



UNIVERSITAT^{DE}
BARCELONA

Estructura sedimentaria y evolución morfología del talud y el glacis continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertera sedimentaria plio-cuaternaria

Miquel Canals Artigas

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

UNIVERSITAT DE BARCELONA
FACULTAT DE GEOLOGIA
DEPT. D'ESTRATIGRAFIA I GEOL. H^a
GRUP DE GEOLOGIA MARINA



*"ESTRUCTURA SEDIMENTARIA Y EVOLUCION MORFOLOGICA
DEL TALUD Y EL GLACIS CONTINENTALES DEL GOLFO DE LEON :
FENOMENOS DE DESESTABILIZACION
DE LA COBERTERA SEDIMENTARIA PLIO-CUATERNARIA"*

TESIS DOCTORAL

realizada por

D. Miquel CANALS ARTIGAS

bajo la dirección de

D. Oriol RIBA ARDERIU

Depositada el 21 de Junio de 1985

Leída el 19 de Setembre 1985

TRIBUNAL DE TESIS

Presidenta: Dra. Carmina VIRGILI RODON, Catedrática de Estratigrafía
Univ. Complutense, Madrid

Vocales : Dr. Salvador REGUANT SERRA, Catedrático de Estratigrafía
Univ. de Barcelona

Dr. Jordi SERRA RAVENTOS, Prof. Titular de Estratigrafía
Univ. de Barcelona

Dr. Andrés MALDONADO LOPEZ, Prof. Investigación, Inst.
"J. Almera", C.S.I.C., Barcelona

x Dr. Henri GOT, Prof. de Géologie, U.F.R. Sciences Exactes
et Expérimentales, Univ. Perpignan (Fr.)

Suplentes : Dr. Albert CASAS PONSATI, Univ. Barcelona

Dr. André MONACO, C.N.R.S., Univ. Perpignan (Fr.)

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700051527

042 can^h
R.2189

A l'Anna

Ells podien haver-ho fet millor...
però jo ho he fet

Eppur, si muove !
G. Galilei, potser

Felix qui potuit rerum cognoscere causas
Virgili

I

INDICE

AGRADECIMIENTOS	1
-----------------	---

Parte Primera

ASPECTOS CONCEPTUALES Y TEMÁTICOS

CAP. I, <u>INTRODUCCIÓN</u>	9
CAP. II, <u>DESGLIZAMIENTOS SUBMARINOS : CUESTIONES CONCEPTUALES Y TERMINOLÓGICAS</u>	13
A. <u>Procedencia de los términos</u>	14
B. <u>"Creep" (reptación)</u>	14
C. <u>"Debris flow" (colada de derrubios, deslizamiento plástico)</u>	15
D. <u>"Glide" (deslizamiento translacio- nal)</u>	16
E. <u>"Growth fault" (falla de crecimien- to)</u>	17
F. <u>"Mass transport", "mass movement transport" o "mass wasting" (trans- porte o desplazamiento en masa)</u>	18
G. <u>"Mud flow" (colada de barro)</u>	20
H. <u>Olistolito</u>	20
I. <u>Olistón</u>	21
J. <u>Olistostroma</u>	21
K. <u>"Slide" (deslizamiento y desliza- miento plástico)</u>	22
L. <u>"Slip" (deslizamiento)</u>	25
M. <u>"Slump" (deslizamiento rotacional)</u>	25
N. <u>"Slump