de textura predominantemente arcillosa, y son característicos de los fangos más limosos, con fracción arena de composición mixta, tanto del talud medio como del superior. La composición textural de estos lodos, intermedia entre la de los lodos turbidíticos y los hemipelágicos, nos permite identificarlos como lodos de talud, similares a los descritos por Maldonado y Canals (1982) en el margen continental Balear.

Clasificación del sedimento

La relación media-angulosidad es utilizada para comprobar la existencia en la distribución granulométrica de alguna fracción determinada, especialmente importante en términos cuantitativos, respecto a la tendencia central; la relación entre la angulosidad y otros parámetros puede dar una idea de la modalidad de la distribución. Ya se ha comentado que los sedimentos turbidíticos arenosos del talud inferior y el ascenso continental presentan los valores más bajos de la desviación típica; el hecho de que presenten además los valores más elevados de asimetría y angulosidad (Fig. 6.3.11), es debido a que estos sedimentos son claramente unimodales y presentan una buena clasificación, con muy poca cola de finos.

El resto de los sedimentos presenta dos claras poblaciones, mostrando una mezcla, en diferentes proporciones, de limos con arcillas o arenas, y una clasificación relativamente mala. La mejor clasificación que presentan los depósitos turbidíticos gruesos se explica debido a que su sedimentación es resultado de la disminución de competencia de transporte del flujo turbidítico. El hecho de que la selección granulométrica no sea tan clara en el caso de los finos puede ser debido a que en el momento de su sedimentación, las partículas de arcilla se encontraban formando agregados o pelets, de tamaño, y por tanto velocidad de sedimentación, similar a la de los limos, de los que no se han podido segregar totalmente.

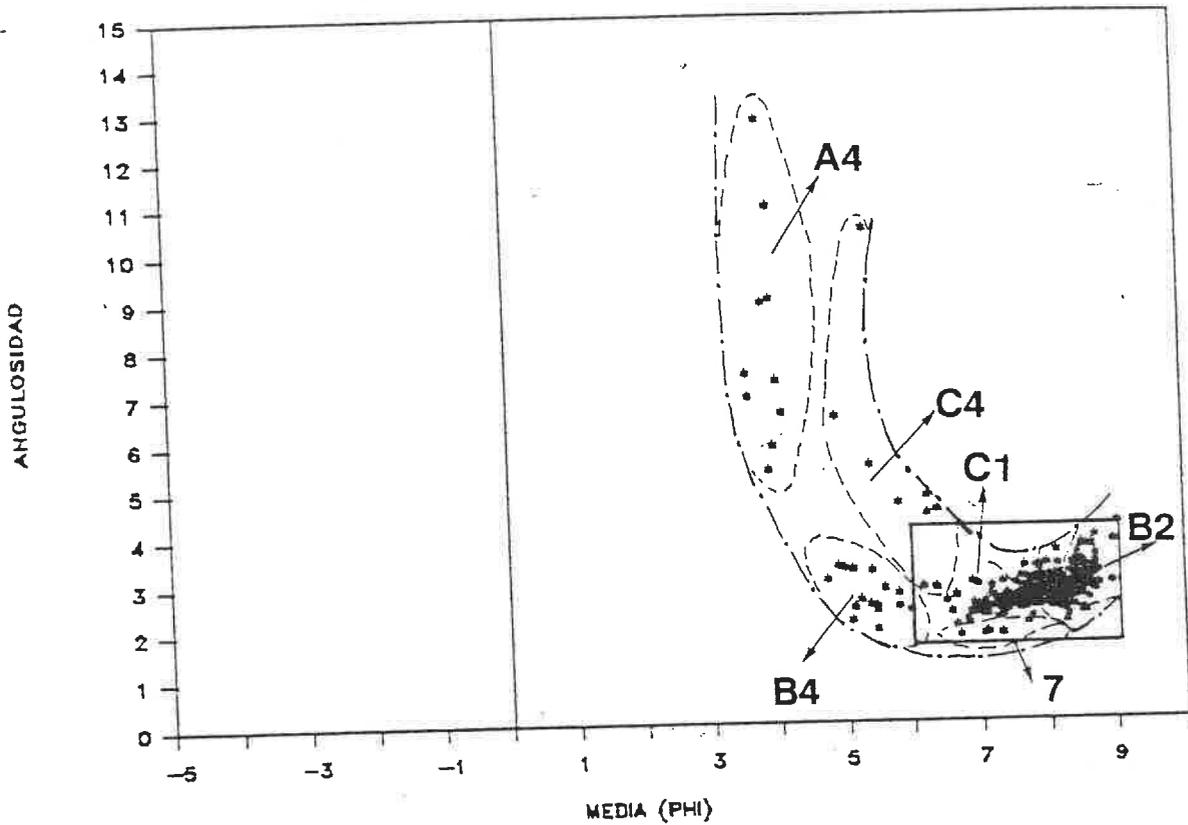


Fig. 6.3.11. Relación entre la media en phi y la angulosidad para el conjunto de las muestras del talud del Ebro. Las mayores angulosidades se dan para las arenas y limos turbidíticos, mientras que el conjunto de los fangos presenta valores muy próximos de angulosidad, ligeramente creciente hacia los lodos hemipelágicos. En el recuadro se resalta el detalle representado en la figura 6.3.12.

MEDIA-ANGULOSIDAD

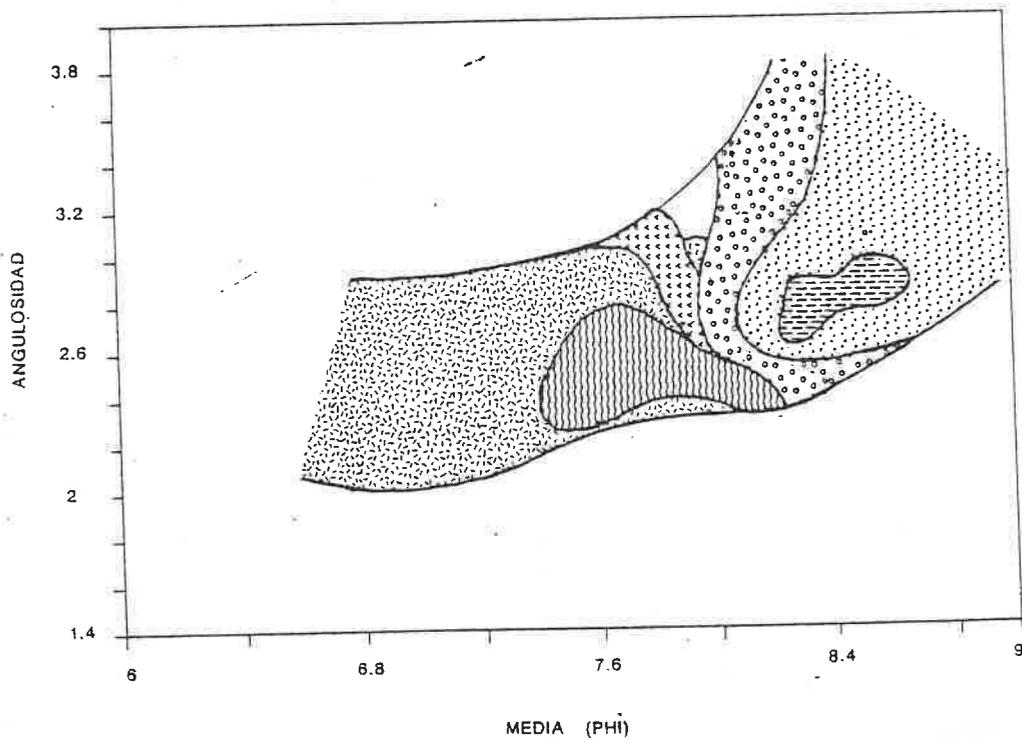


Fig. 6.3.12. Detalle de la relación media-angulosidad para los sedimentos fangosos del talud del Ebro. Se aprecia el aumento de angulosidad entre los lodos turbidíticos (clase C1) y los hemipelágicos (B2), con valores intermedios, en orden creciente, para los de prodelta, gravitativos, de talud y hemipelágicos grises.

En la relación media-angulosidad para los depósitos fangosos se identifica una tendencia general similar a la observada en la relación entre otros parámetros, apreciándose una variación continua desde los lodos turbidíticos a los hemipelágicos, con situaciones intermedias para los lodos gravitativos y los lodos de talud (Fig. 6.3.12). Sin embargo no está tan claramente delimitado el comportamiento de los tipos de sedimento intermedios. En la relación media-angulosidad no se observa un comportamiento tan homogéneo como respecto a otros parámetros granulométricos, apreciándose comportamientos muy distintos entre muestras que en otros casos se comportaban de un modo más homogéneo; al contrario, muestras que con respecto a otros parámetros quedaban relativamente bien diferenciadas, presentan ahora un comportamiento similar.

Las anomalías de comportamiento observadas en relación a los momentos más altos de la distribución granulométrica (asimetría y angulosidad) pueden ser debidas a pequeñas variaciones en alguno de los extremos de la distribución granulométrica, que proporcionan información de las colas de la distribución. En el valor calculado de la angulosidad puede influir de un modo definitivo la componente biógena de la fracción arena, ya que, al realizar el análisis por tamizado, una cierta cantidad de caparazones de organismos planctónicos de gran tamaño (forman las fracciones más gruesas en los depósitos hemipelágicos) es computada como fracción arena en función de su diámetro, cuando su comportamiento, por su lenta velocidad de sedimentación, correspondería al de un rango de partículas más finas. Este puede ser el origen de alguna de las anomalías detectadas respecto a los lodos hemipelágicos y de talud.

Clases granulométricas en el sedimento

Observando la relación existente entre la angulosidad y la desviación típica de la distribución en los sedimentos del talud del Ebro (Fig. 6.3.13), se aprecia la presencia de dos claras

DESVIACION TIPICA — ANGULOSIDAD

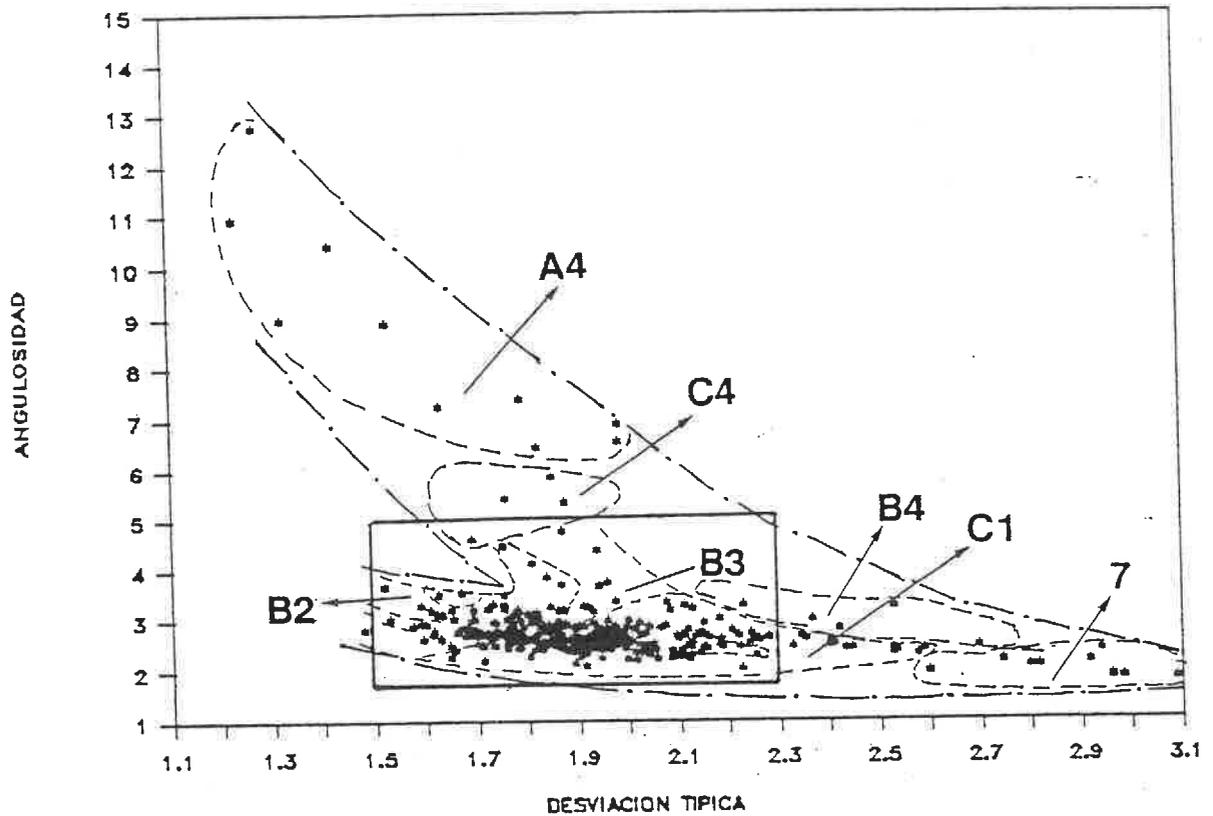


Fig. 6.3.13. Relación entre la desviación típica en phi y la angulosidad para el conjunto de los sedimentos del talud del Ebro. Se aprecian dos ramas: la superior formada por los sedimentos turbidíticos, con las arenas en el extremo superior izquierdo de la figura, con los valores más altos de angulosidad y más bajos de desviación típica, descendiendo gradualmente hacia la derecha de la figura hacia arenas con contenido creciente en limos y a limos turbidíticos. La rama inferior, de derecha a izquierda, está constituida por los sedimentos fangosos, que presentan poca variación en angulosidad, y aparecen representados en detalle en la figura 6.3.14.

DESVIACION TIPICA-ANGULOSIDAD

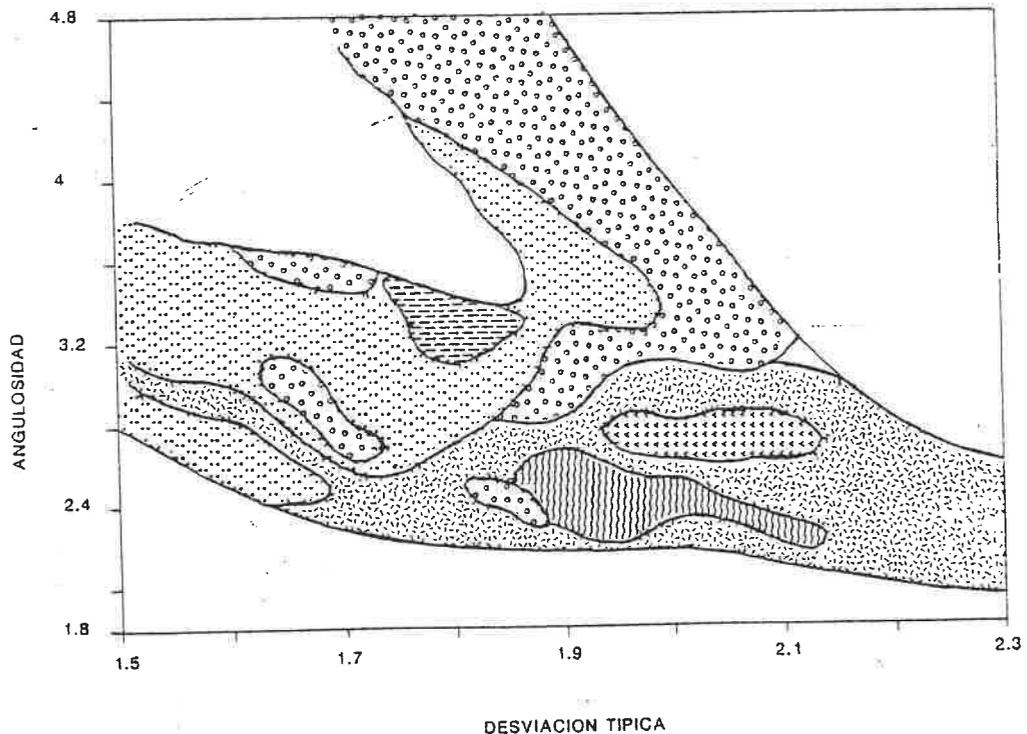


Fig. 6.3.14. Detalle de la relación entre la desviación típica y la angulosidad para los sedimentos fangosos del talud del Ebro. Refleja una distribución compleja de sedimento, que apenas permite establecer una diferenciación, para valores crecientes de desviación típica, entre los lodos hemipelágicos y los turbidíticos en la rama inferior, y en menor grado entre éstos y los lodos de talud.

tendencias que marcan la transición, por un lado entre arcillas con contenido creciente en limo hacia la derecha de la gráfica (rama inferior) y desde allí hacia las arenas, a la izquierda de la gráfica. Por otro lado la rama superior, representativa de las poblaciones de arena con los valores más altos de angulosidad en la parte superior izquierda, hacia las arenas con contenido creciente en limo y mezclas arena-limo-arcilla, con los valores más altos de desviación típica, en el extremo inferior derecho.

Los sedimentos con valores más altos de desviación típica y menor angulosidad, lo que implica una mala clasificación y la ausencia de una clara agrupación por tamaños alrededor de alguna fracción determinada, aparecen en los sedimentos de la clase 7 que recubren el talud superior. Esto, al igual que se observaba en la relación media-desviación típica, puede corroborar que en la génesis de los mismos han intervenido diferentes procesos y que una posterior homogeneización ha hecho desaparecer las características originales del depósito.

De nuevo los sedimentos limo-arcillosos (prodeltáicos-gravitativos-turbidíticos) forman una compacta agrupación, debido a su corto rango de variación en relación a la angulosidad de la distribución. En detalle (Fig. 6.3.14) se aprecia la suave tendencia a la disminución de la angulosidad, correspondiente a un aumento en la proporción de limo, entre los lodos hemipelágicos y los turbidíticos, sobre los cuales vuelven a aparecer superpuestas las poblaciones de lodos gravitativos y los lodos de prodelta. Aunque no tan claramente, se observa asimismo que los lodos de talud siguen un comportamiento inverso para valores de angulosidad mayores y menores que 3. Para angulosidades menores que 3, su comportamiento es similar al de los lodos hemipelágicos, mientras que para angulosidades progresivamente mayores disminuye el valor de la desviación típica, debido a la aparición de una clara población de limos.

Carácter de las colas de la distribución

La relación asimetría/angulosidad ha sido utilizada, especialmente en sedimentos lacustres, como medio de caracterizar las colas de distribuciones granulométricas, (Thomas et al., 1972; 1973; Damiani y Thomas, 1974; Sly; 1977), mostrándose como un método útil para describir distribuciones granulométricas no-normales (Sly et al., 1983). En determinados casos, la relación entre asimetría y angulosidad es útil para ilustrar la mejor clasificación para las partículas más gruesas en las secuencias turbidíticas, correspondiente a la disminución de energía de la corriente de turbidez.

Los sedimentos del talud del Ebro con valores más altos de angulosidad, como se ha visto ya, corresponden a las arenas y limos turbidíticos recuperados en la base del talud y el ascenso continental. Para los sedimentos finos (Fig. 6.3.15 y 16) se observa la transición entre los lodos turbidíticos y hemipelágicos, próxima a la asimetría cero, y una agrupación de los tipos de sedimento definidos, similar a la observada mediante otras relaciones granulométricas.

Para un mismo ambiente deposicional, Sly et al. (1983) trazan en esta misma gráfica unas curvas límite que representan a sedimentos cuyo tamaño de grano se aproxima al equilibrio con las condiciones hidráulicas. Dentro del régimen de baja energía las curvas límite sirven para diferenciar entre arenas, limos y arcillas depositadas de un modo selectivo a partir de suspensiones progresivamente menos densas. Las muestras que se sitúan próximas a las curvas límite representan a materiales cuya clasificación está controlada por la hidrodinámica ambiental. En muestras situadas lejos de las curvas límite, la clasificación ha sido limitada o modificada por otros factores de control, como el área fuente o de aporte, forma y composición de las partículas, o la mezcla de diferentes poblaciones en el sedimento (Sly et al., 1983).

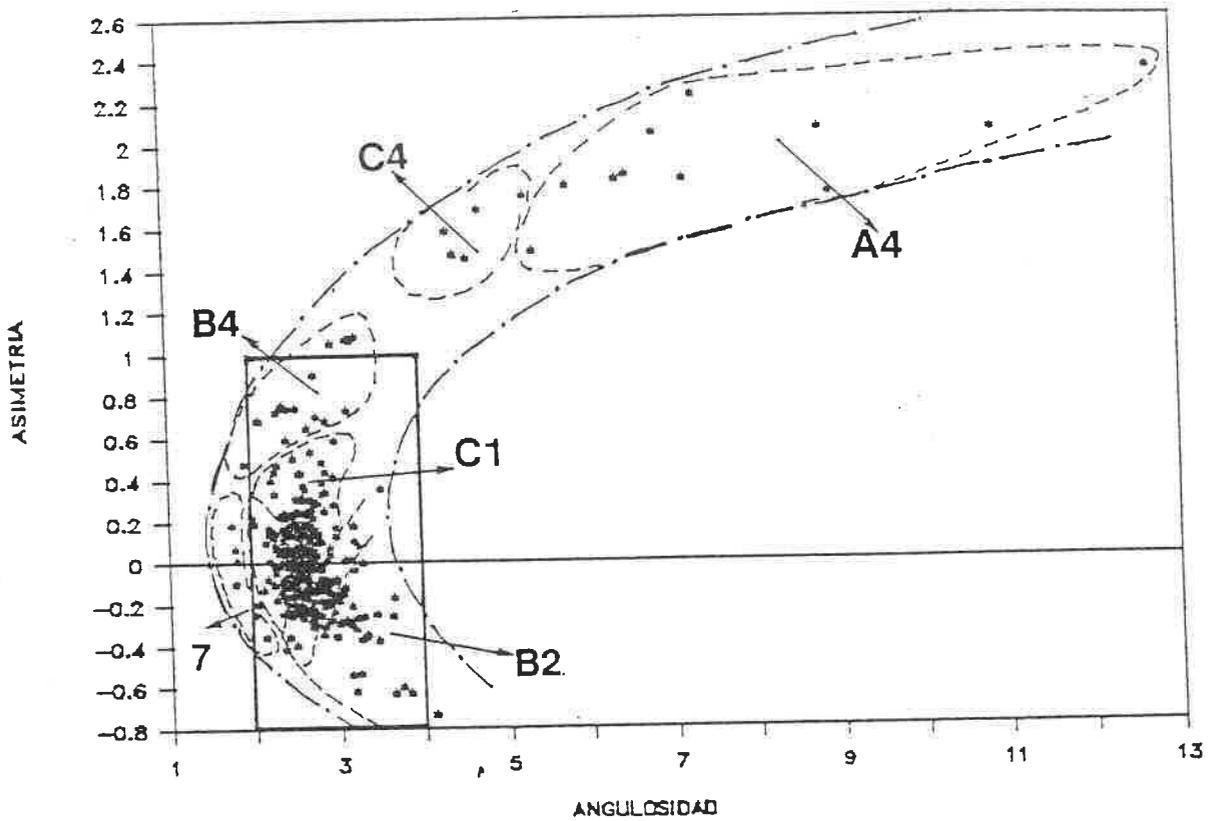


Fig. 6.3.15. Relación entre la asimetría y la angulosidad para la generalidad de los sedimentos del talud del Ebro. Presenta la forma típica de la distribución para los sedimentos de régimen de flujo bajo, con la rama más desarrollada, con un mayor rango de variación en la angulosidad, en el sector correspondiente a asimetrías positivas, constituido por los sedimentos turbidíticos. La relación existente entre los sedimentos finos aparece representada en la figura 6.3.16.

ANGULOSIDAD-ASIMETRIA

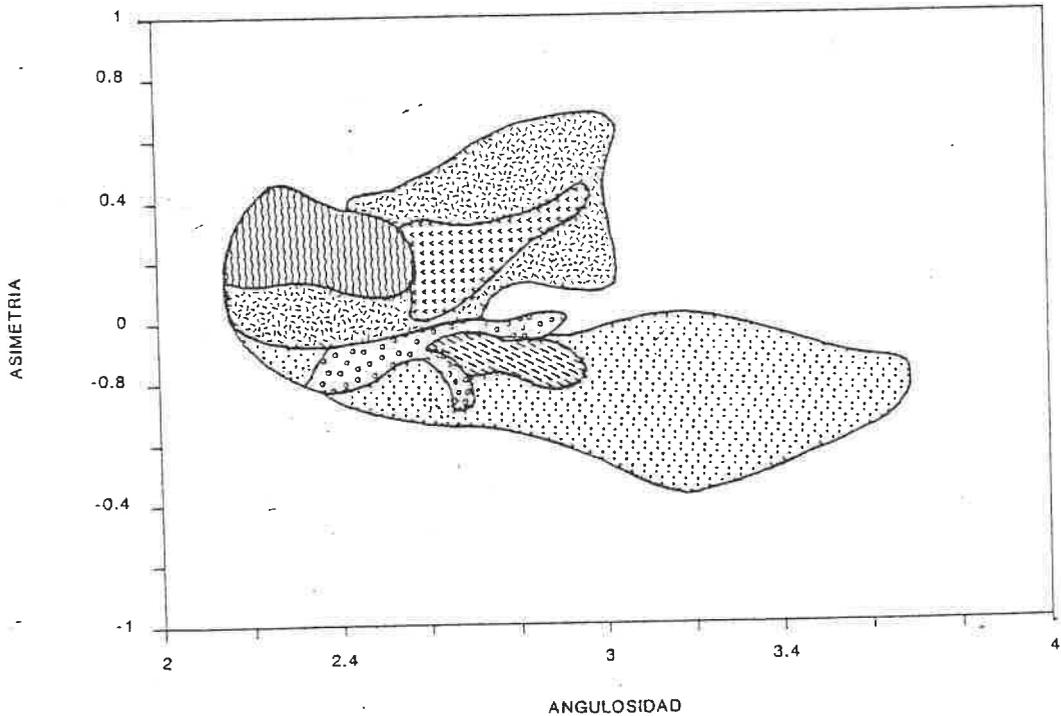


Fig. 6.3.16: Detalle de la relación entre la angulosidad y asimetría para los sedimentos fangosos del talud del Ebro. Permite establecer una diferenciación clara entre los depósitos resultantes de flujos de mayor densidad (turbidíticos, gravitativos y de prodelta) con asimetrías positivas, y los lodos de talud y hemipelágicos, con mayor influencia de suspensiones, en la rama correspondiente a las asimetrías negativas.

La baja diferenciación textural de los sedimentos analizados (textura limo-arcillosa principalmente, aunque en proporciones variables) hace difícil el establecimiento de las curvas límite para los mismos. No obstante, esta relación respecto de la selección granulométrica puede ser el motivo de que los sedimentos retrabajados del talud superior formen una población claramente identificable en el conjunto de las muestras analizadas.

Conclusiones del análisis granulométrico

La conclusión fundamental que podemos extraer es que el análisis de las relaciones existentes entre los parámetros sedimentológicos es útil para realizar una diferenciación entre los sedimentos más gruesos (arenas y limos) recuperados en el talud inferior y ascenso continental, procedentes de flujos turbidíticos de energía decreciente, y entre éstos, los sedimentos heterométricos muestreados en el talud superior y los sedimentos arcillosos procedentes de flujos y suspensiones menos densas. Estas relaciones se muestran menos resolutivas en la diferenciación entre los sedimentos fangosos. No obstante, un análisis detallado de las relaciones existentes entre las medidas de la tendencia central y el carácter de las colas de la distribución granulométrica (media-desviación típica-asimetría), han reflejado un comportamiento muy comparable entre diversos grupos de muestras, permitiendo la diferenciación de hasta seis tipos de sedimento.

De este modo se ha podido diferenciar fundamentalmente entre lodos turbidíticos y hemipelágicos, de los que en algún caso se han reconocido dos tipos diferentes. Entre ambos grupos, se han diferenciado, en ocasiones, hasta dos tipos de sedimento de características intermedias entre los turbidíticos y los hemipelágicos, identificados como lodos de talud, con características ligeramente diferentes. Ninguna relación, no obstante, se ha mostrado capaz de establecer diferencias claras entre los lodos turbidíticos y los lodos de prodelta muestreados

en el talud superior, y sólo la relación media-desviación típica ha permitido marcar un límite claro entre aquellos y los lodos gravitativos, de características intermedias entre los lodos de talud y los turbidíticos.

Pese a que suelen aparecer formando agrupaciones compactas, lo que indica un comportamiento homogéneo dentro del grupo, los lodos de prodelta aparecen siempre englobados, según sus propiedades granulométricas, por los lodos turbidíticos; algo parecido sucede con los lodos gravitativos, aunque éstos ya muestran una diferenciación algo más clara respecto de los turbidíticos.

Esta similitud en las propiedades granulométricas es debida a que los sedimentos típicos del talud continental son resultado de una serie continua de procesos de sedimentación, de la que sólo los términos finales son claramente diferenciables, existiendo una serie de tipos de sedimento intermedios en el que existe un balance entre diversos flujos gravitativos de diferente densidad (Maldonado y Canals, 1982), lo que da como resultado una variación continua en las características granulométricas del sedimento. Estos sedimentos deberán ser diferenciados en base a otras características, como la profundidad a la que aparecen, su color, estructuras sedimentarias primarias y secundarias, composición en detalle de la fracción arena...etc.

Una vez realizado este análisis textural, y volviendo a la clasificación obtenida originalmente en el tratamiento estadístico, se ha interpretado de nuevo el diagrama de clasificación Factor 1/Factor 2, en el que ahora sí se han diferenciado los tipos de sedimento identificados (Fig. 6.3.17). En la gráfica se observa que la rama de la derecha de la "V" invertida está constituida por las arenas y limos turbidíticos, que dan paso a sedimentos progresivamente más finos (menos limosos) como los lodos turbidíticos y de prodelta, que en la figura 6.3.3 aparecían superpuestos.

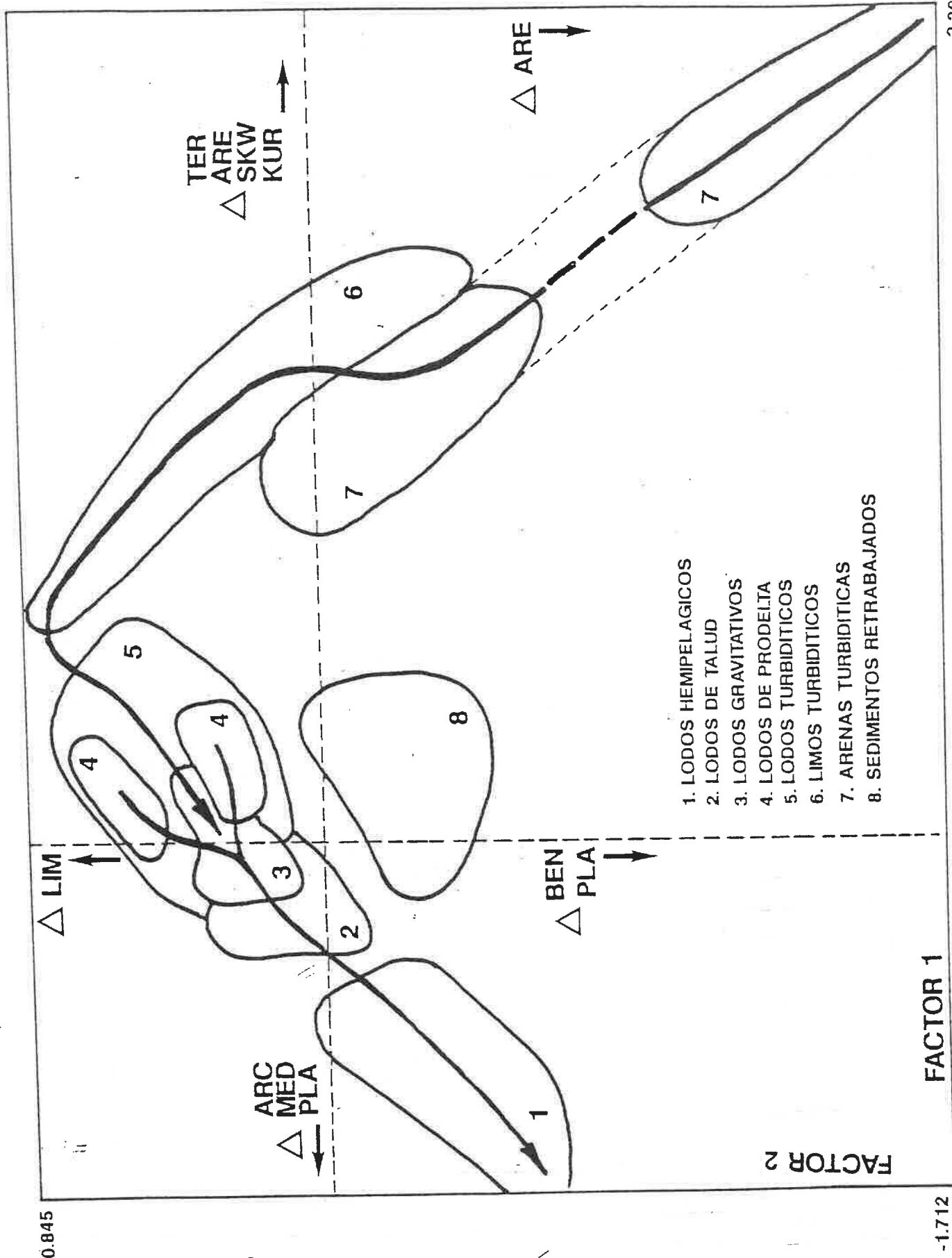


Fig. a.3.17. Representación en un diagrama binario Factor 1/Factor 2 de los principales tipos de sedimento identificadas en el talud del Ebro. Las flechas cortas indican el sentido de crecimiento de las diversas variables sedimentológicas. Las flechas continuas que atraviesan los diferentes tipos de sedimento indican la existencia de una gradación o disminución en la competencia o densidad del flujo responsable de cada tipo de sedimento.

Hacia la izquierda de los lodos turbidíticos y de prodelta, en la rama descendente de la "V" invertida, aparecen progresivamente los lodos gravitativos, lodos de talud y lodos hemipelágicos. En el centro de la distribución, sin relación aparente con el resto de los sedimentos analizados, aparecen los sedimentos retrabajados del talud superior. La distribución adoptada por los diferentes tipos de sedimento en esta figura permite asignarle un significado en parte genético, ya que puede establecerse una teórica relación entre los distintos tipos de sedimento, dentro de un proceso de disminución progresiva de densidad del flujo original.

Así, partiendo de los flujos turbidíticos más competentes, responsables de la sedimentación de arenas, se pasaría a los limos y lodos turbidíticos, para densidad del flujo decreciente. De éstos, o de los lodos de prodelta, se pasaría a flujos progresivamente de menor energía, en los que la intervención de las suspensiones hemipelágicas es cada vez más importante, para terminar en los sedimentos depositados exclusivamente por efecto de suspensiones. Sin relación con los anteriores aparecen los sedimentos retrabajados del talud superior, en cuya génesis han intervenido sin duda otro tipo de procesos.

En el siguiente apartado se va a hacer una descripción detallada de los diferentes tipos de sedimento diferenciados en el talud y ascenso continental superior del Ebro.

Tipos de sedimento existentes en el talud del Ebro

A partir de los resultados obtenidos en el tratamiento estadístico y del análisis granulométrico, junto con las propiedades observadas directamente en los testigos (color, potencia, composición de la fracción arena) y las estructuras sedimentarias observadas en radiografías de los mismos, se ha realizado una clasificación de los tipos de sedimento recuperados en el talud continental del Ebro. Siguiendo un criterio genético, los sedimentos recuperados en el talud del Ebro pueden

clasificarse dentro de dos grandes grupos: (1) sedimentos gravitativos, entre los que pueden, además, diferenciarse los sedimentos turbidíticos y (2) sedimentos asociados a suspensiones; esta división no es estricta, ya que existen tipos de sedimento con características intermedias entre ambos. No obstante, esta clasificación genética permite establecer las relaciones existentes entre los distintos tipos de sedimento, y definir los procesos activos en la evolución del talud continental.

Se han identificado los siguientes tipos de sedimentos:

Sedimentos asociados a suspensiones

Lodos hemipelágicos

Sedimentos gravitativos

Lodos de talud

Lodos gravitativos

Lodos de prodelta

Sedimentos retrabajados del talud superior

Sedimentos turbidíticos

Lodos turbidíticos

Limos turbidíticos

Arenas turbidíticas

I. SEDIMENTOS HEMIPELAGICOS

En el talud continental del Ebro, los depósitos hemipelágicos tienen una importancia hasta cierto punto secundaria frente a otros tipos de sedimento, excepto, tal vez, en el caso de los sedimentos más recientes. Esto es fundamentalmente debido al predominio en gran parte del talud de los procesos de sedimentación conducidos por la gravedad, de carácter esporádico pero intenso, sobre la sedimentación de tipo hemipelágico, de menor intensidad pero más continua en el tiempo. Este predominio se traduce en un efecto de enmascaramiento que sufren los depósitos derivados de suspensiones por la acción de flujos gravitativos o turbidíticos más densos, que atrapan a las partículas que se están sedimentando a través de la columna de

agua. Esto hace que en la mayoría de los casos el resultado sea un sedimento constituido por una mezcla, en diversas proporciones, de características hemipelágicas y gravitativas.

En la totalidad de los testigos del talud medio e inferior del Ebro, aparece un recubrimiento constituido por tres tipos de sedimentos hemipelágicos. Comenzando desde el techo de los testigos, este recubrimiento está formado por lodos siena, lodos grises y lodos marrones hemipelágicos.

Lodos hemipelágicos siena

Aparecen en niveles de color siena (10 YR 5/4), que no suelen superar los 4 cm de potencia. Presentan un aspecto masivo o laminación paralela, en este caso con láminas muy netas de color marrón oscuro. Estos lodos hemipelágicos, se caracterizan por un contenido en carbonato entre el 31-36%, aproximadamente un 2.5% de arena y un 26% de limo. La media es de 8.6 phi, y están pobremente clasificados (desviación típica entre 1.8 y 2 phi); la asimetría es siempre negativa, por lo que están mejor clasificadas las fracciones mas finas que la media, y su angulosidad es muy próxima a 3.

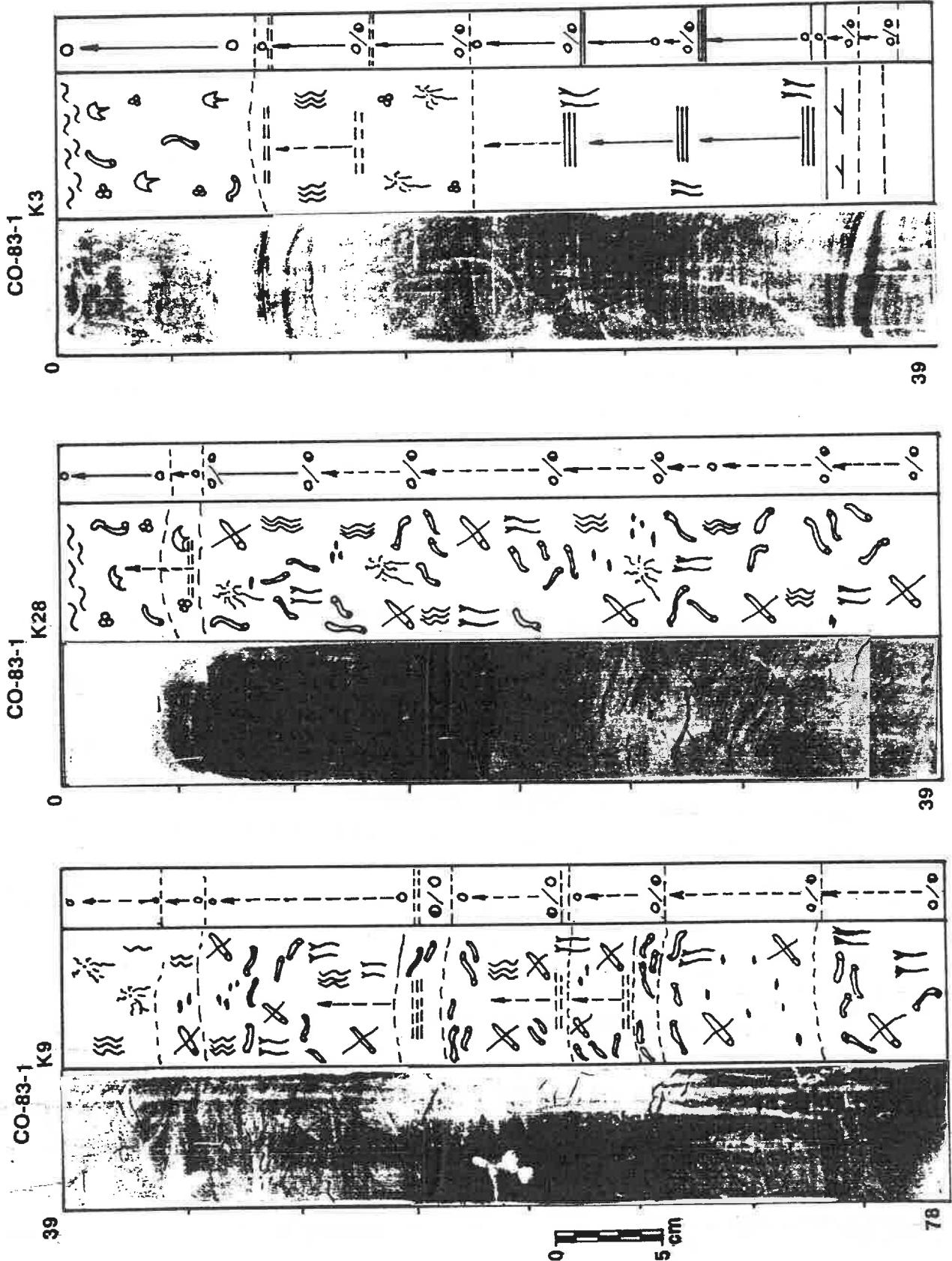
La fracción arena se caracteriza por una composición en la que los biógenos suponen cerca del 60%, mientras que los terrígenos alcanzan entre 30 y 45%. Entre los biógenos, los foraminíferos planctónicos son dominantes (31%), seguidos de los pterópodos (13%), con menor proporción para los foraminíferos bentónicos (6%) y otros biógenos (gasterópodos, bivalvos, ostrácodos...) en proporciones similares (<2%). Entre los terrígenos, el cuarzo y los minerales ligeros son dominantes, y en menores proporciones aparecen las micas (5%) y los agregados de composición piritica (2%).

Lodos hemipelágicos grises

A este tipo corresponden las muestras agrupadas en la clase 5; tienen unas características intermedias entre los lodos de

LODOS HEMPELAGICOS Y GRAVITATIVOS

Fig. 6.3.16. Radiografías (positivo), columna litológica e interpretación sedimentológica de tres secciones de testigos recuperados en el talud, correspondientes en su mayor parte a lodos gravitativos. El testigo K 3 está compuesto por lodos gravitativos finamente laminados; el K 9 muestra restos de laminación, mientras que el K 28 ha perdido todo el resto de la misma por efecto de la bioturbación. Los dos primeros muestran gran cantidad de burrows pirritizados y fragmentados, orientados paralelamente a la estratificación. A techo del K 28 y K 3 hay un recubrimiento de 5 y 10 cm respectivamente, constituido por lodos hemipelágicos bioturbados.



talud y los lodos hemipelágicos marrones. Aparecen bajo los lodos siena, formando un nivel de unos 10 cm de potencia, de aspecto masivo o bioturbado, y de color gris oliva (5 Y 4/1); aparecen también, en ocasiones, como finas láminas sobre los lodos turbidíticos.

Contienen entre 32 y 41% de carbonato, menos de 1.5% de arena, entre 24 y 35% de limo y entre 61 y 74% de arcilla. La media varía entre 7.5 y 8.4 phi; están pobremente clasificados (desviación típica entre 1.5 y 1.9 phi), presentan valores de asimetría siempre negativos (-0.1 a -0.3), y de angulosidad entre 2.1 y 3.0.

La composición de su fracción arena es predominantemente biógena (53-62%), estando formada casi exclusivamente por foraminíferos planctónicos bien preservados (49%) y pterópodos; presenta un 28-34% de terrígenos, predominantemente cuarzo y minerales ligeros (35%), aunque puede existir hasta un 10% de mica y un 2% de agregados piriticos.

Lodos hemipelágicos marrones

Son los lodos hemipelágicos más representados en el talud del Ebro, y agrupan muestras de la clase 2. Se presentan bajo los anteriores, formando un recubrimiento de entre 30-50 cm sobre los lodos gravitativos y lodos turbidíticos en el talud medio e inferior (Fig. 6.3.18). En la zona sur del talud, fuera de la influencia de los mayores cañones, llegan a formar la totalidad de alguno de los testigos, habiéndose recuperado hasta 2 m de sedimento. Son lodos de aspecto masivo, de color marrón amarillento (10 YR 6/2), muy bioturbados.

Texturalmente son bastante similares a los anteriores; se caracterizan por un contenido relativamente variable en carbonato (29-41%), observándose una cierta correlación entre los mayores porcentajes en carbonato y un ligero aumento en el contenido en arena (0.7-4%). El limo se presenta entre el 19 y el 32%; la arcilla entre 60-80%; están pobremente clasificados (desviación

típica entre 1.5 y 1.9); su asimetría es siempre negativa, y la angulosidad varía entre 3.4 y 4.1. La arena es de composición biógena, y está formada principalmente por foraminíferos planctónicos y pterópodos (50-76%); la fracción terrígena (16 a 45%) se compone de cuarzo (12-30%), micas (5-8%) y agregados de composición pirítica (1-3%).

En radiografías (Fig. 6.3.18) el aspecto de los lodos hemipelágicos supone un fuerte contraste en relación al resto de los sedimentos a los que recubren, fundamentalmente debido a que por su porosidad y elevado contenido en agua, presentan una gran facilidad para ser atravesados por los rayos X, por lo que en el positivo de las placas radiográficas aparecen con una respuesta difusa, en tonos muy claros. De techo a muro de la secuencia puede, en algún caso, observarse una débil laminación horizontal; no existen otras estructuras sedimentarias de origen primario, por lo que el aspecto del recubrimiento es generalmente masivo; el contacto basal del recubrimiento hemipelágico, respecto del sedimento infrayacente, es difuso en la mayor parte de los testigos recuperados.

II. SEDIMENTOS GRAVITATIVOS

Bajo este nombre se han agrupado aquellos originados por acción de flujos conducidos por acción de la gravedad, que pueden transportar materiales detríticos a través de largas distancias, siempre que exista un gradiente (de posición o densidad) convertible en energía cinética susceptible de ser transmitida a las partículas (Middleton y Hampton, 1976). Dentro de los mismos se han distinguido dos grupos principales:

Lodos de talud

Incluyen muestras pertenecientes a las subclases B3 y C3. Son fangos de color gris oliva luminoso (5 Y 5/2), masivos, con acumulaciones de monosulfuros de tamaño centimétrico aisladas o en niveles discretos. Aparecen tanto en el talud medio como en el

inferior a profundidades entre 550 y 1087 metros, formando niveles entre 20 y 150 cm de potencia, nunca próximos a la superficie de los testigos. Se han recuperado también en la parte alta de testigos del ascenso continental, hasta profundidades de 1300 m, en especial en la zona central del talud excavada por cañones submarinos.

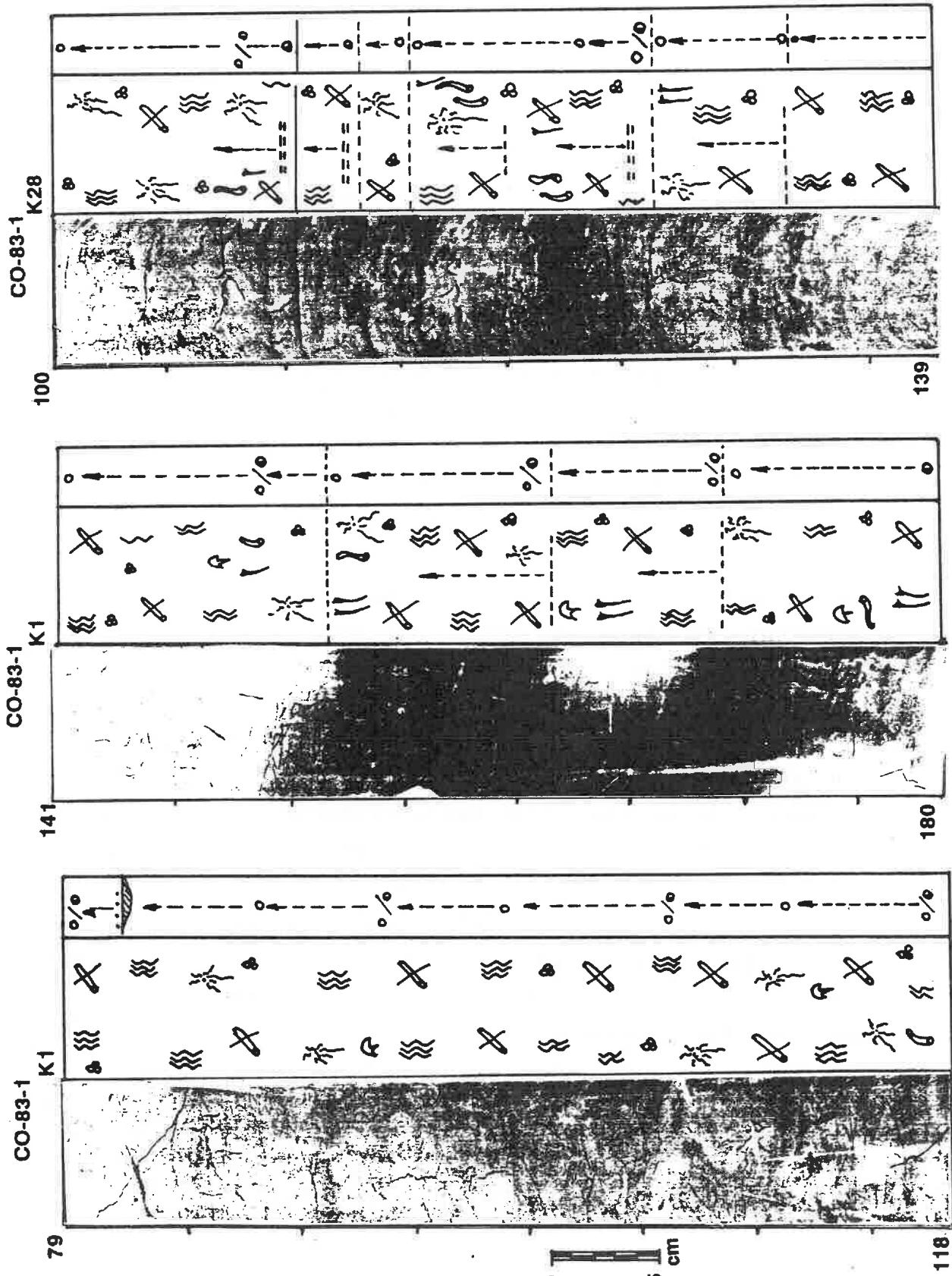
Se caracterizan por su contenido relativamente alto en carbonato (37%), proporción variable, aunque alta, de limo (25-43%), lo que se traduce en un amplio rango de variación de la media, entre 6.2 y 8.5 phi. Son sedimentos mal clasificados (desviación típica de 1.5 a 2.1 phi), con valores positivos y negativos de la asimetría (-0.3 a 1.6), y angulosidad entre 2.3 y 4.7.

La fracción arena es de composición mixta terrígeno-biógena, y en ella existe un ligero predominio de los componentes terrígenos (42 a 72%) frente a los biógenos (27 a 57%). Entre los terrígenos, el cuarzo y los minerales ligeros constituyen hasta el 51% del total de la arena, mientras que la mica puede alcanzar el 11% y los agregados piríticos aparecen en pequeña cantidad (2 a 6%). Los caparazones de foraminíferos planctónicos prácticamente suponen el 90% del total de los biógenos, y presentan un regular grado de conservación (25 a 38% de caparazones rotos).

En radiografías estos sedimentos presentan por lo general una apariencia masiva (Fig. 6.3.19); en algún testigo, no obstante, se reconoce una estratificación muy difusa, en la que las estructuras primarias aparecen destruidas por una bioturbación extendida, representada por unos filamentos finos y subhorizontales ("mycellium"), en ocasiones reemplazados por pirita. En estudios previos (Baraza, 1988) estos sedimentos han sido agrupados, desde un punto de vista restrictivo, junto con los lodos gravitativos.

LODOS DE TALUD

Fig. 6.3.19. Radiografías (positiva), columna litológica e interpretación sedimentológica de tres secciones de testigos recuperados en el talud, correspondientes en su mayor parte a lodos de talud. Las tres secciones presentan un aspecto similar en el que destaca la gran homogeneidad del sedimento, la ausencia casi general de estratificación debido a la bioturbación, aunque quedan restos de ella en el K 28, y la presencia de unos finos filamentos ("mycelium"), producto de la bioturbación. Se observa un menor número de burrows pirritizados, especialmente en el K 28.



Lodos gravitativos

Son resultado del efecto combinado de la actividad de flujos en masa de diversa densidad y de la sedimentación de material en suspensión en la columna de agua. El predominio de uno y otro tipo de procesos vendrá condicionado fundamentalmente por: a) la pendiente del talud, que define el gradiente energético necesario para iniciar y conducir el movimiento en masa; b) la productividad primaria existente, que controlará el aporte de material biógeno al sedimento; y c) los aportes de origen continental, que se traducirán en un mayor o menor efecto de enmascaramiento de los componentes biógenos.

Se han diferenciado dos tipos de lodos gravitativos, en función principalmente de las estructuras sedimentarias reconocidas a partir de radiografías (Fig. 6.3.18):

Lodos laminados

En ellos se incluyen muestras pertenecientes a la subclase B1. Solo han sido recuperados en dos testigos del talud medio (TG 12, K 3), a 447 y 680 m de profundidad; el primero al sur del cañón de Oropesa, en la zona menos excavada por cañones submarinos, y el segundo en las proximidades del eje, al sur del cañón de Benicarló. Muestran una fina laminación de color caracterizada por la alternancia de láminas milimétricas a centimétricas de fangos gris oliva (10 Y 4/2), marrón verdoso (5 Y 5/6) y marrón claro (5 Y 6/4), la máxima longitud recuperada ha sido de 125 cm.

Texturalmente están constituidos por arcillas (56%) con un bajo contenido en carbonato (30%), una importante proporción de limo (42%) y muy poca arena (1.5%); la media es muy próxima a 8 phi, y están pobremente seleccionados (desviación típica entre 1.78 y 2.09 phi). La asimetría es siempre positiva (0.16 a 0.40), por lo que es más pobre la clasificación de la fracción más fina que la media, y la angulosidad varía entre 2.6 y 2.96.

La fracción arena está compuesta prácticamente en su totalidad por terrígenos (83 - 96%), y entre ellos por cuarzo y minerales ligeros (60-70%) y mica (10-20%). Los agregados piríticos pueden suponer entre un 10 y un 20% del total de la arena. La proporción de biógenos aumenta hacia el techo de los testigos (4 - 16%), en los que se pasa de un ligero predominio de la componente bentónica en la parte inferior del testigo, a un mayor contenido planctónico hacia el techo, a lo largo de los testigos predominan los caparazones enteros sobre los rotos.

En radiografías se observa una laminación horizontal muy fina, de escala centimétrica a milimétrica y en ocasiones laminación cruzada de bajo ángulo (Fig. 6.3.18); esta característica hace que se les relacione con procesos dominados por corrientes. Apenas se reconoce en ellos la presencia de bioturbación, excepto en niveles muy delgados, especialmente al techo de los testigos.

Feldhausen et al. (1981) relacionan la formación de fangos laminados en el talud del surco Helénico en respuesta a cambios en los modelos de circulación de masas de agua a escala de cuenca, relacionados con fluctuaciones climáticas. No obstante, el gran contenido en limo y el predominio de terrígenos en la fracción arena en los lodos laminados del talud del Ebro, sugiere una relación de éstos con aportes de origen continental.

Lodos debilmente laminados

Este tipo de sedimento incluye muestras agrupadas bajo la clase 6 y también bajo la B1, pero que muestran suficientes diferencias con los anteriores como para crear un tipo diferente de sedimento respecto a ellos. Son fangos de color marrón verde moderado (5 Y 4/4), aspecto masivo, y con un moteado de monosulfuros dispersos de muy pequeño tamaño, que esporádicamente se presentan con mayor tamaño formando acumulaciones centimétricas. Forman la totalidad de testigos recuperados en el

talud medio a profundidades entre 540 y 650 metros, y la parte superior de testigos recuperados en el talud inferior, a profundidades hasta 960 m. Se han recuperado secciones de los mismos de hasta 180 cm.

Texturalmente son prácticamente idénticos a los lodos gravitativos laminados; presentan un contenido algo mayor que aquellos en carbonato (35%) y arena (3%), en la cual los componentes terrígenos, entre los que destacan el cuarzo y los minerales ligeros, siguen siendo dominantes (60-94%); puede existir, además, entre un 10-20% de mica y un 5-7% de pirita. Además de los terrígenos, en la fracción arena hay hasta un 22% de biógenos planctónicos y un 6% de no planctónicos. Los porcentajes de foraminíferos planctónicos rotos y enteros son muy similares.

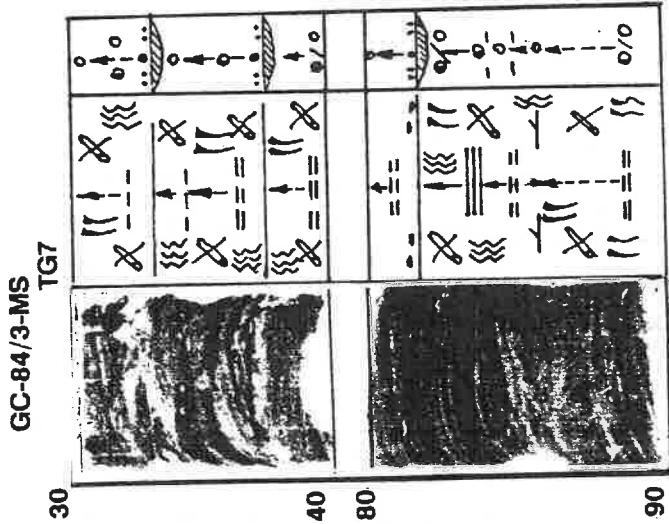
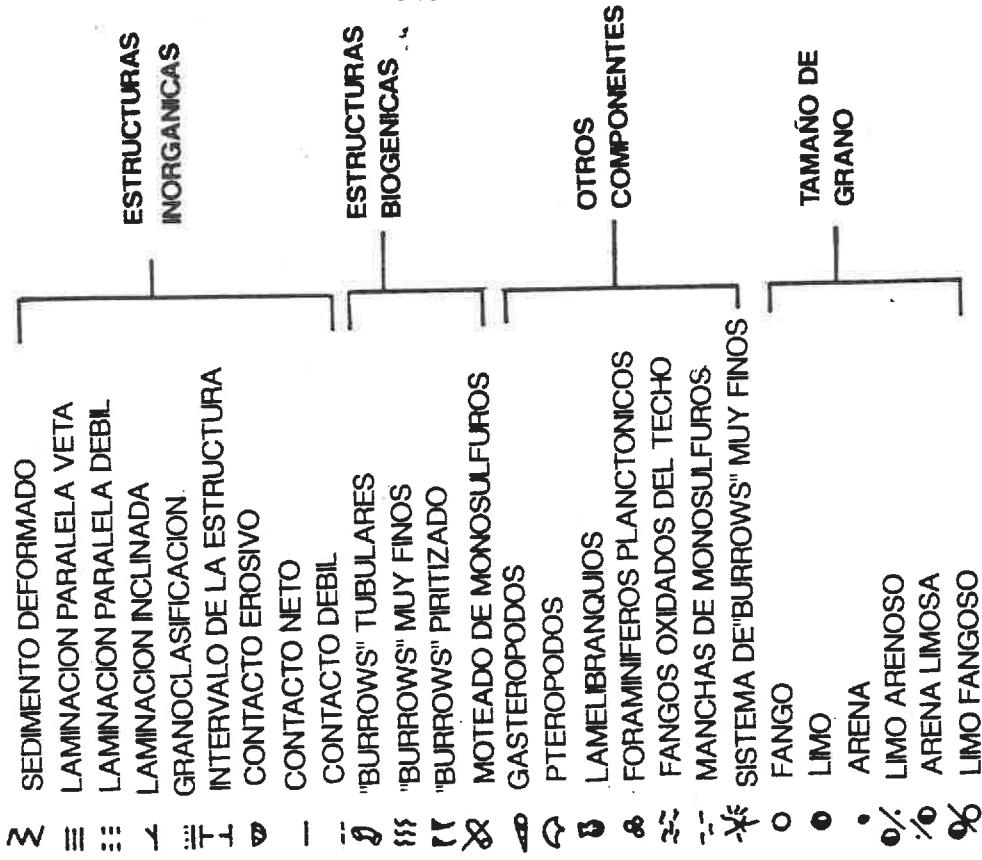
En las radiografías de los mismos (Fig. 6.3.18), se aprecian diferentes estadios de conservación de la laminación original, destruida en mayor o menor grado por efecto de la bioturbación; se distinguen asimismo, pequeñas acumulaciones de monosulfuros, asociadas a niveles de limos. Se observan gran cantidad de burrows distribuidos de forma dispersa por el sedimento, muchos de ellos reemplazados autigenicamente por pirita, los cuales suelen aparecer rotos y dispuestos en niveles horizontales paralelamente a la estratificación.

Los lodos laminados se han recuperado al sur del eje del cañón de Benicarló, de pendiente bastante alta, mientras que los lodos sin laminación se han muestreado en las zonas de intercañón de Peñíscola, Marta e Hirta (Alonso, 1986), más al sur, donde las pendientes pueden superar los 7° (Alonso, 1986).

Arcillas y limos de prodelta

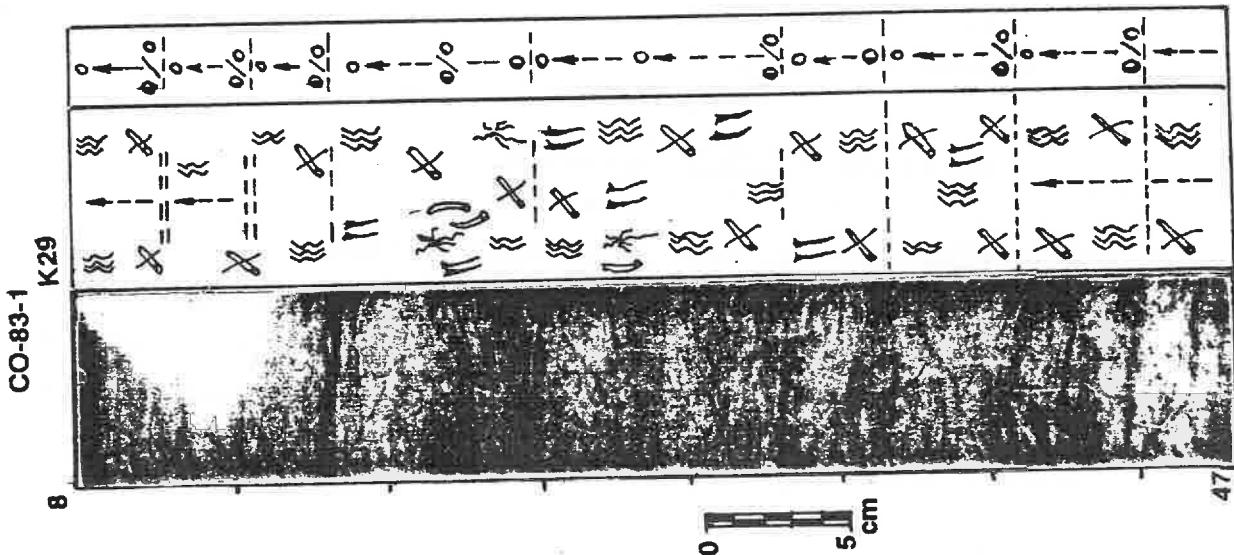
Incluyen a las muestras agrupadas en la subclase A1. Aparecen en el talud superior, donde se han muestreado hasta los 290 m de profundidad, por debajo de un nivel muy desigual de sedimentos heterométricos y de composición variada. Están

LEYENDA



LODOS DE PRODELTA

Fig. 6.3.20. Remocorrias (positivo), columna litológica e interpretación sedimentológica de dos secciones de sedimentos recuperados en el talud, correspondientes a lodos de prodelta. Ambas muestran un aspecto diferente: mientras el K 29 aparece muy homogeneizado por la bioturbación, el Tg 7 presenta laminación paralela y cruzada muy netas, resaltadas por y niveles limo-arenosos. Ambos presentan burrows pirritizados y un extendido moteado de monosulfuros. Se incluye la leyenda correspondiente a las figuras comprendidas entre la 6.3.18 y la 6.3.22.



constituídos por fangos de color gris oliva (10 Y 4/2) o marrón verdoso (5 Y 4/4) con un característico moteado negro formado por monosulfuros, que pueden llegar a formar acumulaciones de varios centímetros de espesor y aparecen dispersos o densamente acumulados en niveles subhorizontales a lo largo del testigo. En algunos testigos los monosulfuros forman láminas horizontales de color gris oscuro o negro, de espesor milimétrico, o aparecen en capas discretas, de mayor espesor y contornos irregulares.

Texturalmente son arcillas limosas o limos arcillosos (39 a 55% limo), con un bajo, aunque variable, porcentaje de arena (0.6-12%) y con un contenido en carbonato entre 28-39%. Presentan una media de 7.6 phi y una mala clasificación granulométrica (desviación típica: 1.9 phi); la asimetría es siempre baja y de signo positivo, y la angulosidad presenta una media de 2.5. En uno de los testigos (TG-7), aparecen intercaladas unas finas pasadas granodecrescentes de arenas y limos, con base erosiva muy neta.

La fracción arena es fundamentalmente terrígena (95%), con baja proporción de organismos planctónicos (3.2%) y no planctónicos (1.6%). Entre los terrígenos predominan el cuarzo y los minerales ligeros (60-80%), pero aparecen importantes proporciones de mica (9-30%) y de minerales autigénicos de composición pirítica (10-38% de la fracción mayor de 50 μm). Estos aparecen, al igual que en el resto de los testigos descritos hasta ahora, como moldes internos de foraminíferos planctónicos o reemplazando burrows y presentan entonces formas cilíndricas alargadas o irregulares, alcanzando en algún caso varios milímetros de longitud.

Existe una cierta variabilidad regional en el aspecto de las arcillas y limos de prodelta. En la zona central del talud estos lodos presentan un aspecto masivo, con gran cantidad de monosulfuros, dispersos y en ocasiones formando niveles decimétricos intercalados entre los fangos grises. En radiografías (Fig. 6.3.20) se observa la existencia de niveles con laminación difusa, posiblemente destruida por efecto de la la

bioturbación, intercalados entre tramos masivos, en los que las estructuras primarias han sido totalmente destruidas. Asimismo se observan burrows y foraminíferos reemplazados por pirita.

Más hacia el sur estos sedimentos adoptan un aspecto masivo y los monosulfuros aparecen dispersos y con menor tamaño. Finalmente, en el testigo recuperado más al sur de la zona estudiada, presentan una laminación muy clara de escala milimétrica a centimétrica, resaltada por la presencia de niveles ricos en monosulfuros, que les confiere un aspecto varvado. En radiografías (Fig. 6.3.20) se observa el diferente grado de conservación de la laminación, que en algún testigo prácticamente ha desaparecido por completo y sólo aparece resaltada por niveles de limos con acumulaciones de monosulfuros. En otros testigos, en cambio, se aprecia vclaramente que esta laminación puede ser oblicua de bajo ángulo o paralela, y no se aprecia el efecto de la bioturbación, que queda restringida a niveles aislados.

En los niveles con laminación se observan secuencias formadas por niveles limosos con monosulfuros, fangos grises con monosulfuros, y fangos marrón claro (5 Y 5/6) a techo, que en ocasiones pueden faltar. Estas secuencias pueden tener entre 1 y 3 cm de espesor. En esta zona del talud, los fangos laminados se intercalan con algunas pasadas finas de limos y arenas limosas con granoclasificación y contacto basal neto y erosivo, de desarrollo muy local. La existencia local de laminación puede ser debida a variaciones en el régimen de aportes detríticos gruesos y en la energía del flujo, controlados a su vez por variaciones climáticas o estacionales.

Estos sedimentos han sido interpretados previamente como pertenecientes a deltas marginales edificados sobre el borde de la plataforma durante el mínimo eustático (Baraza, 1988). Depósitos de características generales similares a estos sedimentos, han sido recuperados en la plataforma externa y el talud superior del Nilo (Maldonado y Stanley, 1978).

Sedimentos retrabajados del talud superior

Son sedimentos con poca representación, pero que se caracterizan por constituir una importante discontinuidad sobre los sedimentos dominantes en el talud superior. Han aparecido formando un delgado recubrimiento en los cuatro testigos recuperados en el talud superior, entre 212 y 290 metros de profundidad. Incluyen a las muestras agrupadas en la clase 7, compuestas por sedimentos con una relativa variabilidad textural, entre los que se han distinguido dos tipos principales.

El primer tipo aparece en el testigo TG-10, como un nivel relativamente potente (60 cm) de sedimentos limo-arenosos (20-37% arena, 24-40% limo), de color siena tostado (10 YR 4/2). En el mismo se identifican, a grandes rasgos, una o dos secuencias granocrecientes recubierta por otra granodecreciente hacia techo. Aparte de esta granoselección, no se observa otro tipo de estructuras sedimentarias, y el contacto basal del conjunto es muy neto y de carácter erosivo.

El contenido en carbonato oscila entre el 28 y 37%, y la media entre 6.7 y 7.7 phi; son sedimentos muy mal clasificados (desviación típica entre 2.5-3 phi) con asimetría positiva, próxima a cero (entre 0.05 y 0.17) en la base de la secuencia, y negativa hacia el techo (-0.2). La angulosidad varía entre 1.7 y 2.2 siendo más baja hacia el techo.

La fracción arena es de composición progresivamente menos terrígena desde la base (77%) hacia el techo de la secuencia (61%), y con porcentajes crecientes de organismos planctónicos (17-28%) y no planctónicos (5.6-11%) hacia el techo. Entre los terrígenos son dominantes el cuarzo y los minerales ligeros (53-67% arena), con menores proporciones de mica (4-7%), y muy pocos minerales autógenicos (pirita y glauconita). La componente biógena consiste en un 24 a 30% de foraminíferos planctónicos, enteros y fragmentados, y pterópodos, un 10% de foraminíferos bentónicos y hasta un 5% de bivalvos, gasterópodos, espículas de

equínido...etc. Restos de estos organismos aparecen también en pequeñas acumulaciones lenticulares, dispersas, de arenas bioclásticas.

El segundo tipo de sedimento aparece en un mayor número de testigos, (E-11, K-29, TG-7), en forma de delgados niveles de color siena (10 YR 5/4), de desigual potencia (2-10 cm), en el techo de los testigos del talud superior. El contacto basal es siempre neto, de carácter erosivo, y muestran acumulaciones arenosas de grano grueso, compuestas principalmente de fragmentos de moluscos, foraminíferos bentónicos y equinodermos, de contornos irregulares y posiblemente originadas por la acumulación de detritus producida por efecto de la bioturbación.

Este segundo tipo de sedimento está formado por arcillas limosas (23-36% limo) con cierto contenido en arena (14%) y con un 37% de carbonato. Son sedimentos mal clasificados, con asimetría siempre negativa (-0.1 a -0.3); angulosidad media de 2.5. La fracción arenosa es de composición variada, desde predominantemente terrígena (74%), en la que predominan el cuarzo y los minerales ligeros, a composición mixta (53% terrígenos, 32% planctónicos, 15% no planctónicos) en la que desciende el porcentaje de minerales ligeros (6%) y aumentan la mica (6%) y los minerales autigénicos (5%).

Es difícil establecer una relación genética entre estos sedimentos y los anteriores, pero han sido incluidos en el mismo grupo porque ambos implican un retrabajamiento de depósitos del borde de la plataforma y un corto transporte talud abajo, por flujos presumiblemente gravitativos. Además aparecen en un área deposicional similar y formando un recubrimiento superficial sobre un área de reducida amplitud. Estos sedimentos han sido descritos con anterioridad (Baraza, 1987) como sedimentos de derrame de la plataforma. El primer tipo guarda cierta similitud con las arenas de derrame de borde de plataforma descritas por Maldonado y Canals (1982) en el margen continental Balear, de las que se diferencian por presentar una textura más limosa, peor clasificación y asimetría mas baja.

Ambos tienen relación con los procesos desarrollados durante la última transgresión y están genéticamente relacionados con los niveles de arenas identificados a todo lo largo de la plataforma externa del Ebro (IGME, 1986), por lo que pueden calificarse como sedimentos transgresivos en origen.

III. DEPOSITOS TURBIDITICOS

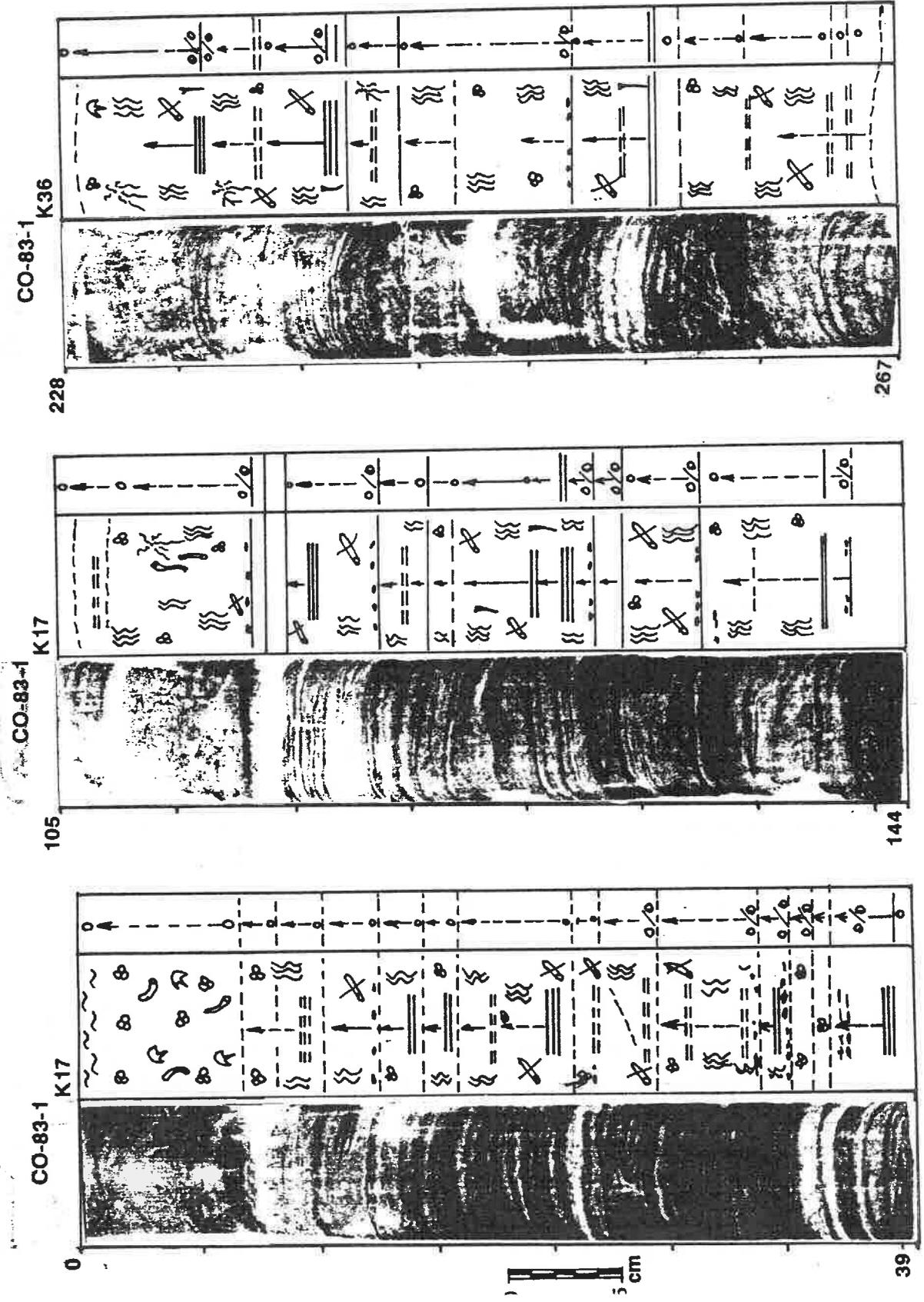
Se depositan bajo procesos controlados directamente por la gravedad, por lo que se han agrupado numerosas veces con los sedimentos gravitativos bajo el término de gravititas. El motivo de su diferenciación respecto a los gravitativos, se basa en su clara estructuración en secuencias y en que el mecanismo de sedimentación de los depósitos turbidíticos es mejor conocido (Bouma, 1962). Tradicionalmente se distingue entre arenas, limos y lodos turbidíticos (Rupke y Stanley, 1974). Estos tres tipos de sedimento han sido muestreados en el talud inferior y el ascenso continental superior del Ebro. En detalle se describen solo los lodos turbidíticos, ya que las arenas y limos aparecen principalmente en el ascenso continental, y son similares a los ya descritos por Alonso (1986) y Alonso y Maldonado (1989).

Lodos turbidíticos

A este grupo de sedimentos corresponden las muestras agrupadas en la subclase C1. Han sido recuperados en el talud inferior y el ascenso continental superior, donde aparecen como niveles constituidos por fangos de aspecto masivo o laminados, que muestran alternancias de fangos de color gris oliva luminoso (5 Y 5/6), marrón verdoso brillante (5 Y 5/6), y marrón amarillento (10 YR 4/2). Esta laminación les confiere un aspecto varvado, que en ocasiones se ve resaltado por láminas de limos o de monosulfuros. Han sido muestreados en la zona central del talud inferior entre los cañones de Benicarló y Oropesa, donde forman niveles de hasta 1.8 m de espesor, y en el muro de algun

LODOS Y LIMOS TURBIDITICOS

Fig. 6.3.21. Radiografías (positivo), columna litológica e interpretación sedimentológica de tres secciones de testigos recuperados en el talud, correspondientes en su mayor parte a lodos turbidíticos. Se observa en los mismos la fina laminación paralela, destacada por una alternancia de láminas oscuras (lodos con monosulfuros en la base), láminas grises (lodos turbidíticos) y láminas claras (lodos hemipelágicos). A techo del K 17 existe un nivel de 10 cm de lodos hemipelágicos, que también aparecen formando niveles intervalados en el K 17 (104-115 cm) y K 36 (229-233 cm).



testigo del talud inferior (E-9) correspondiente a la zona no excavada por cañones.

Texturalmente son arcillas con un contenido muy alto de limo (27 a 58%), proporción variable de arena (<1 a 17.5%), con una media entre 6.6 y 8.5 phi, mal clasificadas (desviación típica 1.6 a 2.2), asimetría muy baja casi siempre positiva, y angulosidad entre 2 y 2.9.

La fracción arena es de composición terrígena prácticamente en su totalidad (94.1%), con un pequeño contenido en foraminíferos planctónicos (5.1%). Entre los terrígenos, el cuarzo y los minerales pesados son los componentes dominantes (80%), mientras que las micas pueden alcanzar hasta un 20% del total de la fracción arena, y los agregados piríticos pueden presentarse desde un 4 a un 35%.

En radiografías (Fig. 6.3.21) aparecen como niveles centimétricos con estratificación paralela, constituidos por un nivel basal de limos con cierta granoclasificación o arcillas limosas, de espesor milimétrico, con contacto erosivo, sobre los cuales se dispone un nivel de lodos masivos o bioturbados, y a techo de éstos un nivel de lodos con laminación difusa. Sobre éstos últimos aparece en ocasiones un nivel de lodos hemipelágicos.

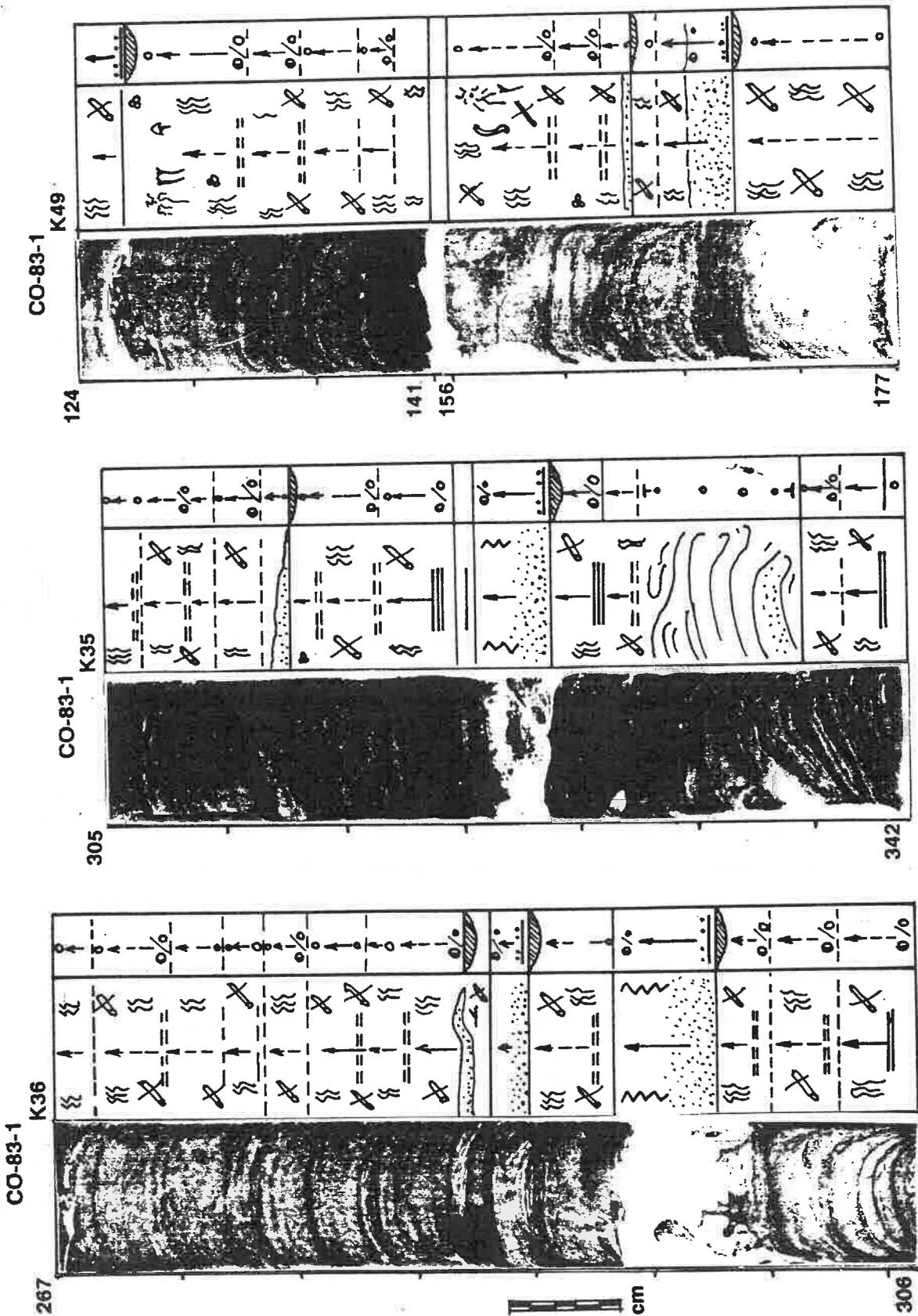
Los niveles más gruesos de lodos turbidíticos aparecen bastante bioturbados. La presencia de niveles de limos micáceos con monosulfuros formando parte de los niveles turbidíticos, permite deducir la alta tasa de sedimentación para estos niveles, ya que debe ser suficientemente alta como para provocar el rápido enterramiento de la materia orgánica, y favorecer así su preservación (Stanley, 1986).

Limos turbidíticos

A este tipo de sedimento pertenecen las muestras agrupadas en las clases A4 y parte de la B4. Aparecen exclusivamente en

ARENAS, LIMOS Y LODOS TURBIDITICOS

Fig. 6.3.22. Radiografías (positivo), columna litológica e interpretación sedimentológica de tres secciones de testigos recuperados en el talud, correspondientes a limos, arenas y lodos turbidíticos. Se observa una clara laminación paralela en los tramos más fangosos (K 36, 267-283; K 49, 124-141 cm), y una laminación más irregular, laminación cruzada y niveles esliumpizados en los tramos más arenosos (K 35, 325-335 cm). Los niveles arenosos más potentes (K 36 293-298; K 35, 321-324) aparecen deformados como resultado de la manipulación durante la preparación de las láminas para el radiografiado.



algunos testigos del talud inferior y el ascenso continental, en forma de delgadas láminas que constituyen la base de las secuencias de lodos turbidíticos, o a techo de niveles más importantes de arenas turbidíticas.

Texturalmente están constituidos por limos (37-80%), con cierto contenido en arcilla (11 a 37%) y arena (4-39%), media entre 4.9 y 6.76 phi, moderadamente clasificados (desviación típica entre 1.4 y 2.3 phi), asimetría positiva (0.4 a 3) y angulosidad alta (2.3 a 6.1).

La composición de la fracción arena es totalmente terrígena, estando formada por un 80% de cuarzo y minerales ligeros, 8% de mica y un 12% restante entre agregados de composición piritica y minerales pesados.

En radiografías (Fig. 6.3.21, 6.3.22) aparecen como niveles de de limos granoclasificados (T_d de Bouma), de espesor milimétrico a centimétrico, con contacto inferior muy neto, que constituyen el término basal de ciclos turbidíticos granodecrecientes de potencia desigual, generalmente con laminación paralela, aunque no es extraño encontrar laminación inclinada.

Arenas turbidíticas

A este grupo pertenecen las muestras de la clase C4 y algunas de la B4. En el talud inferior, están constituidos por niveles muy finos de arenas granoclasificadas (0.5-1.5 cm) de color grisáceo, con contacto basal erosivo y límites lgeneralmente paralelos, aunque algunas presentan estratificación irregular o deformada.

Texturalmente se caracterizan por un contenido en arena medio del 83%, un 12% de limo, y apenas fracción arcillosa (4.6%). La media varía entre 3.5 y 5.4 phi; están moderada a pobremente clasificadas (desviación típica entre 1.5 y 2.9 phi), la asimetría es siempre positiva y de valores altos (1.9), y

presentan los valores más altos de angulosidad (7.5). La arena es de composición terrígena en su totalidad, en la que hay hasta un 87% de cuarzo y minerales ligeros, un 10% de micas y un 3% de agregados de composición pirítica.

En radiografías (Fig. 6.3.22) aparecen como niveles arenosos discretos (T_c de Bouma), de varios centímetros de espesor, con contacto basal erosivo y claramente granodecrecientes. Presentan estratificación paralela e inclinada y algunos niveles se encuentran deformados por deslizamientos internos.

Resumen

A modo de resumen del apartado correspondiente al estudio sedimentológico, se pueden establecer las diferencias más importantes entre los diversos tipos de sedimento identificados en el talud continental del Ebro, que son las siguientes:

1. Los diversos tipos de sedimentos hemipelágicos se caracterizan por presentar los valores más elevados del contenido en carbonato y la media en phi más alta, debido a su elevado contenido en arcilla; están pobremente clasificados y presentan asimetrías negativas, próximas a cero. La fracción arena es predominantemente biógena y en ella dominan los caparazones de foraminíferos planctónicos y pterópodos.

2. Los lodos de talud se caracterizan por su aspecto masivo, color gris, y por presentar un ligero moteado de monosulfuros. Presentan un contenido relativamente elevado en carbonato y una composición textural con cierta variabilidad, en la que puede destacar un importante contenido en limo. La clasificación es mala y la asimetría puede ser positiva o negativa. La composición de la fracción arena es mixta, con un cierto predominio de los componentes terrígenos sobre los biógenos, que aún pueden ser importantes.

3. Los lodos gravitativos se caracterizan por el grado variable de conservación de su laminación original, su color gris verdoso o marrón, la presencia de monosulfuros, en ocasiones formando importantes acumulaciones, su elevado contenido en limo y su mala clasificación. La fracción arena es de composición prácticamente terrígena en su totalidad, con una pequeña representación de componentes biógenos planctónicos; en ella adquieren una relativa importancia las micas y los agregados de composición pirítica.

4. Los lodos de prodelta presentan características muy similares a los anteriores, de los que se diferencian por la presencia más extendida de monosulfuros, que llegan a formar niveles continuos, proporcionándoles un aspecto varvado. Otras características son el contenido más elevado en limo y arena, y la composición de ésta, terrígena prácticamente en su totalidad, en la que son muy importantes las micas y los agregados piríticos.

5. Los sedimentos retrabajados del talud superior se caracterizan fundamentalmente por su aparición exclusiva en esta zona del margen y por su gran variabilidad textural. Dentro de la amplia variación en el contenido de arena y limo, presentan una media en ϕ baja, muy mala clasificación, y composición de la arena mayoritariamente terrígena, pero con cierta cantidad de foraminíferos planctónicos y con el contenido más elevado en organismos no planctónicos (foraminíferos bentónicos, moluscos y equinodermos) de todos los sedimentos analizados.

6. Los lodos turbidíticos presentan unas características muy parecidas a los gravitativos y a los de prodelta. Se caracterizan por su contenido muy alto en limo y variable en arena, asimetría muy baja y su granoclasificación positiva. La arena es de composición terrígena, y tanto las micas como los agregados piríticos constituyen unos componentes importantes. Se reconocen por su aspecto rítmico y su asociación con los otros sedimentos turbidíticos.

7. Las arenas y limos turbidíticos aparecen en la base del talud y fundamentalmente en el ascenso continental. Se caracterizan por su granoclasificación positiva, selección buena a moderada, asimetría siempre positiva y angulosidad elevada. Su composición es fundamentalmente terrígena y, en los limos especialmente, aparecen cantidades relativamente importantes de micas y agregados piríticos.

Edad de los sedimentos del talud del Ebro

El cálculo de los índices de sedimentación en el talud del Ebro ha sido realizado a partir de una radial de muestreo perpendicular al talud, constituida por cuatro testigos situados en el sector sur de la zona estudiada, además de un testigo tomado en el ascenso continental, en el sector central ocupado por los lóbulos turbidíticos del sistema del Ebro. Esta selección se ha realizado teniendo en cuenta que la influencia directa de los cañones podría tener efectos indeseables, debido al carácter discontinuo y usualmente catastrófico de los procesos de sedimentación habitualmente relacionados con los cañones submarinos. Se ha intentado prevenir asimismo la probable presencia de hiatos sedimentarios, dado el carácter erosivo de los cañones en gran parte de su recorrido a través del talud. En los testigos seleccionados se han realizado un mínimo de dos dataciones, en el muro y techo respectivamente, y en cuatro de ellos se ha realizado una datación en el centro del testigo o en niveles en los que se ha observado un cambio litológico importante.

Las dataciones absolutas obtenidas según el método del ^{14}C , (Fig. 6.3.23) han sido realizadas a partir del carbono orgánico obtenido de la muestra total. Debido a los efectos típicos de contaminación cuando se trabaja sobre muestra total, originados por el crecimiento bacteriano y la introducción de organismos en el sedimento con posterioridad a su depósito, se han efectuado determinadas correcciones sobre las dataciones obtenidas.

En función de las dos dataciones más próximas al techo del testigo y del espesor de sedimento existente entre ambas, se ha calculado el índice de sedimentación correspondiente a dicho intervalo. Tomando este índice como referencia, se calcula la edad que correspondería a la cota a la que se ha realizado la datación más próxima al techo del testigo, suponiendo de edad actual (cero) el sedimento del techo del testigo. Esta edad se sustrae de la edad medida, y la diferencia entre ambas corresponde a la corrección que hay que realizar en el resto de

las dataciones obtenidas. Esta corrección tiene el inconveniente de que utiliza para el cálculo de la edad del sedimento más antiguo la tasa de sedimentación correspondiente al sedimento más moderno, y ésto, cuando es aplicado a unidades estratigráficas profundas, posiblemente depositadas bajo condiciones sedimentológicas diferentes, puede dar lugar a incorrecciones.

Talud superior

El testigo TG-10, situado a 248 m de profundidad, ha proporcionado una edad de 3510 ± 150 años para la parte superior (10-16 cm) del nivel de sedimentos retrabajados, que en dicho testigo alcanza una potencia de 58 cm, así como edades de 19.090 (+ 1230,-1070) años y 19330 (+600,-560) años para niveles de lodos prodeltáicos situados a 60-65 cm y 102-107 cm, respectivamente. Una vez corregidas, las dataciones han proporcionado edades de 16028 y 16268 años para los lodos de prodelta, en el nivel medio de los intervalos de muestreo, a 62.5 y 104.5 cm (Fig. 6.3.23).

Talud medio

En el testigo TG-14, situado a 701 m de profundidad, las dataciones obtenidas han sido de 3080 (± 100) años para el nivel de lodos hemipelágicos grises del techo del testigo (11-14 cm) y 5230 (± 120) y 8910 (± 320) años, para niveles de lodos hemipelágicos marrones situados a 72-77 y 173-178 cm de profundidad en el testigo. Las edades corregidas corresponden a 2598 y 6278 años para el sedimento existente a 74.5 y 175.5 cm de profundidad, respectivamente (Fig. 6.3.23).

Talud inferior

El testigo seleccionado (TG-17), muestreado a 1000 m de profundidad, está formado por un nivel de lodos hemipelágicos marrones de 100 cm de potencia, a techo, y alternancias de niveles de lodos hemipelágicos marrones y lodos de talud hasta la base del testigo (250 cm). Las edades obtenidas han sido 4380 (± 140), 7790 (± 110) y 11060 (± 230) años, para niveles situados a

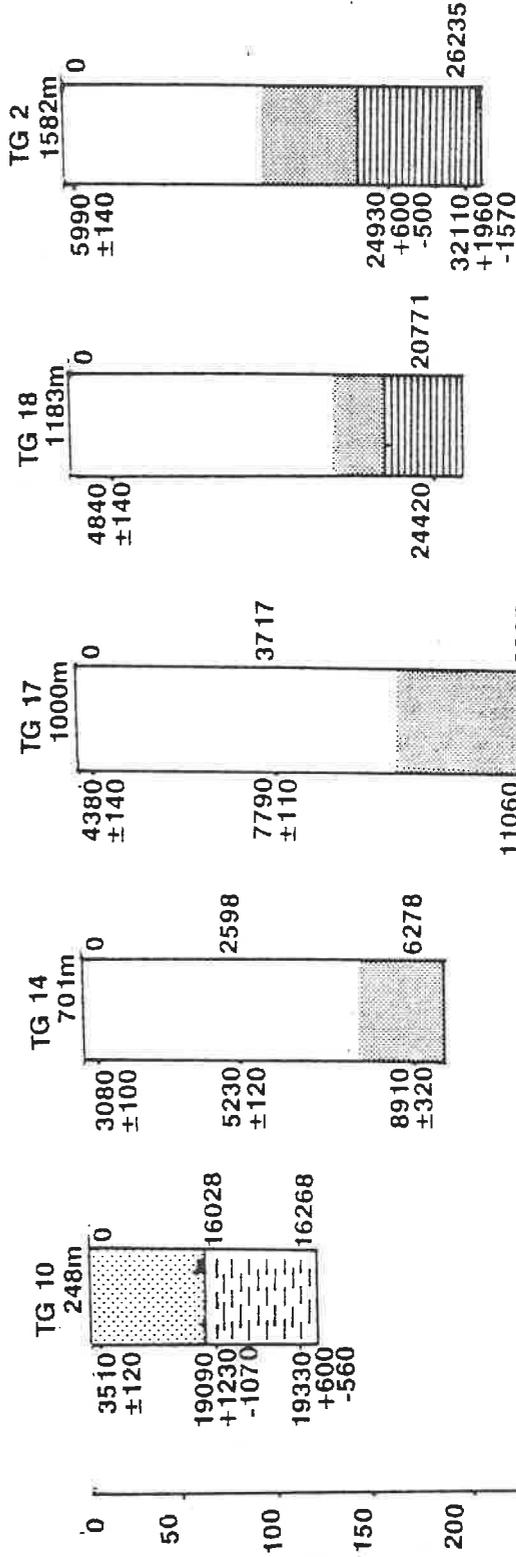
ASCENSO CONTINENTAL

TALUD CONTINENTAL

INFERIOR

SUPERIOR

MEDIO



Edad medida
C¹⁴ (años)

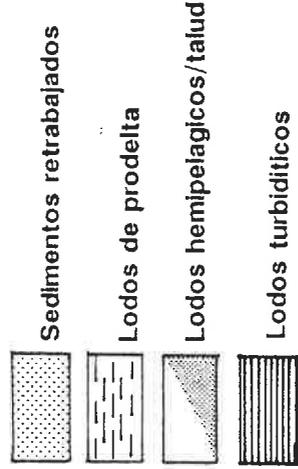
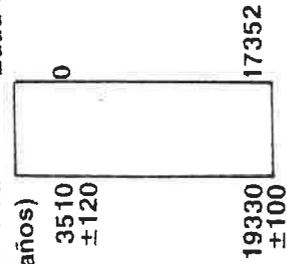


Fig. 6.3.23. Edades absolutas obtenidas para los testigos del talud y ascenso continental del Ebro. A la izquierda de cada testigo se indica la edad directamente obtenida y a la derecha la edad corregida. Se indica de un modo grosero la columna litológica de cada testigo, así como la profundidad en el talud a que se ha tomado cada uno (modificado de Nelson, 1989).

6-10, 100 y 233-238 cm de profundidad, respectivamente. Las edades corregidas obtenidas han sido 3717 y 6987 años, para las cotas de 100 y 235 cm (Fig. 6.3.23).

Base de talud - ascenso continental

El testigo seleccionado de la base del talud (TG-18), está constituido por un nivel de 65 cm de lodos hemipelágicos marrones a techo y alternancias de lodos de talud y hemipelágicos hasta los 170 cm; por su parte, la base del testigo está formada por un nivel de lodos turbidíticos. Las dataciones obtenidas han sido de 4840 (± 140) años para los lodos hemipelágicos del techo (15-23 cm), y 24420 años para los lodos turbidíticos de la base, que una vez corregida ha proporcionado una edad de 20771 años (Fig. 6.3.23).

El segundo testigo del ascenso continental TG-2/85, muestreado a 1582 m de profundidad en el extremo superior de la zona correspondiente a los lóbulos turbidíticos del sistema del Ebro, está formado por un nivel de 100 cm de lodos hemipelágicos marrones a techo, sobre lodos turbidíticos que se continúan hasta los 215 cm de profundidad. Las dataciones obtenidas han sido de 5990 (± 140), 24390 (+600,-560) y 32110 (+1960,-1570) años para el sedimento situado a 5, 170 y 200 cm de profundidad. Estas dataciones, una vez corregidas, han proporcionado edades de 19515 y 26235 años, para los lodos turbidíticos situados a 170 y 200 cm, respectivamente (Fig. 6.3.23).

Indices de sedimentación para el talud del Ebro

Una de las primeras consecuencias extraídas de la datación es que los sedimentos que forman el recubrimiento superficial en el talud del Ebro pertenecen al Pleistoceno final o al Holoceno. Los lodos de prodelta del talud superior y los lodos turbidíticos muestreados en la base de los testigos del talud inferior y del ascenso continental, corresponden al mínimo eustático del Pleistoceno final y al inicio de la última transgresión. Los

lodos de talud y hemipelágicos del talud medio e inferior corresponden al Holoceno.

Los índices de sedimentación calculados a partir de las edades corregidas y de la profundidad a que se sitúa el nivel de muestreo dentro de cada testigo son, durante el Pleistoceno final, de 175 cm/1000 años para los lodos de prodelta del talud superior y del orden de 75 mm/1000 años para los lodos turbidíticos del talud inferior, aunque este último dato debe ser tomado con precaución, debido a que se ha calculado en base a una datación exclusivamente. En los lodos hemipelágicos holocenos del talud medio e inferior, el índice de sedimentación obtenido es relativamente alto, y varía entre 27-29 cm/1000 años.

Los resultados obtenidos apoyan la adscripción, hasta ahora sólo realizada mediante correlación con los perfiles sísmicos y en función de las características texturales del sedimento, de los lodos de prodelta a los deltas marginales edificados en el borde de la plataforma durante el Pleistoceno superior, y la relación temporal de los mismos con los depósitos turbidíticos de la base del talud. Las diferencias obtenidas en los índices de sedimentación entre los depósitos del Pleistoceno y los del Holoceno son debidas al mayor aporte terrígeno de origen fluvial al talud durante los periodos de nivel eustático bajo, que conlleva una migración de los depocentros, desde la cuenca profunda hacia la plataforma media y externa y el talud durante el Pleistoceno superior, así como debidas a la migración de los cauces de distribución del sedimento, debido al carácter meandriforme del Río Ebro en su curso bajo (Nelson, 1989; Nelson y Maldonado, 1988).

La ausencia de sedimentos de edad inferior a 3000 años en el talud, es una confirmación de la inexistencia de sedimentación actual en el talud del Ebro. Esto, junto con el desarrollo del edificio deltáico actual del Ebro, confirma el desplazamiento de los depocentros hacia la línea de costa actual a partir del último ascenso eustático (Díaz et al., 1989; Farrán y Maldonado, 1989) y que en el presente la plataforma externa y el talud no

reciben aportes de origen fluvial. También corrobora el control eustático de la sedimentación en el talud del Ebro en la actualidad, con el predominio de la sedimentación hemipelágica a partir de la última transgresión, caracterizado por la existencia de un delgado recubrimiento hemipelágico en la totalidad de los testigos muestreados.

Secuencias sedimentarias en el talud del Ebro

Las relaciones existentes entre los diferentes tipos de sedimento identificados en el talud continental del Ebro, junto con las dataciones obtenidas para los mismos, se pueden traducir en una serie de secuencias representativas de la sedimentación en cada una de las provincias del talud y de la evolución de la misma durante el Cuaternario. Una secuencia sedimentaria consiste en la sucesión o asociación vertical, identificada por su repetición a lo largo de uno o varios testigos, de determinados tipos de sedimento. En el talud del Ebro se han distinguido cuatro secuencias principales, de las cuales alguna de ellas puede, a su vez, considerarse compuesta por dos secuencias diferentes que han sido agrupadas ya que siempre se desarrollan conjuntamente; se han diferenciado (Fig. 6.3.24):

Secuencias de talud superior
 Secuencias gravitativas y de talud
 Secuencias turbidíticas
 Secuencias hemipelágicas

Para la descripción, tanto de las secuencias hemipelágicas como las turbidíticas, se ha utilizado la nomenclatura propuesta por Piper (1978) y recogida posteriormente por Stow y Piper (1984). Estos autores, siguiendo el esquema de Bouma (1962) para las turbiditas areno-limosas, establecen una secuencia ideal para turbiditas limo-fangosas, compuesta por:

F - lodos hemipelágicos
 E₃- lodos homogéneos
 E₂- lodos granoclasificados

- E₁- lodos laminados
 D - limos laminados (T_d de Bouma).

Secuencias de talud superior

Es difícil hablar de secuencias en este caso, ya que estos sedimentos han mostrado una variabilidad lateral relativamente amplia entre los diferentes testigos muestreados, pero no se han identificado con claridad las relaciones verticales ni laterales existentes entre las diversas facies muestreadas o entre éstas y otros tipos de sedimento, excepto el delgado e irregular recubrimiento constituido por los sedimentos retrabajados y de derrame de la plataforma, asimismo de características localmente desiguales. La caracterización de las secuencias ha sido, pues, realizada en base a la variabilidad horizontal encontrada en estos depósitos.

La secuencia típica del talud superior del Ebro (Fig. 6.3.24), de base a techo, está constituida por un nivel de arenas con base erosiva y granoclasificación positiva (P_{AL}), que pasan a techo a limos arcillosos con monosulfuros y laminación paralela o cruzada. A techo de éstos aparecen arcillas con un elevado contenido en limo, de color gris oliva (10 Y 4/2) o marrón verdoso (5 Y 4/4), laminación paralela y abundantes acumulaciones de monosulfuros, que se han definido anteriormente como lodos de prodelta (P_L), de fracción arena terrígena y con abundantes micas y agregados piríticos, y que constituyen entre el 70 y el 97% del espesor total de los testigos del talud superior. Hacia techo desaparece la laminación en los lodos, destruida por efecto de la bioturbación; se presentan masivos (P_M) y con gran número de manchas de monosulfuros; la edad de estos depósitos es anterior a 16000 años.

Esta secuencia perteneciente a un delta marginal aparece interrumpida por otra calificada como secuencia mixta, retrabajada y de derrame de la plataforma. Se inicia ésta con una superficie erosiva constituida por un nivel basal de arenas

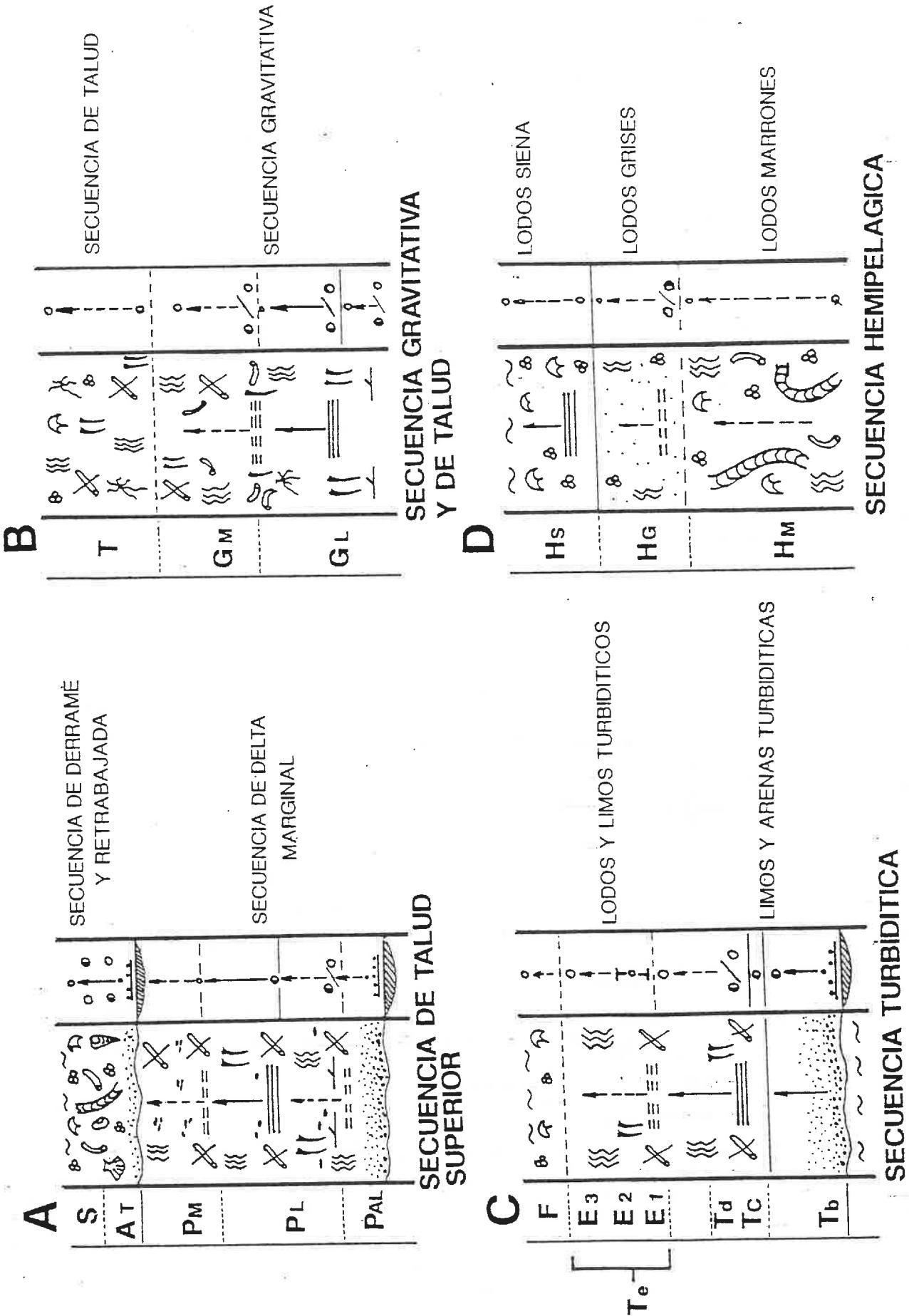


Fig. 6.3.24. Secuencias identificadas en el talud del Ebro, haciendo indicación de los tipos de sedimento que las componen, interpretación sedimentológica, estructuras y componentes más frecuentes en las mismas, y columna litológica.

terrigenas fangosas (A_T), que verticalmente dan paso a sedimentos heterométricos de color marrón, definidos con anterioridad como sedimentos retrabajados o de derrame (spillover) del borde de la plataforma (S). Estos sedimentos constituyen entre el 2 y 30% de la longitud total de los testigos recuperados en el talud superior. En los mismos se aprecia una gradación vertical en la composición de la fracción arena, que pasa de ser fundamentalmente terrígena en la base a poseer una importante componente biógena aumentando hacia techo, constituida por una mezcla de organismos planctónicos y fragmentos de fauna típica de plataforma. Las características de los niveles superiores son típicamente hemipelágicas, y en ellos se aprecian acumulaciones de sedimentos gruesos originadas por efecto de la bioturbación. La asociación de los sedimentos de prodelta y retrabajados, constituye la secuencia definida como de talud superior.

Secuencias gravitativas y de talud

Han sido agrupadas porque constituyen el reflejo de una variación continua en la intensidad de los procesos de sedimentación que actúan en el talud. Según esta diferenciación, puede establecerse una gradación como resultado de la disminución de energía del medio deposicional o de la densidad del flujo responsable de las secuencias gravitativas y las de talud.

La secuencia gravitativa idealizada (Fig. 6.3.24) comienza en la base por un nivel lodos gravitativos con laminación cruzada, que pasan verticalmente a lodos con laminación paralela muy fina (G_L), de color gris oliva (10 Y 4/2) o marrón verde moderado (5 Y 4/4). A techo de éstos aparecen lodos gravitativos debilmente laminados, con un intenso moteado de monosulfuros, que pasan verticalmente a lodos masivos, bioturbados (G_M). La fracción arena de estos sedimentos es fundamentalmente terrígena, pero existe un importante contenido en mica y burrows o moldes internos de foraminíferos reemplazados autigénicamente por pirita, que aparecen fragmentados y se disponen paralelamente a

la estratificación; estos sedimentos constituyen entre el 70 y el 95% del espesor de los sedimentos recuperados en el talud medio.

La secuencia gravitativa da paso verticalmente a una secuencia constituida por lodos de talud (T) con monosulfuros, débilmente laminadas en la base y que verticalmente pasan a lodos con un ligero moteado de monosulfuros y extensivamente bioturbados por "mycellium" (Fig. 6.3.24). La fracción arena de los mismos es mixta y, aunque predominan los componentes terrígenos, existe una importante presencia de organismos planctónicos. Estos sedimentos constituyen entre un 20 y un 60% de la potencia de sedimento recuperada en los testigos del talud inferior. Las edades obtenidas para los lodos gravitativos y de talud son entre 6300 y 7000 años, por lo que corresponden a condiciones de sedimentación reinantes durante la última transgresión.

Secuencias turbidíticas

Las secuencias turbidíticas más completas han sido muestreadas en el ascenso continental, ya que las obtenidas en los testigos recuperados en el talud inferior sólo muestran secuencias constituidas por los términos de grano más fino. La secuencia completa (Fig. 6.3.24) comienza por niveles con base erosiva, formados por arenas turbidíticas granoclasificadas (T_b de Bouma) de composición terrígena, que pasan verticalmente a limos turbidíticos con monosulfuros y laminación paralela (T_c). Sobre éstos aparecen limos masivos (T_d) y lodos turbidíticos (T_e) con monosulfuros y laminación muy difusa, que en ocasiones pasan verticalmente a lodos masivos o finamente bioturbados. La potencia total de la secuencia turbidítica completa oscila entre 6 y 18 cm, fundamentalmente en función del espesor del intervalo arenoso.

Las diferencias texturales existentes en los lodos turbidíticos han permitido en algún caso la diferenciación en los mismos de los términos E1, E2 y E3 (Piper, 1978), que

corresponden a lodos laminados, granoclasificados y masivos, respectivamente, y que, junto con los limos laminados (T_d), constituyen la secuencia de lodos turbidíticos típica del talud inferior del Ebro. Por encima de los lodos masivos o bioturbados de color gris, en ocasiones aparece un delgado nivel de lodos marrones hemipelágicos, con fracción arena de composición mayoritariamente biógena, en especial planctónica; este nivel se corresponde con el término F de Piper (1978); la potencia de las secuencias de lodos turbidíticos oscila entre 1.5 y 5 cm. Los lodos bioturbados pueden presentar filamentos piritizados distribuidos al azar (Chough et al., 1984), por lo que es difícil en ocasiones diferenciarlos de los gravitativos. Las secuencias turbidíticas constituyen entre un 10 y un 60% de la longitud de los testigos muestreados en el talud inferior, dependiendo de la proximidad de éstos a los principales cañones submarinos; en el ascenso continental pueden llegar a constituir el 95% de la longitud total de los testigos.

En algún caso, no obstante, ha sido imposible la diferenciación de los distintos niveles fangosos, siendo sólo posible la identificación de un nivel limoso basal y un nivel hemipelágico a techo, entre los que existe una mezcla no diferenciada de tipos de sedimento intermedios; esta facies se ha reconocido como una turbidita desorganizada (Stow y Piper, 1984).

Las secuencias turbidíticas en el talud inferior del Ebro aparecen truncadas por la base, como indica la ausencia casi generalizada del intervalo arenoso; en ocasiones aparecen asimismo truncadas por el techo, en el que se destaca la ausencia en especial del término hemipelágico F. Las edades obtenidas para los lodos turbidíticos han sido de 20770 y 26230 años; esto indica que corresponden a condiciones imperantes durante el último mínimo eustático, y no a condiciones de algún modo similares a las actuales.

Secuencias hemipelágicas

Se encuentran poco desarrolladas en el sector central del área de estudio, en la zona del talud medio e inferior erosionada por los mayores cañones, donde solo suponen un 15 a 20% de la longitud total del testigo. En el talud inferior, lejos de los mayores cañones, en cambio, alcanzan desde el 45% hasta el 100% del total de la longitud recuperada en los testigos. Aparecen siempre a techo de los testigos en el talud medio e inferior, donde son fácilmente reconocibles por el cambio de color entre los lodos hemipelágicos, frente a los gravitativos y de talud. En los testigos turbidíticos del talud inferior y ascenso continental, en cambio, aparecen finos niveles hemipelágicos coronando alguna de las secuencias turbidíticas.

Están formadas, de base a techo, por lodos marrones masivos y bioturbados (H_M), lodos grises también masivos (H_G) y lodos siena (H_S) en los que se reconoce laminación paralela, marcada por cambios de color entre láminas marrón oscuro y otras amarillas; estos últimos engloban los lodos marrones y los amarillos definidos por Alonso (1986) para el sistema turbidítico del Ebro. En algún testigo, se ha reconocido una repetición del ciclo de lodos siena-gris-marrón, sugiriendo un desarrollo cíclico de los sedimentos hemipelágicos, ya descrito para el Mediterráneo oriental (Maldonado y Stanley, 1979) y occidental (Canals, 1980), pero debido a su aparición de un modo aislado, no constituye una característica extensiva a todo el talud. Los sedimentos hemipelágicos han proporcionado edades entre 2600 y 3700 años, por lo que son los más jóvenes muestreados en el talud y son reflejo de los procesos de sedimentación que han predominado en el talud durante las últimas etapas del Cuaternario.

De base a techo (Fig. 6.3.24), la secuencia hemipelágica típica comienza por un nivel de lodos marrones, de potencia variable, desarrollados sobre los lodos gravitativos o de talud e intensamente bioturbados. Estos pasan gradualmente a un nivel,

bastante homogéneo en cuanto a su espesor, de lodos grises masivos y bioturbados sobre los que aparece un nivel, desigualmente desarrollado, de lodos siena con laminación paralela. Esta secuencia se caracteriza por un episodio granodecreciente, de los lodos marrones a los grises, y otro granodecreciente, de los lodos grises a los lodos siena. Esto es debido al relativamente más alto contenido en limo que caracteriza a los lodos grises frente al resto de los hemipelágicos, acompañado asimismo por un mayor contenido medio en terrígenos en la fracción arena.

Procesos de sedimentación en el talud del Ebro

A partir de los tipos de sedimento y las secuencias deposicionales identificadas en el talud, se pretende realizar una síntesis que constituya un modelo deposicional válido para el talud continental del Ebro. Para ello se definen los procesos de sedimentación dominantes, lo que va a permitir proponer un esquema de evolución del talud durante el cuaternario.

En el margen continental del Ebro, los factores responsables del aporte de sedimento al talud y de su distribución a lo largo del mismo, diferenciados en función del agente causante de los mismos, según la clasificación genética que establecen Kelling y Stanley (1976), se pueden agrupar en:

1. Oceanográficos
2. Gravitacionales
3. Biológicos

Estos procesos pueden actuar de modo continuo o manifestarse esporádicamente sobre la sedimentación en el talud. Por ejemplo, las condiciones oceanográficas sufren variaciones de carácter estacional, que debido a su corta duración no van a quedar registradas en la columna sedimentaria; en cambio sí quedan registradas las variaciones climáticas, desarrolladas a escalas de tiempo más amplias. Por el contrario, procesos gravitacionales desarrollados durante periodos muy cortos de tiempo, como un

deslizamiento submarino o una corriente de turbidez, sí quedan habitualmente registrados en la columna sedimentaria.

Del mismo modo se puede hablar de procesos que han predominado durante periodos de nivel eustático alto o bajo. En el talud continental del Ebro, por sus características batimétricas, morfológicas y la distancia al área fuente de aportes continentales, los procesos que han dominado la sedimentación son de tipo gravitativo, y de un modo especial durante los periodos de descenso eustático caracterizados, como se ha comprobado, por tasas de sedimentación elevadas.

Factores Oceanográficos

Son resultado del movimiento de masas de agua y pueden tener un origen climático-oceanográfico o termohalino, desarrollándose según se este origen en la superficie o sobre el fondo de la columna de agua respectivamente. El efecto principal de los mismos sobre el sedimento del fondo se refleja en la actividad de olas, mareas y corrientes profundas o superficiales y, como ya se ha comentado, los procesos más importantes que tienen lugar son: (a) el desarrollo de turbulencia en el borde de la plataforma; (b) la transferencia de sedimento al talud; y (c) los procesos asociados a suspensiones.

Turbulencia en el borde de la plataforma

El mecanismo de desbordamiento o derrame de sedimento desde el borde de la plataforma puede desencadenarse cuando la carga de fondo de sedimento transportada a lo largo de la plataforma por el régimen de corrientes regional, es atrapada por una corriente transversal a la misma en las proximidades de la cabecera de un cañón, o por el extremo de una corriente originada por el viento o de marea, en el borde de la plataforma (Middleton y Hampton, 1973). Puede ser iniciado debido a inestabilidad sedimentaria local, erosión por corrientes de fondo, o resuspensión del

sedimento por efecto de tormentas o rotura de olas internas al interactuar con el talud.

La mayor parte de estos factores tuvieron un efecto más acusado sobre el fondo durante los mínimos eustáticos, debido a la reducción de la columna de agua y a la alta tasa de sedimentación existente, por lo que se piensa que estos sedimentos guardan relación con mínimos eustáticos o periodos inmediatamente posteriores. Esto ha tenido como resultado que el borde de la plataforma en los océanos actuales haya sido considerado como una "reliquia" del Pleistoceno (Stanley, 1969), aunque en algunas zonas está más que demostrado que después del último ascenso eustático el recubrimiento sedimentario del borde de la plataforma actual ha sido ampliamente retrabajado y refleja en un alto grado las condiciones oceanográficas actuales (Southard y Stanley, 1976).

En el capítulo de introducción y al hablar de la morfología y estructura sedimentaria del borde de la plataforma del margen del Ebro ya se ha hecho referencia a la alta energía que caracteriza a este medio. Los fenómenos de turbulencia desarrollados en el borde de la plataforma, por efecto del oleaje y las corrientes superficiales, se consideran responsables del nivel de sedimentos retrabajados muestreados en el talud superior del Ebro. Estos se depositan mediante la acción conjunta del cernido y transporte hacia el talud del sedimento más fino ("bypassing") y el derrame o transporte durante un corto trayecto ("offshelf spillover"), por flujos gravitativos, del sedimento arenoso restante.

El efecto de cernido en el borde de plataforma se manifiesta en la presencia en el mismo de sedimentos, en gran parte desprovistos de fracciones finas. La energía del medio y el transporte quedan evidenciados por la presencia de fragmentos, incluso de gran tamaño, de caparazones de organismos de la plataforma y partículas terrígenas gruesas; ambas características han sido reconocidas en los sedimentos retrabajados del talud superior.

Transferencia de sedimentos al talud

Los lodos de prodelta muestreados en el talud superior son resultado de la rápida sedimentación ocurrida durante el último mínimo eustático, cuando la desembocadura del Río Ebro llegó a alcanzar prácticamente la posición del borde de plataforma actual, edificando potentes cuerpos prodeltáicos sobre el talud superior. La importante descarga fluvial tuvo lugar principalmente en forma de flujos de alta concentración, transportados hasta el talud por procesos de advección o difusión. La sedimentación tuvo lugar fundamentalmente por floculación electroquímica debida al intercambio iónico entre la arcilla en suspensión y el agua salada marina (Gorsline, 1978).

Durante periodos de aportes más reducidos, el depósito resultante consistió en arcillas con un menor contenido en limo, con laminación y elevado contenido en mica en la fracción arena, al igual que los anteriores. El resultado final del proceso consiste en un balance entre los aportes directos por flujos densos y de corta duración arrojados en la proximidad de la desembocadura fluvial, y el retrabajamiento de sedimentos preexistentes por acción del oleaje y las corrientes de fondo (Maldonado y Stanley, 1978).

Procesos asociados a suspensiones

La interacción de diversos procesos causantes de la resuspensión de sedimento en el borde de la plataforma, junto con las plumas turbias resultantes del aporte fluvial, y la acción de los mecanismos de transferencia de sedimento hacia aguas profundas da lugar en el talud a flujos turbios de baja densidad formados por capas turbias de material en suspensión (Moore, 1969) o capas nefeloides de fondo (Ewing y Thorndike, 1965).

Conjuntamente con ello, hay que considerar la existencia una "lluvia" continua de partículas biógenas constituidas por caparazones de organismos planctónicos (principalmente foraminíferos planctónicos y pterópodos), y restos de su actividad fisiológica (pellets), así como de partículas terrígenas de tamaño arcilla que forman la capa turbia superficial, o transportadas por el viento. El resultado de esta sedimentación diferencial y a partir de las capas nefeloides, es la acumulación de sedimentos hemipelágicos, compuestos por partículas autóctonas biógenas, y por una mezcla de partículas terrígenas de tamaño limo y arcilla. En función de la contribución biógena o terrígena a los mismos, se han distinguido varios tipos de sedimentos denominados hemipelágicos (Berger, 1974).

Estos procesos son responsables de la sedimentación de los tres tipos de lodos hemipelágicos identificados en el talud del Ebro. Las diferencias entre los mismos son debidas a variaciones en la tasa de sedimentación y condiciones de oxidación-reducción del medio en el momento de la sedimentación. Así, los lodos grises presentan la característica de poseer un bajo estado de oxidación de la materia orgánica (Farrán, 1984), como resultado de una elevada productividad biológica en las aguas superficiales, lo que se traduce en un bajo contenido de oxígeno en la columna sedimentaria, y corresponden a periodos de alta tasa de sedimentación (Maldonado y Stanley, 1976). Por el contrario, los lodos siena y marrones hemipelágicos pertenecen a periodos de baja tasa de sedimentación y baja productividad, lo que se traduce en un estado oxidado de la materia orgánica.

Factores gravitacionales

Se trata, en general, de procesos que implican el movimiento en masa, según mecanismos diversos, y la resedimentación de volúmenes muy variables de sedimento. En ellos las corrientes de turbidez representan el miembro final de un espectro de procesos interrelacionados, diferenciados según el mecanismo de soporte de

los granos en el seno del flujo, y que refleja un grado creciente de evolución o transformación del flujo (Middleton y Hampton, 1976). La variedad de facies resultantes es debida a variaciones en la pendiente del fondo, concentración del flujo, existencia o no de canalización y composición del material original (Nardin et al., 1979).

Corrientes de turbidez

Constituyen el principal proceso sedimentario de tipo gravitacional que actúa en el talud del Ebro. Se originan como resultado de la transformación, por la mezcla progresiva con agua durante el transporte, bien de un flujo inicialmente más denso y lento, iniciado como un deslizamiento en la cabecera de un cañón submarino, bien de flujos de baja densidad iniciados por inestabilidad en el borde de la plataforma, descarga fluvial, ...etc. (Middleton y Hampton, 1976).

Las secuencias observadas en los sedimentos turbidíticos recuperados en el talud del Ebro, corresponden a los niveles de grano más fino dentro de la secuencia turbidítica tipo (Piper, 1978). Puede afirmarse, según esto, que han sido depositadas como resultado de corrientes de turbidez de baja densidad, o a partir de la cola diluida de una corriente turbidítica de densidad media.

La ausencia de estructuras sedimentarias definidas, excepto una difusa granoclasificación, dentro de las secuencias turbidíticas muestreadas, permite asegurar que no existe una selección granulométrica definida. Parte de estos sedimentos se pueden asimilar a turbiditas desorganizadas (Stow y Piper, 1984). En ambientes de talud proximal se interpretan como resultado de corrientes turbidíticas que no han madurado lo suficiente como para permitir una clasificación interna en su carga en suspensión (Hill, 1984).

El tamaño de grano, tipo de estratificación, potencia de los diferentes niveles y la abundante presencia de niveles de

monosulfuros en muchos de ellos, permiten clasificar los sedimentos turbidíticos recuperados en el talud inferior, como turbiditas finas, finamente laminadas (thin bedded), típicas de sedimentación por flujos turbidíticos diluídos, por desbordamiento de las paredes del canal en el talud inferior y en los flancos del canal en la zona alta del sistema turbidítico (Walker, 1978).

Las características texturales y composicionales de la fracción arena de los lodos turbidíticos, sugieren una estrecha relación entre los lodos gravitativos, los lodos de prodelta y los lodos turbidíticos, como ya se ha comprobado por su comportamiento prácticamente similar en base a todos los parámetros granulométricos y texturales. El significado de esta relación puede ser la relación genética existente entre los mismos.

La sedimentación de los lodos de prodelta y los lodos turbidíticos es simultánea y tuvo lugar durante periodos de nivel eustático bajo, debido a la generación de corrientes de turbidez como resultado de fenómenos de inestabilidad en los deltas marginales, como resultado de la rápida progradación y elevada tasa de sedimentación en los mismos. Los lodos gravitativos no laminados corresponderían a flujos poco evolucionados procedentes de los deltas marginales, que no han llegado a transformarse en corrientes de turbidez.

La reducida presencia de lodos turbidíticos en las zonas norte y sur del talud del Ebro, se explica por la ausencia de cañones submarinos, necesarios para la canalización de las corrientes de turbidez. La aparición de las arenas turbidíticas, especialmente abundantes en el ascenso continental, es resultado de su origen a partir de flujos turbidíticos más densos, y por tanto los más rápidos, que no se depositan en el talud, sino que comienzan a hacerlo a partir de la ruptura de pendiente del ascenso continental.

Flujos turbios de talud

Los lodos debilmente laminados, por la similitud textural y la proximidad en que aparecen respecto a los anteriores sugieren una estrecha relación genética entre ambos. La existencia de un tipo de fango u otro a profundidades similares en el talud, puede estar condicionada por su proximidad a los cañones submarinos, o por efectos debidos a pendientes fuertes localmente. La laminación menos definida y los burrows piritizados que presentan orientaciones preferentes, permiten deducir la existencia de un cierto grado de transporte sobre los mismos en forma de flujo lento y denso cargado en sedimento.

Procesos mixtos

Más que de procesos mixtos habría que hablar de sedimentos mixtos, ya que el agente responsable de estos sedimentos es el mismo que el de los gravitativos y de los hemipelágicos. La diferencia fundamental entre ellos estriba en la importancia relativa de la contribución de cada uno de los procesos continuos y de la repetitividad de los procesos discontinuos o la densidad del flujo que originan. Todo ello se va a traducir en una mayor o menor importancia de la componente terrígena o exótica, frente a la autóctona o biógena.

Según Maldonado y Canals (1980), los lodos de talud representan el retrabajamiento de sedimentos de la parte alta del talud, que son transportados hacia zonas más profundas por flujos gravitativos de baja densidad. Los lodos de talud se han interpretado como resultantes de la acción conjunta de procesos de sedimentación hemipelágica, actuando en la columna de agua, y procesos conducidos por la gravedad, actuando sobre el fondo y a favor de la pendiente del talud. Son similares a los lodos gravitativos de talud descritos con anterioridad en zonas más profundas del margen continental del Ebro (Alonso, 1986; Palanques y Maldonado, 1985), aunque la fracción arena es de composición más terrígena en los lodos de talud, resultado

probablemente de diferencias en la distalidad respecto al margen, o en la proximidad al eje del cañón.

Aportación biógena

La contribución biógena al sedimento en determinadas áreas, puede variar con periodicidad estacional debido a fenómenos de afloramiento de aguas profundas originados por corrientes o vientos dominantes (Abrantes, 1988). En el margen del Ebro no existe evidencia de afloramientos de aguas profundas, por lo que puede considerarse constante la aportación biógena al sedimento fino.

En los sedimentos recuperados en el talud del Ebro se observa una clara evolución en cuanto a la relación terrígenos/biógenos: (T/G), desde los lodos gravitativos (T/G=13), a los lodos de talud (T/G= 1.1 a 0.7), y de aquí a los hemipelágicos (T/G=0.5). Esta evolución se aprecia desde el talud superior al ascenso continental, y puede apreciarse incluso dentro de un mismo testigo, desde la base turbidítica al techo hemipelágico.

Resumen

A modo de síntesis, la figura 6.3.25 recoge los principales factores que intervienen en la sedimentación en el talud del Ebro, los procesos fundamentales y el tipo de flujos a que dan lugar, así como la zona del talud en que son dominantes.

La sedimentación en el talud continental del Ebro es resultado fundamentalmente de la interacción de un factor climático-oceanográfico, traducido en procesos desarrollados de un modo continuo y en los que solo se puede hablar de variaciones en la intensidad; un factor gravitativo, que da lugar a procesos discontinuos en los que se pueden encontrar variaciones en cuanto a la intensidad y a la periodicidad de su aparición; asimismo da

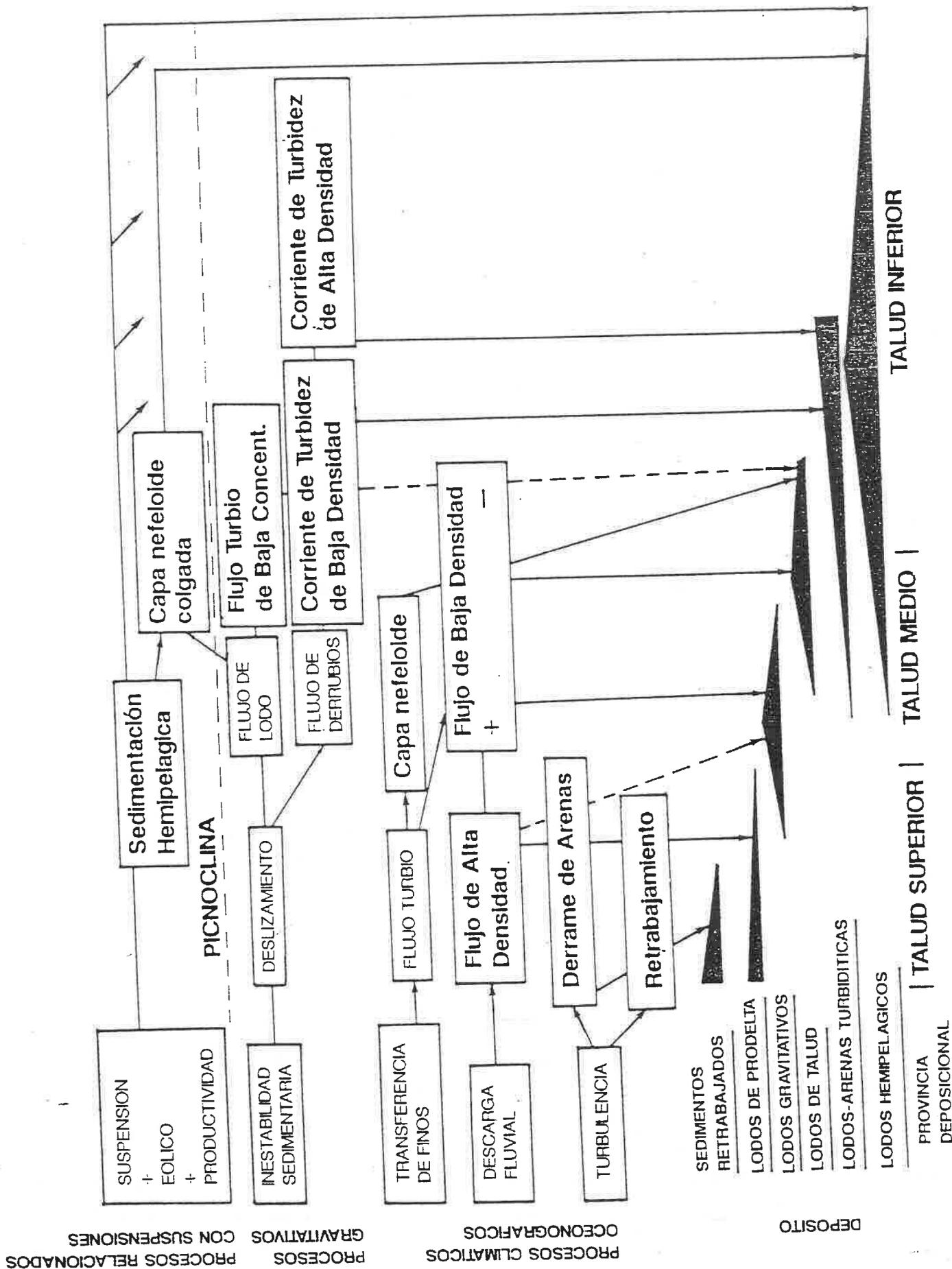


Fig. 6.3.25. Modelo deposicional aplicable al talud del Ebro, en el que se indican los principales factores que influyen sobre la sedimentación, los procesos en que se manifiestan, los tipos de flujos a que dan lugar, y el tipo de sedimento resultante, así como la provincia deposicional en la que ésta predomina.

lugar a procesos relacionados con suspensiones, en los que intervienen diferentes factores, entre los que se cuenta la productividad biológica, de desarrollo continuo o discontinuo, con variaciones estacionales o aleatorias.

1) El factor climático-oceanográfico da lugar a una serie de procesos de gran relevancia respecto a la sedimentación en el talud. El desarrollo de turbulencia originada por olas de tormenta, corrientes...etc., en el borde de la plataforma, especialmente importante en las proximidades del talud durante los momentos iniciales de la transgresión, se traduce en un derrame de arena procedente del ambiente litoral sobre el talud, y en el retrabajamiento de los depósitos existentes en la plataforma externa. Esto tiene como resultado el lavado de las fracciones finas de los depósitos de la plataforma externa y el talud superior, y la formación de un delgado e irregular recubrimiento sedimentario principalmente arenoso sobre el talud superior.

La descarga fluvial es el principal proceso de aporte de sedimento al margen continental y está controlada climáticamente, entre otros factores. En periodos de nivel eustático alto ésta tuvo lugar en las proximidades del borde de la plataforma, constituyendo un importante proceso de aporte directo de sedimento al talud. Este aporte tiene lugar en forma de flujos de alta densidad, que han dado lugar a una rápida sedimentación y edificación de cuerpos deltáicos en el borde de la plataforma y el talud superior, de donde han sido muestreados los lodos de prodelta. En los periodos de exceso de aportes detríticos tiene lugar una importante progradación del talud, en el que se depositan lodos gravitativos, de características muy similares a los de prodelta, a partir de la disminución progresiva de densidad de los aportes de origen fluvial. En estos periodos tienen gran importancia asimismo los procesos gravitativos, debido a la situación metaestable de los sedimentos rápidamente depositados.

Las partículas finas puestas en suspensión por efecto de la turbulencia son transferidas hacia el talud en forma de flujos turbios que dan lugar a capas nefeloides de fondo o colgadas, depositándose hasta el talud medio y contribuyendo a la formación de los lodos de talud.

Estos procesos, junto con la reducida sedimentación hemipelágica son los últimos que han actuado de un modo importante en el talud del Ebro. En la actualidad no hay evidencias que demuestren la existencia de procesos de sedimentación en el talud, sino que todo indica que los aportes fluviales quedan depositados en los ambientes litorales y en la plataforma continental del Ebro.

2) El factor gravitativo responde fundamentalmente a procesos de inestabilidad desarrollados en la parte alta del talud, entre otros factores como resultado de la tasa de sedimentación elevada que tiene lugar durante los periodos de nivel del mar bajo. La rápida progradación y alta tasa de sedimentación en los deltas marginales correspondientes al mínimo eustático del Pleistoceno final, tiene como resultado el desarrollo de fenómenos de inestabilidad y movimientos en masa de todo tipo. Estos tienen lugar especialmente en las cabeceras de los cañones, donde tienden a concentrarse grandes espesores de sedimento, debido al efecto de colector de los sedimentos aportados por las plumas turbias de descarga fluvial.

Los fenómenos de inestabilidad se manifiestan por lo general en forma de deslizamientos, fundamentalmente en las paredes de los cañones. En función de la granulometría, el estado de agregación del sedimento original, y su comportamiento mecánico, se diferencia entre flujos de lodo y coladas o flujos de derrubios. A lo largo del transporte, y debido a la mezcla del sedimento con el agua de mar, sufren un proceso de dilución y se transforman en flujos turbios de baja densidad o en forma de corrientes de turbidez canalizadas, de diferente densidad.

Los flujos turbios de baja concentración contribuyen a la formación de los lodos de talud. Las corrientes de turbidez, por su parte, tienen un carácter fundamentalmente erosivo o no deposicional, hasta que alcanzan la rotura de pendiente de la base de talud. En el talud inferior y el ascenso continental, como resultado de la deceleración del flujo debido a la disminución de la pendiente, y debido al perfil transversal más suave de los cañones y canales submarinos, la fracción más fina en suspensión en la corriente de turbidez, llega a desbordar las paredes del canal y se desparrama depositándose como turbiditas finas. Más abajo en el ascenso continental, se depositan los materiales arrastrados en la cabeza y el cuerpo de la corriente de turbidez, produciendo niveles alternantes de arenas y lodos turbidíticos.

Flujos gravitativos de baja densidad o energía, resultantes de procesos de inestabilidad a menor escala, que no llegan a evolucionar en corrientes de turbidez, originan capas turbias y nefeloides que dan como resultado la sedimentación de lodos gravitativos en el talud medio e inferior.

3) Superpuesta a los procesos gravitativos, tiene lugar la sedimentación continua de las partículas en suspensión en la columna de agua. Estas partículas tienen un origen múltiple: parte de ellas son constituyentes de la capa turbia superficial procedente del escape de material desde el borde de la plataforma, en las capas nefeloides colgadas, concentradas a favor de las interfases de densidad (esencialmente la picnoclina). Otras corresponden a restos de organismos planctónicos, y por tanto están controladas por la productividad biológica existente, que se traduce en una diferente aportación de material pelágico al sedimento. El resto puede tener un origen diverso, que en ocasiones puede ser importante; están constituídas por partículas finas transportadas durante distancias muy largas por el viento, cenizas volcánicas en suspensión en la atmósfera, polvo cósmico...etc. Los procesos de dilución resultantes de la mezcla de partículas en suspensión por

estos tres distintos orígenes, se traducen en una diferenciación en los sedimentos hemipelágicos en el talud.

Existe una gradación reflejada en la composición de la fracción arena de los lodos hemipelágicos, progresivamente más biógena en función de la distalidad respecto al talud y en función de la distancia a la zona central del talud, donde la mayor presencia de cañones submarinos se traduce en un predominio de los procesos gravitativos, y por tanto de los componentes biógenos. Una variación similar se produce en la vertical en los testigos, donde el efecto de ascenso del nivel del mar durante el Holoceno se traduce en una disminución de la tasa de sedimentación. La disminución de los aportes terrígenos al talud tiene como resultado una mayor importancia de la sedimentación hemipelágica y de la componente biógena en la fracción arena de los depósitos hemipelágicos.

Este modelo de sedimentación se traduce en la mayor concentración de facies y secuencias sedimentarias gravitacionales en las proximidades del área excavada por cañones, en la zona central del talud del Ebro, mientras que al norte y sur de la misma existe un mayor desarrollo de facies y secuencias hemipelágicas. La transgresión del Holoceno se traduce en un desplazamiento del depocentro hacia el continente y en la instalación de una sedimentación hemipelágica generalizada en el talud.

6.4 PROPIEDADES GEOTECNICAS DE LOS SEDIMENTOS DEL TALUD DEL EBRO

En este apartado se presentan los resultados correspondientes a los análisis y ensayos de laboratorio realizados con vistas a obtener información acerca de las propiedades geotécnicas y el comportamiento mecánico del sedimento que constituye el recubrimiento superficial del talud del Ebro. Estas propiedades y este comportamiento van a permitir realizar una evaluación de la estabilidad actual del talud frente a los diferentes factores que ejercen un esfuerzo de tipo estático o dinámico sobre el sedimento. También serán útiles para conocer algunos aspectos de la historia anterior del sedimento, especialmente en términos de enterramiento o pérdida del recubrimiento sedimentario.

Los resultados presentados corresponden a los análisis de las propiedades índice, ensayos de cizalla de molinete, consolidación, triaxial estático y triaxial cíclico.

Propiedades Índice del sedimento

Contenido en agua

Es una propiedad fundamental en el comportamiento mecánico y geotécnico del sedimento ya que controla en gran parte su resistencia a la cizalla y el desarrollo en el mismo de deformaciones de tipo plástico o viscoso. Las principales causas de variación del contenido en agua en el sedimento del talud deben buscarse en diferencias en el tipo de sedimento, en la profundidad de enterramiento (profundidad a que se ha tomado la muestra) y el ambiente deposicional.

En el recubrimiento sedimentario superficial del talud del Ebro, los valores del contenido en agua (w) obtenidos muestran una gran variabilidad, oscilando entre 29% y 94% (% peso seco).

Los valores más bajos se han obtenido en los testigos del talud superior donde el contenido en agua varía entre 29% y 47%; en esta provincia del talud es, además, donde se observa la menor variabilidad en un mismo testigo. En los testigos analizados del talud superior, la variabilidad observada en el valor de w apenas ha superado el 7% entre el techo y muro del testigo (Fig 6.4.1). Por su parte en los testigos recuperados en el talud medio e inferior se han obtenido valores de w más elevados, entre 48% y 95% y además con una mayor variabilidad dentro de un mismo testigo (hasta un 40% entre el techo y la base del mismo).

Variación en función de la profundidad en el talud

A partir de la figura 6.4.1, en el talud superior no se aprecia una clara tendencia en la variación del contenido en agua en función de la profundidad en el talud a que se recuperó el testigo, observándose en cambio una suave tendencia al descenso del contenido en agua hasta los 300 m de profundidad, y un igualmente ligero aumento del mismo a partir de aquí y hasta los 470 m. En el talud medio, a pesar de la amplia variabilidad obtenida en los valores medidos, parece observarse una tendencia al aumento del valor medio de w al aumentar la profundidad en el talud; este aumento podría tener cierta relación con el ya observado a partir de los 300 m en adelante, en el talud superior.

En el talud inferior, finalmente, parece observarse la tendencia opuesta, apareciendo una tendencia al descenso del contenido medio en agua al aumentar la profundidad en el talud. Esta variación se observa con mayor claridad si se toma como parámetro de comparación el contenido en agua medido a 1 metro de profundidad en cada testigo (línea punteada en la Fig. 6.4.1), que aumenta desde valores próximos al 33% en el talud superior, hasta valores próximos al 90% en el talud medio, volviendo a descender hasta un 70% en la base del talud (Baraza et al., 1989).

PROFUNDIDAD + CONTENIDO EN AGUA

*:talud sup. +:talud med. #:talud inf.

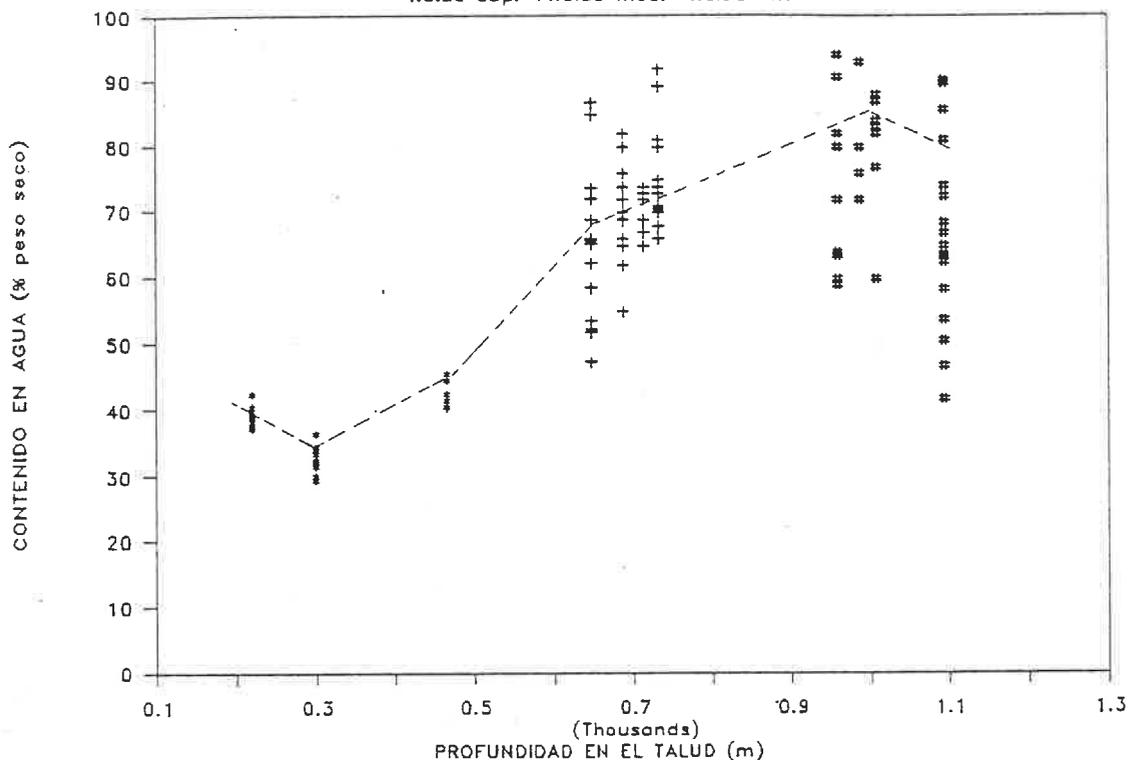


Fig. 6.4.1. Variación del contenido en agua en relación a la profundidad en el talud a que se han recuperado los testigos. Se observa que los valores más bajos de w se dan en el talud superior, con una media del 39 %. Luego parece haber una ruptura brusca alrededor de los 500 m y a partir de aquí en el talud medio, el valor medio de w aumenta de 67 a 87 % y en el talud inferior toma valores decrecientes de nuevo, entre el 90 y 70 %. La línea de puntos corresponde al valor de w medido a 1 m de profundidad en cada testigo.

CONTENIDO EN AGUA - PROF. ENTERRAMIENTO

*:talud sup. +:talud med. #:talud inf.

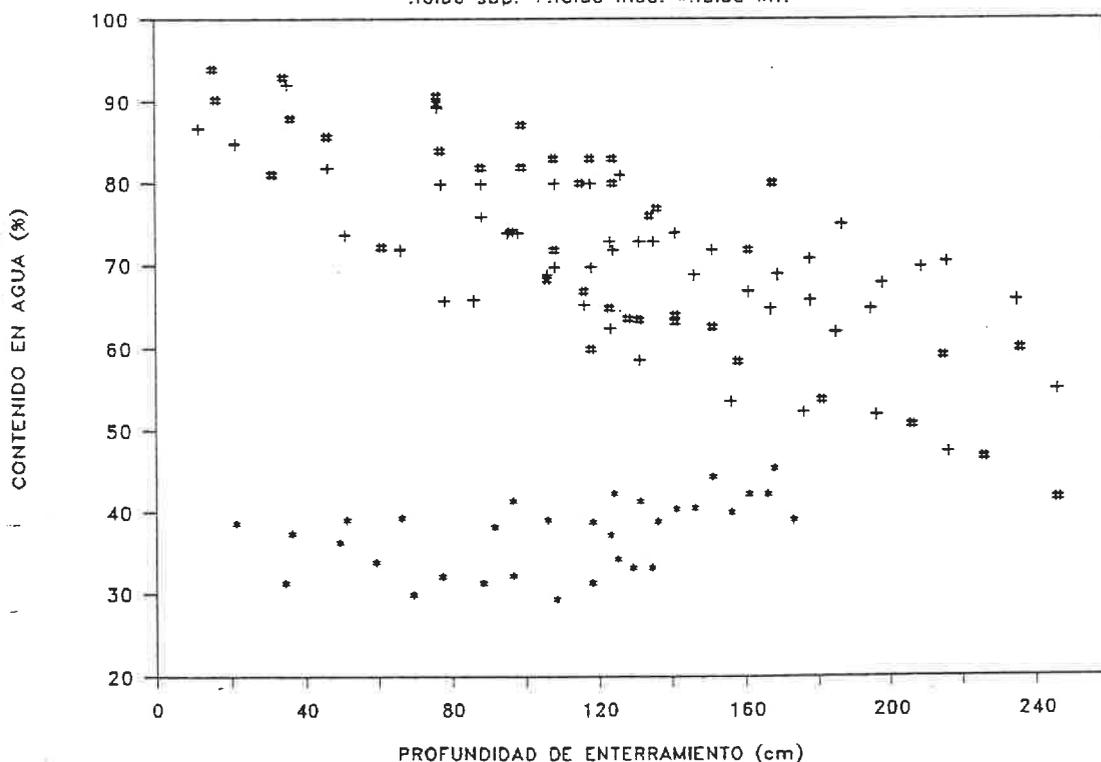


Fig. 6.4.2. Variación del contenido en agua en función de la profundidad a que se tomó la muestra, dentro de cada testigo. Se observa un comportamiento muy diferente de los testigos pertenecientes al talud superior, frente a los del talud medio e inferior. Mientras en los primeros no existe apenas variación de w en profundidad, los del talud medio e inferior presentan un comportamiento muy similar y muestran una clara disminución de w en profundidad, que llega a ser del 50% en los 2 primeros metros de enterramiento.

Influencia de la profundidad de enterramiento

Al analizar la variación del contenido en agua del sedimento en función de la profundidad a que se ha tomado la muestra (profundidad de enterramiento), se aprecia un comportamiento muy diferente entre los testigos del talud superior, por un lado, y los del talud medio e inferior, por el otro (Fig. 6.4.2). En el conjunto de los testigos del talud superior se observa un comportamiento muy semejante, y no se aprecian variaciones significativas en cuanto al contenido en agua, por efecto del enterramiento, únicamente puede observarse una tendencia muy suave al aumento en el contenido en agua al aumentar el enterramiento. Prácticamente todos los valores están comprendidos entre el 30 y 40 %.

Los testigos del talud medio e inferior muestran también un comportamiento paralelo, pero en ellos, en cambio, se aprecia una clara tendencia a la disminución en el contenido en agua por efecto del progresivo enterramiento (Fig. 6.4.2). La variación observada en estos testigos es bastante continua y del orden de una disminución del 15% en el valor de w , por cada metro de profundidad dentro del sedimento. Esto se traduce en una disminución desde valores próximos al 90% en el techo de algunos testigos, hasta un 50% a unos 250 cm de profundidad en el testigo. Esta reducción en el contenido en agua por efecto del enterramiento es normal en el sedimento marino y es resultante de procesos de consolidación (compactación gravitacional McGregor, 1979).

Influencia del tamaño de grano

Además de ser debidas al ambiente deposicional (representado por la profundidad en el talud a que se ha tomado la muestra) y debido a la profundidad de enterramiento, se ha comentado con

anterioridad que las variaciones en el valor de w pueden serlo también en función del tipo de sedimento. En las siguientes figuras, se representa la variación del contenido en agua en función de los porcentajes de arena, limo o arcilla en el sedimento.

De la figura 6.4.3 se puede extraer la conclusión de que el porcentaje de arena ejerce una influencia muy pequeña en el contenido en agua del sedimento. En ella se observan dos claras tendencias de las que puede extraerse la misma conclusión: por un lado aparecen variaciones de más del 50% en el contenido en agua en muestras que presentan un porcentaje de arena similar, comprendido entre 1 y 5%. En este caso se puede apreciar un comportamiento similar entre las muestras menos arenosas del talud superior, y las del talud medio e inferior. Simultáneamente se observa la variación opuesta en el talud superior, en el cual muestras con una variación de más de un 25% en el porcentaje de arena, muestran un contenido en agua similar.

El débil aumento observado en el contenido en agua para las muestras del talud superior con porcentajes de arena decrecientes, puede relacionarse con el ligero aumento observado en el contenido en agua, con respecto a la profundidad de enterramiento. Según ésto, dicho aumento de w en profundidad en los testigos del talud superior, es debido a una disminución del contenido en arena en el sedimento, esto es, a una tendencia hacia sedimentos más fangosos hacia el muro de los testigos analizados.

En las siguientes figuras se puede apreciar una tendencia similar en ambas, pero con diferente signo. En la Fig. 6.4.4 se observa una correlación relativamente buena entre el contenido en agua y el porcentaje de limo en el sedimento. Para una clara disminución de la proporción de limo desde los sedimentos del talud superior (42% media), a los del talud medio e inferior (33%), el contenido en agua aumenta de un modo prácticamente proporcional, desde valores de 35% hasta un 60 - 90% (media 75%).

CONTENIDO EN AGUA — % ARENA

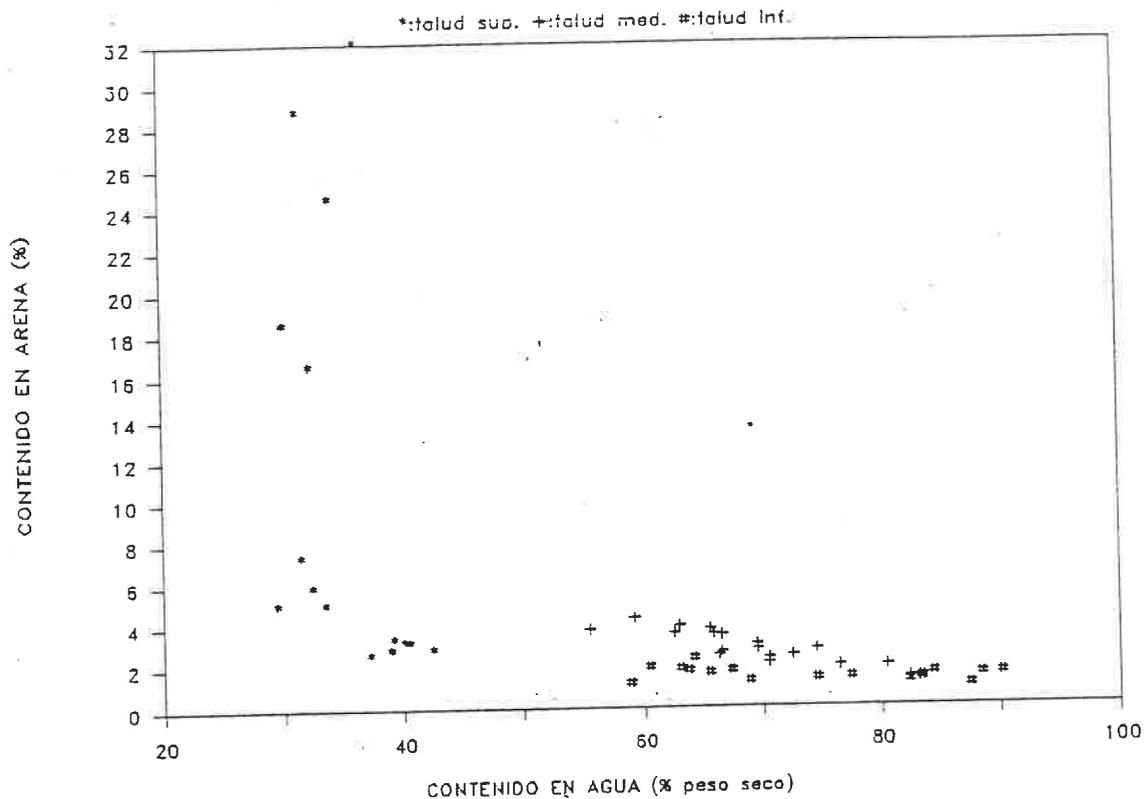


Fig. 6.4.3. Variación del contenido en agua en función del porcentaje de arena en el sedimento. Se observa un claro aumento del contenido en agua (de 38-70%) entre los sedimentos del talud superior y los del talud medio e inferior con un porcentaje de arena similar. En el talud superior, por su parte, no se observan variaciones importantes en el contenido en agua para aumentos de un 25 % en el porcentaje de arena. Estas observaciones confirman la ausencia de correlación entre el contenido en agua y el porcentaje de arena del sedimento.

CONTENIDO EN AGUA — % LIMO

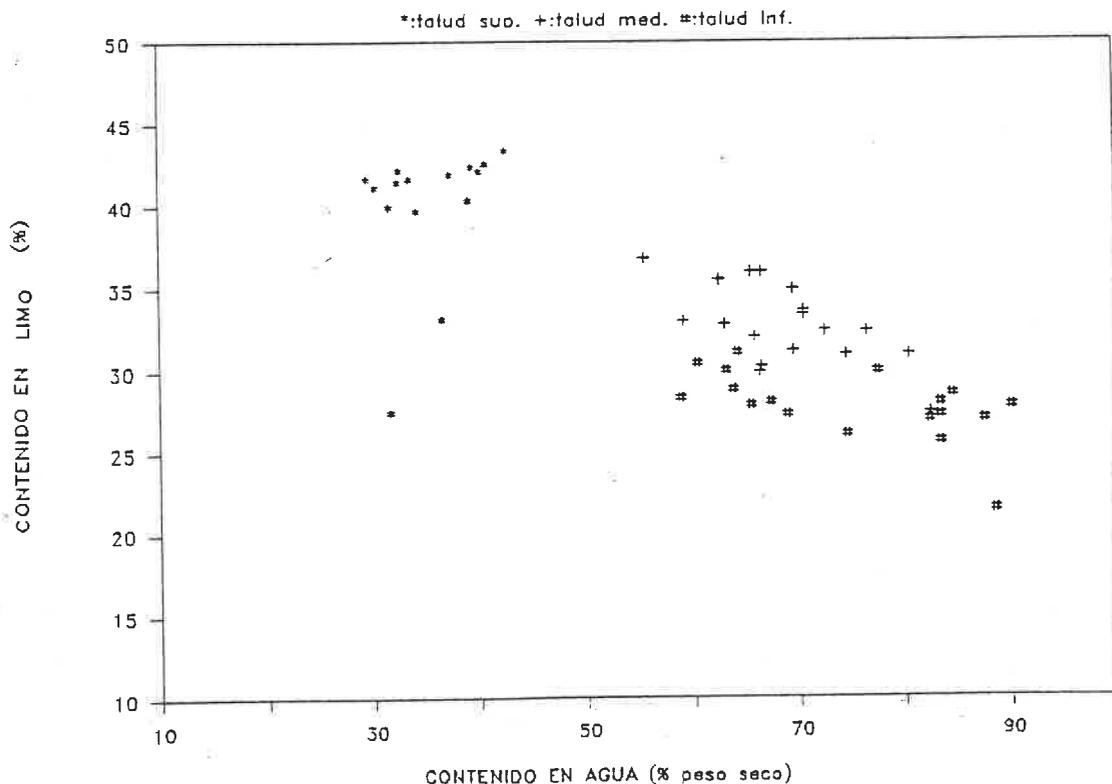


Fig. 6.4.4. Variación del contenido en agua en función del porcentaje en limo en el sedimento. Se observa cierta correlación entre ambas variables, de la que puede concluirse que a contenidos en limo crecientes corresponden valores de w decrecientes. Se puede diferenciar claramente entre los sedimentos del talud medio frente a los demás, y también permite diferenciar entre los del talud medio y el inferior, debido al contenido

Dado el bajo contenido en arena presente en los sedimentos del talud, un aumento en la proporción de limo tiene lugar siempre a expensas de la fracción arcilla. Según esto, la relación existente entre el porcentaje de arcilla y el contenido en agua debe ser opuesta a la observada para el porcentaje en limo. Esto se observa en la Fig. 6.4.5, en la que es fácil apreciar el claro aumento del contenido en agua (33 - 90%) al aumentar el porcentaje de arcilla en el sedimento, entre un 33 y un 76%. De esta gráfica se deduce un comportamiento menos homogéneo entre las muestras del talud superior, que presentan una mayor dispersión. Esta es debida a que dichos sedimentos presentan una textura más heterogénea, y en el análisis de su comportamiento hay que contar igualmente con el porcentaje de arena.

En ambas gráficas aparecen muy bien identificadas las muestras correspondientes al talud superior, y puede diferenciarse asimismo entre las del talud medio y el inferior, debido a la composición textural ligeramente diferente de ambos. A partir de estas gráficas parece quedar bien establecida la relación entre la granulometría del sedimento y el contenido en agua, al existir una relación directa entre éste y el porcentaje de arcilla en el sedimento. Este aumento en el porcentaje de arcilla en el sedimento tiene lugar por lo general hacia profundidades crecientes en el talud (en esta zona del talud no aparecen testigos pertenecientes a las secuencias turbidíticas de grano más grueso, que podrían invertir esta tendencia).

Esta tendencia queda reflejada en la Fig. 6.4.6, en la que se muestra la variación en el contenido en arcilla en función de la profundidad en el talud a que están tomados los testigos. En ella se observan para el talud superior valores del contenido en arcilla comprendidos entre el 33 y 57%, con una gran variabilidad en alguno de los testigos. Por el contrario, los testigos del talud medio e inferior muestran una menor variabilidad interna, que no supera un 8%. En el talud inferior parece observarse una disminución del contenido medio en arcilla respecto de la

CONTENIDO EN AGUA - % ARCILLA

*:talud sup. +:talud med. #:talud Inf.

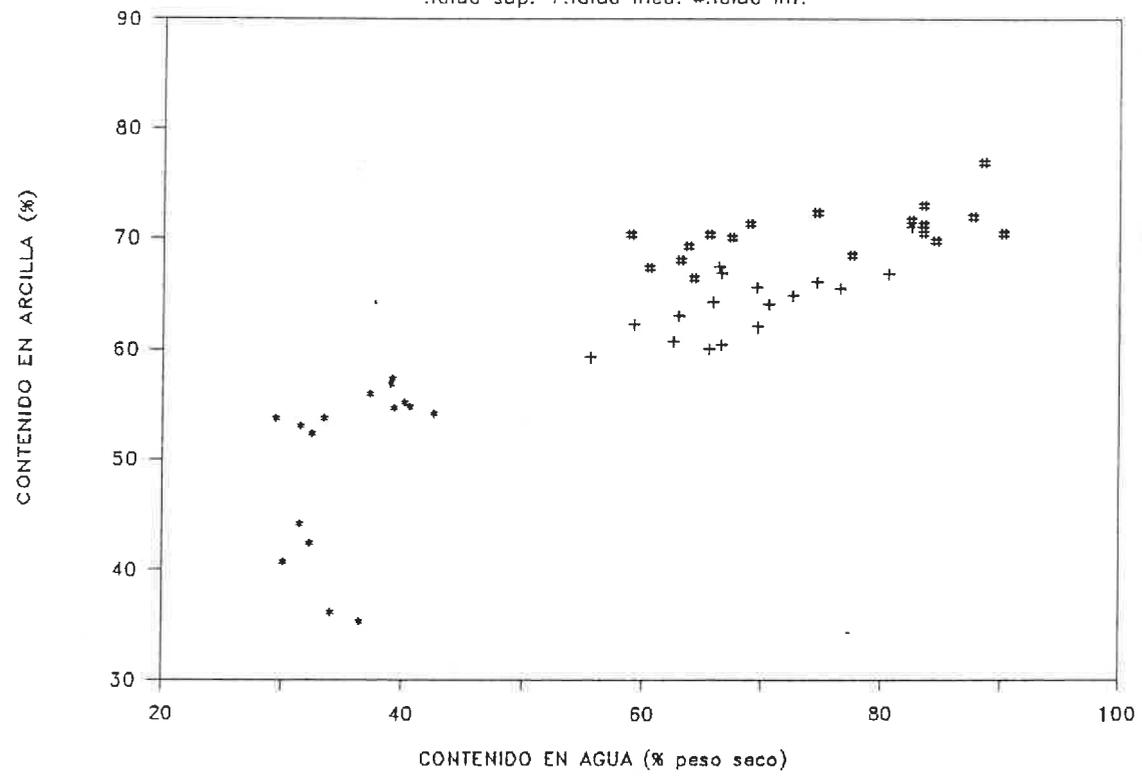


Fig. 6.4.5. Variación del contenido en agua en función del porcentaje de arcilla en el sedimento. Se observa una relación inversa a la reflejada en la gráfica anterior, debido a que las variaciones en una y otra fracción son inversas en el sedimento. Puede deducirse que existe una relación directa entre el porcentaje de arcilla en el sedimento, y el contenido en agua del mismo.

PROFUNDIDAD - CONTENIDO EN ARCILLA

*:talud sup. +:talud med. #:talud Inf.

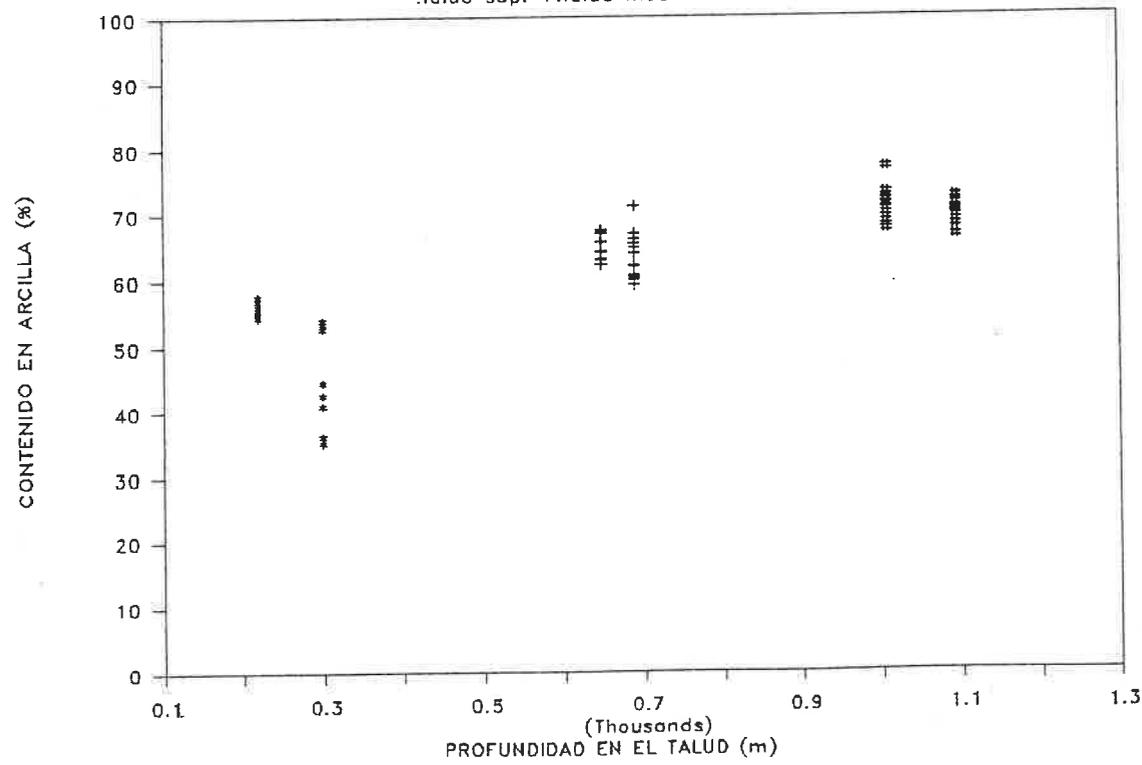


Fig. 6.4.6. Variación del contenido en arcilla en el sedimento, en relación a la profundidad en el talud a que fue recuperado el testigo. En el talud superior se observan contenidos variables de arcilla, variabilidad que tiene un desarrollo incluso muy local (en un mismo testigo). En el talud medio e inferior el comportamiento respectivo es más homogéneo y la variabilidad menor. Se aprecia un aumento importante en el contenido medio en arcilla entre el talud superior y el medio, y un aumento muy débil entre el talud medio y el inferior, en cuanto al contenido en arcilla. Esta tendencia es muy similar a la observada para el contenido en agua en la figura 6.4.1., por lo que parece deducirse un control de la granulometría sobre el contenido en agua del sedimento.

profundidad, mientras que entre éste y el talud medio existe un claro aumento de la fracción arcillosa; la variación entre el talud medio y el inferior es muy pequeña.

Esta gráfica es prácticamente superponible con la Fig. 6.4.1, especialmente en la parte correspondiente a las muestras del talud medio y el inferior. Esta coincidencia en las tendencias del porcentaje de arcilla en el sedimento y el contenido en agua en el mismo, en función de la profundidad en el talud, parece confirmar la existencia un control fundamentalmente textural en la variación del contenido en agua en el sedimento, entre las distintas provincias del talud, marcado especialmente por el brusco aumento en el contenido en agua que tiene lugar en las proximidades de los 500 m de profundidad.

Dentro de cada una de las provincias del talud la variabilidad en el contenido en agua, estaría controlada entonces por la profundidad de enterramiento, y gobernada por las leyes de la consolidación. Esta es responsable de la importante disminución de w en profundidad, dentro de cada testigo del talud medio e inferior. Los bajos valores en general y la escasa variación observada en el contenido en agua en los testigos del talud superior llevan a pensar que éstos han alcanzado un grado de consolidación más avanzado que el resto de los sedimentos del margen. No se han observado grandes diferencias, a escala regional en el talud, en la tónica general de variación en el contenido en agua frente a la profundidad.

Densidad

La densidad de un sedimento es función de las densidades de los constituyentes minerales que lo forman. De ahí que se haya utilizado un valor para la misma calculado a partir de una composición mineralógica aproximada. Los valores obtenidos para la densidad mediante la expresión ya comentada en el capítulo correspondiente, oscilan entre 2.689 y 2.759 g/cm³. Los valores más elevados corresponden a las muestras arcillosas y los más

bajos a las muestras más arenosas, como corresponde a la diferencia entre las densidades medias de las arcillas y los minerales ligeros (cuarzo, feldespato) componentes principales de las arenas.

Hamilton (1976) utiliza valores medios entre 2.67 y 2.76 g/cm³ para materiales terrígenos, en sus cálculos de densidad y porosidad. Almagor (1978) en sedimentos del margen continental de Israel obtiene valores de densidad entre 2.69 - 2.82 g/cm³. Los sedimentos del talud del Ebro guardan gran similitud con los analizados por dichos autores, entre cuyos valores de densidad están incluidos los obtenidos en el presente trabajo, por lo que la aproximación utilizada se puede considerar válida.

Peso específico

Esta propiedad índice del sedimento ha sido calculada, en base a los valores medidos del contenido en agua y la densidad calculada según se ha comentado en el apartado anterior, como se ha explicado en el capítulo correspondiente a la metodología. Los valores obtenidos de este modo oscilan entre 1.54 y 1.99 g/cm³, correspondiendo los valores más altos a los sedimentos del talud superior y existiendo una "barrera" en los valores del peso específico, situada en torno al valor de 1.8 g/cm³, entre aquellos y los sedimentos del talud medio e inferior. En sedimentos marinos pertenecientes a un mismo área fuente, las variaciones más importantes en el peso específico tienen lugar en respuesta a variaciones en el contenido en agua, más que en respuesta a variaciones en la densidad, cuya variación ya se ha visto que oscila entre valores muy bajos (0.09-0.13 g/cm³).

Variación en función de la profundidad

Como confirmación de este hecho, en la Fig. 6.4.7 se ha representado la variación del peso específico en base a la profundidad en el talud. En ella se observa un descenso

PESO ESPECIFICO – PROFUNDIDAD

*:talud sup. +:talud med. #:talud Inf.

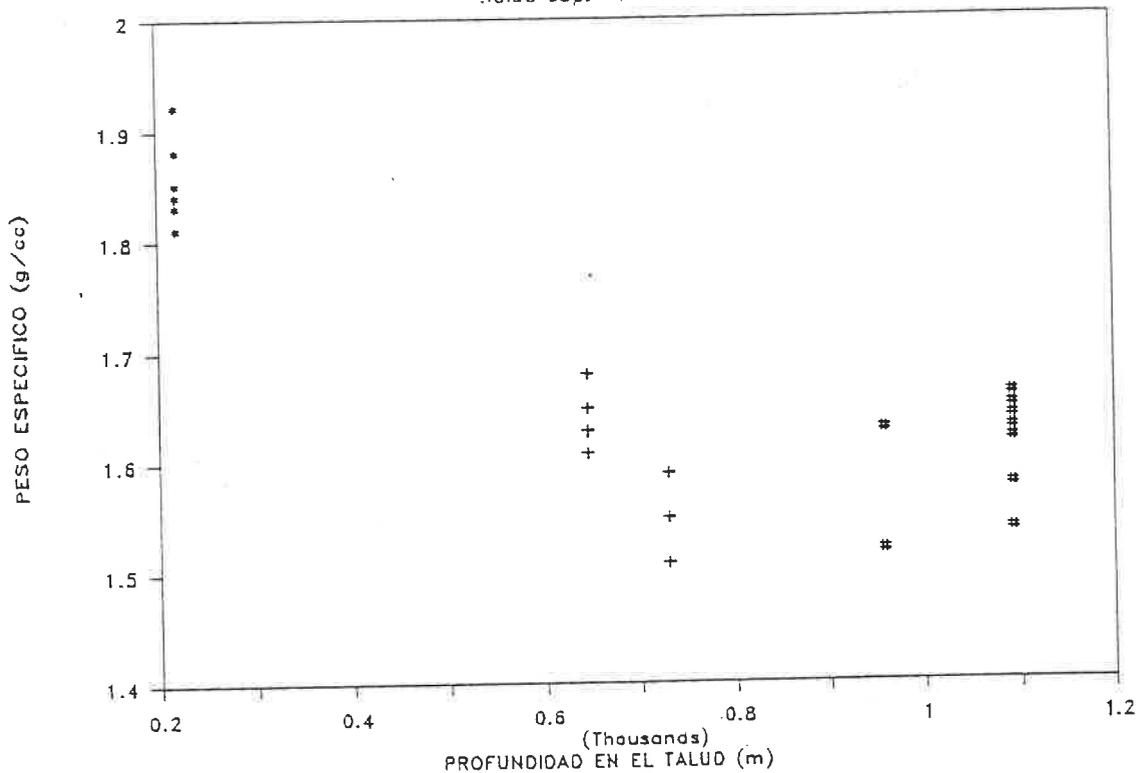


Fig. 6.4.7. Variación del peso específico del sedimento en función de la profundidad en el talud. Se aprecia una fuerte disminución del peso específico entre el talud superior y el medio, debida fundamentalmente a la gran diferencia en el contenido en agua entre ambas provincias del margen.

PESO ESPECIFICO – CONTENIDO EN AGUA

*:talud sup. +:talud med. #:talud Inf.

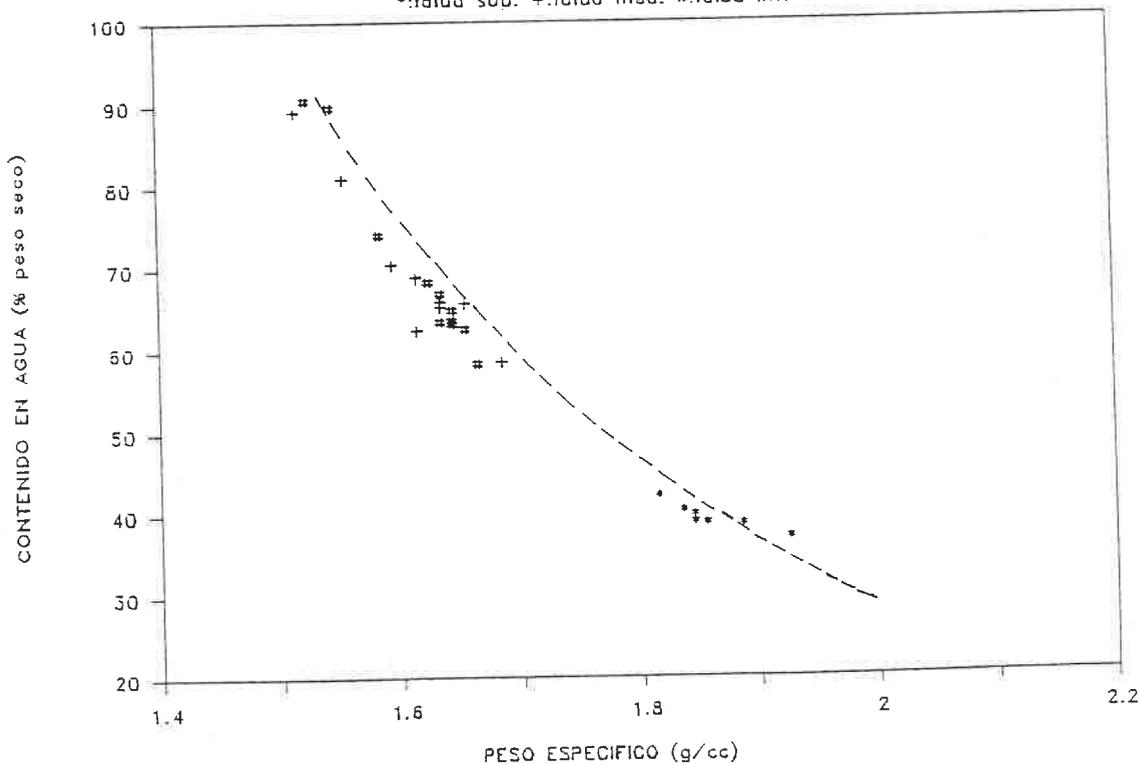


Fig. 6.4.8. Curvas de variación del peso específico del sedimento en función del contenido en agua del mismo. Se observa una clara relación entre ambos, que se traduce en un aumento del peso específico, del sedimento proporcional a una disminución en el contenido en agua del mismo. Los símbolos representan aquellos valores medidos experimentalmente, mientras que la línea punteada representa los valores del peso específico calculados mediante la expresión utilizada por Lee y Choudh (1987).

relativamente importante en el peso específico del sedimento al descender progresivamente en el talud, especialmente desde el talud superior, en el que los valores del peso específico oscilan entre 1.81 y 1.93 g/cm³, hasta el talud medio (peso específico entre 1.5 y 1.7 g/cm³), no advirtiéndose variaciones sustanciales entre éste y el talud inferior. Esta disminución en el valor del peso específico está relacionada con el aumento correspondiente en el contenido en agua que se observa en el talud medio e inferior, respecto del superior.

Esta relación entre el peso específico y el contenido en agua aparece reflejada en la Fig. 6.4.8. Esta recoge la curva de variación obtenida en base a los valores del peso específico calculados mediante la expresión antes citada (línea punteada), y la obtenida mediante los valores del peso específico calculados directamente midiendo el peso y el volumen de determinadas muestras de sedimento. Para variaciones del contenido en agua entre el 40 y 90% se observan variaciones correspondientes en el peso específico entre 1.52 y 1.90 g/cm³, aproximadamente. Se aprecia una buena concordancia entre los valores obtenidos mediante el método teórico y el experimental. Las ligeras diferencias observadas deben ser achacadas a dificultades en la medición exacta del volumen de las muestras fangosas.

Influencia de la profundidad de enterramiento

Como consecuencia de la relación existente entre el peso específico del sedimento y su contenido en agua, puede establecerse la variación del peso específico en función de la profundidad de enterramiento, relación que puede ser indicativa del grado de consolidación del mismo. En la Fig. 6.4.9 se representa la relación entre el peso específico y la profundidad a que fue tomada cada muestra.

Al igual que en las gráficas anteriores, se observa que las variaciones en el peso específico son inversas a las encontradas para el contenido en agua. En la gráfica se observa que apenas

existe un ligero descenso ($1.94 - 1.82 \text{ g/cm}^3$) en profundidad en el peso específico de los sedimentos del talud superior, como corresponde al pequeño aumento en el contenido en agua en función de la profundidad de enterramiento, observado en dichos testigos. Por el contrario, se observa un aumento en profundidad en el peso específico ($1.55 - 1.71 \text{ g/cm}^3$) para los sedimentos del talud medio e inferior, aumento que es correspondiente al que anteriormente se ha comentado para el contenido en agua en los mismos.

Porosidad

Al igual que se ha realizado con las propiedades anteriormente citadas, la porosidad ha sido calculada en base a los valores del contenido en agua medido en el laboratorio, y la densidad del sedimento calculada empíricamente. Los valores de porosidad así calculados, para los diferentes contenidos en agua del sedimento aparecen representados en la figura 6.4.10. La relación que presentan la porosidad y el contenido en agua es idéntica a la presentada por Keller (1974), y sigue un perfil simétrico respecto a la existente entre el peso específico calculado por el mismo sistema, frente al contenido en agua (línea punteada de la figura 6.4.8). La figura muestra un claro aumento de la porosidad en muestras con contenidos en agua crecientes, variación inversa a la antes encontrada para el peso específico.

El comportamiento inverso que muestran la porosidad y el peso específico del sedimento, queda corroborada mediante la figura 6.4.11, que muestra la relación existente entre ambas variables. Se observa la existencia de una clara relación inversa entre ambas propiedades: para aumentos del orden del 20% en la porosidad (50 - 70 %), se observan disminuciones del peso específico del orden de 0.4 g/cm^3 ($1.9 - 1.5 \text{ g/cm}^3$). Esta relación inversa es debida a que ambas constituyen una medida, desde puntos de vista diferentes, del grado de empaquetamiento en la estructura granular del sedimento. Así, mientras la porosidad

PESO ESPECIFICO — PROF. ENTERRAMIENTO

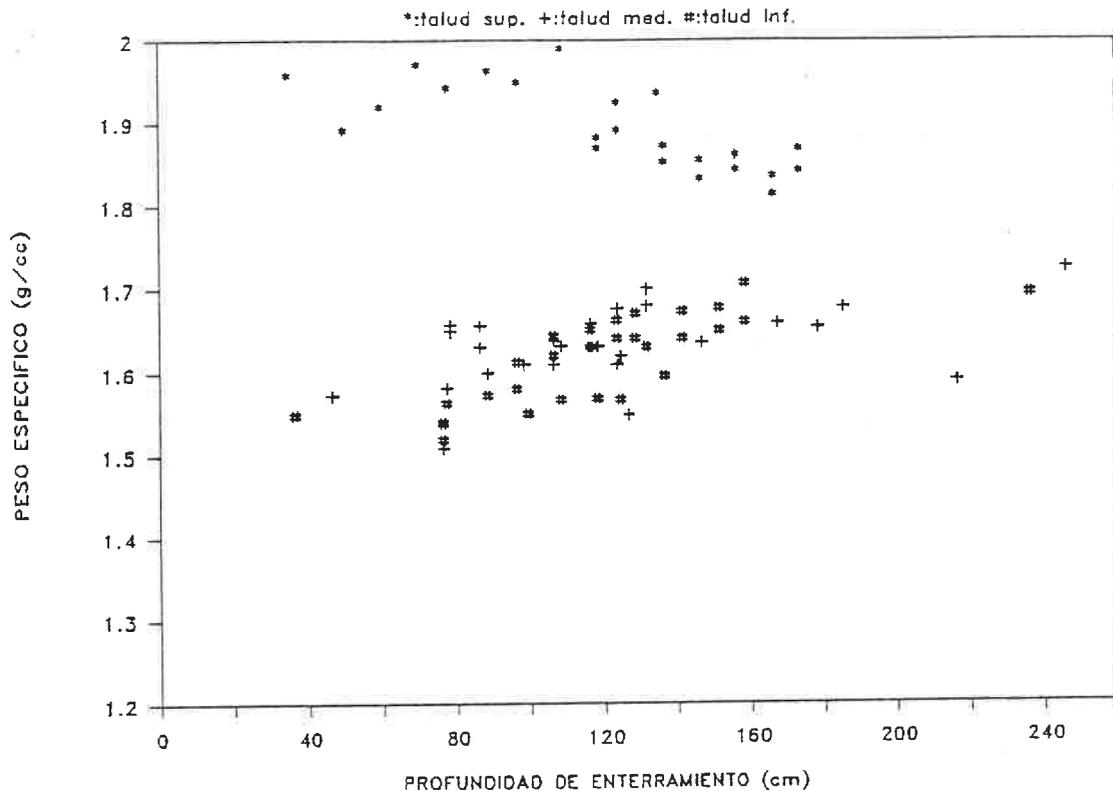


Fig. 6.4.9. Variación del peso específico del sedimento en función de la profundidad de enterramiento en cada testigo. Se observa de nuevo un comportamiento muy diferente de los sedimentos del talud superior, frente a los del talud medio e inferior. Mientras los primeros apenas muestran variación en el peso específico en respecto de la profundidad, en el talud medio e inferior se aprecia un débil pero continuo aumento del peso específico en profundidad, correspondiente a una disstrucción similar en el contenido en agua.

POROSIDAD — CONTENIDO EN AGUA

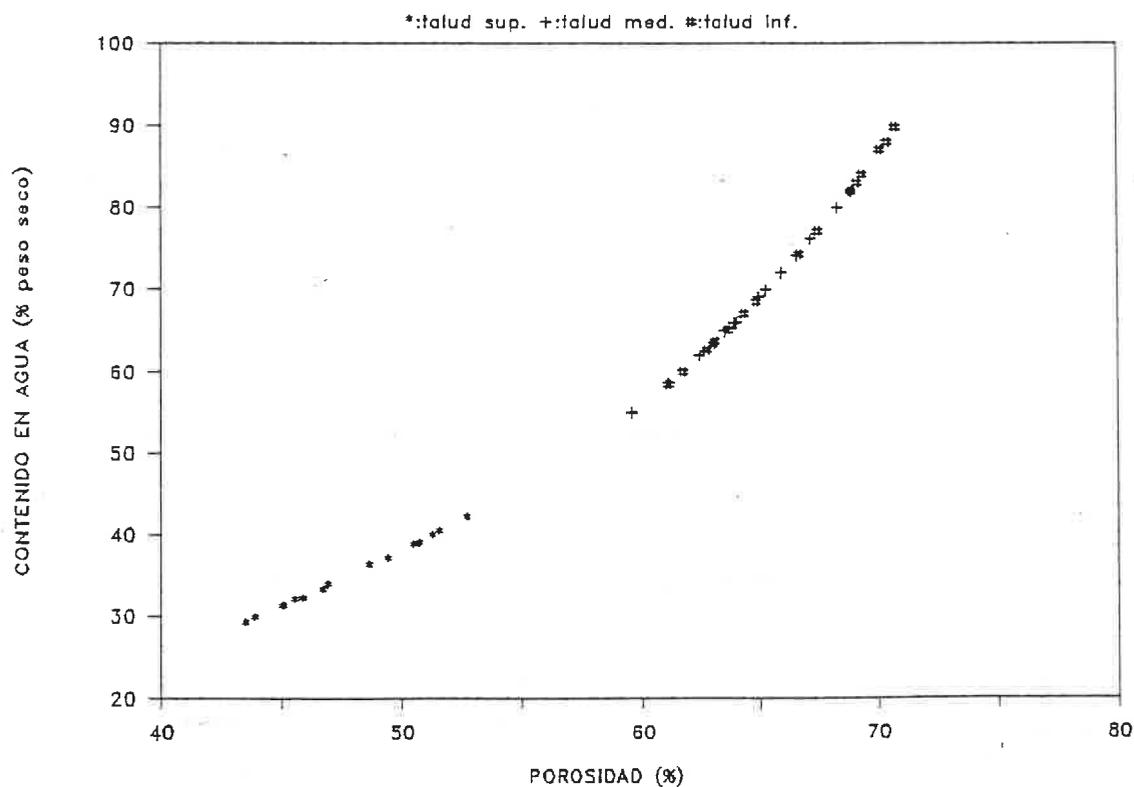


Fig. 6.4.10. Variación de la porosidad del sedimento en función del contenido en agua. Se aprecia un claro aumento de la porosidad para muestras con contenidos en agua crecientes.

es una medida del volumen de espacios "vacíos" en el sedimento, el valor del peso específico es directamente proporcional al grado de compacidad de la estructura del sedimento.

El hecho de que ambas presenten una relación simétrica respecto al contenido en agua es principalmente debido a que, tanto una como otra, han sido calculadas en base a las mismas propiedades índice del sedimento (densidad y contenido en agua). En cualquier caso, el hecho de que estas relaciones aparezcan fielmente reflejadas confirma la bondad del método utilizado para el cálculo de la densidad del sedimento, ya que el contenido en agua es un dato puramente experimental, obtenido en el laboratorio. Las porosidades obtenidas en los sedimentos del talud del Ebro, oscilan entre un 43% y un 70%; esto equivale a índices de poros entre 0.76 y 2.35. Los valores más bajos corresponden a los sedimentos del talud superior (porosidad entre 50 y 54 %), mientras que los del talud medio e inferior están comprendidos entre 62 y 72%.

Variación en función de la profundidad

En la Fig. 6.4.12 se representa la variación de la porosidad del sedimento para las distintas provincias del talud. Se observa un descenso en la porosidad entre los testigos muestreados en el talud superior, paralelamente a la disminución observada anteriormente en el contenido en agua y porcentaje de arcilla. Pero la variación más importante aparece otra vez en relación a los sedimentos del talud superior, con porosidades entre 43% y 56%, frente a los del talud medio e inferior, que presentan porosidades entre el 58% y 72%.

La variación observada sigue, en rasgos generales, la tendencia que se observaba para el contenido en agua y el porcentaje de arcilla del sedimento (Figs. 6.4.1. y 6.4.6). El paralelismo entre el contenido en agua y la porosidad del sedimento es debido a que éste se encuentra totalmente saturado. El hecho de que los poros del sedimento se encuentren llenos de

POROSIDAD — PESO ESPECIFICO

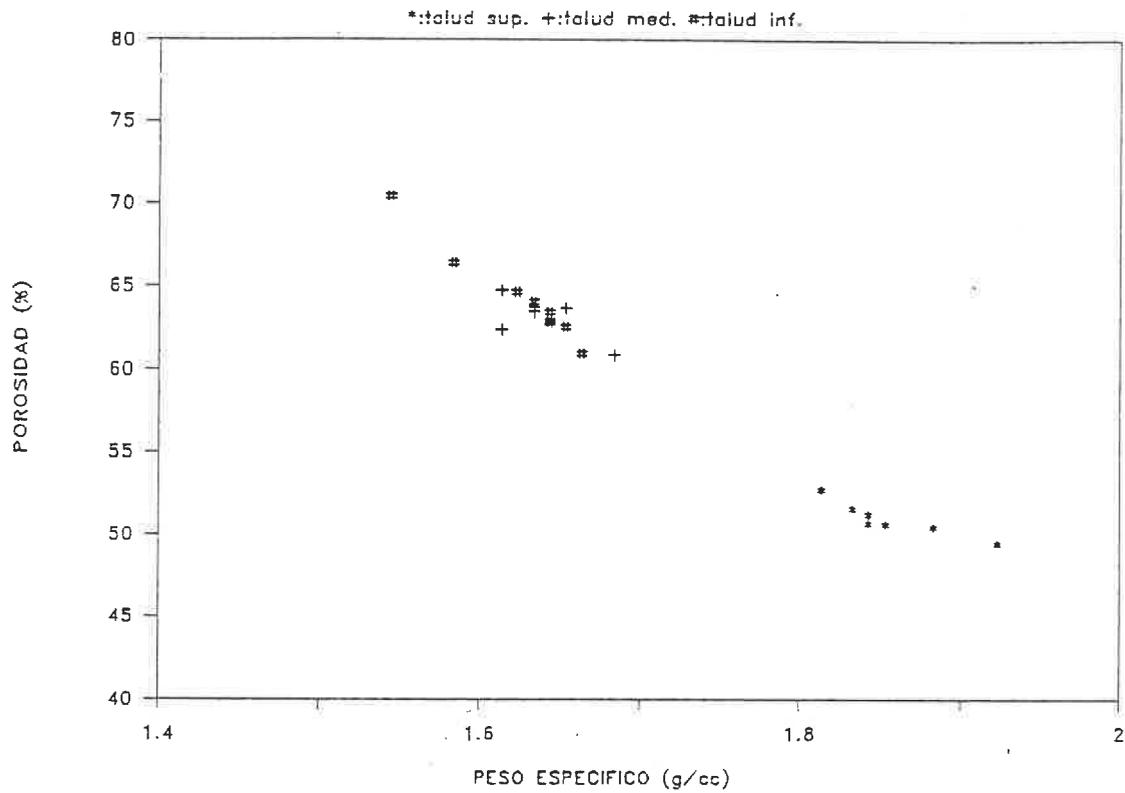


Fig. 6.4.11. Representación de la porosidad frente al peso específico para los sedimentos del talud del Ebro, en la que se observa una relación inversa lineal entre ambos. Se distingue claramente a los sedimentos del talud superior, con valores más bajos de la porosidad, debido a su bajo contenido en agua (baja porosidad) y relativamente alto peso específico.

POROSIDAD — PROFUNDIDAD

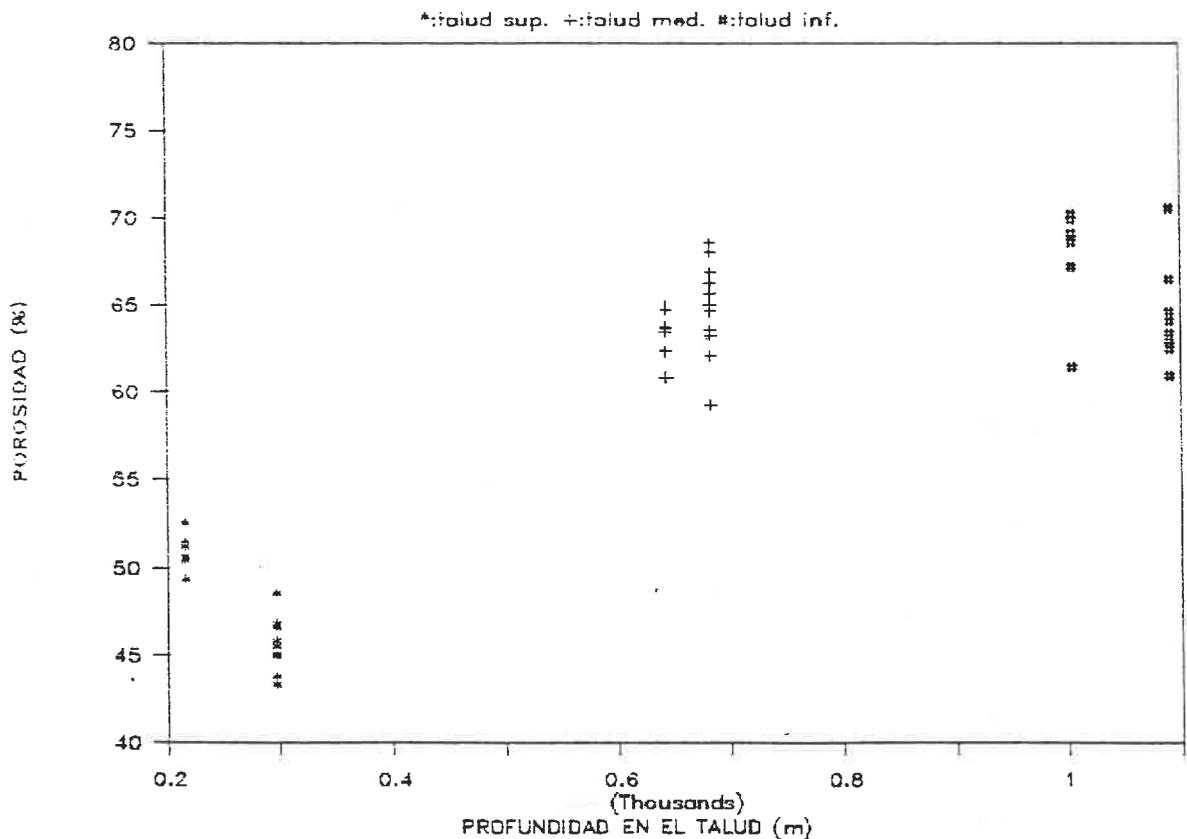


Fig. 6.4.12. Variación de la porosidad del sedimento en función de la profundidad en el talud a que se ha extraído cada testigo. Resulta, de nuevo, evidente un diferente comportamiento de los sedimentos del talud superior, frente a los del talud medio e inferior. Esta diferencia es consecuencia de las ya observadas en relación al contenido en agua o el porcentaje de arcilla en los sedimentos del talud superior, frente a los del talud medio e inferior, reflejadas en las figuras 6.4.1 y 6.4.6.

agua, tiene como consecuencia que una medida de la porosidad proporciona practicamente una información equivalente a una medida del contenido en agua.

Influencia de la profundidad de enterramiento

Se observa cierta variación de la porosidad del sedimento en función de la profundidad de enterramiento, de un modo similar a la variación que se ha comentado anteriormente para el contenido en agua. Esto aparece representado en la Fig. 6.4.13, en la que se observa que la porosidad muestra un valor ligeramente creciente en profundidad (43 - 54 %) para los testigos del talud superior, y un suave descenso (71 - 60 %) para los del talud medio e inferior, en profundidad.

Si se comparan esta figura y la anterior, respectivamente, con las correspondientes a las variaciones del contenido en agua en función de la profundidad en el talud (Fig. 6.4.1) y la profundidad de enterramiento (Fig. 6.4.2), se observa que las variaciones de la porosidad reflejan fielmente, pero de un modo "amortiguado", las correspondientes variaciones observadas en el contenido en agua. Esta diferencia está motivada por el propio significado de la porosidad y el contenido en agua, ya que en el cálculo de la primera interviene el volumen respectivo de poros y partículas sólidas, mientras que en el segundo se utilizan los pesos respectivos del agua y partículas sólidas. Las diferencias son debidas a los distintos pesos específicos del agua y partículas sólidas.

Otra posible fuente de error puede consistir, especialmente en los sedimentos fangosos hemipelágicos del talud medio e inferior, en los cuales los valores medidos del contenido en agua son más elevados que los calculados de la porosidad, a la presencia de caparazones de foraminíferos que pueden encontrarse llenos de agua.

POROSIDAD – PROFUNDIDAD ENTERRAMIENTO

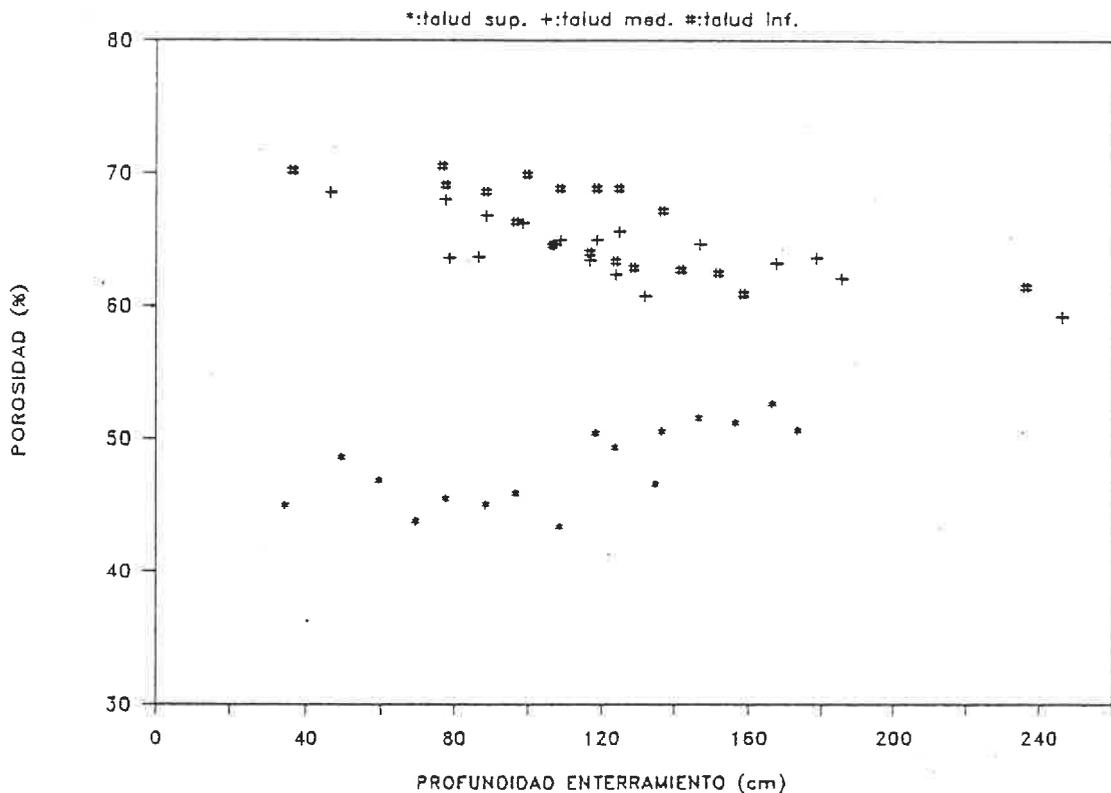


Fig. 6.4.13. Variación de la porosidad del sedimento en función de la profundidad a que se ha tomado la muestra dentro de cada testigo. Se observa un ligero crecimiento de la porosidad en el sedimento del talud superior, respuesta al pequeño aumento en el contenido en agua y el porcentaje de arcilla en profundidad. Simultáneamente se observa una disminución de la porosidad en el talud medio e inferior, resultado de la disminución del contenido en agua por efecto del enterramiento y la consolidación del sedimento.

POROSIDAD – CONTENIDO EN ARCILLA

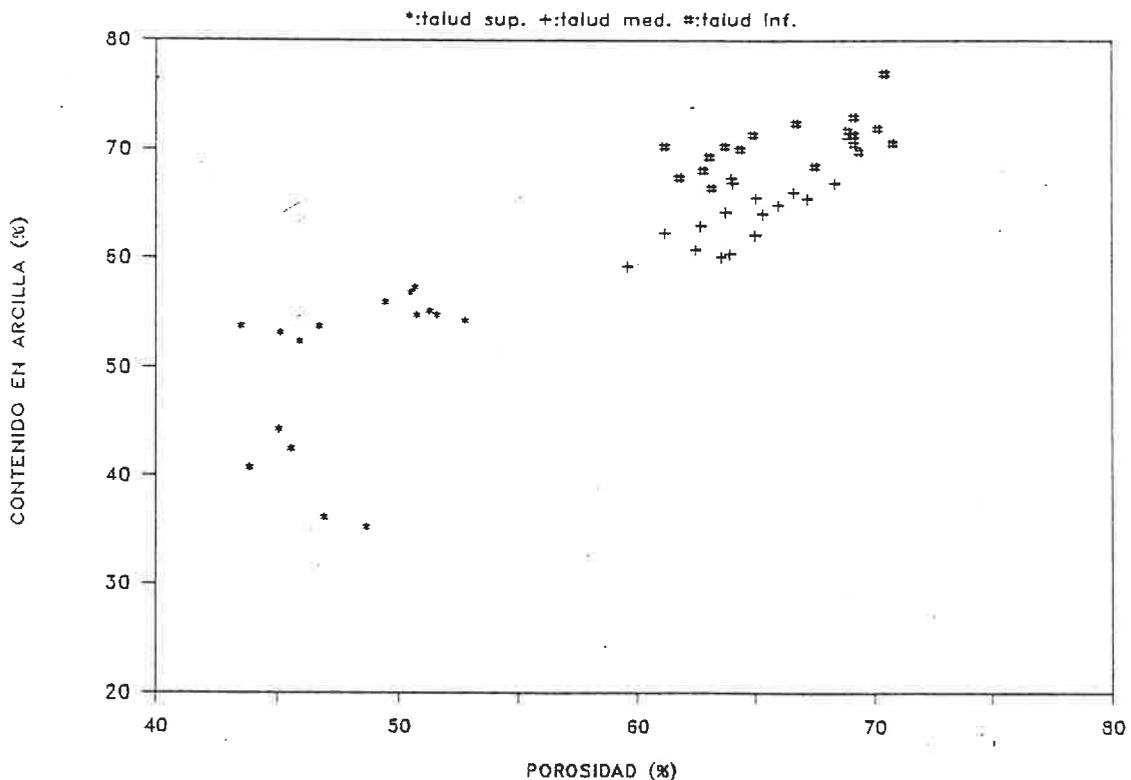


Fig. 6.4.14. Variación de la porosidad en relación al porcentaje de arcilla del sedimento. La figura es similar a la Fig. 6.4.16. Ambas permiten establecer una clara disminución del contenido en agua la porosidad, para contenidos en arcilla crecientes. El paralelismo entre ambas figuras es resultado de la clara relación entre la porosidad y el contenido en agua, reflejada en la figura 6.4.10.

Influencia del tamaño de grano

Como consecuencia de la variación en la porosidad respecto del contenido en agua del sedimento, y la relación ya observada entre éste y la proporción de arcilla en el mismo, es de esperar que exista una cierta relación entre la porosidad y la granulometría del sedimento. Esto queda reflejado en la figura 6.4.14, en la que se observa la relación existente entre la porosidad y el tamaño de grano del sedimento, representado por medio del porcentaje de fracción arcilla en las muestras.

En la figura se aprecia que, con ciertas variaciones para algunas muestras del talud superior, existe una tendencia clara a un aumento en la porosidad, correspondiente a un aumento en el porcentaje de la fracción arcillosa en las muestras. Así se aprecia que en algunas muestras de sedimento del talud superior apenas existe variación la porosidad, para un variación del 30 % en el contenido en arcilla, mientras que en el mismo talud superior, otras muestras con un contenido en arcilla similar (15 %) presentan una variación hasta del 10 % en la porosidad. Entre éstas últimas y los sedimentos del talud medio e inferior, se observa, por su parte, que un aumento del 20 % en el porcentaje de arcilla se traduce en un aumento de la porosidad del 35 %.

En este caso el paralelismo es prácticamente total entre esta relación y la variación del contenido en agua frente al porcentaje de arcilla (Fig. 6.4.5). Esto es consecuencia del método utilizado para el cálculo de la porosidad, debido a la relación entre porosidad y contenido en agua (representada por la línea de puntos en la figura 6.4.8).

Límites de Atterberg

Las relaciones existentes entre los límites de Atterberg y el resto de las propiedades índice del sedimento son especialmente interesantes a la hora de estudiar las

características o el comportamiento mecánico del sedimento ya que, a diferencia de otras propiedades, los límites de Atterberg no precisan de muestras no perturbadas para su cálculo. Como consecuencia de esto es más difícil encontrar en alguno de los ensayos efectos indeseables, resultantes de cualquier tipo de perturbación en la muestra.

En los sedimentos del talud del Ebro, los valores obtenidos para el límite líquido presentan una variabilidad relativamente amplia, ya que oscilan entre el 36 y el 67% (% respecto al peso seco). El límite plástico presenta una variación entre el 20.5 y el 31%. En función de estos valores y los del contenido en agua se observa que parte de los sedimentos analizados, especialmente las secciones superiores de los testigos del talud medio y el inferior, compuestos por sedimentos hemipelágicos, presentan contenidos en agua superiores a su límite líquido. Análogamente, gran parte de los mismos presentan un contenido en agua superior a su límite plástico.

La existencia, en el talud medio e inferior, de sedimentos con contenido en agua por encima de su límite líquido no implica que estos sedimentos presenten un comportamiento líquido o viscoso in-situ. No hay que olvidar que los límites de Atterberg se calculan a partir de muestras remoldeadas, y que por tanto han perdido la resistencia debida a la cohesión original. La explicación a la variabilidad observada entre el talud superior, frente al talud medio e inferior, puede buscarse en una relación con la provincia deposicional o el tipo de sedimento.

Variación en función de la profundidad

Límite Líquido

En los sedimentos analizados se ha comprobado la existencia de una clara diferenciación en cuanto al valor del límite líquido entre los sedimentos pertenecientes a las tres provincias del talud: superior, medio e inferior. Se observa un claro aumento

del límite líquido con la profundidad (Fig. 6.4.15), en especial desde el talud superior, en el que se observan valores entre 34-40% (media 37%), hasta valores entre 56 y 67% (media 61%), observados en el talud medio. Entre éste y el talud inferior parece existir una ligera disminución en el valor del límite líquido promedio (del 56 al 61%).

La diferencia, de nuevo, vuelve a ser muy brusca entre los sedimentos del talud medio y los del talud superior, que muestran diferencias del orden del 25% en el límite líquido. No se han observado, en cambio, tendencias claras en la variación del límite líquido en profundidad dentro de cada testigo.

Límite Plástico

La variación observada en el límite plástico es similar a la que se ha visto para el límite líquido, y aparece representada en la figura 6.4.16. Los valores típicos del límite plástico para el talud inferior son del orden de 21%; los del talud medio e inferior oscilan entre el 26% y 29%, con muestras aisladas en ambos, que pueden llegar hasta el 31%. La variación del límite plástico en función de la profundidad es similar a la ya comentada para el límite líquido: existe un aumento bastante brusco del límite plástico entre el talud superior y el medio, y apenas se aprecia variación entre el medio y el inferior.

El comportamiento mecánico del sedimento, además de en función de la variación de los límites líquido y plástico, puede ser contemplada en función del índice de plasticidad promedio para cada testigo, ya que éste proporciona información acerca del intervalo en el que el sedimento presenta un comportamiento de tipo plástico. En los sedimentos analizados, este índice presenta un comportamiento similar al observado para los índices plástico y líquido. Se observa un aumento del mismo desde el talud superior, en el que presenta valores entre 15 y 20 %, hasta el talud medio (31-38%) y un ligero descenso entre éste y el inferior (29-36%) (Fig. 6.4.17, Baraza et al., 1989).

LIMITE LIQUIDO - PROFUNDIDAD

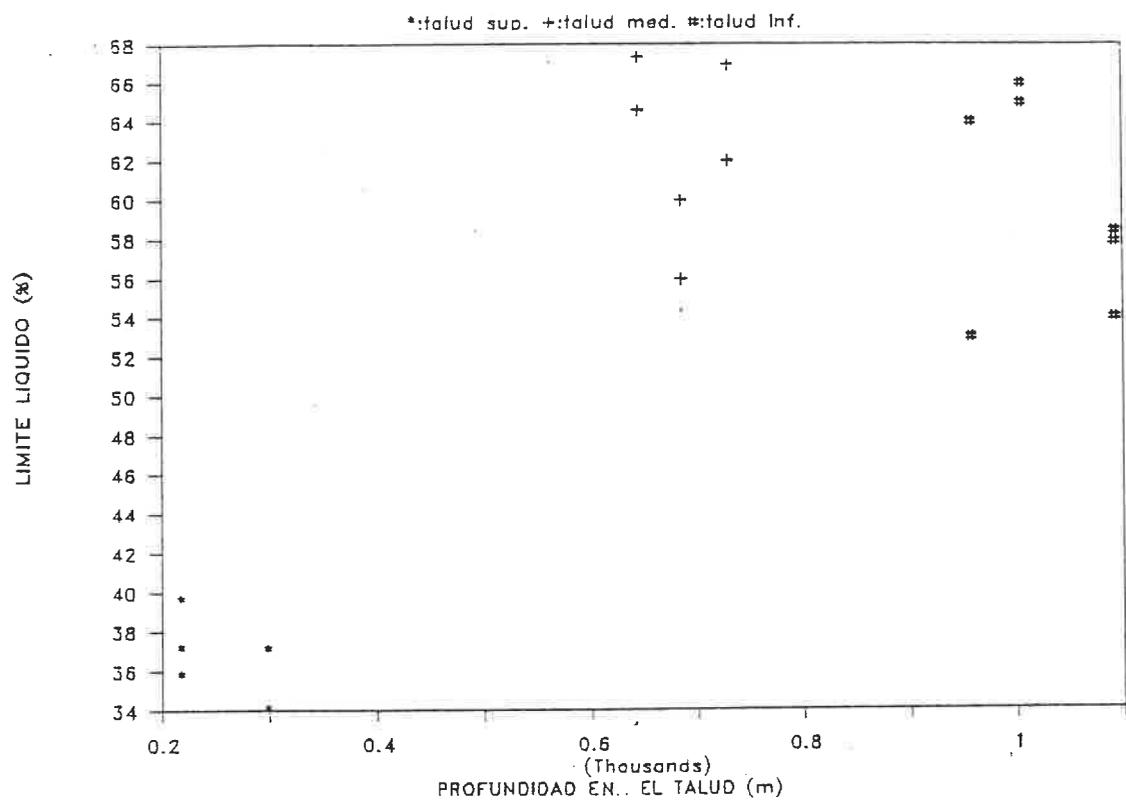


Fig. 6.4.15. Variación del límite líquido para los sedimentos del talud del Ebro, en función de la profundidad a que fueron extraídos. Se observan dos claras agrupaciones, correspondientes al talud superior, y a los taludes medio e inferior, respectivamente. La primera de ellas se distingue por agrupar muestras con los valores más bajos de w_L obtenidos (36-40%), mientras que la segunda incluye muestras con valores más elevados (54-67%). La tendencia general es a un aumento en el límite líquido entre el talud superior y el medio, y un ligero descenso entre éste y el inferior.

LIMITE PLASTICO - PROFUNDIDAD

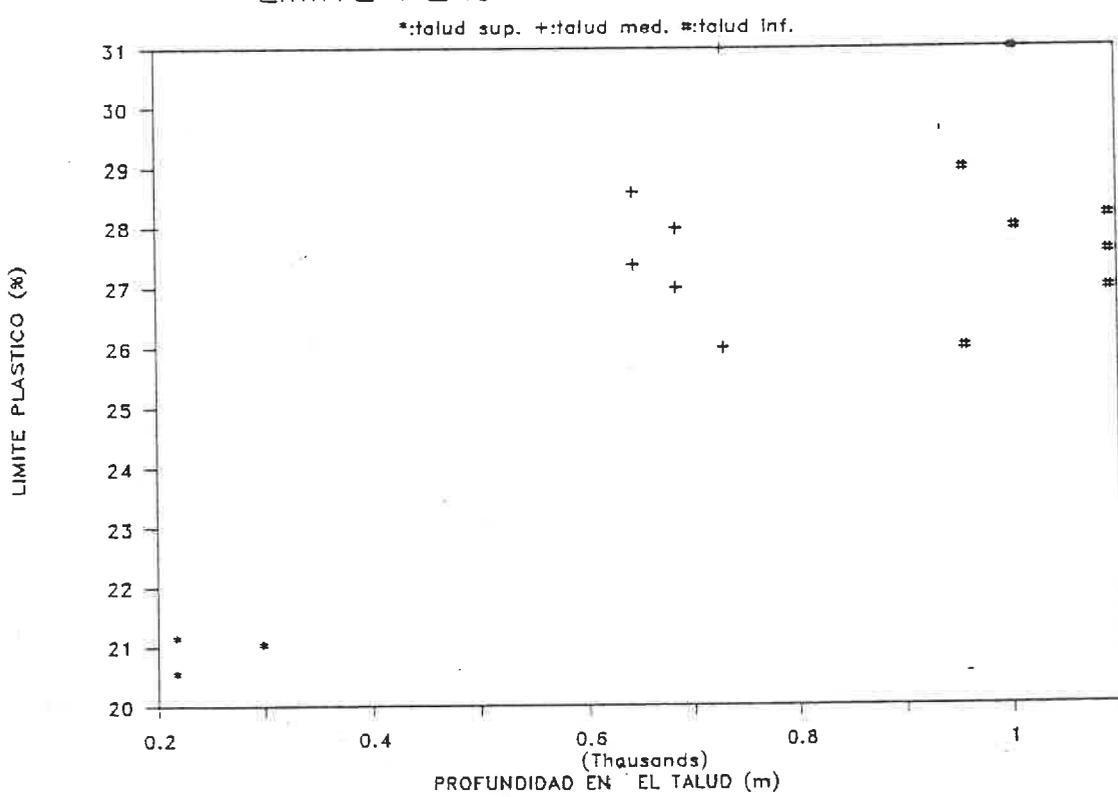


Fig. 6.4.16. Variación del límite plástico para los sedimentos del talud del Ebro, en función de la profundidad a que fueron extraídos. Se observan agrupaciones similares a las descritas para el límite líquido y representadas en la fig. 6.4.15.. Los valores más bajos aparecen en los sedimentos del talud superior (20.5-21.2 %), mientras que existe un brusco aumento para los del talud medio (26-31%), que presentan valores similares a los del talud inferior.

El comportamiento observado, tanto en los límites líquido y plástico, como en el índice de plasticidad, son muy similares al que se ha visto para el contenido en agua o el porcentaje de arcilla en el sedimento. Esto es debido a que los límites definen el estado de consistencia del sedimento y éste depende de la cantidad de agua intersticial y el espesor de la capa de agua adsorbida entre las partículas sólidas, que a su vez es función de la granulometría y mineralogía de las mismas.

Gráfico de Plasticidad

En sedimentos arcillosos, las relaciones existentes entre los límites de Atterberg, así como entre éstos y otras propiedades índice del sedimento como el contenido en agua, proporcionan una doble información acerca de la estructura e incluso la mineralogía del depósito. El método clásico de representación de las características de plasticidad de los suelos es el gráfico de plasticidad. Este gráfico permite clasificar los suelos en función de su grado de plasticidad.

Según los resultados obtenidos en el cálculo de los límites de Atterberg, los sedimentos del talud del Ebro se sitúan paralelamente a la línea A en el gráfico de plasticidad (Fig. 6.4.18), como corresponde a sedimentos de composición textural y mineralógica similar, o procedentes de un mismo área fuente. En dicho gráfico, los sedimentos del talud superior se sitúan sobre el sector correspondiente a las arcillas limosas de plasticidad baja a media (CL), mientras que los sedimentos del talud medio e inferior se sitúan en el límite entre las zonas de las arcillas y de los limos de alta plasticidad (CH y MH, límite líquido > 50%).

Los valores de los límites de Atterberg obtenidos para los sedimentos del talud del Ebro, aunque dentro de un rango de variación comparable, son ligeramente más altos que los obtenidos en el talud del Ródano, en un ambiente deposicional similar (Chassefière et al., 1985; Chassefière y Monaco, 1987), y están

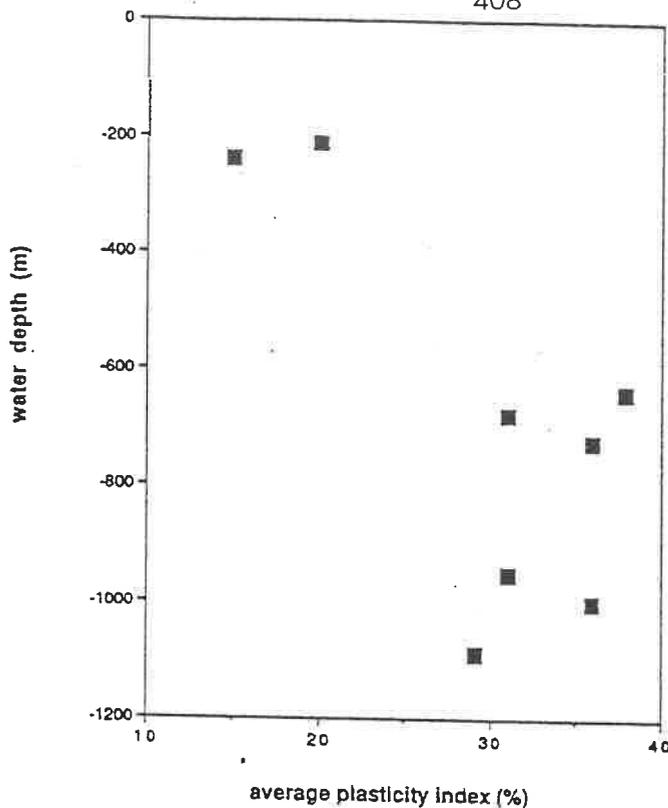


Fig. 6.4.17. Índice de plasticidad promedio para cada uno de los testigos analizados, representado frente a la profundidad en el talud a que fue extraído el testigo. Se observa una clara diferencia entre el sedimento del talud superior, que presenta índices de plasticidad entre el 15 y 20%, frente al talud medio e inferior, en los que se aprecia una suave tendencia descendente en el índice de plasticidad, desde valores medios de 36% en el talud medio, a 31% en el inferior.

GRAFICO DE PLASTICIDAD

*:talud sup. +:talud med. #:talud Inf.

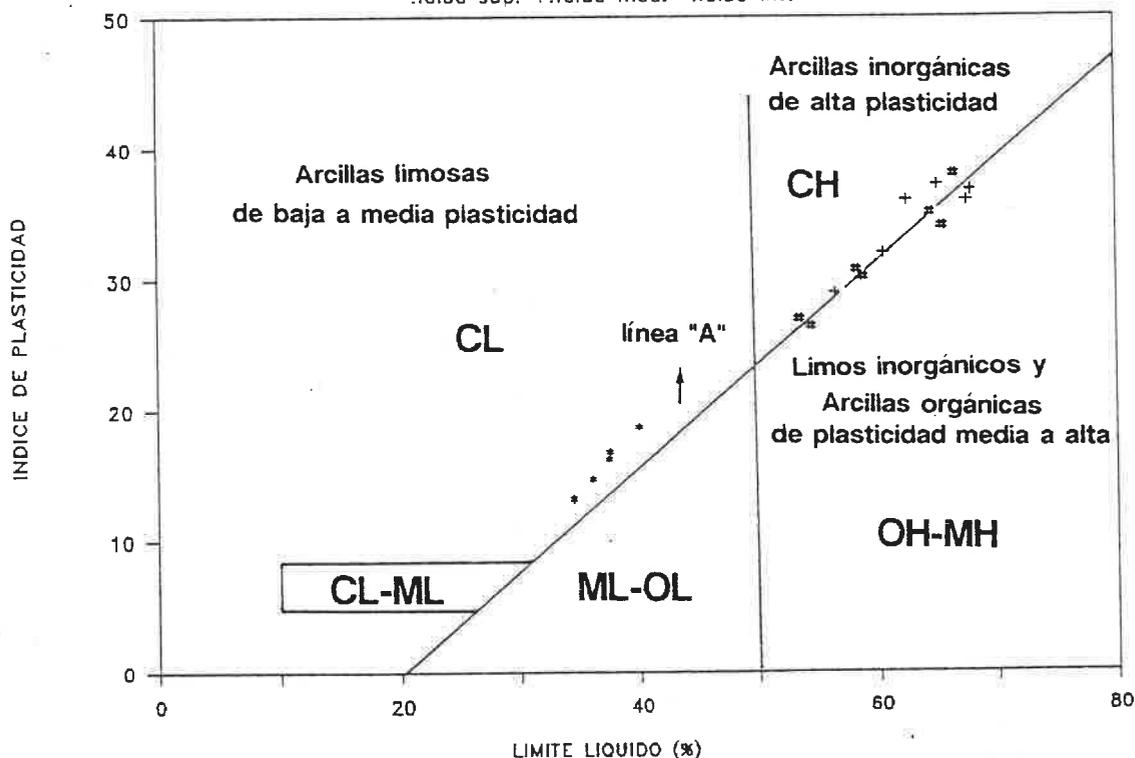


Fig. 6.4.18. Gráfico de plasticidad correspondiente a los sedimentos del talud del Ebro, en el que se diferencian los sectores correspondientes a arcillas limosas inorgánicas de plasticidad media a baja (CL) y limos de baja plasticidad (ML), arcillas limosas orgánicas de baja plasticidad, arcillas orgánicas y limos inorgánicos de plasticidad media a alta (OH-MH), y arcillas inorgánicas de alta plasticidad. El conjunto de los sedimentos se sitúan paralelamente a la línea "A", como corresponde a su composición similar. Los sedimentos del talud superior se sitúan en el sector de las arcillas limosas de baja plasticidad, y los del talud medio e inferior en el límite entre los sectores de las arcillas y los limos de plasticidad alta.

comprendidos dentro de los valores presentados por Keller y Lambert (1972) como típicos para el mediterráneo Occidental.

Una de las principales fuentes de variación de los límites de Atterberg corresponde a variaciones mineralógicas y texturales en el sedimento. En testigos de corta longitud, en principio pertenecientes a un mismo área fuente, y en los que las mediciones se han realizado para cotas comparables de uno a otro, no es de esperar que existan cambios mineralógicos importantes entre los mismos. Por ello, las variaciones más importantes en los límites de Atterberg deben ser buscados en variaciones texturales entre los sedimentos del talud superior, frente a los del talud medio y el inferior.

Influencia del tamaño de grano

En el talud del Ebro, tanto el límite líquido como el límite plástico presentan un comportamiento similar respecto a la granulometría del sedimento. En la Fig 6.4.19 y 6.4.20 se han representado las variaciones de los límites de Atterberg frente al contenido en arcilla en el sedimento. En ellas se aprecia que los sedimentos del talud superior muestran los valores más bajos de ambos índices, con un límite líquido medio del 37% y un límite plástico medio próximo al 21%, dentro de un rango amplio de variación del contenido de arcilla, que oscila entre el 35 y el 55%. En este caso no se observa que la variación textural se traduzca en modificaciones en su estado de consistencia, sino que éste parece más bien estar controlado por el bajo contenido en agua del sedimento.

En el talud medio e inferior la situación es diferente respecto del talud superior. En ambos se observa un claro aumento de los límites líquido (54% - 67%) y plástico (27 - 31%) respecto del talud superior, para porcentajes de arcilla también mayores, comprendidos entre 65% y 72%. De acuerdo con estos resultados, una variación mínima en el contenido de arcilla del orden del 10% entre determinadas muestras de sedimento del talud superior y las

LIMITE PLASTICO - CONTENIDO EN ARCILLA

*:talud sup. +:talud med. #:talud Inf.

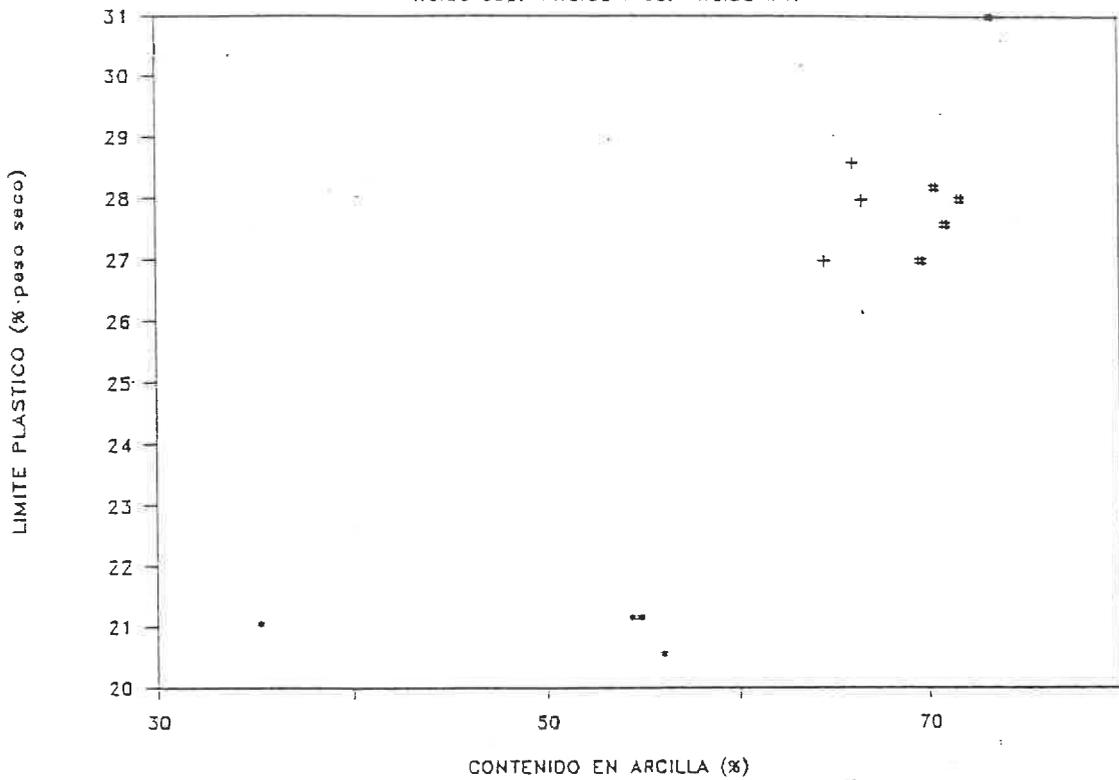


Fig. 6.4.19. Variación del límite líquido en relación al contenido en arcilla del sedimento. Se observa la ausencia de un control textural importante en el límite líquido para las muestras del talud superior, mientras al parecer existir entre estas y las del talud medio e inferior; esta asociación, no obstante, puede ser errónea. Las fuertes variaciones para w_L observadas en el propio talud medio y el inferior, correspondientes a diferencias despreciables en el porcentaje de arcilla, son realmente debidas a variaciones en el contenido en agua entre el techo y muro de los testigos. A partir de aquí se concluye que las diferencias en el contenido en agua del sedimento son las auténticas responsables de la variación en los límites de Atterberg.

LIMITE LIQUIDO - CONTENIDO EN ARCILLA

*:talud sup. +:talud med. #:talud Inf.

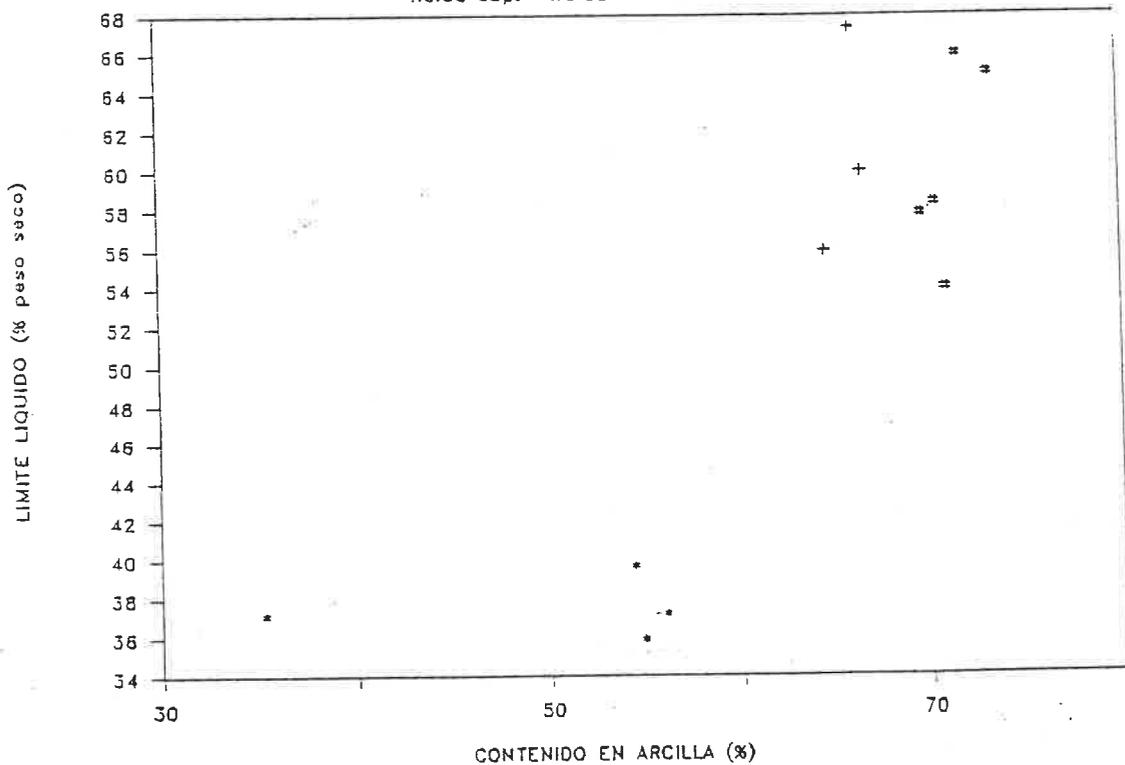


Fig. 6.4.20. Variación del límite plástico en relación al contenido en arcilla del sedimento. Se observa la gran similitud entre ésta y la gráfica anterior, por lo que de ambas pueden extraerse las mismas conclusiones.

correspondientes del talud medio, se traduce en un aumento de los límites líquido y plástico respectivamente, del orden de 17% y 6%.

Entre el talud medio y el inferior se observa una relación prácticamente similar, en la que un aumento próximo a un 10% en el contenido en arcilla entre uno y otro, apenas se traduce en una ligera variación en los límites de Atterberg. En cambio, dentro del propio talud medio o el inferior, variaciones insignificantes del contenido en arcilla pueden implicar modificaciones de hasta un 12% en el límite líquido y un 4% en el límite plástico.

La conclusión que puede extraerse de estas variaciones es que el estado de consistencia del sedimento, dentro de cada provincia del talud, está principalmente controlado por el contenido en agua del mismo, sin que exista una componente textural en el mismo. Este es el motivo de la ligera variación de w_L y w_p en el talud superior, con una sustancial variación textural, así como la similaridad de ambos límites para el talud medio y el inferior, en los que apenas existen diferencias texturales.

Analogamente es responsable de la variación observada en ambos límites dentro del mismo talud medio e inferior en los que, sin que existan variaciones texturales, se producen importantes variaciones en el contenido en agua por efecto de la consolidación. Esta misma razón puede aducirse para explicar las grandes diferencias existentes entre el talud superior, por un lado, y el talud medio e inferior por el otro, debidas a las diferencias existentes en el contenido en agua entre ambos. En este caso, no obstante, cabe pensar en que las importantes diferencias texturales y composicionales del sedimento favorecen esta diferenciación.

Síntesis

A modo de síntesis de los resultados obtenidos en el análisis de la propiedades índice se pueden establecer una serie de consecuencias:

Se reconoce una diferencia fundamental, en función de sus propiedades índice, entre el talud superior, por un lado, y el talud medio e inferior por otro. Esta distinción es debida principalmente al bajo contenido en agua en el talud superior, respecto del talud medio y el inferior.

Esta variación en el contenido en agua en el sedimento parece tener un control textural, ya que se ha comprobado un aumento del mismo paralelamente a un aumento en el contenido en arcilla del sedimento, desde el talud superior al inferior.

Dentro de una misma provincia del talud el contenido en agua disminuye en profundidad en cada testigo, estando controlado por el grado de consolidación del sedimento. En relación a ésto, se ha observado un comportamiento anómalo en el sedimento del talud superior que, junto con su bajo contenido en agua, parecen indicar que ha alcanzado un cierto grado de consolidación.

La variación señalada en el contenido en agua es responsable de una variación en sentido contrario en el peso específico del sedimento, que disminuye a profundidades crecientes en el talud, paralelamente al aumento en el contenido en agua.

La porosidad presenta un comportamiento inverso al peso específico, y sigue de un modo practicamente perfecto una idéntica variación que el contenido en agua del sedimento; esto se interpreta como una consecuencia de la saturación total del mismo.

Los límites de Atterberg, permiten igualmente establecer una clara diferenciación entre el sedimento del talud superior y el del talud medio-inferior. Tanto el límite plástico como el límite

líquido presentan una variación a lo largo del talud idéntica a la observada por el contenido en agua.

El valor de ambos límites está controlado por el contenido en agua de modo que, aunque parece existir un control textural en la plasticidad del sedimento, se observan grandes variaciones en los límites de Atterberg dentro de un mismo testigo que apenas presenta variaciones texturales, como resultado de la pérdida de agua a consecuencia de la consolidación. Esto confirma la influencia del contenido en agua sobre el resto de las propiedades índice del sedimento.

Resistencia a la cizalla de molinete

Los valores de resistencia inalterada obtenidos en los diferentes ensayos de molinete, han proporcionado una amplia variabilidad a lo largo de todo el talud. En el talud superior se han obtenido valores de resistencia comprendidos entre 6 y 20 kPa, mientras que en el talud medio e inferior los valores obtenidos varían entre 2 y 25 kPa; es aquí donde aparece la mayor variabilidad a lo largo del talud, aunque es muy desigual en los diferentes testigos. Los valores de la resistencia remoldeada obtenidos presentan una menor variación a lo largo del talud y oscilan entre 0.3 y 5 kPa.

A partir de los valores de la resistencia intacta y remoldeada se han calculado valores de la susceptibilidad que oscilan entre entre 2 y 11.6; en el talud superior los valores de susceptibilidad varían entre 2.8 y 5.4, mientras que en el talud medio e inferior presentan una mayor variabilidad, oscilando entre 2 y 11.6, con los valores más altos en la parte alta de los testigos. Esto es debido al elevado contenido en agua de estos sedimentos, que debido a ello pierden prácticamente en su totalidad la cohesión original tras el remoldeado.

La resistencia del sedimento a la cizalla está, por lo

general, fuertemente influida por el contenido en agua del mismo. En la figura 6.4.21 se ha representado la relación existente entre la resistencia a la cizalla de los sedimentos del talud del Ebro y el contenido en agua de éstos. En ella, salvo algunas muestras dispersas que muestran un comportamiento anómalo, se aprecia un claro descenso en el valor medido de la resistencia a la cizalla, correspondiente a un aumento en el contenido en agua del sedimento. Se ha constatado una disminución de la resistencia desde una media de 16 kPa hasta valores próximos a 2 kPa, correspondientes a aumentos en el contenido en agua del 30 al 90%.

Este descenso es debido a la disminución de la componente friccional de la resistencia, por el efecto que produce el contenido en agua debido a las capas de agua existentes entre los granos minerales. Una disminución del mismo tipo en la resistencia a la cizalla ha sido observada comparando muestras con contenidos crecientes en arcilla. La mayor facilidad de las arcillas para adsorber agua se traduce en un comportamiento de tipo plástico, que permite con facilidad el deslizamiento relativo entre los granos minerales, lo que se traduce en valores bajos de la resistencia a la cizalla. El elevado contenido en agua es también responsable de la dificultad de recuperación de la cohesión interna del sedimento tras el remoldeado, de ahí los valores más elevados de la susceptibilidad en el techo de los testigos del talud medio e inferior.

Influencia de la profundidad de enterramiento

En todos los testigos analizados se ha observado que la resistencia inalterada aumenta de un modo aproximadamente proporcional a la profundidad de enterramiento, desde valores aproximados de 2 kPa en el techo de los testigos hasta unos 10 kPa a 150 cm de profundidad en los mismos (Fig. 6.4.22). La resistencia remoldeada presenta un aumento mucho más débil en función de la profundidad de enterramiento; se han observado variaciones de la misma desde valores próximos a 0.5 kPa en el

RESIST. CIZALLA – CONTENIDO EN AGUA

*:talud sup. +:talud med. #:talud inf.

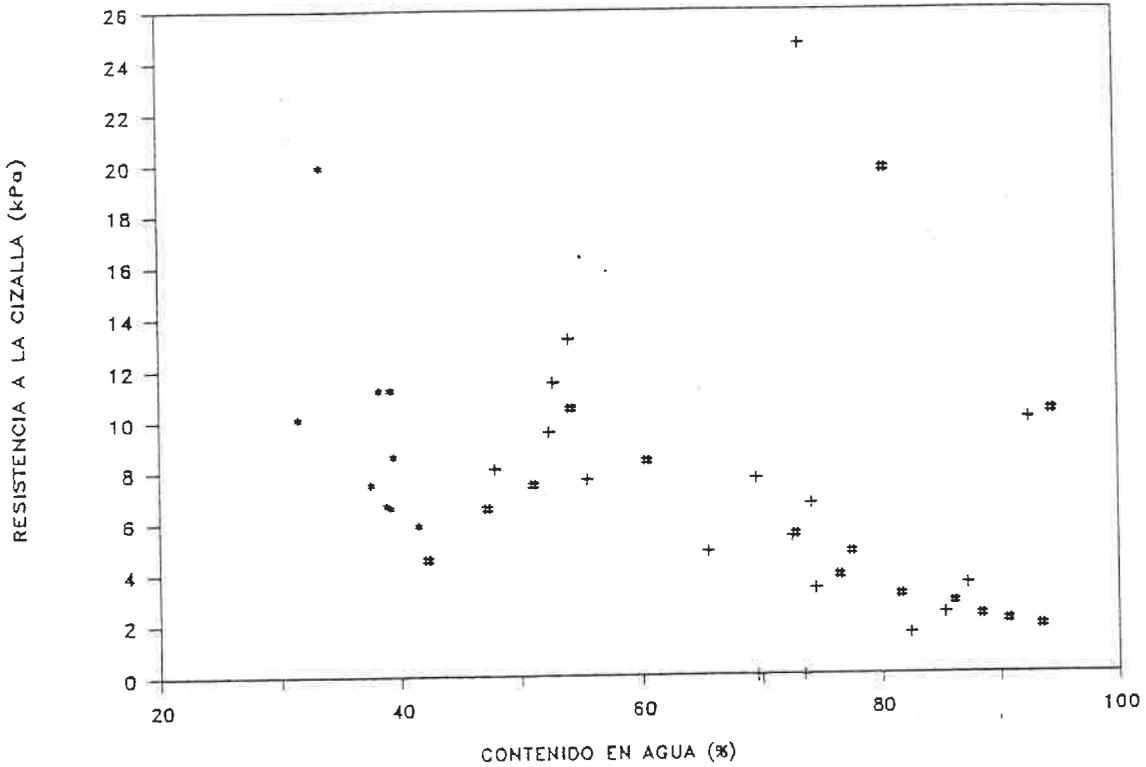


Fig. 6.4.21. Relacion entre la resistencia a la cizalla de molinete y el contenido en agua del sedimento. Se observa una relacion inversa entre ambas caracteristicas, de modo que para valores crecientes del contenido en agua, entre el 30 y 95 %, se produce un descenso de la resistencia a la cizalla desde valores medios de 12 a 2 kPa.

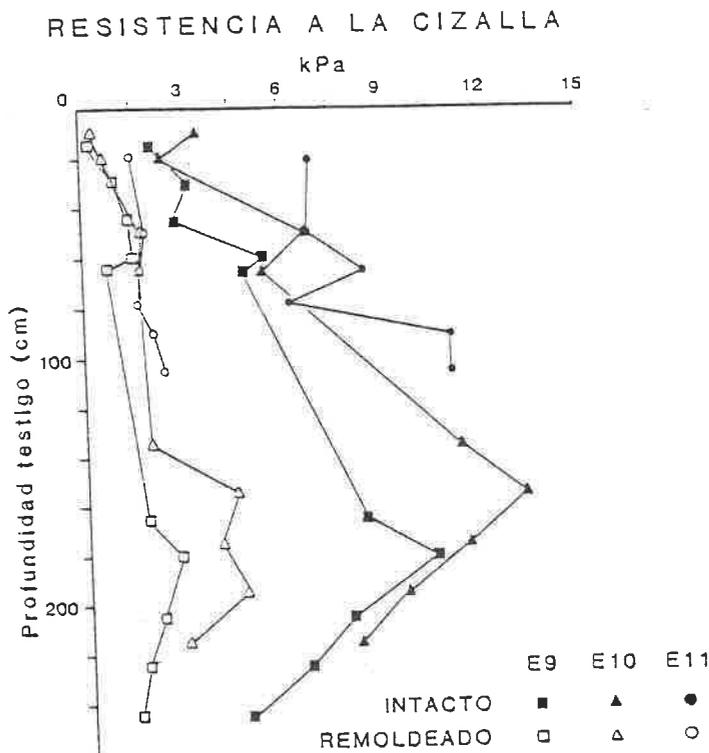


Fig. 6.4.22. Variación de la resistencia a la cizalla frente a la profundidad en cada testigo. Se han representado los valores de la resistencia intacta y remoldeada correspondientes a tres testigos del talud superior (E11), medio (E10) e inferior (E9). Se aprecia un aumento de la resistencia con la profundidad de enterramiento entre la superficie y los 150 cm, más marcada para la resistencia intacta que la remoldeada. El descenso que tiene lugar a partir de los 150 cm se interpreta como debido a deformación durante el muestreo.

techo de los testigos, hasta una media de 3.5 kPa a 150 cm de profundidad.

Este aumento de la resistencia a la cizalla con la profundidad a lo largo de un testigo, es típico en los sedimentos marinos, y se debe a la pérdida de agua en el sedimento y una disminución de la porosidad del mismo, como resultado de los procesos de consolidación.

El descenso en los valores de la resistencia a la cizalla observados por debajo de los 150 cm para alguno de los testigos es probablemente debido a perturbaciones sucedidas durante el muestreo (Fig. 6.4.22). En la figura se observa que las mayores diferencias entre las resistencias intacta y remoldeada aumentan también a profundidades crecientes desde el techo de los testigos, por lo que los valores más altos de susceptibilidad tienen lugar próximos a los 150 cm. Como resultado de esta situación, el sedimento presente en la base de los testigos tiene una mayor facilidad para perder cohesión por efecto de cualquier tipo de deformación.

Resumiendo, según los resultados de los ensayos de molinete, el contenido en agua del sedimento es la característica que controla la resistencia del mismo a la cizalla. De acuerdo con esto aparecen variaciones a escala regional entre el sedimento del talud superior y el del talud medio e inferior, debido a las diferencias de contenido en agua entre ambos. Del mismo modo, la pérdida de agua por drenaje, resultante de la consolidación, se traduce en una mayor resistencia del sedimento conforme aumenta la profundidad.

Según sus propiedades índice, su elevado contenido en agua, próximo o incluso más alto que los índices líquido y plástico del sedimento, y la baja resistencia a la cizalla del mismo, se puede concluir que el sedimento superficial del talud medio y el inferior presenta unas características que lo hacen más susceptible de sufrir una deformación ante cualquier tipo de esfuerzo externo o ambiental.

Características de Consolidación

Los resultados de los ensayos de consolidación se han usado fundamentalmente para determinar la presión de preconsolidación σ'_{vm} , que corresponde a la mayor presión por enterramiento a que el sedimento ha estado expuesto en el pasado, gracias a la cual se podrá deducir el grado actual de consolidación del sedimento, en función de su razón de sobreconsolidación. Además de la carga sedimentaria, diversos procesos de tipo diagenético pueden afectar al valor de σ'_{vm} ; por lo que habrá que tener ciertas precauciones al analizar los resultados obtenidos en los ensayos. Además de la presión de preconsolidación, a partir de los ensayos de consolidación se ha calculado el índice de compresión C_c y el coeficiente de consolidación, c_v . Los resultados de los ensayos de consolidación realizados, aparecen reflejados en la Tabla 6.4.1.

A partir de las gráficas resultantes de los ensayos de consolidación, se observa que los índices de poros iniciales para las muestras de sedimento del talud superior son del orden de 0.9 - 0.95 (testigo E 11), mientras que para el talud medio oscilan entre 1.65 - 2.2 (E 10 y E 23) y para el talud inferior entre 1.5 - 2.2 (E 9 y E 22). Se confirma la variación observada con anterioridad en la porosidad, al haberse encontrado una reducción en el índice de poros inicial, a profundidades crecientes en todos los testigos. Por ejemplo, en el testigo E 9 del talud inferior se han reconocido índices de poro iniciales de 2.2 a los 73 cm de profundidad, de 1.63 a los 120 cm y de 1.51 a los 155 cm. Una variación menos acusada se ha encontrado para el testigo E 23, también del talud inferior, en el que el índice de poros es de 2.2 (75 cm), 2.0 (125 cm) y 1.8 (215 cm).

ENSAYOS DE CONSOLIDACION												
CAMPAÑA	Testigo	Inc	w_c	$w_{c(remed)}$	γ'_c	σ'_{vo}	σ'_{vm}	σ'_m	OCR	C_c	cv	Ensayo
(unidades)	-	(cm)	%	%	(kN/m ³)	(kPa)	(kPa)	(kPa)			(cm ² /s)	
GC3.84.MS	E10	75	31.8	29.9	9.7	7.3	82	75	11	.17	7*10 ⁻³	CE188
GC3.84.MS	E10	123	34	32.2	8.7	11	-	-	-	-	-	CE189
GC3.84.MS	E10	130	32.6	-	9.2	12	64	52	5.3	.28	5*10 ⁻³	CE195
GC3.84.MS	E12	75	80	75.3	5.2	4	22	18	6	.53	2*10 ⁻³	CE185
GC3.84.MS	E12	124	72.1	68.1	5.5	6.8	21	14	3	.43	2*10 ⁻³	CE190
GC3.84.MS	E12	185	62	60.8	6	11	22	11	2	.43	2*10 ⁻³	CE196
GC3.84.MS	E14	75	84.4	79	4.6	3.5	8	4.5	2.3	.49	4*10 ⁻³	CE186
GC3.84.MS	E14	123	83.4	76.8	5	6.1	12	6	2	.50	2*10 ⁻³	CE193
GCA.85.MS	E9	75	89.7	85.3	5.1	3.7	7.3	3.6	2	.50	2*10 ⁻³	CE207
GCA.85.MS	E9	123	65	60.6	6.1	7.3	17	10	2.3	.40	3*10 ⁻³	CE208
GCA.85.MS	E9	158	58.4	55.8	6.3	9.7	21	11.2	2.1	.34	2*10 ⁻³	CE213
GCA.85.MS	E10	78	65.8	66	6.1	4.6	15	10.3	3.2	.42	1.7*10 ⁻³	CE209
GCA.85.MS	E10	123	70.3	66.5	5.7	6.9	20	13.1	2.9	.39	1.3*10 ⁻³	CE210
GCA.85.MS	E11	118	38.5	36.4	8.4	9.7	29	19	3	.21	2.7*10 ⁻³	CE212
GCA.85.MS	E11	173	38.8	34.1	5.3	9.1	35	25.9	3.8	.21	2.4*10 ⁻³	CE211
GCA.83.MS	E23	75	89.2	-	4.8	3.6	5	1.4	1.4	.50	3*10 ⁻³	CE191
GCA.83.MS	E23	124	81.1	-	5.2	6.5	11	4.5	1.7	.51	3*10 ⁻³	CE192
GCA.83.MS	E23	217	70.5	-	5.6	13	12	1	1	.43	2*10 ⁻³	CE197
GCA.83.MS	E22	76	90.7	-	4.7	3.5	7	3.5	2	.53	3*10 ⁻³	CE187
GCA.83.MS	E22	131	63.6	-	6.0	7.9	24	16	3	.39	3*10 ⁻³	CE194

Tabla 6.4.1. Resumen de los resultados obtenidos en los ensayos de consolidación realizados en el talud continental del Ebro.

Presión de Preconsolidación

La presión de preconsolidación media obtenida mediante la construcción de Casagrande a partir de las curvas e-log σ' resultantes de los ensayos, varía entre 82 y 5 kPa. Los valores más altos aparecen para lodos de prodelta Pleistocenos del talud superior: por ejemplo, en el testigo TG10 se han obtenido 82 kPa a 76 cm de profundidad, y 64 kPa a 128 cm; en el testigo E11, también del talud superior, se han obtenido 29 kPa a 117 cm, y 35 kPa a 172 cm, y en el testigo E5, 30 kPa a 123 cm y 29 kPa a 167 cm. Las presiones de preconsolidación obtenidas disminuyen en los testigos del talud medio e inferior, donde toman valores bastante próximos, con una media de de 18 kPa (Fig. 6.4.23, Baraza et al., 1989).

No se han observado variaciones a esta tendencia a la disminución de σ'_{vm} entre el talud superior y el inferior, por lo que puede afirmarse que es una situación generalizada a lo largo de todo el talud superior en el área analizada. A partir de los valores medidos de σ'_{vm} y de la presión existente en la actualidad por efecto del enterramiento, calculados en base a la profundidad de cada muestra y al peso específico del sedimento, se ha calculado la razón de sobreconsolidación (OCR).

Los valores obtenidos de la razón de sobreconsolidación, oscilan entre 2 y 3 para la mayoría de los testigos, medidos a 1 metro de profundidad en los testigos, lo que implica que el sedimento se encuentra ligeramente sobreconsolidado. En los testigos del talud superior (E10, TG11), la razón de sobreconsolidación presenta valores más altos (hasta 11) lo que indica que el sedimento superficial del talud superior se encuentra fuertemente sobreconsolidado.

Causas de la Sobreconsolidación

La principal causa esgrimida para explicar la sobreconsolidación en sedimentos marinos, consiste en la desaparición de parte del recubrimiento sedimentario hasta una determinada profundidad, por efecto de erosión, deslizamientos submarinos...etc. Esto explicaría la presencia en superficie de sedimentos que presentan un estado de consolidación que habrían alcanzado bajo una carga litostática más elevada que la existente en la actualidad.

Según esta hipótesis, el exceso en la presión de consolidación sobre la presión de enterramiento en los testigos del talud superior del Ebro, se correspondería con el deslizamiento de un paquete de sedimento del talud superior, de aproximadamente entre 3 y 7 m de potencia. No obstante, otros factores son también aducidos para explicar este efecto de sobreconsolidación.

Altos valores de sobreconsolidación pueden haber sido también desarrollados durante los estadios en que el nivel del mar se encontraba bastante por debajo del actual. Durante estos periodos los esfuerzos cíclicos ejercidos por el oleaje en las proximidades del talud superior fueron importantes, produciendo modificaciones en el empaquetamiento de los granos minerales del sedimento. Otra posible explicación es que altos valores de OCR, en testigos de corta longitud, pueden constituir el reflejo de una sobreconsolidación aparente resultante de una estructura más densa, mezclada por efecto de la bioturbación, de la formación de enlaces interpartículas o como resultado de una compresión secundaria, que a menudo controlan el comportamiento frente a esfuerzos del sedimento en las proximidades del fondo (Lee et al., 1981).

Indice de Compresión

El índice de compresión C_c , equivale a la pendiente de la rama noval de la curva de consolidación y representa la cantidad de compresión (cambio en el índice de poros) sufrida por el sedimento, como resultado de un determinado aumento en la carga ejercida sobre el mismo. Los valores del índice de compresión en los sedimentos del talud del Ebro varían entre 0.17 y 0.53 cm/s^2 para el conjunto del talud. En el talud inferior C_c toma valores entre 0.17 y 0.28, con una media de 0.21 y se aprecia un diferente comportamiento en distintos testigos, observándose tanto un aumento del índice de compresión a mayor profundidad en el testigo, como valores practicamente constantes del mismo a lo largo de otros testigos.

En el talud medio e inferior el índice de compresión toma valores entre 0.39 y 0.53 cm/s^2 , mostrando un descenso en profundidad en cada testigo o valores practicamente constantes en a lo largo de algún testigo del talud inferior. Esto se traduce en un diferente comportamiento en las distintas provincias del talud, al comprobarse que se produce un aumento del índice de compresión en función de la profundidad a que se han tomado los

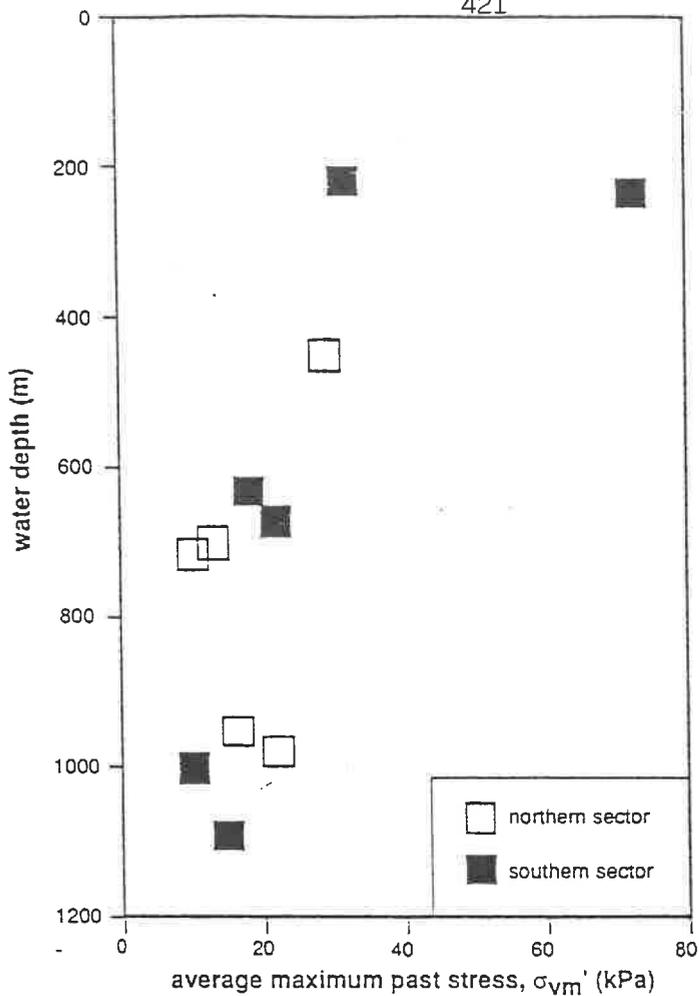


Fig. 6.4.23. Variación de la presión de preconsolidación media del sedimento, en función de la profundidad, en el talud a que ha sido muestreado cada testigo. Se observa un nítido aumento desde el talud superior, donde aparecen valores entre 80 y 25 kPa, hasta el talud medio e inferior, donde la presión de preconsolidación presenta un menor rango de variación, situándose próxima a 18 kPa.

LIMITE LIQUIDO – INDICE DE COMPRESION

*:talud sup. +:talud med. **:talud inf.

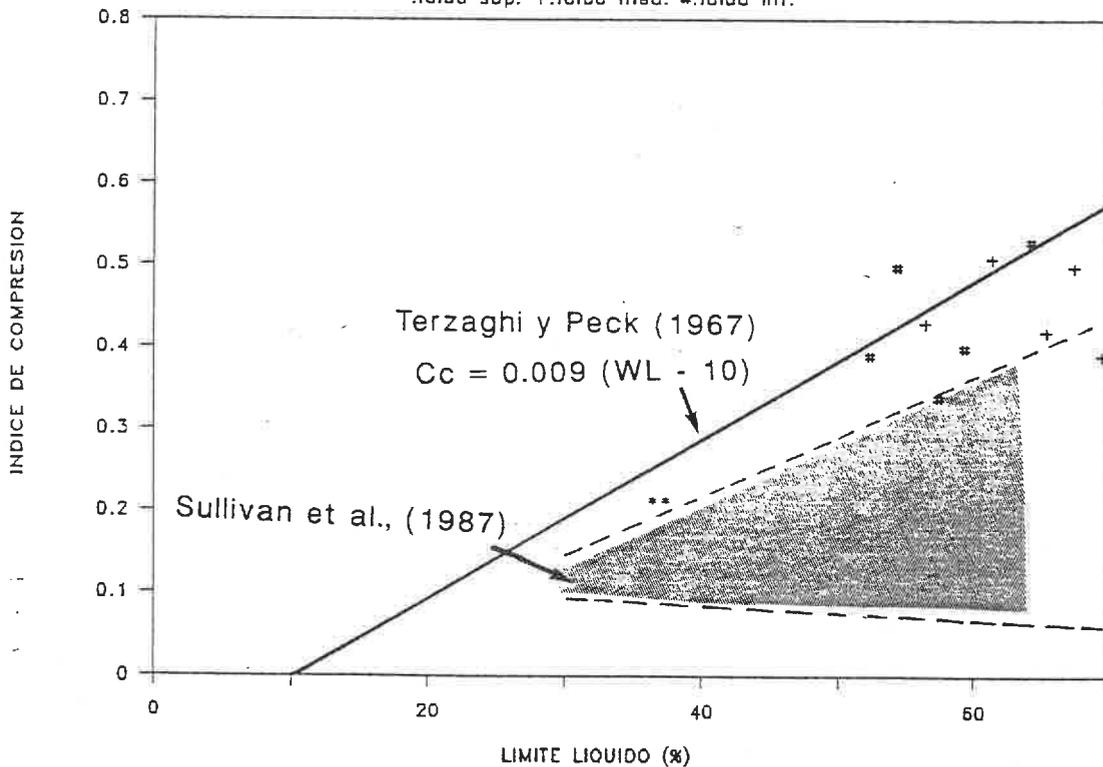


Fig. 6.4.24. Variación relativa entre el índice de compresión y el límite líquido del sedimento. Se aprecia una clara diferencia entre los sedimentos del talud superior, con valores bajos del índice de compresión y el límite líquido, frente a los del talud medio e inferior, que forman una agrupación con valores más elevados de ambas variables, como corresponde a sedimentos más compresibles y de mayor plasticidad. Los valores obtenidos concuerdan aceptablemente con la relación propuesta por Terzaghi y Peck (1967) (línea continua), mientras que presentan valores más elevados del índice de compresión que los obtenidos en arcillas del Mar del Norte por Sullivan et al (1987) (área sombreada).

testigos. Una situación similar ha sido reportada por Almagor (1978) para los sedimentos del talud del margen continental de Israel. Según los valores obtenidos, los sedimentos del talud superior muestran una baja compresibilidad, que aumenta ligeramente en profundidad en cada testigo, y los del talud medio e inferior presentan una compresibilidad de media a alta.

El aumento observado en el índice de compresión está relacionado con el anteriormente observado en la porosidad, de modo que presentan un mayor índice de compresibilidad aquellos sedimentos con una textura más "abierta", por tanto con una porosidad más elevada. Terzaghi y Peck (1967), presentan una relación lineal entre el índice de compresión y el límite líquido para arcillas de susceptibilidad baja a moderada:

$$C_c = 0.009 (w_L - 10)$$

En la Fig. 6.4.24 se aprecia la relación existente entre el índice de compresión y el límite líquido para los sedimentos del talud del Ebro. Se observa que los sedimentos del talud superior presentan los valores más bajos, tanto del índice de compresión (0.22 media) como del límite líquido (38 %), diferenciándose muy claramente de los del talud medio y superior, que presentan entre sí un comportamiento más homogéneo (C_c : 0.36-0.50 y w_L : 50-70%).

Existe cierto grado de acuerdo entre los resultados obtenidos en el talud del Ebro y la relación propuesta por Terzaghi y Peck, si bien alguno de los resultados obtenidos ha proporcionado valores del índice de compresión algo más bajos de los que resultarían mediante la relación de Terzaghi y Peck. Los valores obtenidos presentan índices de compresión más elevados que los correspondientes a arcillas del Mar del Norte, presentados por Sullivan et al., (1978), quienes critican la relación de Terzaghi y Peck aduciendo que sobrestima los valores del índice de compresión. Nuestras observaciones parecen estar más de acuerdo con la propuesta de Terzaghi y Peck que con la variación reconocida por Sullivan et al.

A modo de resumen de las características de consolidación de los sedimentos del talud del Ebro, cabe recordar que de nuevo

aparece una clara diferencia entre los lodos de prodelta y los lodos hemipelágicos y de talud o gravitativos del talud medio e inferior.

Así, los lodos de prodelta han proporcionado valores bastante elevados de la presión de preconsolidación, correspondientes a un sedimento fuertemente sobreconsolidado. Si esta sobreconsolidación se interpreta como resultado de pérdida de parte de la cobertera sedimentaria por efecto de deslizamientos submarinos, implicaría la removilización de un paquete de entre 3 y 7 m de potencia de sedimento del talud superior. Los sedimentos del talud medio e inferior por su parte, presentan valores más bajos de la presión de preconsolidación y aparecen normalmente consolidados o con una ligera sobreconsolidación. Estas observaciones confirman la suposición, realizada en base al bajo contenido en agua, baja porosidad y alto peso específico y contenido en agua, de que el sedimento del talud superior parecía haber alcanzado un alto grado de consolidación.

Los valores del índice de compresión han revelado, como era de esperar, la mayor compresibilidad del sedimento del talud medio e inferior, correspondiente a su mayor porosidad y contenido en agua, así como una relación directa entre éste índice y el límite líquido, en relativa concordancia con las observaciones de otros autores (Terzaghi y Peck, 1967).

6.5 ANALISIS DE ESTABILIDAD DEL TALUD

Resistencia del sedimento bajo fuerzas estáticas

La estabilidad de un cuerpo sedimentario en un talud depende fundamentalmente de la resistencia a la cizalla del sedimento que lo forma, de la variación de ésta con la profundidad de enterramiento, y de la relación existente entre la misma y los esfuerzos de origen ambiental aplicados sobre el sedimento. De este modo, un talud comienza a comportarse de un modo inestable

cuando el esfuerzo de cizalla promedio según la superficie de rotura potencial es igual a la resistencia a la cizalla según esa misma superficie (Scott y Zuckerman, 1970). La estabilidad del talud será proporcional a la resistencia que presenta el sedimento a la cizalla en profundidad.

En ausencia de otras fuerzas además de la gravedad, la estabilidad de un cuerpo sedimentario depositado en un talud es inversamente proporcional al espesor de la masa de sedimento potencialmente inestable (H), el ángulo de talud, (α), y el peso específico del sedimento (γ) (Hampton, et al., 1978).

En el presente trabajo, la resistencia a la cizalla ha sido calculada mediante la utilización de parámetros normalizados (NSP, Ladd and Foot, 1974). Se han realizado diversos ensayos de carga triaxial estática, sin drenaje, sobre muestras previamente consolidadas hasta 4 veces su presión de preconsolidación, calculada a partir de los ensayos de consolidación. El objetivo fundamental de estos ensayos es el cálculo de una propiedad fundamental en relación a la estabilidad del sedimento, como es la resistencia a la cizalla sin drenaje S_u . Esta consiste en el máximo esfuerzo de cizalla que el sedimento es capaz de soportar, bajo una determinada presión de consolidación, antes de romperse. Los resultados obtenidos en los ensayos triaxiales aparecen expuestos en la Tabla 6.4.2.

Cizalla sin drenaje

El cociente entre la resistencia a la cizalla sin drenaje medida en cada ensayo y el esfuerzo de consolidación correspondiente aplicado durante el ensayo, se conoce como $S = S_u/\sigma'_c$ y proporciona información acerca del comportamiento del sedimento bajo un esfuerzo de cizalla, durante el cual no se permite la posibilidad de que se produzca drenaje del agua intersticial. En el talud del Ebro, este parámetro presenta valores entre 0.28 y 0.5 en el talud superior, con una media próxima a 0.4, y se observa un rango de variación entre 0.38 y 0.46 en el talud medio y el inferior, con una media de 0.41 (Fig.

ENSAYOS DE CARGA ESTÁTICA TRIAXIAL										
CAMPAÑA	TESTIGO	Inc	ensayo	w_{L1}	A	$S_u=q_{max}$	θ^*	$S=q_{max}/\sigma'_c$	ρ	σ_{vm}
		OCR	tipo	w_{Lr}	ϵ	$p'_{q_{max}}$	σ'_{vc}		γ	CRS test
(unidades)	-	(cm)	-	%	-	kPa	(°)	-	(g/cm ³)	(kPa)
		-	-	%	%	kPa	(kPa)		(kN/m ³)	-
GC3.84.MS	E10	48	TH14	36	.745	409.6	30.79	.409	-	82
		1	T-3	23.2	13.1	800.8	1001	-	-	CE188
GC3.84.MS	E10	59	TE287	33.6	.756	130.7	30.8	.277	-	82
		1	T-3	26.6	7.66	255.3	322	-	-	CE188
GC3.84.MS	E10	69	TE288	29.7	.874	201.8	35.23	.40	-	82
		1	T-3	23.9	7.40	353.6	504.4	-	-	CE188
GC3.84.MS	E10	98	TH13	31.9	.164	64.94	34	.846	-	22
		1	T-3	27.6	9.01	-	76.8	-	-	CE188
GC3.84.MS	E12	98	TE281	74.1	.889	29.76	33.2	.384	-	22
		1	T-3	53.2	11.9	54.39	77.5	-	-	CE185
GC3.84.MS	E12	166	TE291	65.2	.177	38.49	42.88	.496	-	22
		1	T-7	50.4	3.65	62.63	77.6	-	-	CE196
GC3.84.MS	E12	178	TE285	65.8	.83	33.94	33.34	.403	-	22
		1	T-3	49.9	12.7	61.75	84.2	-	-	CE196
GC3.84.MS	E14	98	TE282	87.1	.92	30.96	35.97	.387	-	12
		1	T-3	57.3	9.3	53.68	79.9	-	-	CE193
GC4.85.MS	E9	95	TE302	74.1	.392	36.2	37.85	.478	1.588	21
		1	T-7	54.4	3.01	59	75.8	-	15.58	CE213
GC4.85.MS	E9	130	TE299	63.7	.924	29.5	31.17	.360	1.647	17
		1	T-3	46.6	15.6	57	82	-	16.15	CE208
GC4.85.MS	E10	105	TE300	68.9	.836	31.7	33.07	.399	1.615	15
		1	T-3	50.9	20	58.1	79.4	-	15.85	CE209
GC4.85.MS	E11	165	TE301	42	.534	39.7	30.51	.490	1.816	29
		1	T-3	31.1	16.5	78.2	81	-	17.82	CE212

Tabla 6.4.2. Resumen de los resultados obtenidos en los ensayos triaxiales realizados en el talud continental del Ebro.

6.4.25). Los valores, por tanto, son muy similares en el talud superior, frente al talud medio y al inferior. Excepto en uno de los ensayos (E 10, 98 cm) por primera vez se ha obtenido un parámetro en el que no son significativas las diferencias obtenidas en el talud superior, respecto del talud medio y el inferior. Las diferencias reales de comportamiento frente a la cizalla se obtendrán realizando un análisis de estabilidad en el conjunto del talud.

No se ha observado un gran número de deslizamientos en los perfiles sísmicos realizados en la zona sur del talud, sólo el deslizamiento de Columbretes constituye una evidencia a favor de la existencia de procesos de inestabilidad; no se puede, por tanto, hablar de inestabilidad global del talud. Aunque puede asumirse como real la existencia de sobreconsolidación en el sedimento del talud superior, se va a realizar el análisis de estabilidad del talud despreciando en principio los efectos de la sobreconsolidación, y sólo al final se hará referencia a sus consecuencias en la resistencia del sedimento del talud.

En el caso de que el sedimento esté normalmente consolidado en profundidad (esto es, si los valores medidos reflejan en realidad una sobreconsolidación aparente que desaparece en profundidad), el valor del seno de la máxima pendiente que permanece estable en el talud, bajo condiciones de carga estática equivale, en términos generales, a S (Lee y Edwards, 1986). Según esto, el máximo talud estable sería de alrededor de 27° en el talud superior y 24° en el inferior. Estas pendientes representan probablemente unos límites inferiores ya que, debido a la posible existencia de cierta sobreconsolidación en profundidad en el sedimento y a que la mayor parte de las roturas en el talud, de origen gravitacional y a largo plazo, son de características parcial o totalmente drenadas, más que sin drenaje, el máximo ángulo estable sería más alto que estos calculados.

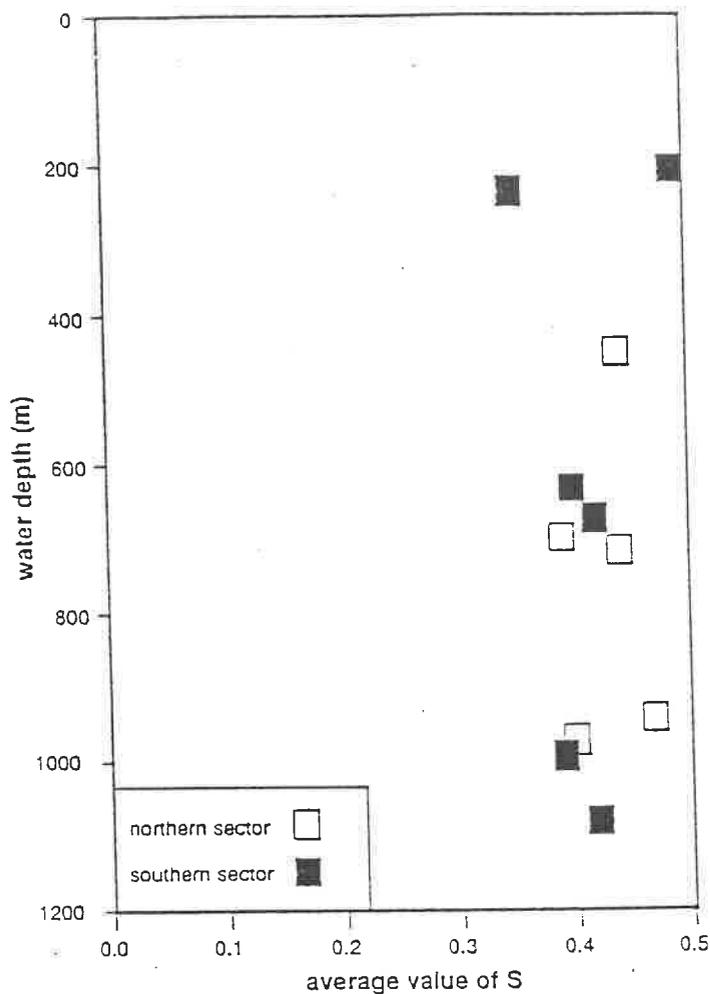


Fig. 6.4.25. Variación del valor medio de S ($S = q_{max}/\sigma'_e$) para cada testigo del talud del Ebro, en función de la profundidad a que se ha extraído en el talud. Se observa cierta variabilidad, pero siempre en torno a un valor de 0.4; parece existir una variabilidad ligeramente mayor en el talud superior. Se han representado conjuntamente los resultados de los testigos tomados en la zona próxima a los mayores cañones (aquí llamado sector norte) y el sector situado al sur de los cañones de Maestrazgo (sector sur). No se observan diferencias importantes entre ellos; tal vez una variabilidad ligeramente mayor en el sector norte, como resultado de la mayor variabilidad sedimentológica.

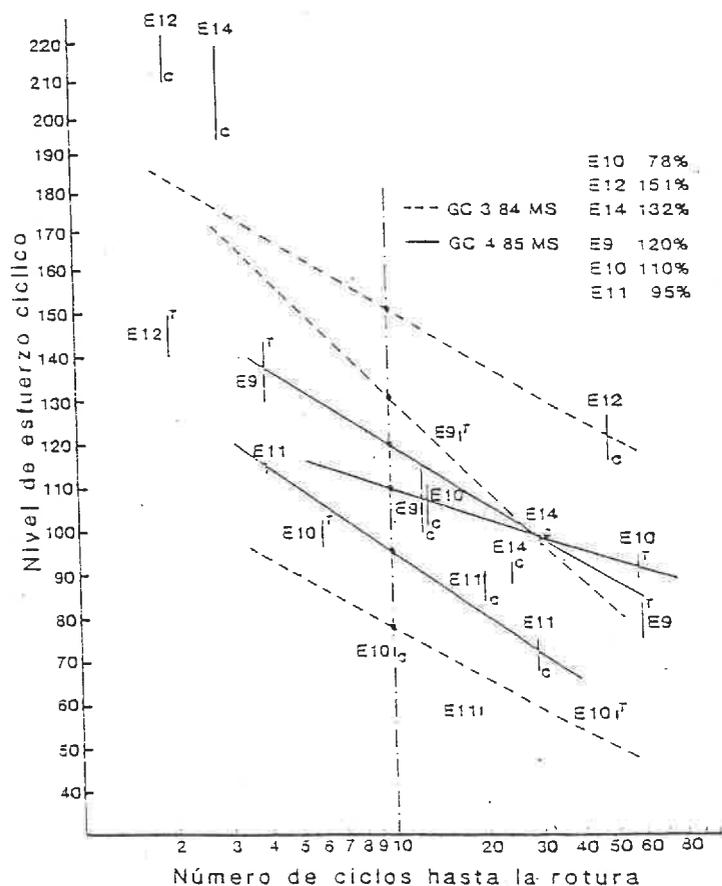


Fig. 6.4.26. Representación del número de ciclos transcurridos hasta la rotura, frente al esfuerzo cíclico aplicado en cada caso, en forma de porcentaje del esfuerzo estático: $|T_{cyc}|/S_{us} = A_r \cdot 100$. En cada testigo se ha representado el valor del esfuerzo en tensión y compresión en la rotura para cada ensayo, haciendo indicación de si ésta se ha producido en tensión (T) o en compresión (C). A_r se calcula como el valor de esfuerzo correspondiente al punto donde la recta de regresión de cada testigo: $(-T_{cyc,ave,min} + T_{cyc,ave,max})/2 S_{us}$ interseca a la línea correspondiente a la rotura a 10 ciclos (línea discontinua punto-rayta). Se observa que los testigos del talud superior E11 (85), E10 (84) sufren la rotura a esfuerzos cíclicos comparativamente menores que los del talud medio e inferior, para un mismo número de ciclos. El valor correspondiente de A_r es menor, según esto, en el talud superior, que en el medio e inferior.

cizalla con drenaje

La existencia de sobreconsolidación en el sedimento, así como el desarrollo en el mismo de un drenaje parcial durante la cizalla, consiguen el efecto de aumentar la estabilidad del sedimento depositado en el talud. La primera de estas características debido a que confiere un mayor grado de resistencia al sedimento, y la segunda debido a que el drenaje consigue que disminuya la presión intersticial en el sedimento, con lo que aumenta el estado de esfuerzo efectivo en la misma.

Bajo condiciones totalmente drenadas el talud máximo estable bajo una carga gravitacional se aproxima al valor del ángulo efectivo de fricción del sedimento ϕ' (Edwards et al., 1980). La diferencia observada en la resistencia del sedimento bajo condiciones drenadas y no drenadas depende en gran manera de los excesos de presión intersticial generados durante la carga, y de la mayor o menor tendencia del sedimento al cambio en volumen, como resultado de la carga. Dentro del área estudiada, el ángulo de fricción para el sedimento varía entre 31° en el talud superior y 43° en el talud inferior. Se observa que la mayor similitud en la resistencia con y sin drenaje tiene lugar para el sedimento del talud superior, esto es debido entre otras causas a la menor compresibilidad del mismo, de modo que a lo largo de un proceso a largo término (drenado) no es fácil que se produzca en el sedimento una compresión suficiente, acompañada con cierto grado de drenaje, como para que se traduzca en un aumento de la resistencia del mismo a la cizalla.

Lambe y Whitman (1969) presentan una relación, basada en datos tomados de otros autores, entre el ángulo de fricción y el índice de plasticidad: $\sin \phi' - I_p$, (p. 307, Fig. 21.4). En ella se observa que los valores mayores de plasticidad corresponden a valores más bajos del ángulo de fricción, de modo que suelos con un comportamiento más plástico tienen una mayor inestabilidad en una pendiente determinada, que otro suelo de plasticidad menor. En nuestro caso, los datos obtenidos parecen indicar una relación en sentido inverso, aunque muy poco definida; ésta puede ser debida a la dificultad de conocer con certeza la magnitud de ϕ' en suelos muy plásticos, y que en los ensayos realizados puede

aparecer sobrevalorado en algún caso.

Discusión

De acuerdo con los resultados obtenidos en los ensayos triaxiales, el talud superior presenta una respuesta que le hace ligeramente más estable bajo condiciones de carga estática sin drenaje o una carga relativamente rápida. Por el contrario, el talud medio e inferior presentan una mayor estabilidad bajo cargas estáticas a largo término o en condiciones en las que se produce un cierto drenaje durante la carga.

Independientemente de la velocidad con que se produzca la carga, no obstante, las máximas pendientes estables (24° a 43°) calculadas a partir del análisis de estabilidad son mucho mayores que las pendientes observadas en la actualidad en el área, con alguna posible excepción muy localizada en las cabeceras o las paredes de los cañones submarinos. En estas zonas, como ya se ha comentado, otros autores han observado pendientes más elevadas y fenómenos de inestabilidad de desarrollo muy local (Alonso et al., 1989; Field y Gardner, 1989).

Determinados factores (alta tasa de sedimentación, presencia de burbujas de gas en el sedimento, o existencia de agua artesiana en formaciones profundas) pueden tener como resultado el desarrollo de presiones intersticiales en exceso en el sedimento, que se traducen en una importante reducción de la estabilidad y por tanto en la pendiente del máximo talud estable bajo una carga estática. Las tasas de sedimentación calculadas para los lodos hemipelágicos y de talud durante el Holoceno ($27 - 29$ cm/1000 a.) (Nelson, 1989), no aportan evidencias que hagan suponer la presencia en el pasado de presiones intersticiales en exceso.

Si puede haberse desarrollado inestabilidad en el talud durante el Pleistoceno, ya que los índices de sedimentación calculados (175 y 75 cm/1000 años, respectivamente para los lodos

de prodelta y los lodos turbidíticos del talud inferior) parecen lo suficientemente elevados como para inducir presiones intersticiales en exceso en el sedimento. Esto, además, ha quedado confirmado por la observación en los perfiles sísmicos de numerosos deslizamientos de pequeña escala en las unidades externas prodeltáicas definidas en la plataforma externa y el talud superior del Ebro (Farrán y Maldonado, 1989).

Resumiendo, y de acuerdo con todo lo anterior, en la actualidad el talud parece ser estable bajo condiciones de carga estática excepto tal vez en ambientes muy localizados, como las cabeceras y las paredes con mayor pendiente en los cañones, en las que la geometría del talud puede ser rápidamente modificada por verticalización o excavación debida a corrientes de turbidez erosivas. La tasa de sedimentación durante los descensos eustáticos del Pleistoceno sí puede haber tenido como resultado el desarrollo de un estado de subconsolidación en el sedimento, con el correspondiente descenso de los valores de la resistencia la cizalla, pudiendo todo ello resultar en una mayor inestabilidad en el pasado.

Resistencia del sedimento bajo cargas cíclicas

Superpuestos al esfuerzo estático de origen gravitacional producido por el propio peso del sedimento actúan sobre el mismo, como ya se ha comentado, esfuerzos de cizalla con variaciones periódicas causados por olas de tormenta o terremotos (Lee y Edwards, 1986). Los ensayos de carga cíclica se realizan con objeto de evaluar la pérdida de resistencia en el sedimento originada por cargas de tipo cíclico, definida mediante el factor de degradación de la resistencia, A_r (esfuerzo cíclico de cizalla, normalizado por la resistencia estática del sedimento, suficiente para causar la rotura en 10 ciclos). Los resultados obtenidos de los ensayos de carga cíclica aparecen resumidos en la tabla 6.4.3.

ENSAYOS TRIAXIALES DE CARGA CICLICA												
CAMPAÑA	TESTIGO	Prof. (cm)	w_c %	σ'_c (kPa)	τ_{max} (kPa)	τ_{min} (kPa)	NCTF	S_u (kPa)	τ/σ'_c	τ/S_u	$\tau/S_{u,max}$ %	$\tau/S_{u,min}$ %
GC3.84.MS	E10	87	31.1	491.8	113.6	-117.7	50	201	.24	.59	56.5	-58.6
GC3.84.MS	E10	107	29	497.1	194.1	-207.3	5	201	.42	1.03	96.6	-103.1
GC3.84.MS	E10	117	30.6	493.8	143.1	-148.1	9	201	.30	.74	71.2	-73.7
GC3.84.MS	E12	87	76.4	80.8	42.1	-32.4	2	29.7	.56	1.52	139	-109
GC3.84.MS	E14	87	82.3	78	29.1	-27	24	31	.37	.94	93.9	-87.1
GCA.85.MS	E9	105	68.4	80.5	38.6	-42.6	3	29.5	-	-	130.8	-147.5
GCA.85.MS	E9	115	66.9	78	29.7	-34	13	29.5	.38	1.01	100.7	-115.3
GCA.85.MS	E9	140	63.3	86.7	22.7	-24.8	59	29.5	.26	.77	76.9	-84.1
GCA.85.MS	E9	150	62.6	79	35.9	-36	17	29.5	.45	1.22	121.7	-122
GCA.85.MS	E10	85	66	79.6	32.5	-35.4	13	31.7	.41	1.03	102.5	-111.7
GCA.85.MS	E10	115	65.3	80	23.7	-23.7	20	31.7	.31	.76	75	-75
GCA.85.MS	E10	129	58.7	76.3	28.4	-29.8	59	31.7	.37	.90	89.6	-94
GCA.85.MS	E11	135	38.6	78.3	45.5	-46	4	39.7	.58	1.16	114.6	-115.9
GCA.85.MS	E11	145	40.1	80.2	33.8	-36.3	20	39.7	.58	.92	85.1	-91.
GCA.85.MS	E11	155	39.6	75.6	27.2	-29.5	29	39.7	.36	.68	68.5	-74.3

Tabla 6.4.J. Resumen de los resultados obtenidos en los en los ensayos cíclicos triaxiales realizados en el talud continental del Ebro.

El factor de degradación A_r , varía en función del número de ciclos, el grado de reversibilidad del esfuerzo aplicado, la forma de la onda de carga y la frecuencia de la misma, la razón de sobreconsolidación del sedimento y el estado de esfuerzos previo a la cizalla (Anderson, 1976; Fischer et al., 1976; Lee y Richards, 1986). Valores de A_r mayores que 1.0 indican un aumento de la resistencia del sedimento respecto a la resistencia estática, como resultado del desarrollo de efectos viscosos. Por otro lado, valores de A_r menores que 1.0 indican que la carga cíclica se traduce en la disminución de la resistencia del sedimento frente a la rotura por cizalla.

Los valores obtenidos del factor de degradación a partir de los ensayos de carga cíclica, varían entre 0.73 y 0.80 en el talud superior y aumentan hasta 1.15 y 1.53 en el talud medio e inferior. En la figura 6.4.26 se han representado conjuntamente

los resultados de los ensayos cíclicos; en abscisas figura el número de ciclos transcurridos hasta la rotura, y en ordenadas el esfuerzo cíclico aplicado en cada caso, en forma de porcentaje del esfuerzo estático, obtenido en el mismo testigo en un ensayo triaxial previo; este valor $|\tau_{cyc}|/S_{us}$, equivale a $A_r \cdot 100$. En cada testigo se ha representado el valor del esfuerzo en tensión y compresión en la rotura para cada ensayo, haciendo indicación de si ésta se ha producido en tensión (T) o en compresión (C).

Para el cálculo de A_r se ha realizado una regresión lineal entre los valores correspondientes de:

$$(-\tau_{cyc.ave.min} + \tau_{cyc.ave.max})/2 S_{us}$$

para un mismo testigo en los diferentes ensayos y se ha tomado como A_r promedio el valor de esfuerzo correspondiente al punto donde cada recta de regresión interseca a la línea correspondiente a la rotura a 10 ciclos (línea discontinua punto- raya).

El modelo seguido por la variación de A_r , como ha sido puesto de manifiesto en otros océanos, (Lee y Edwards, 1986), consiste en el aumento del factor de degradación, proporcionalmente al contenido en agua del sedimento. Esta situación se comprueba que tiene lugar también en el talud del Ebro (Fig. 6.4.27), en el que se observa que la rotura en los testigos del talud superior se produce a niveles de esfuerzo cíclico más bajos que en los testigos del talud medio y superior, éstos últimos formados por sedimento con un mayor contenido en agua, como ya se ha visto.

Para que se produzca inestabilidad bajo condiciones de carga cíclica, el esfuerzo total que actúa sobre un talud (estático más cíclico) debe ser superior a la resistencia a la cizalla movilizada -resistencia estática a la cizalla modificada por el factor de degradación- (Scott and Zuckerman, 1970; Hampton et al., 1978). Lee y Edwards (1986), utilizando ecuaciones modificadas de Morgenstern (1967) y Seed y Rahman (1978), proponen un método para el análisis de estabilidad de taludes sujetos a carga cíclica. De acuerdo con el mismo, la estabilidad

relativa de un talud frente a fenómenos de carga cíclica puede expresarse en términos de la aceleración crítica sísmicamente inducida o la altura de ola de tormenta necesaria para que se produzca la rotura.

Inestabilidad inducida sísmicamente

Según proponen Lee y Edwards (1986), la estabilidad relativa de un talud que está soportando un esfuerzo cíclico de origen sísmico, puede calcularse mediante la expresión:

$$k_c = (\gamma' / \gamma) [A_c A_r S (OCR)^m - \sin \alpha]$$

donde k_c es conocida como "aceleración sísmica crítica" y equivale a la máxima aceleración horizontal que el sedimento es capaz de soportar antes de sufrir la rotura, expresada por lo general como cociente de la aceleración gravitatoria, g .

En esta expresión, γ' / γ es el cociente entre el peso específico sumergido y el total del sedimento; A_c es un factor de corrección para la consolidación anisótropa, calculado a partir de los ensayos, cuyo valor obtenido ha sido 1.19 en nuestro caso; U es el grado de consolidación, ($U=1$ en el caso de consolidación normal y sobreconsolidación y $U < 1$ en el caso de subconsolidación); m es un parámetro del sedimento típicamente igual a 0.8 para sedimentos terrígenos marinos de grano fino (el único ensayo aplicable realizado proporcionó un valor de $m=0.76$); S es el parámetro de resistencia estática calculado a partir de los ensayos triaxiales y α es el ángulo del talud.

Se han calculado diversos valores de k_c , basados en diferentes premisas en relación al estado de consolidación y la pendiente del talud (Tabla 4.6.4). En primer lugar, se ha asumido que el estado de consolidación obtenido a partir de los ensayos de consolidación es un valor real y existe en profundidad en el fondo. Para los valores calculados de OCR a 1 m de profundidad y para un fondo horizontal ($\alpha = 0^\circ$), los valores obtenidos de k_c

varían entre 0.3 g para el talud inferior hasta cerca de 0.8 g para el talud medio, y entre 0.35 y 0.45 para el superior (Fig. 6.4.28). La elevación de la pendiente del talud hasta los 10°, reduce el valor de la aceleración crítica aproximadamente en 0.07 g, proporcionando valores de k_c entre 0.23 g y 0.73 g para el talud inferior y superior, respectivamente.

ANÁLISIS DE ESTABILIDAD														
CAMPAÑA	TESTIGO	A_c	A	U	S	w_c	σ'_v	α	γ'	γ	α'_1	α'_2	K_c	K_c
							(kPa)	°	(g/cm ³)	(g/cm ³)	(kPa)	(kPa)	(g)	(g)
GC3.84.M5	E10	1.3	0.73	1	0.47	0.31	63.5	4.3°	.92	1.94	9.02	450.8	.97	.20
GC3.84.M5	E12	1.26	1.50	1	0.43	0.73	14.3	4.8°	.57	1.59	5.59	279.3	.78	.28
GC3.84.M5	E14	1.3	1.28	1	0.38	0.87	5.3	4.2°	.50	1.53	4.9	245	.35	.20
GC4.85.M5	E9	1.33	1.2	1	0.36	0.72	8.3	4.2°	.57	1.60	5.59	279.3	.40	.18
GC4.85.M5	E10	1.3	1.1	1	0.40	0.65	11.5	4.7°	.61	1.64	5.98	298.9	.47	.19
GC4.85.M5	E11	1.3	0.9	1	0.49	0.38	22.5	4°	.83	1.86	8.13	406.7	.71	.24

Tabla 6.4.4. Tabla-resumen de las variables utilizadas y los resultados obtenidos en el análisis de estabilidad sísmica realizado con los testigos del talud del Ebro.

Lee y Edwards (1986) presentan resultados según los cuales los valores mayores de 0.14 g corresponden a taludes estables, en algunas áreas sísmicamente activas de los márgenes continentales de Alaska y California. El margen del Ebro es un área que puede calificarse como sísmicamente poco activa, y en ella el talud continental ha experimentado, lógicamente, bajas aceleraciones sísmicas. De acuerdo con esto, el valor de k_c correspondiente a un talud estable debe ser menor en el margen del Ebro que en las áreas sísmicamente activas de California y Alaska, que al haber sufrido ya aceleraciones suficientemente altas, la estructura del sedimento que los forma ha podido acomodarse (mediante el drenaje o la reestructuración interna de su interacción grano-grano) a condiciones de esfuerzo cíclico relativamente persistentes.

El valor exacto de k_c que separaría taludes estables e inestables en el talud del Ebro, no ha podido ser determinado, ya que no se ha muestreado ningún deslizamiento conocido que permita la comparación de las características geotécnicas entre

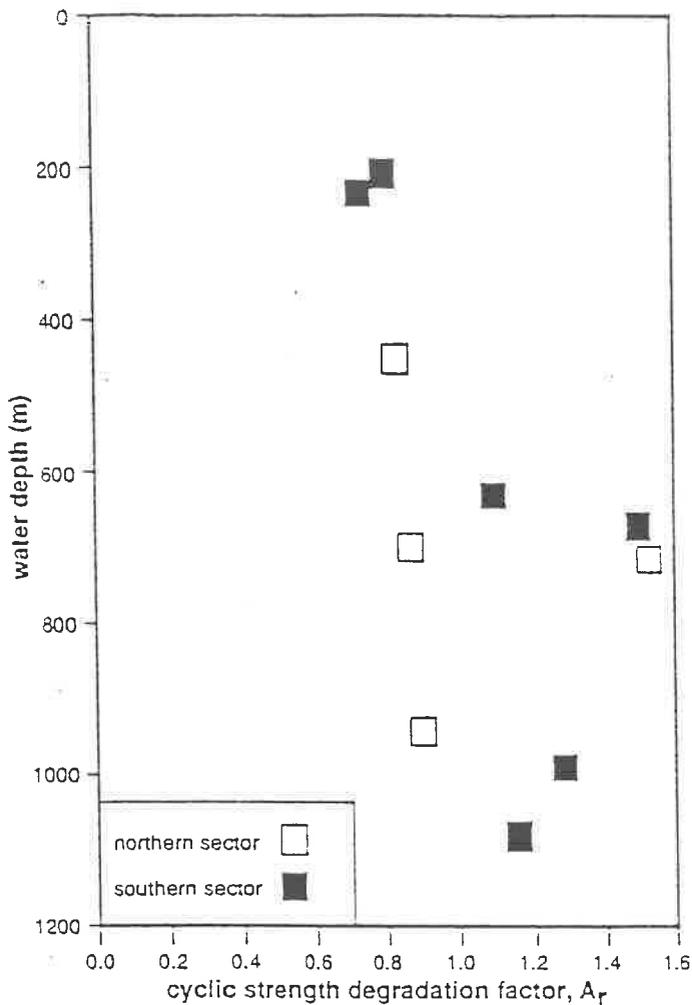


Fig. 6.4.27. Variación del valor medio del factor de degradación cíclica A_r para cada testigo, en función de la profundidad en el talud a que han sido tomados. Se observa que los valores más altos de A_r corresponden por lo general a testigos del talud medio e inferior. Dentro de ellos, los valores más bajos se han obtenido en el sector norte del área muestreada para geotecnia, donde los valores son similares a los obtenidos para el conjunto del talud superior.

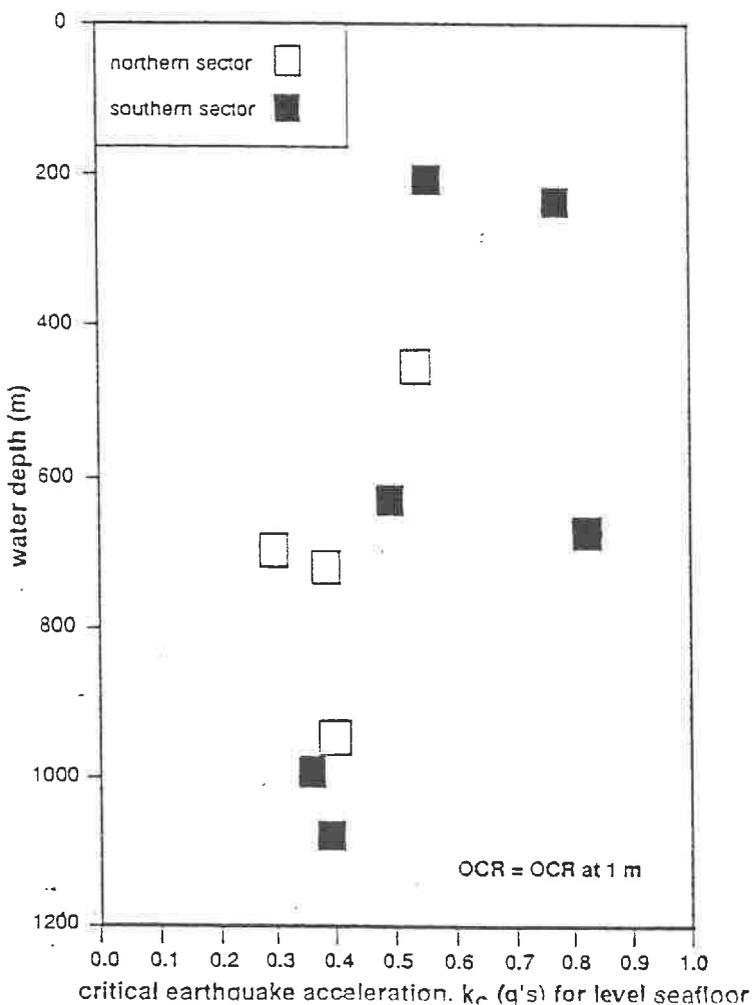


Fig. 6.4.28. Variación de la aceleración sísmica crítica k_c estimada para el talud del Ebro, en función de la profundidad a que fue extraído cada testigo. asumiendo un fondo plano y que el sedimento sub-superficial conserva el estado de sobreconsolidación medido en el sedimento a 1 m de profundidad en cada testigo.

áreas deslizadas y estables situadas por debajo o por encima, respectivamente, del escalón o plano de deslizamiento. En cualquier caso, puede concluirse que una condición de sobreconsolidación en la columna sedimentaria del margen del Ebro tiene como resultado un nivel alto de estabilidad, respecto a cargas de origen sísmico, en taludes con inclinaciones como las observadas.

En una hipótesis diferente, se ha determinado el valor de k_c que presentaría el sedimento en la hipótesis de que la sobreconsolidación observada en el mismo fuera aparente, y apareciera sólo en la superficie del sedimento, como resultado de mecanismos de cohesión, enlaces interpartículas o retrabajamiento de la estructura del sedimento por corrientes de fondo. Si esta hipótesis es cierta el sedimento estará normalmente consolidado en profundidad, por debajo del nivel de sobreconsolidación aparente. Con esta condición y para un fondo horizontal, se han obtenido variaciones de k_c entre 0.18 g para el talud superior hasta 0.30 g para el talud inferior (Fig 6.4.29). Si en los cálculos se asume que la pendiente del talud es más alta, se obtienen resultados más bajos de k_c (Fig. 6.4.30). Así, para un talud con una inclinación de 10° el valor de k_c obtenido es de 0.09 g en el talud superior y aumenta hasta 0.17 g en el talud inferior (Fig. 6.4.30). No se han observado diferencias importantes entre los diversos sectores del talud.

Si un sedimento como el que constituye el recubrimiento superficial del talud superior del Ebro, asumiendo que se encuentra normalmente consolidado, estuviese depositado sobre un talud de 10° en un área de alta sismicidad como Alaska o California, dadas las propiedades que presenta y su comportamiento frente a esfuerzos de tipo cíclico, con gran probabilidad sufriría una rotura durante uno de los frecuentes terremotos de fuerte intensidad que experimentan ambas áreas con frecuencia (Fig. 6.4.30). Sin embargo el margen del Ebro es considerado como sísmicamente pasivo y, por tanto, no presenta una sismicidad importante.

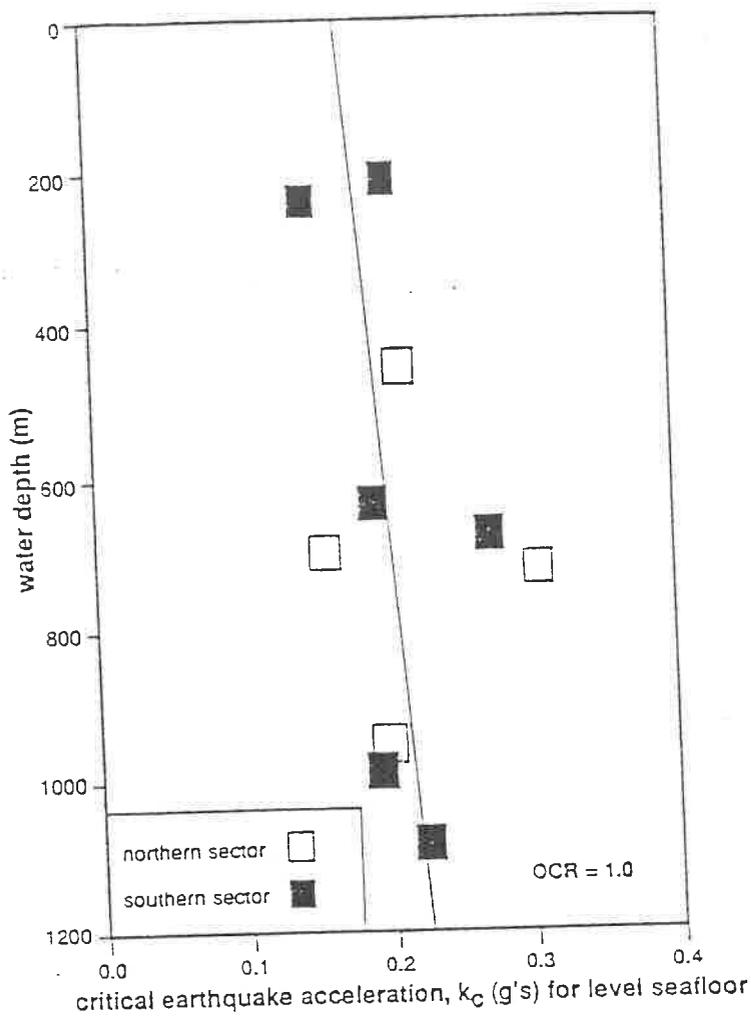


Fig. 6.4.29. Variación de la aceleración sísmica crítica k_c estimada para el talud del Ebro, en función de la profundidad a que fue extraído cada testigo, asumiendo un fondo plano y que el sedimento sub-superficial no conserva el estado de sobreconsolidación medido, sino que se presenta normalmente consolidado en profundidad. Se ha representado la línea de regresión correspondiente a los puntos medidos.

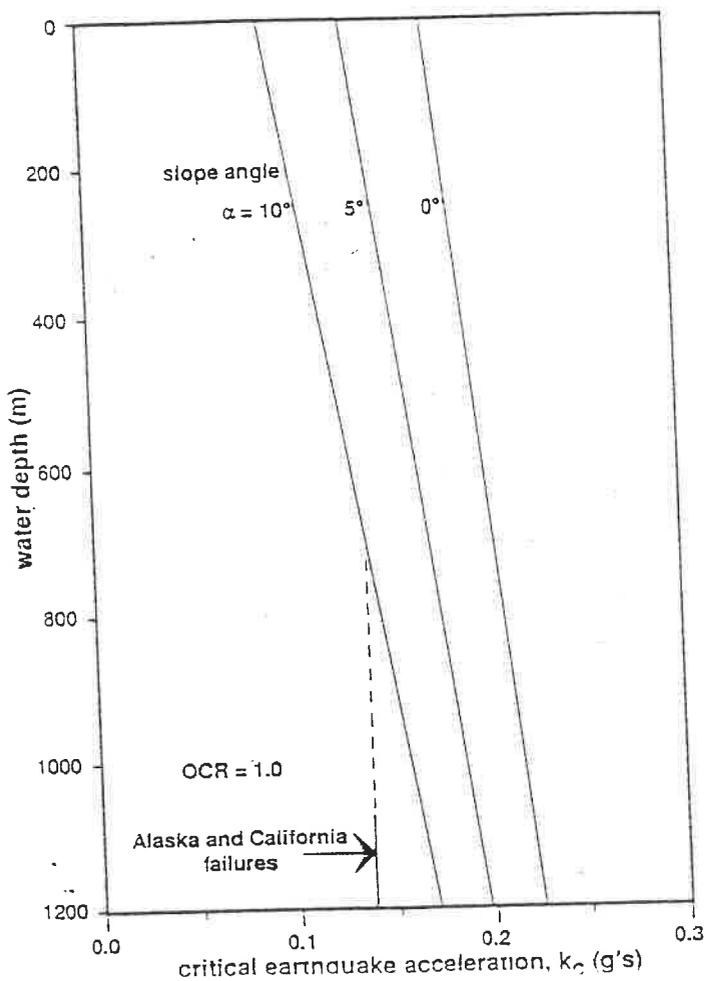


Fig. 6.4.30. Variación de la aceleración sísmica crítica calculada para los sedimentos del talud, frente a la profundidad en el mismo, asumiendo un sedimento normalmente consolidado. Se han representado las rectas de regresión correspondientes a pendientes de 0° , 5° y 10° en el talud. Se observa que el valor de k_c puede tomar valores menores que el que separa zonas estables e inestables en áreas sísmicamente activas de Alaska y California.

Entre 1907 (inicio de la época experimental para la sismología española) y 1979 solo dos terremotos han sido detectados con epicentros próximos al área de estudio, y ambos con intensidades máximas entre 4 y 6 en escala M.S.K. (Roca y Suriñach, 1982). La intensidad sísmica puede ser correlacionada con la aceleración máxima mediante la ecuación (Smith, 1973):

$$a = 10[(I_0 - q)/p]$$

donde a es la aceleración en cm/s^2 y p y q son constantes empíricas que oscilan respectivamente entre 2-3 y 1.5-3.5. Por tanto, si se conoce la intensidad del terremoto, Puede estimarse la aceleración máxima. Para un terremoto de intensidad 5 y mínimos valores de p y q , el límite superior de la aceleración máxima es 0.06 g.

Las aceleraciones máxima ("peak") y crítica respecto a la estabilidad de un talud, no son características directamente comparables; pero si la aceleración máxima es menor que la aceleración crítica, no es de esperar que se produzca una rotura en el talud. Debido a que la aceleración máxima estimada durante una sacudida sísmica de intensidad 5 está por debajo de los 0.09 g, mínima aceleración crítica requerida para un talud de 10° , la posibilidad de que se produjeran roturas extensivas en el talud, de origen sísmico, parece poco probable. No obstante, las pendientes más elevadas de las paredes de cañón sí que podrían haber sufrido roturas.

Además, según la expresión de Smith (1973), la relación entre la aceleración sísmica inducida en el suelo y la intensidad del terremoto es de tipo exponencial, por lo que una aceleración máxima de 0.18 g puede ser alcanzada con un terremoto de intensidad VI. Estos terremotos fuertes con intensidades de VI o mayores, son poco frecuentes en el margen del Ebro, pero su periodo de retorno es de 40 ± 20 años, por lo que el desarrollo de fenómenos de inestabilidad en el margen del Ebro es probable que tenga lugar con una relativa frecuencia (entre 15 y 50 veces/1000 años). Estos acontecimientos pudieron haber sido los responsables de importantes roturas en el talud, como los deslizamientos de Columbretes o Torreblanca.

El gran deslizamiento de Columbretes, al SW del área estudiada se encuentra en una zona cuya estructura sedimentaria se ha reconocido como compleja; limitado al sur por varios cañones submarinos de trazado muy rectilíneo, probablemente relacionados con fallas de movimiento relativamente próximo; y situado muy próximo a estructuras volcánicas submarinas, como las Islas Columbretes. Debido a su escuadre fisiográfico y geológico-estructural, este deslizamiento pudo ser probablemente causado por una sacudida sísmica asociada con el emplazamiento volcánico de las islas Columbretes (Field y Gardner, 1989). Idéntico origen pudo haber tenido el deslizamiento de Torreblanca, aunque en este caso la carencia de perfiles sísmicos trazados sobre el mismo no permite tener una certeza suficiente acerca de su génesis.

Inestabilidad inducida por el oleaje

La posibilidad de que olas de tormenta sean capaces de inducir roturas en el fondo marino depende, como ya se ha comentado de la altura de la ola actuante, longitud de onda y profundidad de agua, además de las propiedades del material que constituye el fondo (Hampton et al., 1978). Analizando estos factores, Lee y Edwards (1986) han encontrado que olas de tormenta de 37 m de altura son capaces de provocar inestabilidad o roturas en el talud hasta una profundidad máxima de 81 m en el Golfo de Alaska. El impacto del oleaje desciende rápidamente al aumentar la profundidad y es prácticamente despreciable a profundidades de mayores que $1/2$ de la longitud de onda (Edwards et al., 1980).

Por estas razones, y dado que el talud del Ebro presenta una profundidad mínima de 15-170 m y que en el mismo las olas de tormenta apenas alcanzan 4 m de altura, no existen grandes

probabilidades de que estas olas creen en el fondo esfuerzos suficientemente grandes como para producir inestabilidad, por lo que pueden ser despreciadas como factor causante de deslizamientos submarinos en el talud del Ebro en las condiciones actuales.

Sin embargo las olas superficiales probablemente fueron un factor de control de la estabilidad en periodos de nivel del mar más bajo, por ejemplo durante el Pleistoceno, cuando las tasas de sedimentación más elevadas tuvieron como resultado el depósito de sedimentos subconsolidados, y las menores profundidades existentes en el borde de la plataforma pudieron producir una mayor incidencia de esfuerzos inducidos por el oleaje sobre el talud superior. En estos periodos tuvieron lugar los más importantes fenómenos de inestabilidad en los cañones submarinos provocando el desarrollo de cuerpos sedimentarios turbidíticos en los complejos del Ebro y cuerpos deposicionales de alta energía en la base del talud (Alonso y Maldonado, 1989; Nelson and Maldonado, 1989).

Inestabilidad inducida por olas internas

La estabilidad de un talud puede verse influenciada por las olas internas desarrolladas durante periodos de estratificación por densidad de masas de agua. Estas pueden tener un doble efecto sobre el talud: (1) por un lado pueden contribuir a la resuspensión e incluso al transporte del sedimento más superficial, influyendo así en la naturaleza y propiedades geotécnicas del sedimento, y (2) además puede aplicar un esfuerzo directo sobre el talud, degradando la resistencia del sedimento mediante esta carga repetida (Mayer et al., 1981).

Cacchione y Southard (1974), sugieren que las olas internas alcanzan sus mayores velocidades y esfuerzos de cizalla en la proximidad de la parte superior de taludes relativamente inclinados. Por tanto, éste puede ser un factor importante en cuencas como el Mediterráneo Occidental, y en particular en el

margen del Ebro, bordeado por taludes continentales con importantes inclinaciones. Bajo ciertas condiciones, de acuerdo con el primer mecanismo propuesto por Mayer (1983), la rotura de olas internas puede generar velocidades de corriente muy altas en el fondo (Southard and Stanley, 1976), que pueden poner en suspensión sedimentos finos (Cacchione and Southard, 1974). Este proceso de "aventamiento" de sedimentos finos puede provocar cambios en el estado de consolidación del sedimento y una clasificación granulométrica. Estas modificaciones pueden alterar entonces la resistencia del sedimento y por tanto la estabilidad del talud frente a cualquier otro mecanismo.

De acuerdo con el segundo mecanismo propuesto, en el caso en que se considera la carga directamente aplicada por la ola interna, la energía asociada con este tipo de olas en el área del talud del Ebro no parece suficiente como para inducir un esfuerzo de cizalla considerable sobre el fondo (D. Cacchione, personal communication, 1987). Por tanto, estas olas con toda probabilidad no son capaces de provocar la rotura del sedimento por carga directa

Resumen

Una consecuencia inmediata que se extrae del análisis de las propiedades índice y geotécnicas del sedimento, es que éstas pueden ser fundamentales en una caracterización sedimentológica, al permitir discriminar entre tipos de sedimento que de otro modo (por ejemplo mediante el análisis textural) quedaban agrupados. El ejemplo más claro lo tenemos en el muy diferente comportamiento observado en los lodos de prodelta del talud superior, en relación a prácticamente todas las propiedades geotécnicas, frente a los del talud medio e inferior.

Los resultados de los ensayos y análisis geotécnicos, permiten distinguir con claridad dos áreas diferentes en base a las propiedades geotécnicas del sedimento; el talud superior (profundidad < 500 m) por un lado, y el talud medio e inferior (profundidad mayor de 500 m) por la otra:

Los lodos prodeltaicos Pleistocenos del talud superior presentan un contenido medio en agua es de 33% a 38% según los testigos, muy próximo a su límite líquido, que toma valores entre el 33% y 39%. El índice de plasticidad es aproximadamente del 15% y el sedimento se presenta fuerte a moderadamente sobreconsolidado (OCR hasta 11). La resistencia a la cizalla de molinete aumenta proporcionalmente al enterramiento, desde 6 a 11 kPa, aunque puede valer hasta de 20 kPa en algún testigo. En ellos apenas se producen variaciones en el contenido en agua, peso específico, y porosidad por efecto del enterramiento.

En contraste, los lodos hemipelágicos y gravitativos dominantes en el talud medio e inferior, tienen un menor contenido en limo y arena, el contenido en agua es más elevado (90%) y está por encima del límite líquido (55%-75%). El índice de plasticidad es mayor del 50%, presentan consolidación normal o una ligera sobreconsolidación, y la resistencia de molinete (2-12 kPa) es más baja que en el talud superior.

Según los resultados de los ensayos geotécnicos, los depósitos prodeltaicos y retrabajados del talud superior son ligeramente más estables bajo condiciones de carga estática sin drenaje, en relación a los depósitos hemipelágicos del talud inferior, que son más estables bajo condiciones de carga estática con drenaje o a largo término. Los taludes máximos existentes en el área parecen estables ante una carga estática, por ejemplo la carga litológica, de origen gravitacional.

Al ser insertados en un modelo simplificado de análisis de estabilidad frente a fuerzas sísmicas, los resultados muestran que el talud medio y el inferior son más susceptibles frente a la rotura inducida sísmicamente a profundidades someras, pero menos susceptibles para la rotura a mayores profundidades en la columna sedimentaria (donde se presume que el sedimento se encuentra normalmente consolidado). Estos resultados indican una correlación entre las propiedades físicas, así como la

estabilidad del talud, con el descenso del contenido en limo y arena y el aumento en el contenido en agua en el sedimento que tiene lugar al aumentar la profundidad a que están tomadas las muestras en el talud.

La inestabilidad inducida sismicamente en el margen del Ebro parece poco probable dado la baja sismicidad del área. Serían necesarios terremotos de intensidad VI o mayores para causar inestabilidad, y éstos han sido escasamente observados en los últimos 70 años. Del mismo modo, la acción de otros procesos de tipo cíclico, como olas de tormenta u olas internas, pueden ser despreciados como causa directa de inestabilidad en el talud, porque son incapaces de producir esfuerzos suficientes en el sedimento. No obstante, fenómenos de inestabilidad local pueden ser producidos por una combinación de verticalización de pendientes, de origen erosivo o deposicional, e infrecuentes sacudidas sísmicas fuertes.

Se han encontrado pocas diferencias en las propiedades físicas medidas entre los sectores norte y sur del talud; estas diferencias son insuficientes para que sean dignas de considerar en relación a las grandes diferencias observadas en morfología del fondo entre los diferentes sectores diferenciados en el talud, con una zona con topografía muy suave al norte, otra con cañones y topografía general muy accidentada en el sector central, y menos excavada y una tercera con un menor desarrollo de cárcavas o gullies en el sector sur. Las causas para esta variada morfología deben ser buscadas en variaciones en las propiedades físicas de sedimentos más antiguos y profundos, no muestreados, variaciones regionales en el proceso que afecta a la estabilidad del fondo y su sedimento subyacente, diferencias en las características estructurales, como las fallas, o la posición relativa de los puntos de descarga de sedimento debido al carácter meandriforme y las bifurcaciones en la desembocadura del Río Ebro durante el Cuaternario (Nelson y Maldonado, 1988).

PARTE IV CONCLUSIONES

Capitulo 7. EVOLUCION Y EDIFICACION RECIENTE
DEL TALUD DEL EBRO

7.1 Factores de control en la evolución del Talud Continental del Ebro.

Ya se han comentado en el capítulo primero los factores que influyen, genéricamente, en la evolución del talud continental. En el presente capítulo se pretende, a la vista de los resultados obtenidos en los diferentes análisis desarrollados en los apartados anteriores, averiguar el alcance real de la influencia de los diferentes factores en la evolución del talud continental del Ebro. Esto nos va a permitir elaborar un modelo para la edificación del talud continental en un margen pasivo afectado por una lenta subsidencia, con una importante fuente puntual de aportes detríticos y una plataforma continental de gran amplitud, que ha sufrido episodios de rápida progradación.

La influencia relativa de los diferentes factores tiene un alcance muy distinto, o que se manifiesta en forma de cambios muy diferentes a escala global o muy localizada, tanto en el espacio, como en el tiempo. Así, el factor tectónico o estructural es fundamental en la evolución del talud desde su origen, ya que condiciona la propia existencia del mismo; su orientación, relacionada con las estructuras regionales; sus gradientes, condicionados con la subsidencia de origen térmico de la corteza fracturada; la tasa de subsidencia del margen y la existencia de diferencias en la misma a escala local,...etc. Este factor es fundamental en las características del tipo de talud que va a desarrollarse y en su evolución general.

A una escala temporal más reducida, la sedimentación más reciente del talud está influida, además, por el efecto combinado de la variación de las condiciones climáticas y las fluctuaciones eústáticas. Estos factores van a ser fundamentales a la hora de definir de un modo cualitativo y cuantitativo los procesos de aporte de sedimento al talud y la dinámica oceanográfica que va a ser en gran parte responsable de la redistribución del mismo a lo largo del margen continental.

La influencia de alguno de estos factores en la evolución y edificación reciente del talud del Ebro, va a ser analizada a continuación.

Influencia Tectónica y Estructural

El factor tectónico es fundamental en la evolución del margen continental, contemplado como una unidad, ya que condiciona desde las características de la red hidrográfica en el margen emergido y de la zona límite continente-oceano (Maldonado, 1972), así como sobre la morfología y el tamaño de la cuenca de sedimentación y las pendientes de la misma, desde la plataforma, pasando por el talud, hasta el ascenso continental (Nelson y Maldonado, 1988).

La morfología, tamaño y gradientes desarrollados en la cuenca están definidos, desde las fases iniciales de evolución del margen, por la estructuración del mismo en forma de una sucesión de grábenos subsidentes y altos estructurales orientados paralelamente a las principales características estructurales a escala regional. El hundimiento y la subsidencia desarrollada a favor de estas estructuras, dió lugar a la formación del Valle de Valencia y al escalonamiento en bloques de las unidades antiguas que constituyen el basamento del margen. Este comportamiento estructural es reponsable de la creación de las elevadas pendientes (2-10°) del talud continental (Julivert et al., 1974; Dañobeitia et al., 1989).

La influencia del factor tectónico se manifiesta por ejemplo en el probable control estructural de alguno de los cañones submarinos excavados en el talud, especialmente en el límite sur del área estudiada, y en general en la mayor complejidad de la estructura sedimentaria en dicha zona, afectada por una actividad tectónica más importante. Esta actividad ha quedado reflejada en la aparición de edificios volcánicos en la plataforma externa, numerosos cuerpos deposicionales en el talud, característicos del desarrollo de procesos de movimiento en masa de sedimento, y la

presencia de importantes superficies de discontinuidad, resultado de deslizamientos o erosión diferencial.

El factor tectónico es también responsable del desarrollo de fenómenos de inestabilidad en el talud, de los que pueden ser consecuencia los grandes deslizamientos sedimentarios identificados en superficie en el talud continental. Es también responsable de la sismicidad de la zona, que se concentra en los extremos norte y sur de la zona estudiada, y que puede condicionar el desarrollo de la inestabilidad indicada (Roca y Suriñach, 1982; Gallart et al., 1989).

Influencia Climático-Eustática

Las pendientes originales han sido modificadas, desde la iniciación del margen, por la progradación de la plataforma y el talud, condicionada en gran parte por efecto de las variaciones climático-eustáticas, las diferencias en la subsidencia a escala local (Farrán y Maldonado, 1989) y gracias al carácter meandriforme y las divagaciones del río Ebro en su curso bajo (Maldonado y Nelson, 1988). Todo ello ha dado como resultado en la actualidad la diferenciación de tres sectores morfológicos en el talud, cuya fisiografía va a influir sobre los procesos de sedimentación más recientes.

Los perfiles sísmicos han proporcionado la evidencia de que la edificación del talud tiene lugar principalmente durante los periodos de nivel eustático bajo, correspondientes en el pasado más reciente a los periodos de mínimo eustático de los estadios gracienses del Pleistoceno. Durante estos periodos se produce un incremento del área emergida, que incluye gran parte de la actual plataforma continental, como resultado de la regresión de la línea de costa, que se sitúa próxima al borde de la plataforma. Esta proximidad relativa tiene como resultado un considerable aumento de la descarga del río Ebro (Maldonado, 1972), y un gran desarrollo de la transferencia directa de sedimento de origen

continental hacia la cabecera de los cañones y en general hacia el talud.

El desarrollo de importantes edificios deltáicos en el borde de la plataforma como resultado del incremento de los aportes detríticos, da lugar a la sedimentación de facies prodeltáicas en el talud superior y la transferencia de sedimento hacia mayor profundidad en el talud, depositándose los sedimentos típicos del talud y produciéndose el desarrollo de los cuerpos deposicionales del ascenso continental, todos ellos con una tasa de sedimentación elevada.

Durante estos periodos el talud se convierte en una provincia sumamente importante en la dinámica sedimentaria en el margen continental, al constituir el enlace entre las principales fuentes de aporte sedimentario y las principales áreas deposicionales del margen distal. En el mismo, además tienen su inicio muchos de los procesos de inestabilidad que van a dar lugar a los principales cuerpos deposicionales de la base del talud y el sistema turbidítico desarrollado en el ascenso continental.

Estos procesos de inestabilidad, tan importantes en la evolución sedimentaria del talud, son provocados especialmente por la alta tasa de sedimentación típica de los periodos de nivel eustático bajo, que dan lugar a la formación de sedimentos subconsolidados, y por la actividad sísmica y tectónica. También pueden ser originados durante los periodos de nivel eustático bajo, por un aumento de la actividad del oleaje y de la turbulencia en general, en las proximidades del borde de la plataforma.

El desarrollo de inestabilidad, en especial durante los mínimos eustáticos y periodos inmediatamente posteriores, ha sido importante en la evolución del talud del Ebro y se ha traducido en la formación de numerosos cañones submarinos, 14 de ellos de relativa importancia; la presencia de acaravamiento en las cabeceras de gran número de los mismos; la presencia de

CV

cicatrices posiblemente debidas a deslizamientos; y los deslizamientos a gran escala, desarrollados sobre todo en los sectores central y sur del talud (deslizamientos de Columbretes y Torreblanca); así como en la observación en algunas zonas de cuerpos deposicionales antiguos, con caracteres típicos de ser resultado de procesos o flujos gravitativos de alta energía (Alonso, 1986; Nelson y Maldonado, 1988; Alonso et al., 1989; Field et al., 1989).

Durante los periodos de nivel eustático alto, como el actual, en cambio, los aportes detríticos y continentales son más reducidos, al quedar atrapados principalmente en los ambientes litorales, deltáicos y de plataforma (Díaz et al., 1989), con lo que los índices de sedimentación son más reducidos. Durante el Holoceno predomina en el talud la sedimentación hemipelágica, al principio con una tasa de sedimentación de cierta importancia, que progresivamente disminuye como resultado de la migración hacia tierra de la línea de costa, y más recientemente debido a la acción antrópica, que se traduce en una drástica reducción de la carga en suspensión en el agua del río Ebro (Nelson, 1989; Palanques et al., 1989).

En la actualidad, además el sedimento que constituye el recubrimiento superficial del talud presenta unas características geotécnicas que le confieren una estabilidad suficiente ante fuerzas estáticas o dinámicas de origen ambiental, aunque la inestabilidad inducida sísmicamente en el talud debe ser un factor a tener en cuenta (Baraza, et al., 1989).

Aporte Sedimentario

Es un factor en cierto modo inseparable del factor eustático, ya que éste controla, como hemos visto, el volumen de aporte al margen; sin embargo puede ser observado igualmente desde una perspectiva independiente, ya que condiciona en buena parte el desarrollo de los procesos de sedimentación en el talud. La existencia de una fuente de aportes de carácter puntual, como

es el río Ebro, condiciona de un modo determinante los procesos deposicionales característicos de este área.

En primer lugar este factor condiciona la naturaleza fundamentalmente terrígena del material que constituye el recubrimiento sedimentario del talud, así como el tamaño medio del mismo. En este sentido, se ha visto que predominan de un modo absoluto los sedimentos de grano fino en el talud, comenzando a aparecer depósitos de grano grueso en la base del talud y el ascenso continental. Esta diferencia va unida a las variaciones en el volumen de aportes terrígenos al talud, ya que se ha comprobado que los sedimentos depositados con un índice de sedimentación más elevado corresponden a los mínimos eustáticos y periodos de nivel del mar bajo del Pleistoceno, mientras que aquellos depositados con una tasa más lenta corresponden al Holoceno.

La existencia de un área de aporte puntual, correspondiente a la desembocadura del río Ebro, se tradujo en el desarrollo de un modelo de transferencia de sedimento a través del talud, en el que un sólo cañón permanecía activo en cada momento, aunque pudieron coexistir temporalmente algunos de ellos

(Alonso, 1986; Maldonado y Nelson, 1988; Nelson y Maldonado, 1988; Alonso et al., 1989). Según este modelo, la descarga de flujos densos de un modo continuado hacia la cabecera de un cañón determinado se tradujo en una serie de procesos característicos, como las corrientes de turbidez, responsables de la edificación de los lóbulos deposicionales que constituyen el Sistema Turbidítico del Ebro desarrollado en el ascenso continental (Alonso, 1986; Nelson y Maldonado, 1988; Alonso et al., 1989).

La migración lateral del punto de descarga del río se tradujo en la migración en idéntico sentido de estos lóbulos turbidíticos, dando lugar a la estructura típica del talud y el ascenso continental del Ebro. Esta estructura consiste en la superposición de cuerpos deposicionales de carácter lobular o en forma de cuña, correspondientes a procesos de inestabilidad o sedimentación bajo condiciones de alta energía, desarrollados en

relación al cañón activo en cada momento, que han sufrido una evolución temporal en la que pueden diferenciarse tres componentes, alternando con episodios de sedimentación homogénea en el resto del talud.

Esta migración se puede dividir en una componente dirigida en la dirección de progradación del talud, según la cual los cuerpos deposicionales sucesivos del talud, como consecuencia de dicha progradación, se disponen progresivamente mar adentro en relación a los anteriores. La migración lateral de la desembocadura del río, resultado fundamentalmente de variaciones locales en la subsidencia, y el carácter meandriforme del río se traducen en una correspondiente migración lateral del cañón activo en cada momento y por tanto en la formación de los cuerpos deposicionales. Esta migración lateral ha sido puesta de manifiesto en los perfiles ^{comparados} paralelos al margen, trazados en el ascenso continental, donde estos cuerpos alcanzan su mayor desarrollo (Alonso, 1986). La tercera componente es resultado de la migración vertical de los cuerpos deposicionales, debido a su superposición en el tiempo.

La existencia de este modelo de variación tiene como resultado la existencia de importantes variaciones en la estructura sedimentaria del talud, en perfiles perpendiculares al mismo, trazados incluso muy próximos unos a otros. Estas diferencias permiten establecer el modelo de evolución reciente del talud, en el que en todo momento ha coexistido al menos una fuente de transferencia de sedimento desde la plataforma hacia el margen profundo, en la que se desarrollaron procesos de relativamente alta energía, mientras que en el resto del talud predominaba la sedimentación dominada por flujos de baja concentración y sedimentación hemipelágica.

7.2 Edificación reciente del talud del Ebro

Ya se han analizado con detalle los procesos de sedimentación que han actuado de un modo fundamental en la edificación del talud del Ebro, al hacer la interpretación de los tipos de sedimento y secuencias desarrolladas en el talud continental. A modo de síntesis de la edificación más reciente del talud, puede establecerse una diferenciación entre los procesos desarrollados de un modo preferencial durante periodos de nivel eustático alto, y los desarrollados de un modo más importante durante periodos de nivel eustático bajo.

Esta diferenciación no es excluyente; gran número de los procesos de sedimentación fundamentales en el talud actúan tanto durante unos, como durante otros periodos, pero en ambos manifiestan una intensidad o una importancia relativa sensiblemente diferente.

A) Nivel eustático bajo

Corresponde a las características desarrolladas en una época más reciente durante los periodos glaciares del Pleistoceno; han sido reflejadas de un modo interpretativo en la figura 7.2.1.

Se caracteriza por el desarrollo de deltas marginales próximos al borde de la plataforma y el escaso desarrollo de ésta, debido a la regresión de la línea de costa. La desembocadura fluvial tiene lugar muy próxima a la cabecera de los cañones, lo que contribuye a la existencia de una Descarga Fluvial Turbia (DFT) cuasi-permanente en los mismos, especialmente importante durante los periodos de avenidas fluviales. Esto hace que las cabeceras de cañón se conviertan en auténticas trampas de sedimento, depositado rápidamente, que contribuye a la progradación del delta marginal. Este tipo de flujos de alta densidad da lugar a los lodos de prodelta del talud superior, y los flujos más diluidos que llegan a rebasar de

un modo importante el borde de la plataforma, se depositan en forma de lodos gravitativos.

El desarrollo de subconsolidación debido a la alta tasa de sedimentación en las cabeceras de cañón se traduce con bastante frecuencia en fenómenos de inestabilidad sedimentaria. Estos dan lugar a deslizamientos que evolucionan a lo largo del transporte en Corrientes de Turbidez (CT) canalizadas, cuyo papel a lo largo de la mayor parte del talud es erosivo. Al alcanzar la rotura de pendiente de la base del talud, estos flujos desbordan las paredes de los canales y se desparraman, formando los complejos de dique-canal, compuestos en la base del talud por turbiditas finas, finamente laminadas y por intercalaciones de lodos t=y arenas turbidíticas en el ascenso continental.

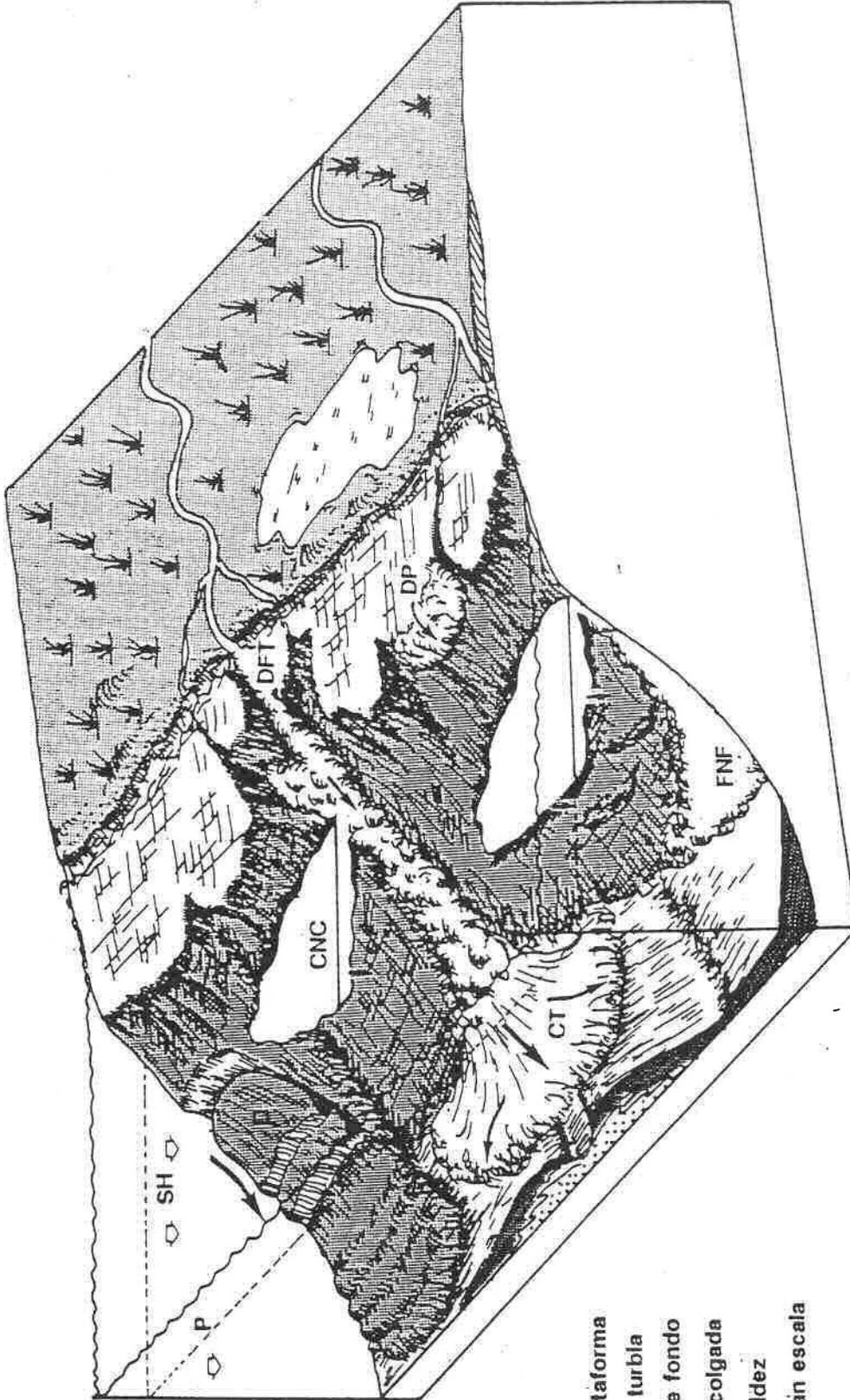
Durante periodos de aporte fluvial reducido o cuando no se producen importantes episodios de inestabilidad, tiene lugar en el talud el desarrollo de flujos de menor densidad, principalmente Flujos Nefeloides de Fondo (FNF), que durante su transporte a lo largo del talud van a dar como resultado los lodos gravitativos y de talud.

— explicado bien

El desarrollo estacional de periodos de estratificación de masas de agua, tiene como resultado la existencia de una Picnoclina (P) bien marcada. Allí donde ésta intersecta al talud, en las zonas que sirven de conductos preferenciales a la transferencia de sedimento talud abajo, las nubes menos densas de sedimento pueden quedar atrapadas en las interfases y ser transportadas a lo largo del talud en forma de Capas Nefeloides Colgadas (CNC), en la dirección de las corrientes dominantes, depositándose progresivamente, contribuyendo a la formación de los lodos de talud y las fracciones terrígenas de los lodos hemipelágicos.

Simultáneamente a la sedimentación diferencial a partir de las capas nefeloides tiene lugar a lo largo de todo el margen una sedimentación continua de tipo Hemipelágico (SH), cuya importancia relativa queda sensiblemente diluida por la gran

NIVEL EUSTÁTICO BAJO



DP = Derrame de la plataforma

DFT = Descarga fluvial turbia

FNF = Flujo nefelode de fondo

CNC = Capa nefelode colgada

CT = Corriente de turbidez

D = Deslizamiento a gran escala

P = Plioceno

SH = Sedimentación hemipelágica

Fig. 7.2.1. Bloque-diagrama esquemático ilustrativo de los principales procesos de sedimentación responsables de la edificación del talud del Ebro durante periodos de nivel eustático bajo, similares a los descensos eustáticos del Pleistoceno.

cantidad de procesos gravitativos que tienen lugar. Estos lodos constituyen fundamentalmente los niveles superiores que aparecen en ocasiones a techo de las secuencias turbidíticas, y contribuyen a la fracción biógena de los lodos de talud.

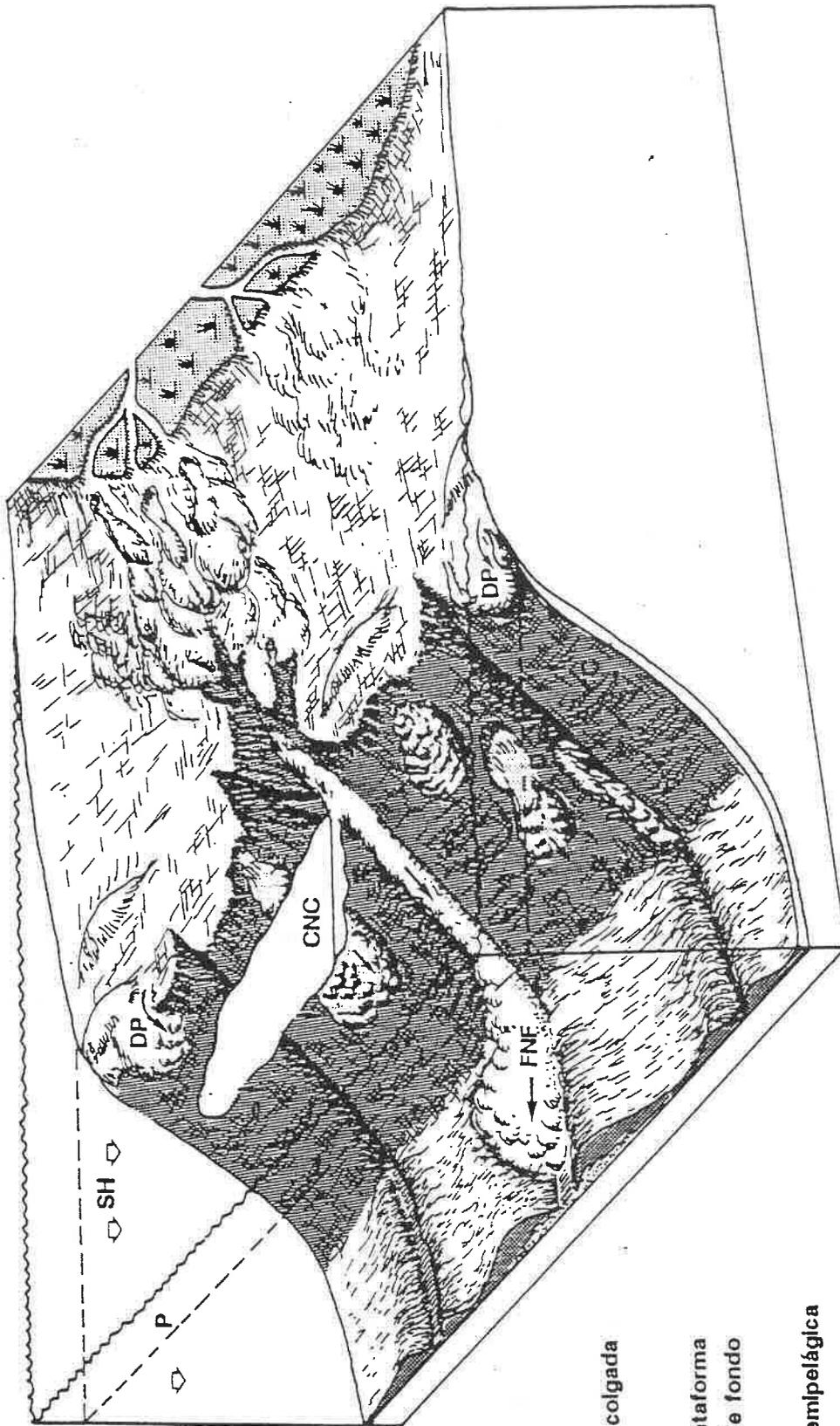
Como resultado posiblemente del estado de subconsolidación de los sedimentos constituyentes del talud superior y de los sucesivos ciclos glacio-eustáticos, puede tener lugar el desarrollo de procesos de inestabilidad a gran escala, en forma de Deslizamientos (D) que involucran el desplazamiento gravitativo de grandes volúmenes de sedimento del talud.

El desarrollo, finalmente, de una importante actividad del oleaje en las proximidades del borde de la plataforma se traduce en uno de los posibles orígenes de la inestabilidad sedimentaria en las cabeceras de cañón o en procesos de Derrame o desbordamiento de material desde la plataforma al talud (DP). Según lo visto, la sedimentación tiene lugar de un modo fundamental en el borde de la plataforma, donde los deltas marginales adquieren sus potencias más importantes, y en los lóbulos deposicionales de la base de talud y el ascenso continental, provincias donde se sitúan los depocentros principales.

B) Nivel eustático alto

El ascenso del nivel del mar trae consigo una recesión de la línea de costa hacia el continente y una migración de los depocentros, que se desplazan hacia la plataforma donde se forman lóbulos prodeltaicos y cinturones de lodos. El talud en estos periodos recibe un menor aporte sedimentario y el borde de la plataforma constituido por las unidades prodeltaicas progradantes queda como un borde de plataforma relicto, desarrollándose durante estos periodos bordes de plataforma (y por tanto taludes) de tipo sub-alimentado.

NIVEL EUSTATICO ALTO



- C = Creep
- CNC = Capa nefeloide colgada
- D = Deslizamiento
- DP = Derrame de la plataforma
- FNF = Flujo nefeloide de fondo
- P = Pícnoclina
- SH = Sedimentación hemipelágica

Fig. 7.2.2. Bloque-diagrama esquemático ilustrativo de los principales procesos de sedimentación responsables de la edificación del talud del Ebro durante periodos de nivel eustático alto, aproximadamente similares a la situación actual.

De un modo discontinuo, durante las grandes avenidas fluviales o debido a fenómenos de inestabilidad localizados, pueden desarrollarse Flujos Nefeloides de Fondo (FNF), en relación a los mayores cañones, debido a las mayores pendientes de éstos, estos podrían depositar lodos de talud o gravitativos en las zonas más próximas a dichos cañones, que incluso pueden dar lugar a Capas Nefeloides Colgadas (CNC) de baja densidad, si tienen lugar por encima de la Picnoclina (P). El proceso gravitativo fundamental durante estos periodos consiste en el desarrollo muy localizado de Deslizamientos (D) de pequeña escala y fenómenos de reptación o Creep (C) lento de sedimento a favor de la pendiente, que raramente dan lugar a flujos de alta densidad.

Durante estos periodos, debido al menor desarrollo de los procesos gravitativos, la importancia relativa de la Sedimentación Hemipelágica (SH) es mayor, en especial en las zonas más alejadas de los cañones, donde los flujos nefeloides apenas tienen alcance. En estos periodos, especialmente durante los momentos iniciales del ascenso eustático, cuando la profundidad del borde de la plataforma es aún reducida, tienen una relativa importancia los procesos de Derrame (D) o desbordamiento de arenas y material fino desde el borde de la plataforma, que contribuyen a la adecuación del material que constituye el recubrimiento del talud superior y la plataforma más externa, a las nuevas condiciones eustáticas.

A continuación se va a realizar una síntesis de la evolución del talud continental en el conjunto del margen continental, poniendo un especial énfasis en los procesos desarrollados durante los periodos de descenso eustático, ya que como se ha comprobado son los que de un modo más importante contribuyen a la edificación del mismo.

7.3 Síntesis

Todo lo dicho hasta ahora aparece reflejado en la figura 7.3.1., en la que se ha pretendido realizar un esquema que refleje de un modo simplificado los procesos que intervienen en la evolución del talud continental durante los periodos de mínimo eustático, que son los que de un modo más importante contribuyen a la edificación del mismo.

Según dicho esquema, los mínimos eustáticos se caracterizan, en relación al talud, por el desarrollo de deltas marginales en los que se produce una importante sedimentación, y por un aumento de la turbulencia y la actividad del oleaje en el borde de la plataforma. El primero tiene como consecuencia la progradación del talud como consecuencia del material aportado por el río que alcanza el borde de la plataforma y es transferido hacia el talud en forma de flujos, por lo general de alta densidad. La turbulencia se traduce en un incremento de los procesos de retrabajamiento y derrame de arenas y material fino desde el borde de la plataforma hacia el talud, en forma de flujos de diversa densidad. La acción conjunta de uno y otro proceso se traduce en la edificación del talud mediante los diferentes mecanismos ya comentados.

Por otro lado, ambos procesos pueden tener una importante influencia sobre las propiedades geotécnicas del sedimento. La rápida sedimentación típica de los ambientes deltáicos se traduce en una importante carga sedimentaria, que tiene como resultado un exceso de presión intersticial en el sedimento y en una reducción del esfuerzo efectivo en el mismo. Esta reducción puede darse también como resultado de los excesos de presión intersticial desarrollados por efecto de una carga cíclica debida al oleaje, en zonas someras próximas al borde de la plataforma.

Como resultado de la disminución del esfuerzo efectivo en el sedimento se produce una reducción de la resistencia del mismo, que puede llevar al desarrollo de inestabilidad. Esta puede ser asimismo alcanzada por efecto del aumento del esfuerzo ejercido sobre el sedimento, resultante de un aumento de la inclinación del talud, de origen erosivo o deposicional. La existencia de

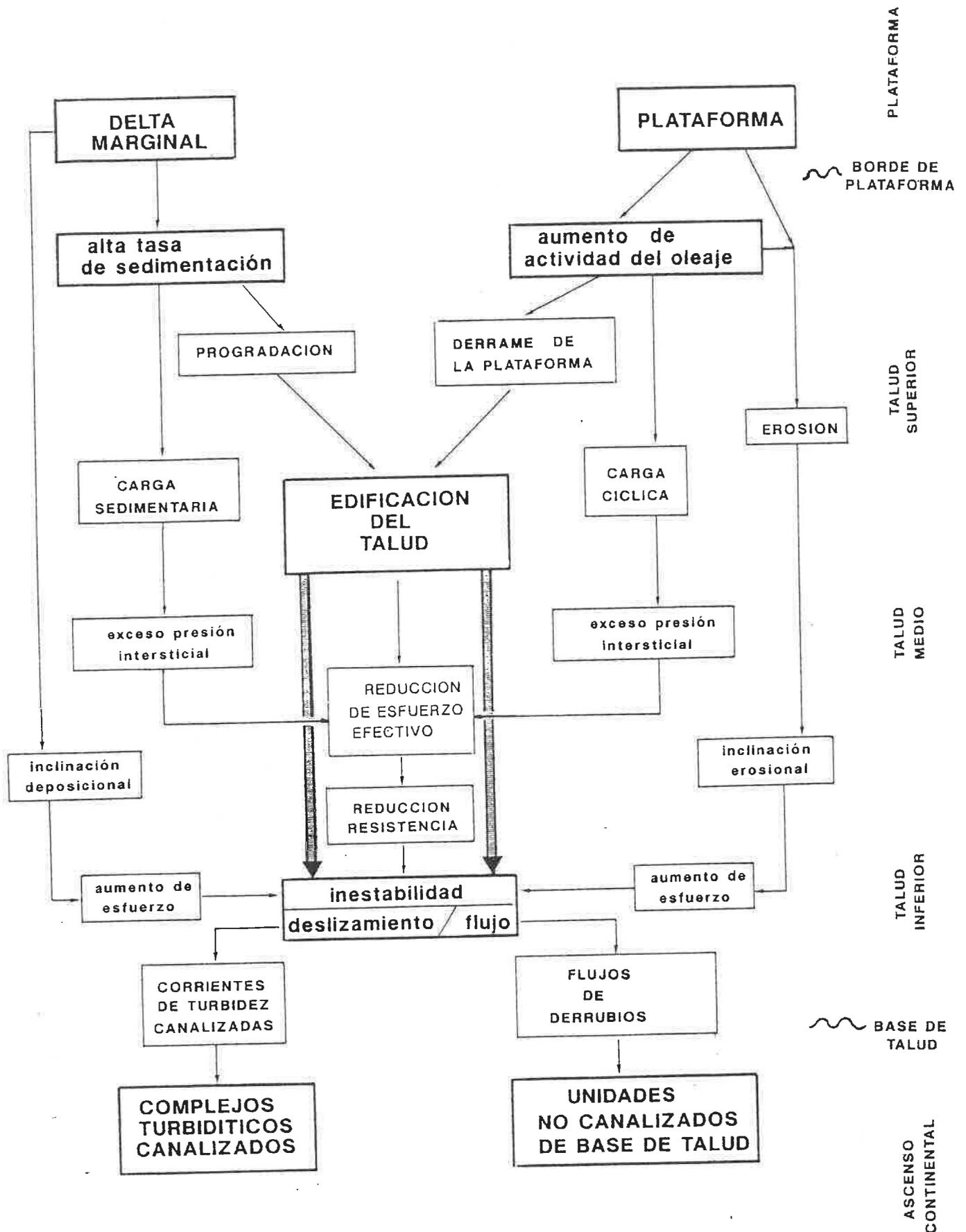


Fig. 7.3.1. Diagrama representativo de los principales procesos que contribuyen a la edificación del talud del Ebro y relación de los mismos con la situación correspondiente en la plataforma y el ascenso continental.

procesos de inestabilidad ha sido reconocida en el talud por la existencia de acarcavamiento en las cabeceras de los cañones, y por la presencia de cicatrices de deslizamientos, cuerpos deposicionales resultantes de depósitos en masa y deslizamientos a gran escala, y se traduce por lo general en el desarrollo de diversos tipos de deslizamientos y flujos gravitativos de alta densidad. En su transporte a lo largo del talud, éstos evolucionan de un modo habitual en corrientes de turbidez canalizadas o en flujos de derrubios no canalizados.

En el primero de los casos, el depósito resultante consiste en un lóbulo turbidítico o un complejo de dique-canal en el ascenso continental, cuya agrupación en el tiempo y el espacio con otros desarrollados de un modo similar, da lugar al sistema turbidítico del Ebro. En el segundo caso, el flujo de derrubios da lugar a unidades no canalizadas o depósitos de bajada (apron) de base de talud. Este diagrama trata de hacer resaltar la influencia de los procesos desarrollados en el talud, como nexo de unión en la evolución global del margen continental, desde la plataforma hasta las zonas más profundas del ascenso continental o los abanicos turbidíticos, en su caso.

La relación entre el desarrollo de los deltas marginales en la plataforma externa y los lóbulos turbidíticos del ascenso continental ha sido realizada por Farrán (1988), quien ha resaltado la dificultad de correlacionar unos y otros a través del talud, debido a las numerosas incisiones existentes en el talud, por cañones y cárcavas submarinas, deslizamientos,...etc.

Capitulo 8. CONCLUSIONES

8.1. Conclusiones

El presente trabajo ha permitido completar la definición de los principales rasgos morfológicos del talud del Ebro, sirviendo de complemento a trabajos anteriores desarrollados en la zona (Alonso, 1986). Ha proporcionado una visión, parcial debido a que se limita de un modo especial al sector sur del talud debido a la escasez de perfiles sísmicos existentes sobre el área, de la estructura sedimentaria del talud que, no obstante, ha proporcionado cierta luz acerca de la evolución más reciente del mismo. Ha servido, además, para evaluar el importante papel de los procesos de inestabilidad en la evolución del talud en su desarrollo relativamente más reciente. (al revés) (1°)

El análisis sedimentológico ha permitido, sobre todo, la diferenciación de los tipos de sedimento existentes en el talud, la definición de los procesos de sedimentación predominantes durante las diversas condiciones eustáticas y el establecimiento de las secuencias tipo desarrolladas en el talud. Lo que ha supuesto la elaboración de un modelo de edificación del talud durante el cuaternario.

El análisis geotécnico ha servido para la caracterización del talud en función de las propiedades físicas y mecánicas del sedimento, para confirmar la validez de las mismas como criterio diferenciador, incluso de los tipos de sedimento, allí donde la discriminación por métodos estadísticos en base a propiedades sedimentológicas no se ha mostrado suficientemente válido.

El análisis de estabilidad ^{de que tipo?} ha permitido reconocer la respuesta del sedimento frente a los diferentes factores que actúan en el talud y que pueden ser fuente de inestabilidad sedimentaria, proporcionando una respuesta en términos de esfuerzos efectivos.

A continuación se resumen las principales conclusiones obtenidas en el presente trabajo: ^{no anexo}

Morfología y estructura del talud

El talud del Ebro constituye una estrecha franja (<15 km) en el margen continental, con pendientes entre 2 y 10° (promedio de 4.5)° y caracterizada por la existencia de numerosas irregularidades morfológicas, en forma de cañones submarinos, de corto recorrido y trazado rectilíneo, con desarrollo desigual de cárcavas en las cabeceras de los mismos.

En base a diferencias morfológicas se han diferenciado tres sectores en el talud, con amplitud decreciente y pendiente media creciente de Norte a Sur. Los sectores norte y central habían sido diferenciados con anterioridad en base fundamentalmente a su distinta pendiente y al diferente desarrollo de cañones submarinos en los mismos. El sector sur, en el que se ha centrado gran parte del presente estudio, se caracteriza por su pendiente media de 4.8° y la presencia en su parte más septentrional de dos cañones submarinos (Maestrazgo Norte y Sur), de perfil transversal en "V" y con pendientes entre 1° y 9°.

Al sur de los mismos apenas existen cañones propiamente dichos, sino pequeñas hendiduras en el talud que desaparecen progresivamente hacia el sur, y se encuentra limitado al sur por otra zona con desarrollo de cañones muy rectilíneos cuyo trazado hace pensar en un origen estructural de los mismos, situados frente a las Islas Columbretes. (leado) hay o no cañones

Se ha reconocido el papel fundamentalmente erosivo de los cañones submarinos en la parte superior del talud y el tránsito a un papel deposicional de algunos de ellos, o la alternancia de periodos de erosión y sedimentación en los mismos, en el curso medio-bajo de los cañones en el talud. Asimismo se ha reconocido la existencia de acarcavamiento en las cabeceras de los cañones como un fenómeno extendido en el sector sur del talud.

El límite superior del talud se encuentra constituido por un borde de plataforma relicto, de tipo abrupto y las unidades que lo forman corresponden a las unidades externas de la plataforma correspondientes a los deltas marginales edificados en el borde de la plataforma y el talud superior durante el último mínimo eustático del Pleistoceno superior (IGME, 1986; Farrán y Maldonado, 1989). La situación actual corresponde a un borde de plataforma subalimentado, ya que el talud apenas recibe aporte sedimentario alguno.

La evolución en el pasado más reciente ha correspondido a la superposición de bordes de plataforma de tipo progradante, correspondientes a los episodios de progradación de la plataforma, con bordes de plataforma sub-alimentados correspondientes a periodos de retrogradación. Ambos tipos se encuentran separados por superficies de erosión o discontinuidad en la plataforma, que en el talud superior aparecen como superficies aparentemente concordantes.

El papel de los procesos de inestabilidad en la edificación del talud actual del Ebro ha sido identificado a partir del carácter erosivo y el desarrollo de acaravamiento en el curso alto de los cañones submarinos, además de por otros tipos de estructuras: cicatrices de erosión y deslizamientos, deslizamientos en las paredes de los cañones en su curso medio-bajo, deslizamientos a gran escala en los sectores central y sur del talud, y existencia de depósitos antiguos correspondientes a movimientos en masa de sedimento, especialmente en el sector sur.

La truncación erosiva de los reflectores, ^{sísmicos} la presencia de facies hiperbólicas y el desarrollo de cuerpos deposicionales originados como respuesta a movimientos en masa de sedimento, permiten asociar a las cárcavas y cañones con efectos de inestabilidad sedimentaria.

Las cicatrices erosivas y de deslizamientos se relacionan con variaciones eustáticas y en la tasa de aporte sedimentario, o

bien con inestabilidad debida a la pérdida de sustentación basal de paquetes de sedimento, debida a erosión en los cañones submarinos.

La presencia de fenómenos de inestabilidad en los cañones y canales submarinos queda subrayada por el desarrollo de deslizamientos de dimensiones generalmente reducidas, en las paredes de los mismos, debido a las fuertes pendientes y a erosión o excavación basal. Generalmente presentan un aspecto caótico, con respuesta hiperbólica o morfología de tipo "hummocky".

La existencia de deslizamientos a gran escala en la zona sur del talud sugiere la existencia de un periodo relativamente reciente de inestabilidad, posiblemente relacionado con la tectónica localmente más compleja de esta zona y el emplazamiento volcánico de las Islas Columbretes. Otros grandes deslizamientos como el de Torreblanca han podido ser sísmicamente inducidos.

El desarrollo de fenómenos de inestabilidad en el pasado, queda puesta de manifiesto por la existencia de cuerpos deposicionales en forma de cuña interpretados como depósitos de flujos de derrubios o resultantes del movimiento en masa de sedimento. La irregular distribución geográfica de los mismos se relaciona con variaciones en la zona de descarga fluvial, como resultado del caracter meandriforme del Río Ebro y efectos debidos a diferencias relativas en la subsidencia.

Estructura sedimentaria

La estructura sedimentaria del talud revela que en su génesis y evolución se han sucedido periodos erosivos y deposicionales. La aparente concordancia de las unidades sísmicas en el talud superior, observada en perfiles transversales al talud, se transforma en claras superficies de discontinuidad y en la existencia de truncaciones identificados en perfiles paralelos en el talud medio e inferior.

En el sector sur se ha reconocido la existencia de una gran variabilidad estructural, incluso a escala muy local, según la cual la observación de cada perfil permite la extracción de muy diferentes consecuencias. En determinadas zonas se diferencian claramente dos grandes secuencias: una inferior correspondiente a periodos de sedimentación lenta y tranquila y otra superior a periodos de sedimentación de alta energía, con el desarrollo de complejos canalizados en la base del talud, todo ello dentro de un régimen de gran estabilidad tectónica.

En perfiles ^{similares} limítrofes situados hacia el norte la correlación de la unidad inferior con otra similar es imposible, dado el gran desarrollo de complejos canalizados y depósitos de debris flow desde el inicio de la evolución post Mesiniense del talud. Hacia el sur aparecen numerosas superficies de erosión o cicatrices de deslizamientos y cuerpos deposicionales correspondientes a debris flow, todo ello dentro de un esquema de gran complejidad estructural ^{no es cierto. No hay comp.}

La conclusión de esto es que en la evolución más reciente (post-Mesiniense) del talud se han sucedido desde un principio la sedimentación de alta energía, en la forma de complejos canalizados de carácter local, con la sedimentación lenta y tranquila de tipo hemipelágico en el resto del talud. Ambas se han visto periódicamente interrumpidas por fenómenos de inestabilidad y deslizamientos en masa de sedimento, que han dejado en el talud cuerpos deposicionales de carácter acústico transparente y perfil en forma de cuña.

La migración mar adentro, lateral y vertical de estos cuerpos deposicionales ha dado como resultado un diferente desarrollo de los mismos en diferentes sectores del talud. En el sector situado más al sur, la existencia de una tectónica compleja se ha traducido en el desarrollo de superficies de discontinuidad, más que de cuerpos canalizados, y en la presencia de cicatrices de deslizamientos y cuerpos deslizados antiguos y modernos (Deslizamiento de Columbretes).

Conclusiones del análisis sedimentológico

Una primera conclusión de tipo metodológico consiste en la relativa utilidad de la estadística "clásica" para la diferenciación de los sedimentos del talud, debido a la relativamente pequeña variabilidad entre los mismos, resultado entre otras cosas de un corto transporte a partir del material original. Estos métodos permiten una fácil diferenciación de sedimentos depositados a partir de flujos turbidíticos, pero no son igualmente útiles para diferenciar sedimentos depositados a partir de flujos gravitativos poco densos.

La relativa homogeneidad de los sedimentos de talud se debe a que se originan como resultado de una serie continua de procesos de sedimentación, ya que son resultado de la interacción de procesos de tipo gravitativo desarrollados a favor de la pendiente y flujos procedentes de suspensiones existentes en la columna de agua.

A partir de diversas propiedades } texturales y composicionales y tomando la profundidad en (el talud como un factor diferenciador, se han distinguido nueve tipos de sedimento, clasificados en tres grandes grupos: a) sedimentos gravitativos, b) sedimentos relacionados con suspensiones y c) sedimentos de origen mixto, dentro de esta clasificación son difíciles de incluir los depósitos retrabajados muestreados en el talud superior, cuyo origen es diverso.

En los depósitos gravitativos se incluyen los lodos de prodelta muestreados en el talud superior, así como los gravitativos y los lodos y limos turbidíticos del talud inferior y las arenas turbidíticas muestreadas en el ascenso continental. Son sedimentos formados a partir de flujos de alta densidad descargados directamente por el río y flujos gravitativos de densidad variable (Flujos de turbidez, flujos nefeloides de alta concentración o flujos turbidíticos), que permiten el

mantenimiento de las partículas en movimiento incluso durante un transporte prolongado. Son de características exclusivamente terrígenas.

Dentro de los sedimentos relacionados con suspensiones se incluyen las tres variedades de lodos hemipelágicos diferenciadas. Ambos tipos se generan a partir de la sedimentación diferencial de partículas en suspensión en la columna de agua, de carácter biógeno o terrígeno, pertenecientes a capas nefeloides colgadas, de baja densidad.

Finalmente, *porque el nombre de talud, y los otros no están tb*
 en los sedimentos de origen mixto se incluye a los lodos de talud laminados y masivos o debilmente laminados, formados a partir de la interacción de los flujos gravitativos menos densos y los flujos procedentes de suspensiones. En la totalidad de los análisis realizados han mostrado un no comportamiento intermedio entre los lodos turbidíticos y gravitativos, y los lodos hemipelágicos.

característ. sedimentolíticos

Los sedimentos retrabajados del talud superior forman un delgado y desigual recubrimiento sobre los lodos de prodelta, y su origen es debido a la intervención de procesos de turbulencia desarrollados en el borde de la plataforma, derrame o desbordamiento de arenas de características litorales, bioturbación y homogeneización, ...etc.

etc 9.
 Se observa una gradación en la distribución de los tipos de sedimento, según la cual las zonas más próximas a los cañones se caracterizan por la presencia de lodos gravitativos y de talud (lodos turbidíticos en la base de los testigos del talud inferior), y a techo un delgado recubrimiento de lodos hemipelágicos grises y siena. Las zonas más alejadas de los cañones, por su parte, se caracterizan por el predominio de lodos de talud y lodos hemipelágicos marrones.

Estudio secuencial

Se han diferenciado cuatro secuencias tipo:

La secuencia del talud superior está formada por un recubrimiento de sedimentos retrabajados, con arenas erosivas en la base, sobre una alternancia de lodos de prodelta con monosulfuros y un distinto grado de estratificación.

La secuencia gravitativa y de talud está constituida por la superposición de niveles de lodos gravitativos y lodos de talud, con contactos difíciles de situar entre ambos en algún caso. Los primeros se caracterizan por el moteado típico de monosulfuros y los segundos por su fina bioturbación ("mycellium") observada en radiografías.

La secuencia turbidítica está en realidad compuesta por dos tipos de ellas: secuencia turbidítica del talud inferior, limo-fangosa, y secuencia del ascenso continental, fango-arenosa. La secuencia completa sigue bastante aproximadamente el modelo de Bouma, con niveles de arenas clasificadas en la base T_b , limos masivos o laminados (T_c-T_d) y lodos laminados, granoclasificados y masivos con monosulfuros (T_e), coronada en ocasiones por lodos hemipelágicos (F).

La secuencia hemipelágica está compuesta por lodos marrones, lodos grises y lodos siena, de base a techo, y de ella los términos superiores aparecen representados a lo largo de todo el talud, mientras que los lodos marrones sólo tienen un importante desarrollo en la zona sur del talud, lejos de los principales cañones.

Indices de sedimentación en el talud

Las edades absolutas ^{C^m} obtenidas para los distintos tipos de sedimento han permitido adscribir los lodos de prodelta y turbidíticos al Pleistoceno superior, y los lodos de talud y hemipelágicos al Holoceno. Los índices de ~~de~~ sedimentación calculados a partir de las mismas han variado de sensiblemente de unas a otras. Los lodos de prodelta se han depositado a razón de unos 175 cm/1000 años, mientras que los turbidíticos lo han hecho

a unos 75 cm/1000 años; los lodos hemipelágicos y de talud han proporcionado índices de sedimentación del orden de 20 cm/100 años; estas diferencias dan una idea de la gran diferencia en el aporte de sedimento al talud entre los mínimos eustáticos del Pleistoceno y los periodos de nivel eustático alto.

Caracterización geotécnica del talud

Los análisis geotécnicos realizados han demostrado la utilidad de determinadas propiedades índice para realizar incluso una discriminación de tipo sedimentológico. Los resultados de los análisis han permitido, por ejemplo, diferenciar entre los lodos de prodelta y los lodos gravitativos y turbidíticos, cosa que no había sido posible desde un enfoque sedimentológico. *¿cierto?*

Las propiedades índice del sedimento han permitido la diferenciación muy clara de dos provincias en el talud; el talud superior ~~por un lado~~, y el talud medio e inferior ~~por otro~~. Los sedimentos del talud superior se caracterizan por un bajo contenido en agua, constante en profundidad; elevado peso específico, baja porosidad y bajos límite líquido, plástico e índice de plasticidad, además de una elevada resistencia de cizalla en ensayos de molinete.

Los sedimentos del talud medio e inferior presentan un elevado contenido en agua, que disminuye con el enterramiento, bajo peso específico, porosidades elevadas, altos límites de Atterberg y elevada plasticidad, así como valores bajos de resistencia a la cizalla, que aumentan hasta cierta profundidad y luego vuelven a disminuir, como resultado de deformaciones resultantes del muestreo.

Las propiedades índice están condicionadas por el valor del contenido en agua en las distintas provincias del talud, y éste se ha comprobado que aumenta proporcionalmente al contenido en arcilla, que aumenta a profundidades crecientes en el talud, por lo que se puede decir que las propiedades índice tienen un

inherente

control textural a lo largo del talud. Dentro de cada uno de los testigos, en cambio, el factor que controla el contenido en agua es la profundidad de enterramiento, por lo que el resto de las propiedades índice están controladas por el grado de consolidación del sedimento. Esta variación no se observa en los testigos del talud superior.

Los ensayos de consolidación han reflejado asimismo una diferencia de comportamiento entre los sedimentos del talud superior, por un lado, y los del talud medio e inferior, por otro. Los primeros se muestran fuertemente sobreconsolidados, mientras que los segundos muestran una ligera sobreconsolidación o incluso una consolidación normal.

El valor de la resistencia del sedimento ante cargas de tipo estático (carga litostática), ha proporcionado valores muy similares a lo largo de todo el talud, por lo que no permite establecer diferencias de comportamiento entre las diversas provincias del mismo. El análisis de estabilidad ante cargas cíclicas, en cambio, sí ha proporcionado resultados diferentes entre el talud medio y el inferior.

El sedimento del talud superior ha mostrado un comportamiento según el cual es más susceptible de alcanzar la rotura mediante una carga cíclica, que el del talud medio e inferior, que precisan de niveles de esfuerzo cíclico más elevados o un mayor número de ciclos, antes de romperse.

27. Análisis de estabilidad ante cargas cíclicas de origen sísmico, teniendo en cuenta diversos estados de consolidación del sedimento y gradientes variables del talud, han dado como resultado un aumento de la aceleración sísmica crítica a profundidades crecientes en el talud, desde valores medios próximos a 0.15 g en el talud superior, para las pendientes medias medidas en el talud del Ebro, hasta valores de 0.18 g en el talud medio y 0.2 g en el talud inferior. Un aumento de la pendiente del talud se traduce en una disminución de las aceleraciones críticas.

Comparando el talud del Ebro con zonas sísmicas, como Alaska o California, en las que se conoce el valor de la aceleración crítica que separa sedimentos estables de inestables, se puede concluir que en condiciones semejantes, el sedimento del talud del Ebro se comportaría de un modo inestable entre los 200 y 700 m de profundidad en el talud, siempre que estuviese dispuesto en taludes de entre 5 y 10°.

Análisis simplificados han dado como resultado que las aceleraciones críticas para el sedimento del talud del Ebro pueden ser conseguidas con terremotos de intensidad 6 en la escala M.K.S. De acuerdo con los datos disponibles, terremotos de tales intensidades pueden producirse en el margen continental del Ebro, con un periodo de retorno de 40±20 años, por lo que la inestabilidad inducida sísmicamente debe ser tenida en cuenta en el talud del Ebro, a pesar de ser considerado una zona de baja sismicidad. Otros factores como olas de tormenta u olas internas no parecen ser responsables de un riesgo de inestabilidad en la actualidad, aunque sin duda pudieron serlo durante periodos de nivel eustático bajo, como durante el Pleistoceno, durante el cual los fenómenos de inestabilidad parecen haber tenido un desarrollo más acusado.

Síntesis

NO

HISTORIA Y EVOL.

La edificación del talud continental del Ebro ha tenido lugar de un modo fundamental durante los periodos de nivel eustático bajo, cuando los aportes directos del río desembocaban directamente sobre el borde de la plataforma y las cabeceras de los cañones, produciendo una rápida progradación de la plataforma y el talud. Esta progradación tuvo lugar fundamentalmente por medio del sedimento resultante de flujos turbios de alta densidad.

Durante estos episodios, la alta tasa de sedimentación correspondiente a los deltas marginales, junto con la

incrementada actividad del oleaje en las proximidades del borde de la plataforma, pudieron traducirse en fenómenos de inestabilidad que dieron lugar a fenómenos gravitativos y flujos de alta energía (flujos de derrubios, deslizamientos y corrientes de turbidez).

Los primeros dieron lugar a unidades no canalizadas en forma lenticular y perfil en cuña, en la base del talud; los segundos a deslizamientos masivos en las paredes de los cañones y deslizamientos de carácter planar-rotacional desplazando masas coherentes de sedimento en el talud abierto; los terceros, finalmente, dan lugar a la edificación de complejos canalizados que se desplazan lateralmente en función de las migraciones del punto de descarga fluvial.

De este modo se puede concluir en la importancia del talud continental como conducto de sedimento entre las principales áreas fuente y las principales provincias deposicionales del margen, en especial en épocas de nivel del mar bajo, caracterizadas por importantes volúmenes de aportes. Dentro del mismo se destaca el papel de los cañones submarinos en este papel de transferencia de sedimento entre la plataforma o las fuentes de origen continental, y ~~los abanicos~~ profundos o los sistemas turbidíticos. Durante los periodos de nivel eustático alto, en cambio, el papel del talud continental es más reducido, limitándose tan sólo a la redistribución a lo largo del margen de los pocos aportes que alcanzan las cabeceras de cañón, en un margen, por otro lado, dominado por una sedimentación lenta de tipo hemipelágico.

Apéndice I. BIBLIOGRAFIA

- Aas, G. 1965. A study of the effect of vane shape and rate of strain on the measured values of in-situ shear strength of clays. Proceedings 6th ICSMFE, Montreal, Canada, V. 1, p. 141-145.
- Alla, G. 1970. Etude sismique de la plaine abyssale au sud de Toulon. Rev. Inst. Franç. Pétrole, V. 25, p. 291-304.
- Alla, G., Dessolin, D., Leenhardt, O. and Pierrot, S., 1972. Données du sondage sismique continu concernant la sédimentation Plio-Quaternaire en Méditerranée nord-occidentale. En: D.J. Stanley (Ed), The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory, Dowden, Hutch & Ross, Inc, Stroudsburg, 471-481 pp.
- Almagor, G. 1978. Geotechnical properties of the sediments of the continental margin of Israel. Jour. Sed. Petrol., V. 48, N°4, p. 1267-1274.
- Almagor, G. and Wiseman, G. 1977. Analysis of submarine slumping in the continental slope off the southern coast of Israel. Mar. Geotech., V. 2, p. 349-388.
- Aloïsi, J.C. 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution a la connaissance des marges passives. Thèse d'Etat. Université de Perpignan, Perpignan, 162 pp.
- Aloïsi, J.C., Bartelsen, H., Brikn, J., Got, H., Leenhardt, O., Monaco, A., Serra Raventós, J., y Theilen, F. 1974. Les mécanismes sédimentaires sur la pente continentale de la Méditerranée occidentale. Résultats préliminaires. Rap. C.I.E.S.M., XXIV (23), p. 249-250.
- Aloïsi, J.C., Bellaïche, G., Bouye, C. Droz, L., Got, H., Maldonado, A., Mirabile, L., y Monaco, A. 1981. L'éventail sous-marin profond du Rhône et les dépôts de pente de l'Ebre: essai de comparaison morphologique et structurale. En: F.Z. Vezel (Ed.), Sedimentary basins of Mediterranean Margins. Tecnoprint, Bologna, p. 227-238.
- Alonso, B. 1981. Microcontaminantes inórganicos y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Tarragona-Castellón. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 154 pp.
- Alonso, B. 1986. El sistema del Abanico Profundo del Ebro. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 384 pp.
- Alonso, B., y Maldonado, A. 1989. Late Quaternary sedimentation patterns of the Ebro turbidite system (Northwestern Mediterranean): two styles of deep-sea deposition. En: C.H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), Marine Geology of the Ebro Continental Margin.

- Northwestern Mediterranean Sea. Mar. Geol., sp. issue (in press).
- Alonso, B., Díaz, J.I., Farrán, M., Giró, S., Maldonado, A. y Vázquez, A. 1984. Cañones submarinos del margen Catalán meridional: morfología y evolución. I Congreso Español de Geología, Segovia, p. 301-311.
- Alonso, B., Kastens, K., Maldonado, A., Malinverno, A., Nelson, C.H., O'Connell, S., Palanques, A., y Ryan, W.B.F. 1985. Morphology of the Ebro fan Valleys from Sea MARC and SeaBeam profiles. Geo-Marine Letters, V. 5, p. 141-148.
- Alonso, B., Canals, M. y Got, H. 1989. Drainage patterns evolution of two deep-sea depositional systems in the northwestern Mediterranean: Ebro and Gulf of Lyon systems. XIV General Assembly, European Geophysical Society, Barcelona. Annales Geophysicae Sp. Issue, p. 14.
- Alonso, E. 1987. Deformaciones diferidas del suelo. teoría de la Consolidación. Apuntes Geotecnia 4° Curso, ETSICCP, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 170 pp.
- Alpan, I. 1959. A study of the principle of effective stress in partly saturated soils. Ph. D. Thesis, University of London.
- American Society for Testing and Materials 1978. Part 19: soil and rock; building stones, peats.
- American Society for Testing and Materials 1983. Standard definitions of terms and symbols relating to soil and rock mechanics. Annual Book of ASTM Standards, V. 04.08. Soil and Rock, Building Stones (Standard 653 82). ASTM, Philadelphia, p. 170-198.
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Santanach, P., y Solé Sugrañes, L. 1979. Evolución tectoestratigráfica de las Catalánides. Acta Geológica Hispánica, 14, p. 242-270.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerá, J. y Santanach, P. 1985. Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro basin. Soc. Econ. Paleo. Min. Sp. Publ., V. 37, p. 303-318.
- Anderberg, M.R. 1973. Cluster Analysis for Applications. Academic Press, New York, 359 pp.
- Anderson, K.H. 1976. Behavior of clay subjected to cyclic loading. Proceedings First International Conference on Behavior of Offshore Structures, Trondheim, p. 392-433.
- Anderson, V. C., Clinton, J., Gibson, D.K., y Kirsten, O.H. 1971. Instrumenting RUM for in situ subsea soil surveys.

Underwater soil sampling, testing and construction control. A.S.T.M. STP N°501, p. 212-228.

- Apel, J., Byrne, H., Proni, J., y Charnell, R. 1975. Observations of oceanic internal and surface waves from the Earth Resources Technology Satellite. Jour. Geophys. Res., V. 80, p. 865-881.
- Arman, A., y McManis, K.L., 1976. Soil specimen preparation for laboratory testing. ASTM Special Technical Publication N° 599, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, p. 66-87.
- Atkinson, J.H., y Bransby, P.L. 1977. The mechanics of soils. An introduction to critical state mechanics. McGraww-Hill, 380 pp.
- Atterberg, A. 1911. Über die physikalische bodenuntrsuchung und über die plastizität der tove. Internationale Mitteilungen für Bodenkunde, V. 1.
- Atterberg, A. 1911. Lerornas förhällande till vatten, deras plasticitetsgränser och plasticitetsgrader. Kungliga Lantbruksakademiens Handlingar och Tidskrift. V.50 N°2, p. 132-158.
- Auzende, J.M., y Olivet J.L., 1974. Structure of the western Mediterranean Basin, in: C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.). The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, New York, p. 723-731.
- Ayala, F.J., Andreu, F.J., Fe, M., Ferrer, M., De Simón, A., Fernández, I., Olalla, C., Gómez, J., Sampedro, J., Cienfuegos, F.J. 1987. Manual de Taludes. Serie: Geotecnia, Instituto Geológico y Minero de españa, IGME, 456 pp.
- Bachman, R.T., y Hamilton, E.L. 1976. Density, porosity, and grain density of samples from Deep Sea Drilling Project Site 222 (LEG 23) in the Arabian Sea. Jour. Sed. Petrol., V. 46, N°3, p. 654-658.
- Baker, E.T. 1976. Temporal and spatial variability of the bottom nepheloid layer over a deep-sea fan. Mar. Geol., V. 21, p. 67-79.
- Ball, M.M. 1979. Petroleum potential of passive margin slopes. En: L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Eds.), Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleo. Min., Sp. Pub. N°27. Tulsa, p. 43-47.
- Ballester, A. y Castellví, J. 1980. Estudio hidrográfico y biológico de las plataformas continentales españolas. I. Efectos de los efluentes de una planta de energía nuclear en el Golfo de San Jorge. (Febrero 1975- Octubre 1976). Informes Técnicos. V.76, Ins. Inv.

- Banda, E. y Canas, J.A. 1988. Sismicitat y Perillositat sismica (in press).
- Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M. y Córdoba, D. 1980. Structure of the crust and upper mantle beneath the balearic Islands (Western Mediterranean). Earth Planet. Sci. Lett., V. 49, p. 219-230.
- Baraza, J. 1988. Sedimentos y procesos en el talud continental del Ebro. II Congreso Geológico de España, Comunicaciones V. 1, p. 431-434, Granada.
- Baraza, J., Lee, H.J., Kayen, R., y Hampton, M.A., 1989. Geotechnical characteristics and slope stability on the Ebro margin, Western Mediterranean. En: C.H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea. Mar. Geol., sp. issue (in press).
- Bates, R.L. y Jackson J.A. (Eds.) 1987. Glossary of Geology, 3rd edition. American Geological Institute, Falls Church, 788 pp.
- Bea, R.G. y Arnold, P. 1973. Movements and forces developed by wave-induced slides in soft clays. Proc. 5th Annual Offshore Technology Conference, V. 2, Houston, p. 731-742.
- Bellaiche, G., Droz, L., Aloïsi, J.C., Bouye, C., Got, H., Monaco, A., Maldonado, J. Serra-Raventós, J., y Mirabile, L., (Grupo Profans) 1981. The Ebro and the Rhône deep-sea fans: first comparative study. Mar. Geol., V. 43, p. M75-M85.
- Bennett, R.H. 1977. Pore-water pressure measurements: Mississippi Delta submarine sediments. Marine Geotechnology V. 2, Marine slope stability. 177-189.
- Bennett, R.H., y Lambert, D.N. 1971. Rapid and reliable technique for determining unit weight and porosity of deep-sea sediments. Mar. Geol., V. 11, p. 201-207.
- Bennett, R.H., y Nelsen, T.A. 1983. Seafloor characteristics and dynamics affecting geotechnical properties at shelfbreaks. En: D.J. Stanley y G.T. Moore (Eds.), The shelfbreak: critical interface on continental margins. SEPM Special Publication N° 33, Tulsa, p. 333-355.
- Bennett, R.H., Lambert, D.N., y Grim, P.J. 1971. Tables for determining unit weight of deep-sea sediments from water content and average grain density measurements. National Oceanic and Atmospheric Administration, Tech. Memo, ERL AOML-13, 56 pp.
- Bennett, R.H., Lambert, D.N., Hulbert, M.H. 1977.

- U.S. Continental Slope Northeast of Wilmington Canyon. Mar. Geotech., V. 2, p. 245-261.
- Bethoux, J.P., Prieur, L. y Bong, J.H. 1987. Le courant Ligure au large de Nice. Oceanologica Acta (in press).
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., Courier, P., Mugniot, J.F. y Sancho, J. 1974. Geology of the Mediterranean Sea Basins. En: C.A. Burk and C.L. Drake (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, New York, p. 695-721.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J. y Montadert, L. 1978. Variety of margins and deep basins in the Mediterranean. Am. Ass. Petrol. Geol., V. 29, p. 293-317.
- Biot, M.A. 1965. Mechanics of incremental deformations. John Wiley & Sons, New York.
- Biot, M.A. 1972. Theory of finite deformations of porous solids. Indiana University Mathematics Journal, V. 21, p. 597-620.
- Bird, J.M., y Dewey, J.F. 1970. Lithosphere plate-continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 81, p. 1031-1059.
- Bishop, A.W. 1955. The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. Geotechnique, V. 5.
- Bishop, A.W. 1960. The measurement of pore pressure in the triaxial test. Proc. Conf. on Pore Pressure and Suction Soils, p. 38-46.
- Bishop, A.W., y Henkel, D.J. 1964. The measurement of soil properties on the triaxial test. Edward Arnold Publishers, Ltd. London, 230 pp.
- Bishop, A.W., Webb, D.L., y Lewis, P.I. 1965. Undisturbed samples of London Clay from the Ashford Common Shaft: strength-effective stress relationship. Géotechnique, V. 15, p. 1-31.
- Biscaye, P.E., y Eittreim, S.L. 1977. Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer of the abyssal atlantic ocean. Mar. Geol., V. 23, p. 155-172.
- Bjerrum, L. 1951. Fundamental considerations on the shear strength of soil. Géotechnique, V. 2, N°3, p. 209-218.
- Bjerrum, L. 1967. Engineering geology of Norwegian normally-consolidated marine clays as related to settlement of buildings. Géotechnique, V. 17, p. 81-118.
- Bjerrum, L. 1973. Problems of soil mechanics and construction of soft clays. State of the art report. 8th Int. Conf.

- Bjerrum, L. y Rosenquist, I.T. 1957. Some experiments with artificially sedimented clays. Norwegian Geotechnical Institute, Publication N°25, Oslo.
- Bjerrum, L. y Simons, N.E. 1960. Comparison of shear strength characteristics of normally consolidated clays. Proc. ASCE Res. Conf. on Shear Strength of Cohesive Soils, Boulder, p. 711-726.
- Bond, G.C. y Kominz, M.A. 1988. Evolution of thought on passive continental margins from the origin of the geosynclinal theory (≈ 1860) to the present. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 100, p. 1909-1933.
- Bonifay, E., 1964. Pliocène et Pleistocène méditerranéens; vue d'ensemble et essai de corrélation avec la chronologie glaciaire. Annales de Paléontologie, 50 (2), p. 197-226.
- Bonifay, E., 1973. Données géologiques sur la transgression versilienne le long des côtes françaises de la Méditerranée. 9° Congr. Int. de l'INQUA. Christchurch, déc. 1973. Travaux Français récents Publ. CNRS. Comités Français de l'INQUA. 1, p. 137-142.
- Booth, J.S. 1979. Recent history of mass wasting on the upper continental slopes, northern Gulf of Mexico as interpreted from the consolidation states of the sediment. En: L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Eds.). Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleo. Min. Spec. Pub. N°27, p. 153-164.
- Booth, J.S. and Garrison, L.E. 1978. A geologic and geotechnical analysis of the upper continental slope adjacent to the Mississippi Delta. Proc. of the 10th Annual Offshore Technology Conference, Houston, pp. 1019-1028.
- Booth, J.S., Sangrey, D.A., y Fugate, J.K. 1985. A Nomogram for interpreting slope stability of fine-grained deposits in modern and ancient marine environments. Jour. Sed. Petrol., V. 55, N°1, p. 29-36.
- Boucher, J., Ibañez, F. y Prieur, L. 1987. Daily and seasonal variations in the spatial distribution of zooplankton populations in relation to the physical structure in the Ligurian Sea front. J. Mar. Res., V. 45, N°1, p. 133-173.
- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bouma, A.H. 1979. Continental slopes. En: L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Eds.), Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleo. Min., Sp. Pub. N°27. Tulsa, p. 1-15.

- Bouma, A.H., Sweet, W.E., Dunlap, W.A., y Bryant, W.R. 1972. Comparison of geological and engineering parameters of marine sediments. 4th Ann. Offshore Technology Conference, OTC 1514, p. 21-34.
- Bouma, A.H., Sangrey, D., Coleman, J., Prior, D., Trippet, A., Dunlap, W., Hooper, J. (Eds.) 1981. Offshore geologic hazards. Am. Ass. Petrol. Geol. Education Course Note Series, N°18, 485 pp.
- Bourcart, J. 1938. Essai sur les regressions et transgressions marines. Soc. Geol. France Bull., V. 5, p. 393-474.
- Bourcart, J. 1963. La Méditerranée et la révolution pliocene, in: Livre à la Mémoire du Professeur Fallot, Mém. Soc. Géol. France, p. 103-118.
- British Standards Institution 1975. Soils for Civil Engineering Purposes, BS 1377.
- Brooker, E.W., y Ireland, H.O. 1965. Earth pressures at rest related to stress history. Canadian Geotechnical Journal, V. 11, N°1, p. 1-15.
- Bryant, W.R. y Trabant, P.K. 1972. Statistical relationships between geotechnical properties of Gulf of Mexico sediments. 4th Ann. Offshore Technology Conference, Preprints V.II, p. 363-368.
- Bryant, W.R., Deflache, A.P., y Trabant, P.K. 1974. Consolidation of marine clays and carbonates. En: A.L. Inderbitzen (Ed.), Deep-Sea sediments, physical and mechanical properties. Plenum Press, New York, p. 209-244.
- Bryant, W.R., Bennett, R.H., y Katherman, C.E. 1981. Shear strength, consolidation, porosity and permeability of oceanic sediments. En: C. Emiliani (Ed.), The Sea, V. 7. John Wiley & Sons, New York, p. 1555-1615.
- Buchan, S., McCann, D.M., y Smith, D.T. 1972. Relations between the acoustic and geotechnical properties of marine sediments. Quart. J. Eng. Geol., V. 5, p. 265-284.
- Bucher, W.H. 1940. Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 51, p. 489-512.
- Butman, B., Nobel, M. y Folger, D. 1979. Long-term observations of bottom current and bottom sediment movement on the mid-Atlantic continental shelf. Jour. Geophys. Res., V. 84, p. 1187-1205.
- Cacchione, D. y Southard, J.B. 1974. Incipient sediment

- movement by shoaling internal gravity waves. Jour. Geophys. Res., V. 79, p. 2237-2242.
- Cadling, L., y Odenstad, S. 1950. The vane borer. Proc. Royal Swedish Geotechnical Institute, N°2, Stockholm, Sweden.
- Calhoon, H.L. 1956. Effect of a sample disturbance on the strength of clay. Transactions, ASCE, V. 121.
- Calvert, S.E. 1966. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. Geol. Soc. Amer. Bulletin, V. 77, p. 569-596.
- Canals, M. 1985. Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y glacis continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertera sedimentaria plio-cuaternaria. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 618 pp.
- Carius, T., y Richards, A.F. 1976. San Diego geotechnical test area. Mar. Geotech., V. 1, N°4, p. 345-367.
- Carruesco, Ch. 1978. Comportement de quelques éléments métalliques dans les sédiments superficiels de la lagune de Moulaybon-Salham (côte atlantique marocaine). Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine, V. 24, p. 37-48.
- Carter, J.P., Small, J.C., y Booker, J.R. 1977. A theory of finite elastic consolidation. Int. Jour. of Solids and Structures, V. 13, p. 467-478.
- Carter, J.P., Booker, J.R., y Small, J.C. 1979. The analysis of finite elasto-plastic consolidation. Int. Jour. for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, V. 3, p. 107-129.
- Casagrande, A. 1932. Research on the Atterberg limits of soils. Public Roads, V. 13, N°2, p. 121-136.
- Casagrande, A. 1936. The determination of the preconsolidation load and its practical significance. Proc. First Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Eng., V. 3, p. 60-64.
- Casagrande, A. 1939. On the shear strength of soils. Soil mechanics and modern road-construction. Second series. Volk und Reich, Berlin.
- Casagrande, A. 1958. Notes on the design of the liquid limit device. Geotechnique, V. 8, N°2, p. 84-91.
- Castro, G.C. 1975. Liquefaction and cyclic mobility of saturated sands. Journal of the Geotechnical Engineering Division, A.S.C.E., V. 101, N°GT6, p. 551-569.

- Cernock, P.J. 1970. Sound velocities in Gulf of Mexico sediments as related to physical properties and simulated overburden pressures. Texas A & M University Tech. Rept. 70-5-T.
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F., y Kidd, R.B. 1978. Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes. En: K.J. Hsü, L. Montadert et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 42, part 1. Washington D.C., US Government Printing Office, p. 991-1002.
- Clausen, C.J.F., DiBiagio, J.M., Duncan, M., y Andersen, K.H. 1975. Observed behavior of the Ekofisk oil storage tank foundation. Offshore Technology Conference Proceedings, V. 3, p. 399-413.
- Closs, H., Varian, H. y Garde, S.C. 1974. Continental margins of India. En: C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.), The geology of continental margins, Springer-Verlag, New York, p. 629-639.
- Coleman, J.M., y Garrison, L.E. 1977. Geological aspects of marine slope stability, northwestern Gulf of Mexico. Mar. Geotech., V. 2, Marine Slope Stability, p. 9-44.
- Coleman, J.M. y Prior, D.B. 1981. Deltaic influence on shelfedge instability processes [abs]. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., V. 65, p. 912.
- Coleman, J.M., Prior, D.B., y Lindsay, J.F. 1983. Deltaic influences on shelfedge instability processes. En: D.J. Stanley y G.T. Moore (Eds.), The shelfbreak: critical interface on continental margins. SEPM Special Publication N°33, p. 121-137.
- Coney, P.J. 1970. The geotectonic cycle and the new global tectonics. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 81, p. 739-747.
- Cooling, L.F., y Skempton, A.W. 1942. A laboratory study of London clay. Jour. Inst. Civil Eng., V. 17, London, p. 251-256.
- Cooper, L.H.N. y Vaux, D. 1949. Cascading over the continental slope of water from the Celtic Sea. Jour. Mar. Bio. Assoc. United Kingdom, V. 28, p. 719-750.
- Cornforth, D.H. 1964. Some experiments on the influence of strain conditions on the strength of sand. Geotechnique, V. 14, p. 143-167.
- Crawford, C.B. 1964. Interpretation of the consolidation test. Jour. of the Soil Mechanics and Foundation Division. Proceedings ASCE, N°SM5, p. 87-102.

- Cruickshank, M.J. 1974. Mineral resources potential of continental margins. En: C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.), The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, New York, p. 965-1000.
- Curray, J.R., Dickinson, W.R., Dow, W.G., Emery, K.O., Seely, D.R., Vail, P.R., Yarborough, H. 1977. Geology of Continental Margins. Education course note series, V. 5., A.A.P.G., Tulsa, p. A1-G10.
- Chan, C.K., y Mullins, J.P. 1976. Pneumatic sinusoidal loading system. Jour. of the Geotechnical Engineering Division, Proc., of the A.S.C.E., V. 102, N°GT3, p. 277-282.
- Chassefière, B. y Monaco, A. 1987. Geotechnical properties and sedimentological processes of the Rhône continental margin. Mar. Geol., V. 74, p. 225-235.
- Chassefière, B., Aloisi, J.C., y Monaco, A. 1985. Geotechnical properties of shelf and slope deposits off the Rhône Delta. Geo-Marine Letters, V. 5, p. 121-126.
- Chough S.K., y Hesse, R. 1976. Submarine meandering thalweg and turbidity currents flowing for 4000 km in the North West Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea. Geology, V. 4, p. 529-533.
- Chough S.K., y Lee, H.J. 1987. Stability of sediments on the Ulleung Basin Slope. Mar. Geotech., V. 7, p. 123-132.
- Chough, S.K., Lee, G.H., Park, B.K. y Kim, S.K. 1984. Fine structures of turbidite and associated muds in the Ulleung (tsushima) Basin, East Sea (Sea of Japan). Jour. Sed. Petrol., V. 54, N°4, p. 1212-1220.
- Daly, R.A. 1936. Origin of submarine canyons. Am. Jour. Sci., 5th ser., V. 31, p. 401-420.
- Damiani, V. y Thomas, R.L. 1974. The surficial sediments of the big bay section of the Bay of Quinte, Lake Ontario. Can. Jour. Earth Sci., V. 11, p. 1562-1576.
- Damuth, J.E. 1975. Echo character of the Western Equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. Mar. Geol., V. 18, p. 17-45.
- Damuth, J.E. 1980. Use of high frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep sea. A review. Mar. Geol., V. 38, p. 51-75.
- Damuth, J.E., Kolla, V., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Monteiro, M.C., Gorini, M.A., Palma, J.J.C. y Belderson, R.H. 1983. Distributary channel meandering and

revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA). Geology, V. 11, p. 94-98.

- Dana, J.D. 1873. On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior. Am. Jour. Sci., ser.3, V. 5, p. 423-443.
- Dañobeitia, J.J., Fernández, M., Gallart, J., Suriñach, E., y Torné, M. 1989. Lithospheric structural features of the Valencia Trough and surrounding areas from geophysical data. 5Th Meeting, European Union of Geosciences EUG V, Strasbourg, p.46.
- Dañobeitia, J.J., Alonso, A. y Maldonado, A. 1989. Geological framework of the Ebro continental margin. En: C.H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea. Mar. Geol., sp. issue (in press).
- Davie, J.R., Fenske, C.W., y Serocki, S.T., 1977. Geotechnical properties of deep continental margin soils. Mar. Geotech., V. 3, N°1, p. 85-119.
- Davies, T.A. y Laughton, A.S. 1972. Sedimentary processes in the North Atlantic. En: A.S. Laughton, W.G. Berggren, et al., (Eds.), Init. Repts. DSDP, V. 12, U.S. Govt. Printing Office, Washington, DC. p. 905-934.
- Demars, K.R., y Taylor, R.J. 1971. Naval seafloor sampling and in-place test equipment: a performance evaluation. Naval Civil Engineering Laboratory Technical Report R-730, Port Hueneme, California.
- Demars, K.R., Nacci, V. A., Kelly, W.E., y Wang, M.C. 1976. Carbonate content: an index property for ocean sediments. Offshore Technology Conference Proceedings, V. 3, p. 97-106.
- Dewey, J.F. 1972. Plate Tectonics. Scientific American, N°266, p. 56-68.
- Díaz, J.I. 1984. Márgenes continentales y cuencas del Mar Mediterráneo. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 141 pp.
- Díaz, J.I., y Maldonado, A. 1983. Sedimentos y procesos en el margen continental distal Balear durante el Cuaternario. En: A. Obrador (Ed.), X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español. Maó, Menorca (Sept. 1983). Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, p. 8.32-8.36.
- Díaz, J.I., y Maldonado, A. 1985. Facies y procesos en los márgenes continentales del Mediterráneo suroccidental:

tratamiento estadístico de variables sedimentológicas. Acta Geol. Hispánica, t.20, N°1, p. 41-57.

- Díaz, J.I., Alonso, B., Farrán, M., Giró, S., Maldonado, A. y Vázquez, A. 1984. Tipos geomórficos en las plataformas continentales de los márgenes pasivos del Mediterráneo Español. I. Congreso español de Geología, Segovia. V.1, p. 313-325.
- Díaz, J.I., Nelson, C.H., Barber, J., Jr. y Giró, S. 1989. Late Pleistocene transgressive and Holocene sedimentary facies on the Ebro Continental Shelf. En: C.H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea. Mar. Geol., sp. issue (in press).
- Dietz, R.S. 1964. Origin of Continental Slopes. Amer. Scientist., V. 52, p. 50-69.
- Dietz, R.S. y Menard, H.W. 1951. Origin of abrupt change in slope at continental shelf margin. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., v.35, p. 1994-2016.
- Donald, I.B., Jordan, D.O., Parker, R.J., y Toh, C.T. 1977. Proc. 9th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engineering. ICSMFE V.1, Tokyo, p. 81-88.
- Dott, R.H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., V. 47, p. 104-129.
- Douglas, R.G. 1981. Paleocology of Continental Margin Basins: a modern case history from the borderland of Southern California. En: Depositional Systems of Active Continental Margin Basins. Pacific section. Soc. Econ. Paleo. Min. Short Course, 121-156.
- Dow, W.G. 1977. Petroleum source beds on continental slopes and rises. En: J.R. Curray et al., (Eds.), Geology of Continental Margins. Education course note series, V. 5., A.A.P.G., Tulsa, p. D1-D37.
- Doyle, E.H. 1973. Soil-wave tank studies of marine soil instability. Proc. 5th Annual Offshore Technology Conference, V. 3, Houston, p. 753-766.
- Doyle, L.J., Pilkey, O.H. y Woo, C.C. 1979. Sedimentation on the eastern United States continental slope. En: L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Eds.), Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleo. Min. Special Publication N°27, p. 119-129.
- Drake, D.E. 1976. Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves. En: D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.). Marine Sediment Transport and Environmental Management. John Wiley & Sons, New York,

- Drake, C.L., y Burk, C.A. 1974. Geological significance of Continental Margins. En: C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.), The Geology of Continental Margins, Springer-Verlag, New York, p. 3-10.
- Dunn, I.S., Anderson, L.R., y Kiefer, T. 1980. Fundamental of Geotechnical Analysis. John Wiley, New York, 414 pp.
- Eden, W.J., y Hamilton, J.J. 1956. The use of a field vane apparatus in sensitive clay. ASTM Special technical Publication N°193, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, p. 41-53.
- Edwards, B.D., Field, M.E. y Cluckey, E.C. 1980. Geological and geotechnical analysis of a submarine slump, California Borderland. OTC 3726, 12th Annual Offshore Technology Conference, Houston, p. 399-410.
- Einstein, H.A. y Krone, R.B. 1962. Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water. Jour. Geophys. Res., V. 67, p. 1451-1461.
- Eittrem, S.L., Ewing, M., y Thorndike, E.M. 1969. Suspended matter along the continental margin of the North American Basin. Deep Sea Res., V.16, p. 613-624.
- El-Ella, R.A. y Coleman, J.M. 1985. Discrimination between depositional environments using grain-size analysis. Sedimentology, V. 32, p. 743-748.
- Embley, R.W. 1976. New evidence for the occurrence of debris flow deposits in the deep sea. Geology, V. 4, p. 371-374.
- Embley, R.W. and Jacobi, R.D. 1977. Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on Atlantic continental margins. Mar. Geotech., V. 2, p. 205-228.
- Emery, K.O. 1956. Deep standing waves in California basins. Limnol. Oceanogr., V. 1, p. 35-41.
- Emery, K.O. 1977. Structure and stratigraphy of divergent continental margins. En: J.R. Curray, W.R. Dickinson, W.G. Dow, et al., (Eds.) Geology of Continental Margins. Education Course Note Series, 5, Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, p. B1-B20.
- Emery, K.O., y Uchupi, E. 1972. Western North Atlantic Ocean: topograph, rocks, structure, water, life and sediments. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., V. 17, 532 pp.
- Emrich, W.J. 1971. Performance study of soil sampler for deep-penetration marine borings. En: Sampling of Soil and Rock, ASTM Special Technical Publication N° 483,

- American Society for Testing and Materials, Philadelphia
p. 30-50.
- Esrig, M.I.R., Ladd, R. y Bea, R.G. 1975. Material properties of submarine Mississippi Delta sediments under simulated wave loadings. Offshore Technology Conference Proceedings, V. 1, p. 399-412.
- Ewing, J.A. 1973. Wave-induced bottom currents on the outer shelf. Mar. Geol., V. 15, p. M31-M35.
- Ewing, M., y Thorndike, E. 1965. Suspended matter in deep-ocean water. Science, V. 147, p. 1291-1294.
- Farrán, M. 1988. Correlación cronoestratigráfica entre deltas marginales y complejos turbidíticos en el margen continental del Ebro (Mediterráneo Noroccidental). II Congreso Geológico de España, Simposio sobre: Nuevas tendencias en el análisis de cuencas, Granada, p. 327-332.
- Farrán, M., y Maldonado, A. 1983. Análisis cluster aplicado a la caracterización geoquímica de los sedimentos profundos del Mediterráneo Sur-Occidental. En: A. Obrador (Ed.), X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español. Maó, Menorca (Sept. 1983). Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, p. 8.37-8.40.
- Farrán, M., y Maldonado, A. 1985. Sedimentación cíclica hemipelágica en el Mediterráneo suroccidental: Interpretación paleoceanográfica durante el Cuaternario. Acta Geol. Hispánica, t.20, N°1, p. 21-40.
- Farrán, M., y Maldonado, A. 1989. The Ebro continental shelf: quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. En: C.H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea. Mar. Geol., sp. issue (in press).
- Farrán, M., Alonso, B., Díaz, J.I., Giró, S., Maldonado, A., Mirabile, L., y Vázquez, A. 1984. Secuencias litosísmicas del Cuaternario en el margen continental proximal catalán. I Congreso Español de Geología, Segovia, V. 1, p. 327-338.
- Feldhausen, P.H., Stanley, D.J., Knight, R.J., y Maldonado, A. 1981. Homogenization of gravity-emplaced muds and unificites: models from the Hellenic Trench. En: F.C. Wezel (Ed.), Sedimentary basins of Mediterranean margins, C.N.R. Italian Project of Oceanography. Tecnoprint, Bologna, p. 203-226.
- Fellenius, W. 1927. Erdstatische berechnungen mit reibung un kohäsion und unter annahme kreiszilindrischer gleifflähen. Ernst, Berlin.

- Field, M.E. y Edwards, B.D. 1980. Slopes of the southern California borderland: regime of mass transport. En: M.E. Field, A.H. Bouma, I.P. Colburn, R.G. Douglas y J.C. Ingle (Eds.), Quaternary Depositional Environments of the Pacific Coast, Soc. Econ. Paleon. Mineral. Pacific Sec., Pacific Coast Paleogeography Symposium 4, Los Angeles, p. 169-184.
- Field, M.E., y Gardner, J.V. 1989. Plio-Pleistocene slope progradation on the Río Ebro Margin. NE Spain. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. (in press).
- Finn, W.D.L. 1966. Earthquake stability of cohesive slopes. Jour. of Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE, V. 92, SM1, p.1.
- Fischer, J.A. 1974. Pacific-type continental margins. En: C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, New York, p. 25-41.
- Fischer, J.A., Kousoftas, D.C., y Lu, T.D. 1976. The behavior of marine soils under cyclic loading. Proc. First Int. Conf. on Design and behavior of Offshore Structures. Norwegian Institute of Technology, Trondheim, Norway, p. 407-417.
- Folger, D.W. 1970. Wind transport of land-derived mineral, biogenic, and industrial matter over the North Atlantic. Deep-Sea Res., V. 17, p. 337-352.
- Font, J. 1986. La circulació general a la Mar Catalana. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 323 pp.
- Font, J. 1987. The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea. Deep-Sea Res., V. 34, N°10, p. 1745-1755.
- Font, J. 1988. The correlation of seasonal winds and currents along the continental slope of the Catalan Sea (Northwestern Mediterranean). Submitted to J. Geophys Res.
- Font, J. y Ballester, A. 1984. Seasonal velocity variations in the continental side of the Catalan gyre. 29th Congress and Plen. Assem. of ICSEM, Lucerna, p. 105-106.
- Font, J., Juliá, A., Rovira, J., Salat, J. y Sanchez, J. 1987. Circulación marina en la plataforma continental del Ebro determinada a partir de la distribución de masas de agua y de la concentración de microcontaminantes inorgánicos en el sedimento. Acta Geol. Hispánica (in press).
- Font, J., Salat, J. y Juliá, A. 1989. Marine Circulation along the Ebro Continental Margin. En: C.H. Nelson y A.

- Margin, Northwestern Mediterranean Sea. Mar. Geol., sp. issue (in press).
- Furnestin, J., y Allain, C. 1962. Hydrologie de la Méditerranée occidentales au nord de 42^e parallèle en automne 1958. Rev. Trav. Inst. Pêchen marit., V. 26, N°2, p. 133-161.
- France, J.W. 1976. An investigation of the effects of drainage on the repeated load behavior of solis. Cornell University, Geotechnical Engineering Report 76-2, 226 pp.
- France, J.W., y Sangrey, D.A. 1976. Effects of drainage in repeated loading of clays. Journal of the Geotechnical Engineering Division, A.S.C.E., V. 103, N°GT7, p. 769-785.
- Frappa, M., y Duprat, M. 1983. Relations entre la réponse acoustique (5 kHz) et la nature lithologique des fonds marins. Marine Geophysical Research, V. 5, p. 405-419.
- Friedman, G., y Sanders, J. 1978. Waves and wave-influenced sediments. En: G. Friedman y J. Sanders (Eds.), Principles of Sedimentology, John Wiley & Sons, New York, p. 464-494.
- Gaibar-Puertas, C. 1979. Actividad sísmica de Cataluña durante los últimos 70 años: 1907-1976. Acta Geològica Hispànica."Homenatge a Lluís Solé i Sabarís", t.14, p. 178-184.
- Folk, R.L. 1966. A review of grain-size parameters. Sedimentology, V. 6, p. 73-93.
- Fontseré, E. e Iglesias, J. 1971. Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 y 1906. Fundació Salvador Vives, Barcelona, 546 pp.
- Friedman, G.M. 1961. Distintion between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. Journal of Sedimentary Petrology, V. 31, p.514-529.
- Galbis, J. 1932. Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°N y paralelos 45° y 25°N. Tomo I, Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, 807 pp.
- Galbis, J. 1940. Catálogo sísmico de la zona comprendida entre los meridianos 5°E y 20°N y paralelos 45° y 25°N. Tomo II, Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, 277 pp.
- Gallart, J. Guimera, J. y Olivera, C. 1989. Neogene Paleostresses and present seismotectonic results of the Valencia Trough and surrounding areas. V Meeting of the

comunicación SY05c-32P. Publicado en Terra Abstracts, V. 1, p. 48.

- Galt, J.A. 1971. A numerical investigation of pressure-induced storm surges over the continental shelf. J. Phys. Oceanogr., V. 1, p. 82-91.
- García-Siñeriz, B., Querol, R., Castillo, F., y Fernández, J.R. 1979. A new Hydrocarbon province in the western Mediterranean. 10th World Petr. Congr., Bucarest, pp. 191-197.
- Garrison, L.E. 1977. The SEASWAB Experiment. Marine Geotechnology, V. 2, Marine Slope Stability, p. 117-122.
- Gibbs, H.J., Hill, J.W., Goltz, W.G., y Walker, F.C. 1960. Shear strength of cohesive soils. Proceedings, A.S.C.E., Res. Conf. on Shear Strength of Cohesive Soils, Boulder, Colorado, p. 33.
- Gibbs, R.J., Mathews, M.D., y Link, S.A. 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. Jour. Sed. Petrol., V. 41, p. 7-18.
- Gibson, R.E. 1958. The progress of consolidation in a clay layer increasing in thickness with time. Géotechnique, V. 8, p. 171-182.
- Gibson, R.E., England, G.L., y Hussey, M.J.L. 1967. The theory of one-dimensional consolidation of saturated clays, I. Finite nonlinear consolidation of thin homogeneous layers. Geotechnique, V. 17, p. 261-273.
- Gibson, R.E., Schiffman, R.L., y Cargill, K.W. 1981. The theory of one-dimensional consolidation of saturated clays, II. Finite nonlinear consolidation of thick homogeneous layers. Canadian Geotechnical Journal, V. 18, p. 280-293.
- Gill, E.D., y Lang, J.G. 1977. Estimation of compaction in marine geological formations from engineering data commonly available. Mar. Geol., V. 25, p. M1-M4.
- Giró, S. 1986. La plataforma continental del Golfo de Valencia: facies y procesos durante el Cuaternario superior. Tesis de Licenciatura. Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, 140 pp.
- Giró, S. y Maldonado, A. 1983a. Definición de facies y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Valencia (Mediterráneo Occidental). En: J. Castellví (Ed.), Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental. Seminario Científico, Cádiz. Gráficas Buper, Barcelona, p. 75-96.
- Giró, S. y Maldonado, A. 1983b. Sedimentación silicico-

- Valencia (Mediterráneo Occidental). En: A. Obrador (Ed.), X Congreso Nacional de Sedimentología, Simposium sobre la Geología Marina del Mediterráneo Occidental Español. Maó, Menorca (Sept. 1983). Comunicaciones, Universidad Autónoma de Barcelona, p. 8.17-8.21.
- Giró, S. y Maldonado, A. 1985. Análisis granulométrico por métodos automáticos: tubo de sedimentación y sedigraph. Acta Geol. Hispánica, t. 20, N°1, p. 95-102.
- Giró, S., Alonso, B., Díaz, J.I., Farrán, M., Maldonado, A. y Vázquez, A. 1984. Cartografía sedimentológica de la plataforma continental: metodología y criterios. I Congreso Español de Geología, Segovia, V. 1, p. 339-352.
- Gorsline, D.S. 1978. Anatomy of margin basins. Jour. Sed. Petrol., V. 48, p. 1055-1068.
- Gorsline, D.S. 1981. Fine sediment transport and deposition in active margin basins. En: Depositional systems of Active Margin Basins. Soc. Econ. Paleo. Min., Pacific Section, Short Course, p. 39-60.
- Gorsline, D.S. 1984. A review of fine-grained sediment origins, characteristics, transport and deposition. En: D.A.V. Stow y D.J.W. Piper (Eds.), Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies. Geological Society Special Publication N°15, Blackwell, London, p. 17-34.
- Gorsline, D.S. 1987. Deposition in active margin basins: with examples from the California Continental Borderland. En: D.S. Gorsline (Ed.), Depositional systems in active margin basins, V. 54, SEPM Pacific Section, Los Angeles, p. 33-51.
- Got, H. 1973. Etude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du Précontinent Pyrénéo-Catalan. Thèse d'Etat, Univ. Perpignan, France, 249 pp.
- Got, H. y Stanley, D.J. 1974. Sedimentation in two Catalonian canyons, northwestern Mediterranean. Mar. Geol., V.16, p. M91-M100.
- Got, H., Aloisi, J.C., Leenhardt, O., Monaco, A., Serra, J., et Theilen, F., 1979. Les mécanismes sédimentaires sur la pente continentale de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. France.
- Griffin, J.J. y Goldberg, E.D. 1963. Clay Mineral distributions in the Pacific Ocean. En: M.N. Hill (Ed.), The Sea, V. 3. Wiley Interscience Press, New York, p. 728-741
- Grim, R.E. 1962. Applied clay mineralogy. McGraw-Hill, New

- Gutenberg, B. y Richter, C.F. 1954. Seismicity of the earth and associated phenomena. Princeton University Press, Princeton, 130 pp.
- Hagerty, R., 1974. En: A.L. Inderbitzen (Ed.), Deep-sea sediments, physical and mechanical properties, Plenum Press, New York, p. 169-186.
- Hall, J. 1859. Description and figures of the organic remains of the Lower Helderberg group and the Oriskany Sandstone. En: Natural History of New York (Vol. 3). van Benthussen, New York, 532 pp.
- Hamilton, E.L. 1964. Consolidation characteristics and related properties of sediments from experimental Mohole (Guadalupe Site). Jour. Geophys. Res., V. 69, N°20, p. 4257-4269.
- Hamilton, E.L. 1972. Compressional wave attenuation in marine sediments. Geophysics, V. 37, p. 620-646.
- Hamilton, E.L. 1976. Variations of density and porosity with depth in deep-sea sediments. Jour. Sed. Petrol., V. 46, N°2, p. 280-300.
- Hamilton, E.L., Shumway, G., Menard, W.H., y Shipek, C.J. 1956. Acoustic and other physical properties of shallow-water sediments off San Diego. Jour. Acoust. Soc. America, V. 28, p. 1-15.
- Hamilton, E.L., Bachman, R.T., Berger, T.C. y Mayer, L.A. 1982. Acoustic and related properties of calcareous deep-sea sediments. Jour. Sed. Petrol., V. 52, p. 733-753.
- Hampton, M.A. y Bouma, A.H. 1977. Slope instability near the shelfbreak, Western Gulf of Alaska. Mar. Geotech., V. 2, Marine Slope Stability, p. 309-331.
- Hampton, M.A., Bouma, A.M., Carlson, P.R., Molnia, B.F. and Cluckey, E.C. 1978. Quantitative study of slope Instability in the Gulf of Alaska. OTC 3314. 10th Annual Offshore Technology Conference, Houston, p. 2307-2318.
- Han, G. y Kohler, K. 1982. Observed and modelled circulation on the spanish continental shelf near Río Ebro. NOAA, Sai Project Final Report, p. 1-424-12-500.
- Han, G., Ballester, A., y Kohler, K. 1983. Circulation on the spanish mediterranean Continental Shelf near Río Ebro. Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental. Seminario de Cádiz, J. Castellví (Ed.). Gráficas Buper, Barcelona, p. 137-148.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Lewellyn, P.G., Pickton, C.A.G.,

Cambridge Earth Science Series. Cambridge University Press. 131 p.

- Heezen, B.C. 1974. Atlantic type continental margins. En: C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, New York, p. 13-24.
- Heezen, B.C., Tharp, M., y Ewing, M. 1959. The floors of the Oceans: I. The North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper N° 65, 122 pp.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D., y Ruddiman, W.F. 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science, V. 152, p. 502-508.
- Hein, F.J. 1985. Fine-grained slope and basin deposits, California Continental Borderland: Facies, depositional mechanisms and geotechnical properties. Mar. Geol., V. 67, p. 237-262.
- Henkel, D.J. 1960. The shear strength of saturated remoulded clays. Proc. A.S.C.E., Research Conf. on Shear Strength of Cohesive Soils, University of Colorado, Boulder, p. 533-544.
- Henkel, D.J. 1970. The role of waves in causing submarine landslides. Géotechnique, V. 20, p. 75-80.
- Hinz, K. 1972. Results of seismic refraction investigations (Project Anna) in the western Mediterranean, south and north of the island of Mallorca. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA V.6, p. 405-426.
- Hirst, T.J. y Richards, A.F. 1977. In situ pore-pressure measurement in Mississippi delta front sediments. Marine Geotechnology V. 2, Marine slope stability. p. 191-204.
- Hjulstrom, F., 1939. Transportation of detritus by moving water. In: P.D. Trask (Ed.). Recent Marine Sediments. Symp. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, p. 5-31.
- Holmes, C.W., y Goodell, H.G. 1964. The prediction of strength in the sediments of St. Andrews Bay, Florida. Jour. Sed. Petrol., V. 34, p. 134-143.
- Holtz, R.D., y Kovacs, W.D. 1981. An Introduction to Geotechnical Engineering. Prentice Hall, New York, 733 pp.
- Hopkins, T.S. 1984. Physics of the Sea. En: R. Margaleff (Ed.), Western Mediterranean, Key Environments, Pergamon Press, London, p. 125-100.
- Horn, D.R., Horn, B.M., y Delach, M.N., 1968. Correlation between acoustical and other physical

- properties of deep-sea cores. J. Geophys. Res. V.73, p. 1939-1957.
- Horn, D.R., Ewing, J.I., y Ewing, M. 1972. Graded bed sequences emplaced by turbidity currents north of 20°N in the Pacific, Atlantic and Mediterranean. Sedimentology, V. 18, p. 247-275.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Melieres, F., Muller, C. y Wright, R. 1977. History of the Mediterranean Salinity Crisis. Nature, 267, p. 399-403.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Melieres, F., Muller, C. y Wright, R. 1978. History of the Mediterranean Salinity Crisis. En: K.J. Hsü, L. Montadert et al., (Editors), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42 (1). Govt. Printing Office, Washington, D.C., p. 1053-1078.
- Huang, T.-C., y Stanley, D.J. 1972. Western Alboran Sea: sediment dispersal, ponding, and reversal of currents. En: D.J. Stanley (Ed.), The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentation Laboratory, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg, Penn., p. 521-559.
- Hunt, R.E. 1984. Geotechnical Engineering Investigation manual. McGraw-Hill Book Co.
- Hvorslev, M.J. 1937. On the strength properties of cohesive soils. Ingeniorvidenskabelige Skrifter. N°45, 159 pp.
- Hvorslev, M.J. 1949. Subsurface exploration and sampling of soils for Civil Engineering purposes. Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, U.S. Army, Vicksburg, 521 pp.
- Hvorslev, M.J. 1960. Physical components of the shear strength of saturated clays. Am. Soc. Civil Engs. Conf. Shear strength of cohesive soils, Boulder, Colorado.
- IGME 1986. Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. E 1:200.000 Memoria y Hojas n° 41 y 42. Tarragona. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 78 pp.
- Inderbitzen, A. L. 1969. Relationships between sedimentation rate and shear strength in marine sediments off Southern California. Doctoral Dissertation, Stanford University, Palo Alto.
- Inderbitzen, A.L. 1970. Empirical relationships between mass physical properties for recent marine sediments off southern California. Mar. Geol., V. 9, p. 311-329.

- Jambu, N. 1955. Application of composite slip circles for stability analysis. Proc. European Conference on Stability of Earth Slopes. Stockholm, V. 3.
- Jambu, N. 1965. Consolidation of clay layers based on non-linear stress strain. Sixth. Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engineers. V. 2, p. 83-87.
- Jimenez Salas, J.A., y de Justo, J.L. 1975. Geotecnia y cimientos I. Ed. Rueda, Madrid.
- Jones, T.A., 1970. Comparison of the descriptors of sediment grain-size distributions. Journal of Sedimentary Petrology, V.40, N°4, p. 1204-1215.
- Jones, R.W. 1983. Organic matter characteristics near the shelf-slope boundary. En: D.J. Stanley y T.G. Moore (Eds.), The shelfbreak: critical interface on continental margins. SEPM Special Publication N°33, p. 391-405.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribero, A. y Conde, L. 1974. Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares: Instituto Geológico y Minero de España, Ministerio de Industria, Madrid, Spain, scale 1:100.000, 113 pp.
- Kayen, R.E. 1988. The mobilization of Arctic Ocean landslides by sea level fall-induced gas hydrate decomposition. Unpublished M.S. Thesis, California State University, Hayward, 227 pp.
- Kayen, R., Lee, H.J. y Schwab, B.C. 1988. Geotechnical properties of sediment from Horizon Guyot seamount. In press.
- Keller, G.H. 1974. Marine geotechnical properties: interrelationships and relationships to depth of burial. En: A.L. Inderbitzen (Ed.), Deep-Sea Sediments. Physical and Mechanical properties. Marine Science V.2, Plenum Press, p. 77-100.
- Keller, G.H., y Bennett, R.H. 1970. Variations in the mass physical properties of selected submarine sediments. Mar. Geol., V. 9, p. 215-223.
- Keller, G.H., y Lambert, D.N. 1972. Geotechnical properties of submarine sediments, Mediterranean Sea. En: D.J. Stanley (Ed.), The Mediterranean Sea. Dowden, Hutchinson, & Ross, Stroudsburg, p.401-415.
- Keller, G.H., Lambert, D.N., y Bennett, R.M. 1979. Geotechnical properties of continental slope deposits-Cape Hatteras to Hydrographer Canyon. En: L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Eds.), Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleo. Min. Special Publication N°27, p. 131-151.

- Kelling, G. y Stanley, D.J. 1976. Sedimentation in canyon, slope, and base-of-slope environments. En: D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.), Marine sediment transport and environmental management. John Wiley & Sons, p. 378-435.
- Kennett, J.P. 1982. Marine Geology. Prentice-Hall, N.J., 813 pp.
- Kenyon, N.H. 1987. Mass wasting features on the continental slope of Northwest Europe. Mar. Geol., V. 74, p. 57-77.
- Kermabon, A.C., Gehin, C., y Blavier, P. 1969. A deep-sea electrical resistivity probe for measuring porosity and density of unconsolidated sediments. Geophysics, V. 34, p. 554-571.
- Klován, J.E. 1966. The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions. Jour. Sed. Petrol., V. 36, p. 115-125.
- Komar, P. 1976. The transport of cohesionless sediments on continental shelves. En: D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.), Marine Sediment Transport and Environmental Management, John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 107-126.
- Komar, P.D., Neudeck, R.H. y Kulm, L.D. 1972. Observations and significance of deep-water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. En: D.J.P. Swift, D.B. Duane y O.H. Pilkey (Ed), Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, Stroudsburg, P.a.: Dowden, Hutchinson & Ross, p. 143 - 180.
- Koppula, S.D. 1970. The consolidation of soil in two dimensions and with moving boundaries. Ph.D. Dissertation, Department of Civil Engineering, University of Alberta, Edmonton, Alberta.
- Koppula, S.D., y Morgenstern, N.R. 1982. On the consolidation of sedimenting clays. Canadian Geotechnical Journal, V. 19, p. 260-268.
- Kravitz, J.H. 1970. Repeatability of three instruments used to determine the undrained shear strength of extremely weak, saturated, cohesive sediments. Jour. Sed. Petrol. V. 40, N° 3, p. 1026-1037.
- Kraft, L.M., JR. y Watkins, D.J. 1976. Prediction of wave-induced seafloor movements. Proc. 15th Internat. Conf. Coastal Engineering, V. 3, Honolulu, p. 1605-1623.
- Krumbein, W.C. and Pettijohn, F.J. 1938. Manual of Sedimentary Petrology. Appleton-Century-Crofts, Inc., New York, 549 pp.
- Kuenen, P.H. 1964. The shell pavement below oceanic

- Laboratoire Central des Ponts et Chaussées 1965. Limites d'Atterberg. Mode opératoire S.J.-4-1963. Ed. Dunod, Paris, 27 pp.
- Lacombe, H. y Tchernia, P. 1972. Caracteres hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. En: D.J. Stanley (Ed.), The Mediterranean Sea: a Natural Sedimentation Laboratory. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, p. 25-36.
- Ladd, C.C., y Foott, R. 1974. New design procedure for stability of soft clays. Jour. of the Geotech. Eng. Division, Proceedings ASCE, V. 100, N°GT7, p. 763-787.
- Ladd, C.C., y Lambe, T.W. 1963. The strength of "undisturbed" clay determined from undrained tests. NCR-ASTM Symp. on Laboratory Shear Testing of Soils, ASTM STP N° 361, p. 342-371.
- Ladd, C.C., Foott, R., Ishihara, K., Schlosser, F., y Poulos, H.G. 1977. Proc. 9th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engineering. ICSMFE, Tokyo, V. 1 p. 421-494.
- Lafond, E.C. 1962. Internal waves, I. En: M.N. Hill (Ed), The Sea, V. I, New York, Wiley-Interscience, p. 731-751.
- Lambe, T.W. 1951. Consolidation test. En: Soil Testing for engineers. John Wiley & Sons, New York. p. 74-87.
- Lambe, T.W., y Whitman, R.V. 1969. Soil Mechanics. John Wiley & Sons, New York, 553 pp.
- Lambe, T.W., y Whitman, R.V. 1981. Mecánica de Suelos. (versión en castellano). Ed. Limusa, Mexico, 582 pp.
- Laughton, A.S. y Roberts, D.G. 1978. Morphology of the Continental Margin. En: Phil. Trans. Roy. Soc. London, V. 290, p. 75-85.
- Lebart, L. Morineau, A., y Tabard, P. 1977. Techniques de la Description Statistique. Ed. Dunod, Paris, 351 pp.
- Lee, H.J. 1973a. In-situ strength of seafloor soil determined from tests on partially disturbed cores. U.S. Naval Civil Engineering Laboratory Technical Note N-1295, 31 pp.
- Lee, H.J. 1973b. Engineering properties of some North Pacific and Bering Sea soils. U.S. Naval Civil Engineering Laboratory Technical Note N-1283., 27 pp.
- Lee, H.J. 1974. The role of laboratory testing in the determination of deep-sea sediment engineering properties. En: A.L. Inderbitzen (Ed.), Deep-Sea Sediments, physical and mechanical properties. Marine

- Lee, H.J. 1986. State of the art: Laboratory determination of the strength of marine soils. En: R.C. Chaney y K.R. Demars (Eds.), Strength Testing of Marine Sediments and In-situ Measurements, ASTM STP 883, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, p. 181-250.
- Lee, H.J., y Clausner, J.E. 1979. Seafloor soil sampling and geotechnical parameter determination-Handbook. Civil Engineering Laboratory Technical report R 873. Naval Construction Battalion Center, Port Hueneme, 122 pp.
- Lee, H.J., y Chough, S.K. 1987. Technical Note-Bulk density, void ratio, and porosity determined from average grain density and water content: an evaluation of errors. Mar. Geotech., V. 7, p. 53-62.
- Lee, H.J., y Edwards, B.D. 1986. Regional method to asses offshore slope stability. Journal of the Geotechnical Engineering Divission, ASCE. V.112, N°5, p.489-509.
- Lee, H.J., Edwards, B.D., y Field, M.E. 1981. Geotechnical analysis of a submarine slump. Eureka, California. OTC 4121, 13th Annual Offshore Technology Conference, Houston, 24 pp.
- Lee, K.L. 1976. Proc. First Int. Conf., Behavior of Off-Shore Structures. Norwegian Institute of Technology, Trondheim, Norway, p. 355-424.
- Lee, K.L., y Fitton, J.A. 1969. Factors affecting the cyclic loading strength of soil. Vibration effects of earthquakes on soils and foundations, ASTM, STP 450, Am. Soc. Testing and Materials. p. 71-95.
- Lee, K.L., y Focht, J.A. 1976. Strength of clay subjected to cyclic loading. Mar. Geotech., V. 1, p. 165-186.
- Leonards, G.A. 1962. Engineering properties of soils. En: G.A. Leonards (Ed.), Foundation Engineering. McGraw-Hill.
- Leonards, G.A., y Ramiah, K. 1959. Time effects in the consolidation of clays. A.S.T.M., Spec. Tech. Publ. N°254, p. 116-130.
- Lewis, K.B. 1970. Slumping on the continental slope inclined
- Lewis, C.F.M. y Sly, P.G. 1971. Seismic profiling and geology of the Toronto waterfront area of Lake Ontario. Proc. 14th Conf. Great Lakes Res., Int. Ass. Great Lakes Res, p. 333-354.
- Livneh, M., Kinsky, J., y Zaslavsky, D. 1970. Correlation of suction curves with the plasticity index of soils.

- Lonsdale, P., y Malfait, B. 1974. Abyssal dunes of foraminiferal sands on Carnegie Ridge. Bull. Geol. Soc. Amer., V. 85., p. 1697-1712.
- Lowe, D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of its application to natural flows and deposits. En; L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Eds.). Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleo. Min. Sp. Pub. N°27, p. 75-84.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment Gravity Flows II. depositional models with special reference to deposits of high density turbidity currents. Jour. Sed. Petrol., V.52, p. 279-297.
- Maldonado, A. 1972. El Delta del Ebro. Estudio Sedimentológico y Estratigráfico. Bol. Estratigrafía N°1, Universidad de Barcelona, 486 pp.
- Maldonado, A. 1975. Sedimentation, stratigraphy, and development of the Ebro Delta, Spain. En: M.L. Broussard (Ed.), Delta models for exploration. Houston Geological Society, Houston, p. 295-319.
- Maldonado, A. 1985. Evolution of the Mediterranean basins and a detailed reconstruction of the Cenozoic paleoceanography. En: R. Margalef (Ed.). Key Environments: Western Mediterranean, Pergamon Press, pp. 17-59.
- Maldonado, A. 1989. Late Cenozoic evolution of the Ebro margin (northwestern Mediterranean): an example of growth patterns of a young passive margin. XIV General Assembly, European Geophysical Society, Barcelona. Annales Geophysicae Sp. Issue, p. 14.
- Maldonado, A. y Canals, M. 1982. El margen continental Sur-Balear: un modelo deposicional reciente sobre un margen de tipo pasivo. Acta Geol. Hispánica, t.17, N°4, p.241-254.
- Maldonado, A., y Nelson, C.H. 1988. Dos ejemplos de márgenes continentales de la Península Ibérica: el margen del Ebro y el Golfo de Cádiz. Rev. Soc. Geol. España, V. 1, N°3-4, p. 317-325.
- Maldonado, A. y Riba, O. 1974. Les Rapports sédimentaires du Néogène et du Quaternaire dans le plateau continental aux environs du Delta de l'Ebre (Espagne). Mem. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, n° 7, p. 321-329.
- Maldonado, A., y Stanley, D.J. 1978. Nile Cone Depositional Processes and Patterns in the Late Quaternary. En: D.J. Stanley y G. Kelling (Eds.), Canyons, Fans and Trenches.

Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., p. 239-257.

- Maldonado, A. y Zamarreño, I. 1983. Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterráneo español: factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo. En: J. Castellví (Ed.). Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental española. Seminario Científico, Cádiz, P. 24-82.
- Maldonado, A., Verdaguer, A., Aloisi, J.C., Got, H., Monaco, A., Le Calvez, Y., Thommeret, Y., y Mirabile, L. 1981. Mecanismos sédimentaires et edification du plateau progressif sud-catalan (Méditerranée nord-occidentale). XXVIIth Congr. Assem. Plén. C.I.E.S.M. Rapports et process-verbaux des réunions, V. 27, N°8, Monaco, p. 25-28.
- Maldonado, A., Swift, D.J.P., Young, R.A., Han, G., Nittrouer, C.A., De Masterr, D.J., Rey, J., Palomo, C., Acosta, J., Ballester, A. y Castellví, J. 1983. Sedimentation on the Valencia continental shelf preliminary results. Continental Shelf Research, V. 2, N°2/3, p. 195-211.
- Maldonado, A., Got, H., Monaco, A., O'Connell, S. y Mirabile, L. 1985a. Valencia Fan (northwestern Mediterranean) distal deposition fan variant. Mar. Geol., V. 62, p. 295-319.
- Maldonado, A., Palanques, A., Alonso, B., Kastens, K.A., Nelson, C.H., O'Connell, S. y Ryan, W.B.F. 1985b. Physiography and deposition on a distal deep-sea system: the Valencia Fan (northwestern Mediterranean). Geo-Marine Letters, V. 5, p. 157-164.
- Marine Geotechnical Consortium 1985. Geotechnical properties of Northwest Pacific pelagic clays, Deep Sea Drilling Project Log 86, Hole 576A. En: G.R. Heat, L.H. Buckle, et al. (Eds.), Init. Repts. Deep Sea Drilling Project, V. 86. U.S. Govt. Printing Office, Washington, p. 723-758.
- Martí, J., y Roca, E. 1989. Magmatic evolution of the Valencia Trough. 5Th Meeting, European Union of Geosciences EUG V, Strasbourg, p.49.
- Martínez del Olmo, W. 1984. Un ejemplo actual y reciente de abanico turbidítico profundo: Columbretes Fan. I Congreso Español de Geología, Segovia, V. 5, p. 53-75.
- Mauffret, A. 1976. Etude géodynamique de la marge des îles Baléares, Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 137 pp.
- Mauffret, A. 1977. Etude géodynamique de la marge des Illes

- Baléares. Mem. H. Serie Soc. Geol. Fr., LVI (132), p. 1-96.
- Mauffret, A., Labarbaire, M. y Montadert, L. 1982. Les aleurements de séries sédimentaires pré-pliocènes dans le bassin Méditerranéen nord-occidental. Mar. Geol., V. 45, p. 159-175.
- Mauffret, A., Buhl, P., Charvis, P., Ciais, G., Gennesseaux, M., Jurado, M.P., Ortigosa, F., y Pascal, G.: R.V. Charcot. Watts, A.B., Mutter, J., Pinet, B., Tenbrink, U.T., y Torné, M.: R.V. R.Conrad (VALSIS 2 GROUP) (1989). Preliminary results of the VALSIS 2 Cruise. XIV General Assembly, European Geophysical Society, Barcelona. Annales Geophysicae Sp. Issue, p. 14.
- Mayer, D., Mofjeld, H., y Leaman, K. 1983. Near-inertial internal waves observed on the outer shelf in the middle Atlantic Bight in the wake of Hurricane Belle. Journal of Physical Oceanography, V. 11, p. 87-106.
- McCave, I.N. 1972. Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas. En: D.J.P. Swift, D.B. Duane y O.H. Pilkey (Eds.), Shelf sediment transport: process and pattern, Chapter 10, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg p. 225-248.
- McCave, I.N. 1975. Vertical flux of particles in the ocean. Deep-Sea Res., V. 22, p. 491-502.
- McGrail, D.W. y Carnes, M. 1983. Shelfedge dynamics and the nepheloid layer in the northwestern Gulf of Mexico. En: D.J. Stanley y T.G. Moore (Eds.), The shelfbreak: critical interface on continental margins. SEPM Special Publication N°33, p. 251-264.
- McGregor, B.A., Bennet, R.H., Lambert, D.N. 1979. Bottom processes, morphology, and geotechnical properties of the continental slope south of Baltimore Canyon. Applied Ocean Research, V. 1, p. 177-187.
- McKenzie, D.P. 1978. Some remarks on heat flow and gravity anomalies. Jour. Geophys. Res., V. 72, p. 6261-6271.
- Meade, R.H., Sachs, P.L., Manheim, F.T., Hathaway, J.C., y Spencer, D.W. 1975. Sources of suspended matter in waters of the Middle Atlantic Bight. Jour. Sed. Petrol., V.45, p. 171-188.
- Melguen, M. 1974. Facies analysis by correspondence analysis, numerous advantages of this statistical technique. Mar. Geol., V. 17, p. 165-182.
- Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. 1983. Sismicidad del area Ibero-Mogrebí. Inst. Geogr. Nal., Madrid, 301 pp.

- Micromeritics 1978. Instruction Manual: Sedigraph Particle Size Analyser, 122 pp.
- Middleton, G.V. y Bouma, A.H. (Eds.) 1973. Turbidites and deep-water sedimentation. Pacific Section, Soc. Econ. Paleo. Min., Short Course, 157 pp.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. En: G.V. Middleton y A.H. Bouma (Eds.): Turbidites and deep-water sedimentation. SEPM Pacific Section Short Course, Anaheim, p. 1-38.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. En: D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.), Marine sediment transport and environmental management, John Wiley & Sons, New York, p. 197-218.
- Middleton, G.V. y Neal, W.J. 1989. Experiments on the thickness of beds deposited by turbidity currents. Jour. Sed. Petrol., V. 59, N°2, p. 297-307.
- Migliore, H.J., y Lee, H.J. 1971. Seafloor penetration tests: presentation and analysis of results. Naval Civil Engineering Laboratory Technical Note N-1178, Port Hueneme, California, 60 pp.
- Mikasa, M. 1965. The consolidation of soft clay. En: Civil Engineering in Japan. Japan Society of Civil Engineers, p. 21-26.
- Miller, A.H. 1972. Speculations concerning bottom circulation in the Mediterranean Sea. En: D.J. Stanley, G. Kelling y Y. Weiler (Eds.), The Mediterranean Sea: A natural sedimentation Laboratory. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pa., p. 37-49.
- Millot, C. 1987. Circulation in the Western Mediterranean sea. Oceanologica Acta, V. 10, N°2, p. 143-149.
- Mitchell, H.L. 1982. Continental shelf deposits in the Valencia-Castellón region of the Spanish western Mediterranean. Bachelors Degree Amherst College, 175 pp.
- Mitchell, R.J., y Hull, J.A. 1974. Stability and bearing capacity of bottom sediments. 14th International Coastal Engineering Conference, V. 2, p. 1217-1238.
- Mitchell, R.J., Tsui, K.K., y Sangrey, D.A. 1973. Failure of submarine slopes under wave action. 13th Coastal Engineering Conference A.S.C.E., V. 2, New York, p. 1515-1541.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., y Sangree, J.B. 1977.

- Patterns in Depositional Sequences. En: Seismic Stratigraphy, Application to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 26, p. 123-183.
- Moiola, R.J., and Weiser, D., 1968. Textural parameters: An evaluation. Journal of Sedimentary Petrology, V. 38, p. 45-53.
- Moiola, R.J., Spencer, A.B., and Weiser, D., 1974. Differentiation of modern sand bodies by linear discriminant analysis. Trans Gulf. Cst. Ass. Geol. Soc., V.24, p. 324-332.
- Monaco, A. 1971. Contribution a l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion); Thèse, Univ. Scien. et Tech. du Languedoc, 295 pp.
- Monaco, A., Aloisi, J.C., Bouye, C., Got, H., Mear, Y., Bellaiche, G., Droz, L., Mirabile, L., Mattiello, L., Maldonado, A., Le Calvez, Y., Chassefière, B., y Nelson, C.H. 1982. Essai de reconstitution des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée occidentale). Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine, V. 31, p. 99-109.
- Monney, N.T. 1967. An engineering evaluation of marine sediments. Proc. of the 1968 Offshore Exploration Conference, New Orleans.
- Monney, N.T. 1971. Measurement of the engineering properties of marine sediments. Marine Technology Society Journal, V. 5, N°2, p. 21-30.
- Monney, N.T. 1974. An analysis of the vane shear tests at varying rates of shear. En: A.L. Inderbitzen (Ed.), Deep-sea sediments. Physical and mechanical properties. Marine Science V.2, Plenum Press, New York, p. 151-167.
- Moore, D.G. 1961. Submarine slumps. Journal of Sedimentary Petrology, V. 31, p. 343-357.
- Moore, D.G. 1969. Reflection profiling studies of the California continental borderland: structure and Quaternary turbidite basins. Geol. Soc. Amer. Sp. Paper., N°107, 142 pp.
- Moore, D.G. 1977. Submarine Slides. En: B.Voight (Ed.), Rockslides and Avalanches, V. 1, Natural Phenomena, developments in Geotechnical Engineering, 14A, pp. 563-604.
- Moore, D.G., y Curray, C. 1963. Structural framework of the continental terrace, northwest Gulf of Mexico. Jour. Geophys. Research, V. 68, p. 1725-1747.

- Moore, D.G., y Curray, C. 1964. Wave-base, marine profile of equilibrium, and wave-built terraces: discussion. Geol. Soc. Am. Bull., V. 75, p. 1267-1274.
- Moore, D.G. y Shumway, G. 1959. Sediment thickness and physical properties: Pigeon Point Shelf, California. Jour. Geophys. Res., V. 64, p. 367-374.
- Morgenstern, N.R., 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. En: A.F. Richards (Ed.), Marine Geotechnique, University of Illinois Press, Urbana, Ill., pp. 189-210.
- Morgenstern, N.R., y Price, V.E. 1965. The analysis of the stability of general slip surfaces. Geotechnique, V. 15.
- Morgenstern, N.R., y Sangrey, D.A. 1978. Methods of stability analysis. En: Landslides: Analyses and Control. Transportation Research Board, National Research Council, Washington D.C..
- Morrow, N.R., Huppler, J.D., y Simmons, A.B., III 1969. Porosity and permeability of unconsolidated, Upper Miocene sands from grain-size analysis. Jour. Sed. Petrol., V. 39, N°1, p. 312-321.
- Mougenot, D., Boillot, G. y Rehault, J.P. 1983. Prograding shelfbreak types on passive margins: some European margins. En: D.J. Stanley y T.G. Moore (Eds.), The shelfbreak: critical interface on continental margins. SEPM Special Publication N°33, p. 61-77.
- Mougenot, D. y Vanney, J.R. 1980. Géomorphologie et profils de réflexion sismique: interpretation des surfaces remarquables d'une plate-forme continentale. En: Problèmes Géomorphologiques de la Marge Continentale Européenne, Ann. Ins. Océanogr., V. 56, p. 85-100.
- Muller, G. 1967. Methods in Sedimentary Petrology. Hafner Publishing Co., New York-London, 288 pp.
- Munsell Color Company 1971. Munsell soil color charts. Baltimore, Md. 1971.
- Mutti, E., y Ricci Lucchi, F. 1978. Turbidites of the northern appenines: Introduction to facies analysis. Internat. Geol. Rev., V. 20, p. 125-166.
- Nafe, J.E., y Drake, C.L. 1957. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. Geophysics, V. 22, p. 523-552.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., y Edwards, B.D. 1979a. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and

- systems. En: L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Ed.), Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleo. Min. Spec. Publ. N° 27, pp. 61-73.
- Nardin, T.R., Edwards, B.D. y Gorsline, D.S. 1979b. Santa Cruz basin, California Borderland: dominance of slope processes in basin sedimentation. En: L.J. Doyle y O.H. Pilkey (Ed.), Geology of Continental Slopes. Soc. Econ. Paleo. Min. Spec. Publ. N° 27, pp. 209-221.
- Nelson, C.H. y Maldonado, A. 1988. Factors controlling depositional patterns of Ebro turbidite systems, Mediterranean Sea. AAPG Bulletin, V. 72, N°6, Am. Ass. of Petrol. Geol., p. 698-716.
- Nelson, C.H., Maldonado, A., Coumes, F., Got, H., y Monaco, A. 1983/84. The Ebro deep-sea fan system. Geo-Marine Letters, V. 3, p. 125-131.
- Nelsen, T.A. 1976. An automated rapid sediment analyser. Jour. Sed. Petrol., V. 36, p. 403-413.
- Nelsen, T.A. y Stanley, D.J. 1983/84. Variable deposition rates on the slope and rise off the mid-Atlantic States. Geo-Marine Letters, V. 3, p. 37-42.
- Neumann, G. y Pierson, W.J. 1966. Principles of Physical Oceanography. Englewood Cliffs. New Jersey, Prentice-Hall, 545 pp.
- Neuman, F., Byrne, H. Proni, J., y Nelsen, T. 1977. Acoustic observation of a bottom layer of suspended material on the New England continental shelf. EOS, V. 58, p. 410.
- Nielsen, J.N. 1912. Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters. Danish Oceanogr., VI, p. 77-191.
- Noorany, I. 1972. Underwater soil sampling and testing a state-of-the-art review. Underwater soil sampling, testing, and construction control, ASTM Spec. Tech. Pub. 501, Am. Soc. for Testing and Materials, p. 3-41.
- Noorany, I., y Poormand, I.Y. 1970. Effect of sampling on the consolidation of soft clay. Soil Mechanics Research Report, Dept. of Civil Engineering, School of Engineering San Diego State College, 29 pp.
- Norman, L.E.J. 1958. A comparison of values of liquid limit determined with apparatus having bases of different hardness. Géotechnique, V. 8, N°2, p. 79-83.
- O'Connell., Ryan, W.B.F. and Normark W.R. 1987. Modes of development of slope canyons and their relation to channel and levee features on the Ebro sediment apron, off-shore northeastern Spain. Mar. Petrol. Geol., 4: 308-319.

- Olade, M.A., Upkong, E.E., y Van de Kraats, A.H. 1979. Effects of environmental parameters on metal dispersion patterns in stream sediments from the lead-zinc belt, Benue Through, Nigeria, using factor analysis. Geology in Mijnbow, V. 58, p. 341-351.
- Olivet, J.L. 1978. Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. Thesis, Univ. Paris, 230 pp.
- Olsen, H.V., McGregor, B.A., Booth, J.S., Cardinell, A.P. and Rice, T.L. 1982. Stability of near-surface sediment on the mid-Atlantic upper continental slope. Proc. of the 14th Annual Offshore Technology Conference, Houston, pp. 21-35.
- Olsson, R.G. 1949. Rigurous solution of a differential equation in soil mechanics. Quaterly Journal of Applied Mathematics, V. 7, p. 338-342.
- Olsson, R.G. 1958. Approximate solution of the progress of consolidation in a sediment. Third Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, V. 96, N°SM5, p. 1735-1762.
- Palanques, A. 1984. La Fosa de Valencia: un sistema deposicional profundo alimentado por aportes longitudinales y transversales. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 105 pp.
- Palanques, A. 1987. Dinámica sedimentaria, mineralogía y microcontaminantes inorgánicos de las suspensiones y de los sedimentos superficiales en el margen continental del Ebro. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, 450 pp.
- Palanques, A. and Maldonado, A. 1983. La superficie de erosión y las evaporitas del Messiniense en el sector septentrional de la Fosa de Valencia. X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, GES, p. 7.18-7.21.
- Palanques, A., y Maldonado, A. 1985. Sedimentología y evolución del Valle-Abanico de Valencia (Mediterráneo noroccidental). Acta Geol. Hispánica, t.20, N°1, p. 1-19.
- Palanques, A., Alonso, B., y Maldonado, A. 1985. Statistic definition of deep-sea mixed siliciclastic-calcareous deposits. Proceedings 6th European Regional Meeting of Sedimentology I.A.S. Lleida, p. 352-355.
- Palanques, A., Plana, F. y Maldonado, A. 1989. Recent influence of man on Ebro margin sedimentation system (Northwestern Mediterranean Sea). En: C.H. Nelson y A. Maldonado (Eds.), Marine Geology of the Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea. Mar. Geol., sp. issue (in press).

- Pane, V. 1981. One-dimensional finite strain consolidation. Ms. Thesis, Department of Civil, Environmental and Structural Engineering, University of Colorado, Boulder, Colorado.
- Passega, R., 1977. Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. Sedimentology, V.24, p. 723-733.
- Pautot, G. 1981. Cadre morphologique de la Baie des Anges (Nice-Côte d'Azur): modèle d'instabilité de pente continentale. Oceanologica Acta, V. 4, N°2, p. 203-211.
- Perlow, M., Jr., y Richards, A.F. 1977. Influence of shear velocity on vane shear strength. Jour. of the Geotechnical Engineering Division, Proc. A.S.C.E., V. 153, N°GT1, p. 19-32.
- Piper, D.J.W. 1978. Turbiditic muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. En: D.J. Stanley y G. Kelling (Eds.). Sedimentation in submarine canyons, Fans and Trenches, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pa., p. 163-176.
- Pitman, W.C., III 1978 . Relationsips between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. Bull. Geol. Soc. America, V. 89, p. 1389-1403.
- Postma, H. 1967. Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. En: H.G. Lauff (Ed.). Estuaries. Am. Ass. Advancement Sci. Pub., V.83, p. 158-179.
- Prior, D.B., Coleman, J.M., y Bornhold, B.D. 1982. Results of a known seafloor instability event. Geo-Marine Letters, V. 2, p. 117-122.
- Ramsay, J.G. 1977. Plegamiento y Fracturación de las Rocas. Ediciones Castilla, S.A., Madrid, 590 pp.
- Raymond, G.P. 1969. Consolidation of deep deposits of homogeneous clay. Geotechnique, V. 19, p. 478-494.
- Rehault, J.P. 1981. Evolution tectonique el sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidental). Doctoral Thesis, Univ. Paris VI, 138 pp.
- Rehault, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean basin geological evolution. Mar. Geol., V. 55, p. 447-477.
- Rehault, J.P., Boillot, G. y Mauffret, A. 1985. The western Mediterranean basin. En: D.J. Stanley and F.C. Wezel (Eds.), Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Raimondo Selli Commemorative Volume, Springer-Verlag, New York, p. 101-129.

- Reimnitz, E. y Gutierrez-Estrada, M., 1970. Rapid changes in the head of the Río Balsas submarine canyon system, Mexico, Marine Geology, V. 8, p. 245-258.
- Rendulic, L. 1936. Discussion on "Relation between void ratio and effective principal stresses for a remoulded silty clay". Proc. 1st Inter. Conf. on Soil Mech. and Found. Eng., V. 3, Cambridge, Mass., p. 48-51.
- Richards, A.F. 1962. Investigations of deep-sea sediment cores. II. Mass Physical Properties. U.S. Navy Hydrographic Office Tech. Rept. TR-106, 146 pp.
- Richards, A.F. 1964. Local sediment shear strength and water content. En: R.L. Miller (Ed.), Papers in Marine Geology-Shepard Commemorative Volume. Macmillan, New York, p. 474-487.
- Richards, A.F. 1968. Discusión to Section Sesion I, shear strength of soft clay. Proceedings of the Geotechnical Conference, Oslo, V. III, p. 131-133.
- Richards, A.F. 1974. Standardization of marine geotechnics eymbols, definitions, units and procedures. En: A.L. Inderbitzen (Ed.), Deep-Sea Sediments: physical and mechanical properties. Plenum Press, New York, p. 271-292.
- Richards, A.F. 1984. Modelling and the consolidation of marine soils. En: Seabed mechanics. IUTAM, B. Denness (Ed.), Graham & Trotman, London. p. 3-8.
- Richards, A.F., y Chaney, R.C. 1982. Marine slope stability-a geological approach. En: S.Saxow y J.K. Nieuwenhuis (Eds.), Marine Slides and Other Mass Movements. NATO Conference Series IV:6, Plenum Press, New York-London, p. 163-172.
- Richards, A.F., y Hamilton, E.C. 1967. Investigations of deep-sea sediment cores, III. Consolidation. En: A.F. Richards (Ed.), Marine Geotechnique. University of Illinois Press, Urbana, p. 93-117.
- Richards, A.F., y Parker, H.W. 1968. Surface coring for shear strength measurements. En: Civil Engineering in the Oceans, American Society of Civil Engineers, New York, p. 445-489.
- Richards, A.F., y Parks, J.M. 1976. Marine geotechnology: average sediment properties, selected literature and review of consolidation, stability, and bioturbation-geotechnical interactions in the benthic boundary layer. En: I.N. McCave (Ed.), The Benthic Boundary Layer. Plenum Press, New York, p. 159-181.
- Richards, A.F., y Zuidberg, H.M. 1983. Sampling and in-situ

geotechnical investigation offshore. Symposium on Marine Geotechnology and Nearshore/Offshore structures Shanghai.

- Richards, A.F., McDonald, V. J., Olson, R.E., y Keller, G.H. 1972. In-place measurement of deep-sea soil shear strength. Underwater soil sampling, testing and construction control. ASTM Special Technical Publication N° 501, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, p. 55-68.
- Richards, A.F., Palmer, H.D. y Perlow, M. 1975. Review of continental shelf marine geotechnics: distribution of soils, measurement of properties and environmental hazards. Mar. Geotech., V. 1, N°1, p. 33-68.
- Richardson, M.D. y Young, D.K. 1980. Geoacoustic models and bioturbation. Mar. Geol., V.38, p. 205-218.
- Ríos, J.M. 1978. The mediterranean coast of Spain and the Alboran Sea. En: A.E.M. Nairn, W.H. Kaner y G.G. Stehli (Eds.), The Western Mediterranean. Plenum Publ. Co. New York, 462 pp.
- Roca, A. 1975. Sismicidad de Cataluña 1907-1974 y relación señal-ruido en una estación para el estudio de la sismicidad local. Tesis de Licenciatura. Universidad de Barcelona, 120 pp.
- Roca, E. y Fernández-Ortigosa, J.F., 1989. Offshore structural evolution of Valencia Trough as derived from seismic data. 5Th Meeting, European Union of Geosciences EUG V, Strasbourg, p.45.
- Roca, A. y Suriñach, E. 1982. Análisis de datos sísmicos de Cataluña y Pirineos. Parámetros estadísticos y regiones sismogénicas. En: La sismicidad en la zona comprendida entre 40°N-44°N y 3°W-5°E. NE Peninsula Ibérica. Publicaciones de la Cátedra de geofísica N°190, Universidad Complutense, Madrid, p. 129-147.
- Rona, P.A. 1969. Middle Atlantic continental slope of United States: deposition and erosion. Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin, V. 53, p. 1453-1465.
- Rona, P.A. 1973. Worldwide unconformities in marines sediments related to eustatic changes in sea level. Nature, V. 244, p. 25-26.
- Ross, D.A., Uchupi, E., Summerhayes, C.P., Koelsch, D.E., y El Shazly, E.M. 1978. Sedimentation and structure of the Nile Cone and Levant Platform. En: D.J. Stanley y G. Kelling (Eds.), Canyons, Fans and Trenches. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., p. 239-257.
- Rowe, P.W. 1970. Representative sampling in location, quality and size. A.S.T.M., STP N°483, p. 77-186.

- Rowe, P.W. 1972. The relevance of soil fabric to site investigation practice. Geotechnique, V. 22, N°2, p. 195-300.
- Rupke, N.A. y Stanley, D.J. 1974. Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algero-Balearic basin, Western Mediterranean Sea. Smithsonian Contributions to Earth Sciences, N° 13, 40 pp.
- Russell, E.R. y Mickle, J.L. 1970. Liquid limits values by soil moisture tension. ASCE Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, V. 96 (SM3), p. 967-989.
- Rutledge, P.C. 1944. Relation of undisturbed sampling to laboratory testing. Transactions, ASCE, V. 109, p. 1155.
- Ryan, W.B.F., y Cita, m.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces-indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. Mar. Geol., V. 27, p. 193-230.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al., (Eds.), 1973. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, V. 13, U.S. Govt. Printing Office, Washington, 1447 pp.
- Saada, A.S., y Townsend, F.C. 1981. Laboratory shear strength of soil. En: R.N. Young y F.C. Townsend (Eds.), ASTM Special Technical Publication N° 740, American Society for Testing and Materials, Philadelphia, p. 7-77.
- Sahu, B.K., 1964. Depositional mechanisms for the size analysis of clastic sediments. Journal of Sedimentary Petrology, V.34, p. 78-83.
- Salat, J. y Cruzado, A. 1981. Masses d'eau dans la Méditerranée Occidentale: Mer Catalane et eaux adjacentes. Rapports et Procès-Verbaux de la Commission Internationale por l'Etude Scientifique de la Méditerranée, V. 27, p. 201-209.
- Salat, J. y Font, J. 1985. Masses d'aigua i circulació a la Mediterrània. Quad. Ecol. Apl., V. 8, p. 61-98.
- Salat, J., Manriquez, M. y Cruzado, A. 1978. Hidrografía del golfo de Sant Jordi. Campaña Delta (Abril 1970). Inv. Pesqu., V. 42, N°2, p. 255-272.
- Sangree, J.B., y Widmier, J.M. 1977. Part 9: Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. En: Seismic Stratigraphy, Application to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 26, p. 165-184.
- Sangrey, D.A. 1972. Obtaining strength profiles with depth for marine soil deposits using disturbed samples. ASTM Special Technical Publication N°501, p. 106-121.

- Sangrey, D.A. 1977. Marine Geotechnology-State of the art. Mar. Geotech., V. 2, p. 45-80.
- Sangrey, D.A. 1981. Geotechnical engineering link between offshore processes and hazards. En: A. Bouma et al. (Eds.). Offshore Geologic Hazards. AAPG Education Note Series, #18, p. (3)1-(3)75.
- Sangrey, D.A., y France, J.W. 1977. Peak strength of clay soils after a cyclic loading history. Journal of the Geotechnical Engineering Division, A.S.C.E., V. 103, p.
- Sangrey, D.A., Henkel, D.J., y Esrig, M.I. 1969. The effective stress response of a saturated clay to repeated loading. Canadian Geotechnical Journal, V. 6, p. 241-252.
- Scott, F.R. y Zuckerman, K.A. 1970. Study of Slope Instability in the Ocean Floor, California Institute of Technology, Soil Mechanics Laboratory Report CR-70.007, 61 pp.
- Schiffman, R.L. 1982. the consolidation of soft marine sediments. Geo-Marine Letters, V. 2, p. 199-203.
- Schmertmann, J.M. 1955. The undisturbed consolidation of clay. Transactions, ASCE, V. 120, p. 1201-1227.
- Schubel, J.R. 1974. Gas bubbles and the acoustically impenetrable or turbid character of some estuarine sediments. En: J.R. Kaplan (Ed.), Natural gases in marine sediments. Plenum Press, New York, p. 99-135.
- Schwab, W.B., Lee, H.J., Kayen, R.E., Quinterno, P.J. y Tate, G.B. 1988. Erosion and slope stability on Horizon Guyot, Mid-Pacific Mountains. Geo-Marine Letters, V. 8, p. 1-10.
- Sclater, J.G., Hellinger, S. y Tapscott, C. 1977. The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. J. Geol., V. 85, p. 509-552.
- Scott, R.F. 1963. Principles of soil mechanics. Addison Wesley Pub. Co. Reading, Mass., 550 pp
- Seed, H.B. 1976. Evaluation of soil liquefaction effects on level ground during earthquakes. Liquefaction problems in geotechnical engineering. A.S.C.E., New York, p. 1-104.
- Seed, H.B., e Idriss, I.M. 1971. Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. Jour. of the Soil Mechanics and Foundation Engineering Division, A.S.C.E., V. 97, N°SM9, p. 1249-1273.
- Seed, H.B., y Lee, K.J. 1966. Liquefaction of saturated sands

Foundation Division, Proceedings of the A.S.C.E., V. 92, N°SM6, p. 105-134.

- Seed, H.B., y Rahman, M.S. 1978. Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability of cohesionless soils. Mar. Geotech., V. 3, N°2, p. 123-150.
- Seed, H.B., Woodward, R.J., y Lundgren, R. 1964a. Clay mineralogical aspects of the Atterberg limits. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, V. 90 (SM4), p. 107-131.
- Seed, H.B., Woodward, R.J., y Lundgren, R. 1964b. Fundamental aspects of the Atterberg limits. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, V. 90, (SM3), p. 967-989.
- Seed, H.B., Murarka, R., Lysmer, J. e Idriss, I.M. 1975. Relationships between maximum acceleration, maximum velocity, distance from source and local site conditions for moderately strong earthquakes. Earthquake Engineering Research Center Report EERC 75-17. College of engineering University of California, Berkeley, 44 pp.
- Seed, H.B., Idriss, I.M., y Arango, I. 1983. Evaluation of liquefaction potential using field performance data. Journal of Geotechnical Engineering, Proceedings of the A.S.C.E., V. 109, N°GT3, p. 458-484.
- Seibold, E y Hinz, K. 1973. Continental slope construction y destruction. West Africa. En: C.A. Burk y C.L. Drake (Eds.). The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, Berlin, p. 179-196.
- Serra, J. 1975. El precontinente catalan entre el Cabo Begur y Arenys de Mar. Prov. de Barcelona y gerona. Estructura y sedimentacion reciente. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 187 pp.
- Serra, J. 1981. Els canyos submarins del marge continental catalá. Treb. Inst. Cat. Hist. Nat., 9, p. 53-67.
- Shepard, F.P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Jour. Sed. Petrol., V. 24, N°3, p. 151-158.
- Shepard, F.P. 1955. Delta front valleys bordering the Mississippi distributaries. Geol. Soc. Amer., Bull., V. 66, p. 1489-1498.
- Shepard, F.P. 1973. Submarine geology, third Edition. New York, Harper & Row, 517 pp.
- Shepard, F.P. 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., V. 65, p. 1062-1067.

- Shepard, F.P. y Dill, R.F. 1966. Submarine canyons and other sea valleys. Chicago and McNally, 397 pp.
- Shepard, F.P., Marshall, N.F., McLoughlin, P.A. y Sullivan, G.G. 1979. Currents in submarine canyons and other seavalleys. Am. Ass. Petrol. Geol., Studies in Geology, N. 8, 173 p.
- Sherman, W.C. y Hadjidakis, C.G. 1962. Engineering properties of fine-grained Mississippi vaalley alluvial soils, meander belt, and backswamp deposits. U.S. Waterways Experiment Station Technical Report 3-604., 57 pp.
- Shumway, G. 1960. Sound-speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method- Part II. Geophysics, V. 25, p. 659-682.
- Silva, A.J. 1974. Marine Geomechanics: overview and projections. En: A.L. Inderbitzen (Ed.), Deep-Sea Sediments, physical and mechanical properties. Marine Science V.2, Plenum Press, New York, P. 111-127.
- Silva, A.J., Hollister, C.D., Laine, E.P., y Beverly, B.E. 1976. Geotechnical properties of deep-sea sediments: Bermuda Rise. Mar. Geotech., V. 1, N°3, p. 195-232.
- Silver, M.L., Chan, C.K., Ladd, R.S., Lee, K.L., Tiedemann, D.A., Townsend, F.C., Valera, J.E., y Wilson, J.H. 1978. Cyclic triaxial strength of standard test sand. Jour. of the Geotechnical Engineering Division, A.S.C.E., V. 102, N°GT5, p. 511-523.
- Skempton, A.W. 1944. Notes on the compresibility of clays. Q. Jour. Geological Soc. London, V. 100, parts 1 y 2, p. 119-135.
- Skempton, A. W. 1970. The consolidation of clays by gravitational compaction. Q. Jour. Geological. Soc. London, 125, p. 373-411.
- Skempton, A.W., y Northey, R.D. 1953. The sensitivity of clays. Géotechnique, V. 20 N°3, p. 30-53.
- Skempton, A.W., y Sowa, Y.A. 1963. The behaviour of saturated clays during sampling and testing. Geotechnique, V. 13, p. 269-290.
- Skopek, J. y Ter-Stepanian, G. 1975. Comparison of liquid limit values determined according to Casagrande and Vasilev. Géotechnique, V. 3 N°1, p. 135-136.
- Sloss, L.L. 1962. Stratigraphic models in exploration. Jour. Sed. Petrol., V. 32, p. 415-422.
- Sly, P.G., Thomas, R.L., and Pelletier, 1982. Comparison of

- energy-texture relationships in marine and lacustrine environments. Hydrobiologia, V. 91, p. 71-84.
- Sly, P.G., Thomas, R.L., and Pelletier, 1983. Interpretation of moment measures derived from water-lain sediments. Journal of Sedimentary Petrology, V.30, p. 219-223.
- Smith, A.D., y Richards, A.F. 1975. Proc. Civil Engineering in the Oceans III. A.S.C.E., Philadelphia, p. 421-433.
- Smith, D.T. 1971. Acoustic and electrical techniques for sea-floor sediment identification. En: Proc. Intern. Symp. on the Eng. Properties of Sea Floor Soils and their Geophys. Ident., Seattle, p. 235-267.
- Smith, J.D. y Hopkins, T.S. 1972. Sediment transport on the continental shelf off of Washington and Oregon in light of recent current measurements. En: D.J.P. Swift, D.B. Duane y O.H. Pilkey (Eds.), Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden Hutchinson and Ross, Inc., p. 143-179.
- Snedecor, G.W., and Cochran, W.G., 1967. Statistical Methods, 6th ed.. Iowa State University Press, Ames, Iowa, 591 pp.
- Solé Sugrañés, L. 1981. Neotectónica del Mediterráneo occidental. Seminarios de Matemáticas de la Universidad Complutense. J.L. Hernández Enrile (Ed.). Publ. Univ. Compl., Madrid (Spain), p. 30-42.
- Southard, J.B. y Cacchione, D. 1972. Experiments on bottom sediment movement by breaking internal waves. En: D.J.P. Swift, P. Duane y O.H. Pilkey (Eds.), Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., p. 83-87.
- Southard, J.B. y Stanley, D.J. 1976. Shelf-break processes and sedimentation. En: D.J. Stanley y D.J.P. Swift (Eds.), Marine Sediment Transport and Environmental Management, New York, Wiley-Interscience, p. 351-377.
- Spencer, D.W. 1963. The interpretation of grain-size distribution curves of clastic sediments. Jour. Sed. Petrol., V. 33, p. 180-190.
- Spudich, P. y Orcutt, J. 1982. Estimation of earthquake ground motions relevant to the triggering of marine mass movements. En: S. Saxov y J.K. Nieuwenhuis (Eds.) Marine Slides and other mass movements. NATO Conference Series, Series IV: marine Sciences V. 6. Plenum Press, New York-London, p. 219-232.
- Stanley, D.J. (Ed.) 1969. The new concepts of continental margin sedimentation. Short Course Lecture Notes, Am.

- Stanley, D.J. 1971. Bioturbation and sediment failure in some sediment canyons. Vie et milieu, VC. 22, p. 541-555.
- Stanley, D.J. 1977. Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean, En: A.E.M. Nairn, W.H. Kanes, y F.G. Stehli, (Eds.), The Ocean Basins and Margins, V. 4A, Plenum Publ. Co., Amsterdam, p. 77-150.
- Stanley, D.J. y Maldonado, A. 1979. Levantine Sea-Nile Cone lithostratigraphic evolution: quantitative analysis and correlation with paleoclimatic and eustatic oscillations in the Late Quaternary. Sedimentary Geology, V. 23, p. 37-65.
- Stanley, D.J. y Maldonado, A. 1981. Depositional models for fine-grained sediment in the western Hellenic Trench, Eastern Mediterranean, Sedimentology, V. 28, p. 273-290.
- Stanley, D.J. y Wear, C.M. 1978. The "mud-line": an erosion-deposition boundary on the upper continental slope. Mar. Geol., V. 28, p. M19-M29.
- Stanley, D.J., Fenner, P., y Kelling, G. 1972. Currents and sediment transport at the Wilmington Canyon shelfbreak as observed by underwater television. En: D.J.P. Swift et al. (Eds.), Shelf Sediment Transport: Process and Pattern. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg, p. 621-644.
- Stanley, D.J., Got, H., Kenyon, N.H., Monaco, A., y Weiler, Y. 1976. Catalanian, Eastern Betic, and Balearic Margins: Structural Types and Geologically Recent Foundering of the Western Mediterranean Basin. Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, V. 20, p. 197-204.
- Stanley, D.J., Addy, S., y Behrens, E. 1983. The mudline: variability of its position relative to shelfbreak. En: The Shelfbreak: critical interface on continental margins. S.E.P.M. Sp. Pub. N°33, p. 279-298.
- Steckler, M.S. 1981. The thermal and mechanical evolution of Atlantic-type continental margins. Ph.D. Thesis, Columbia University, Palisades, N.Y., 261 pp.
- Steckler, M.S. y Watts, A.B. 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. Earth and Planetary Science Letters, V. 41, p. 1-13.
- Sterling, G.H. y Strohbeck, E.E. 1973. The failure of the South Pass 70 "B" platform in Hurricane Camille. 5th Annual Offshore Technology Conference Proc., V. 2, Houston, p. 721-730.

- Stetson, H.C. 1939. Summary of sedimentary conditions on the continental shelf off the East Coast of the United States. En: P.D. Trask (Ed.), Recent Marine Sediments. AAPG, Tulsa, p. 230-244.
- Stiles, N.T. 1967. Mass property relationships of sediments from the Hatteras Abyssal Plain. U.S. Naval Office, Inform 67-8, 110 pp.
- Stoeckinger, W. 1971. Spanish Med. geology offers much for Europe's drillers. Oil and Gas Int., V. 11, (7), p. 44-48.
- Stoeckinger, W. 1976. Valencian Gulf offer dead line nears. Oil and Gas Journal, March 1976, p. 197-204.
- Stokke, P.R., Carson, B., y Baker, E.T. 1977. Comparison of the bottom nepheloid layer and the Late Holocene deposition on Nitinat Fan; implications for lutite dispersal and deposition. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 88, p. 1586-1592.
- Stow, D.A.V. 1979. Distinguishing between fine grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. Sedimentology, V. 26, p. 371-388.
- Stow, D.A.V., y Bowen, A.J. 1978. Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. Nature, V. 274, N°5669, p. 324-328.
- Stow, D.A.V., y Bowen, A.J. 1980. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. Sedimentology, V. 27, p. 31-46.
- Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. En: D.A.V. Stow y D.J.W. Piper (Eds.), Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies. Geological Society Special Publication N.15, Blackwell, London, p. 611-646.
- Sub-committee on Soil Sampling, International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering, (Eds.) 1981. International manual for the sampling of soft cohesive soils, Tokai University Press, Tokyo, p. 1-29.
- Suess, E. 1904. The face of the Earth (Vol. I). Oxford, 604 pp. (Traducción al inglés; primera edición en alemán en 1885).
- Suhayda, J.N., and Prior, D.B. 1978. Explanation of submarine landslide morphology by stability analysis and rheological models. Proc. of the 10th Annual Offshore Technology Conference, Houston, pp. 1075-1082.
- Sullivan, R.A., Wright, S.J. y Senner, D.W.F. 1978. Chapter 15. Evaluation of design parameters from laboratory

- tests. En: D.A. Arduş (Ed.), Offshore Site Investigation. Graham & Trotman Ltd., London, p. 201-215.
- Summerhayes, C.P., Sestini, G., Misdorp, R., y Marks, N. 1978. Nile delta: nature and evolution of continental shelf sediments. Mar. Geol., V. 27, p. 43-65.
- Suriñach, E. y Roca, A. 1982. Catálogo de terremotos de Cataluña, Pirineos y zonas adyacentes. En: La sismicidad en la zona comprendida entre 40°N-44°N y 3°W-5°E. NE Península Ibérica. Publicaciones de la Cátedra de geofísica N°190, Universidad Complutense, Madrid, p. 9-53.
- Swanson, R.G. 1985. Sample examination manual. Third printing. Methods in Exploration Series. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa.
- Swift, D.J.P., Moir, R. y Freeland, G.L. 1980. Quaternary rivers on the New Jersey Shelf: relation of seafloor to buried valleys. Geology, V. 8, p. 276-280.
- Taira, A. and Scholle, P.A., 1979. Discrimination of depositional environments using settling tube data. Journal of Sedimentary Petrology, V.49, p. 787-800.
- Taylor, D.W. 1948. Fundamentals of Soil Mechanics. John Wiley & Sons, New York, 700 pp.
- Terzaghi, K. 1923. Die berechnung der durchlassigkeitsziffer des tones aus dem verlauf der hydrodynamischen spannungserscheinungen. Akademie der Wissenschaften in Wien, Sitzungsberichte, Mathematisch naturwissenschaftliche Klasse, Part IIIa, V. 132, p. 125-138.
- Terzaghi, K. 1925. Erdbaumechanik. Franz Dewuticke, Viena.
- Terzaghi, K. 1932. Tragfähigkeit der flachgründungen. 1st Cong. Int. Ass. Bridge Struct. Eng., p. 659-672.
- Terzaghi, K., 1941. Undisturbed clay samples and undisturbed clays. Journal Boston Society of Civil Engineers. V.28, N°3.
- Terzaghi, K. 1943. Theoretical soil mechanics. John Wiley & Sons, New York, 510 pp.
- Terzaghi, K. 1956. Varieties of submarine slope failures. Proc of the Texas Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Bureau of Engineering Research, University of Texas Sp. Pub. N°29, 42 pp.
- Terzaghi, K., y Peck, R.B. 1967. Soil Mechanics in engineering practice, 2nd ed. John Wiley & Sons, New York, 729 pp.

- Thiers, G.R., y Seed, H.B. 1969. Vibration effects of earthquakes on soils and foundations. Spec. Tech. Publ. 450, Am. Soc. for Testing and Materials, Philadelphia, p. 3-56.
- Thomas, R. L., Kemp, A. L. W. y Lewis, C. F. M. 1972. Distribution, composition and characteristics of the surficial sediments of Lake Ontario. Jour. Sed. Petrol., V. 42, p. 66-84.
- Thomas, R.L., Kemp, A.L.W. y Lewis, C.F.M. 1973. The surficial sediments of Lake Huron. Can. Jour. Earth Sci., V. 10, p. 226-271.
- Tillman, R.W., 1971. Multiple group discriminant analysis of grain size data as an aid in recognizing environments of deposition. 8th Int. Congress Abs., Int. Ass. Sedimen., Heidelberg, Germany, p. 102.
- Trifunac, M.D. y Brady, A.G. 1976. Correlations of peak acceleration, velocity and displacement with earthquake magnitude, distance and site conditions. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, V. 4, p. 455-471.
- Trabant, P.K. 1984. Applied high-resolution geophysical methods. Offshore geoengineering hazards. Int. Human Resources Development Corporation, Boston, 265 pp.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Thompson, C. III, 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sealevel, Part IV: ,global cycles of relative changes of sealevel. En: C. Payton (Ed.), Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration. AAPG, Mem. 26, p. 83-98.
- Valent, P.J. 1974. Short-term engineering behavior of a deep-sea calcareous sediment. U.S. Civil Engineering Laboratory Technical Note N-1334, 35 pp.
- Van Straaten, L.M.J.U. 1985. Molluscs and sedimentation in the Adriatic Sea during late-Pleistocene and Holocene times. Giornale di Geologia, ser. 3ª, V. 47, N°1-2, p. 181-202.
- Vaney, J.R. y Stanley, D.J. 1983. Shelfbreak physiography: an overview. En: D.J. Stanley y G.T. Moore, (Eds.), The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins, Soc. Econ. Paleo. Min. Spec. Publ., N° 33, p. 1-24.
- Varela, J.M., Gallardo, A. y López de Velasco, A. 1986. Retención de sólidos por los embalses de Mequinenza y Ribarroja. Efecto sobre los aportes del Delta del Ebro. En; M. Mariño (Ed.), El Sistema Integrado del Ebro: Cuenca, delta y Medio Marino. Gráficas Hermes, Madrid, p. 203-219.
- Vercoutere, T.L., Mullins, H.T., McDougall, K. y Thompson,

- oxygen minimum zone: an alternative coastal upwelling sequence. Jour. Sed. Petrol., V. 57, N° 4, p. 709-722.
- Verdaguer, A. 1983. La plataforma silicico-clástica del Ebro (Mediterráneo Nor-Occidental. Un modelo sedimentario. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 422 pp.
- Visher, G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. Jour. Sed. Petrol., V. 39, N°3, p. 1074-1106.
- Vogt, J. 1979. Les tremblements de terre en France. Mem. Bur. Rech. Geol. Min. N°96, Estrasburgo, 220 pp.
- Von Stackelberg, U. 1972. Faziesverteilung in sedimenten des indisch-pakistanischen kontinentalrandes (Arabisches Meer): "Meteor" Forschungsergebnisse, Reihe C, N° 9, p. 1-173.
- Walker, R.G. y Mutti, E. 1973. Turbidite facies and facies associations. En: G.V. Middleton y A.H. Bouma (Eds.), Turbidites and deep-water sedimentation: SEPM Pacific Section, Short Course Lecture Notes, Los Angeles, p. 119-157.
- Wang Tian Song, y Liu Ying 1986. Stability of saturated sands under earthquake loading. Computers and Geotechnics, V. 2, p. 309-326.
- Watkins, D.J. y Kraft, L.M. JR. 1978. Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas: Geotechnical aspects. En: A.H. Bouma y G.T. Moore (Eds.), Framework, Facies, and Oil-Trapping Characteristics of the Upper Continental Margin. AAPG Studies in Geology N°7, p. 267-286.
- Watson, H.J., (1982). Casablanca Field Offshore Spain, a Paleogeomorphic Trap. En: M.T. Halbouty (Ed.). The Deliberate Search for The Subtle Trap. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 32. A.A.P.G., Tulsa, p. 237-250.
- Watts, A.B., (1982). Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. Nature, V. 297, p. 469-474.
- Wear, C.M., Stanley, D.J. y Boula, J.E. 1974. Shelfbreak physiography between Wilmington and Norfolk canyons. Marine Technol. Soc. J., V. 8, p. 37-48.
- Wegener, A. 1912. The origin of continents. Petermanns Geog. Mitteilungen, V. 58, p.185-309.
- Wernicke, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences, V. 22, p. 108-125.
- Whelan, T. III, Coleman, J.M., Roberts, H.H., y Suhaida, J.N. 1976. The occurrence of methane in recent deltaic

- sediments and its effect on soil stability. 25th Int. Geological Congress, Sydney.
- Whitmarsh, R.B., Weser, O.E., y Ross, D.A. 1974. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, V. 23, U.S. Printing Office, Washington, 1180 pp.
- Wilson, N.E. 1963. Laboratory vane shear tests and the influence of porewater stresses. En: Laboratory shear testing of soils, ASTM Special Publication N°361, p. 371-385.
- Wissa, A.E.Z., y Heiberg, S. 1969. A new one-dimensional consolidation test. Massachusetts Institute of Technology, Department of Civil Engineering Research report 69-9. Soils Publication N°229, 133 pp.
- Wissa, A.E.Z., Christian, J.T., Davis, E.H., y Heiberg, S. 1971. Consolidation at a constant rate of strain. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division. Proceedings of the ASCE, V. SM10, p. 1393-1413.
- Wright, S.G. 1976. Analysis for wave-induced sea-floor movements. Offshore Technology Conference, Proceedings, V. 1, p. 41-52.
- Wright, S.G., y Dunham, R.S. 1972. Bottom Stability under wave induced loading. Offshore Technology Conference Reprints, V. 1, p. 853-862.
- Wroth, C.P., y Wood, D.M. 1978. The correlation of index properties with some basic engineering properties of soils. Canadian Geotechnical Journal, V. 15 N°2, p. 137-145.
- Wu, T.H. 1966. Soil Mechanics. Allyn and Bacon, Inc., Boston, 431 pp.
- Wüst, G. 1961. On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. J. Geophys Res., V. 66, p. 3261-3271.
- Yingst, J.Y. y Aller, R.C. 1982. Biological activity and associated sedimentary structures in HEBBLE area deposits, western North Atlantic. Mar. Geol., V. 448, p. M7-M15.
- Youssef, M.S., El Ramli, A.H., y El Demery, M. 1965. Relationships between shear strength, consolidation, liquid limit, and plastic limit for remoulded clays. Proc. of the 6th Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Montreal. University of Toronto Press, V. 1, Divisions 1-2, p. 126-129.
- Zembruscki, S.G. 1979. Geomorfologia da margem continental sul Brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In : H.A.F. Chaves (Ed.), Geomorfologia da Margem Continental

Brasileira e das Areas Oceanicas adjacentes, Projeto
REMAC, Rio de Janeiro, V. 7, p. 129-177.

FE DE ERRATAS

A pesar de numerosos repastos realizados sobre el texto final, y aparte de los gazapos de tipo ortográfico introducidos -debidos a la impericia en el manejo del teclado de la máquina y que no suponen una dificultad adicional a la comprensión del texto, se han descubierto diversos errores en la versión final, que se citan a continuación:

Pág. 260, debería ir tras la 264, permaneciendo en el mismo orden las que hay entre ambas.

Pág. 265, línea 1, donde dice "talud superior", debería decir "talud inferior".

Pág. 363, línea 8, donde dice "75 mm/1000 años", debería decir "75 cm/1000 años".

Pág. 371, línea 5, donde dice "granodecreciente", debería decir "granocreciente".

Pág. 405, línea 21, donde dice "talud inferior", debería decir "talud superior".

Pág. 439, línea 38, donde dice "15-170 m", debería decir "150-170 m".

Pág. 443, línea 12 donde dice
" $K_c = \left(\frac{\delta}{\delta'} \right) [A_c A_r S (OCR)^m - \sin \alpha]$ ", debería decir
" $K_c = \left(\frac{\delta}{\delta'} \right) [A_c A_r U S (OCR)^m - \sin \alpha]$ ".

Pág. 449, línea 38, donde dice "lóbulos", debería decir "complejos".

Pág. 449, línea 43, donde dice "lóbulos", debería decir "complejos".

Pág. 449, línea 46, donde dice "lobular", debería decir "longitudinal".

Pág. 456, línea 22, donde dice "D", debería decir "DP".

Se incluyen asimismo copias parcialmente mejoradas de las páginas 338, 342, 346, 352 y 354, que en la primera copia no fueron reproducidas con la suficiente nitidez.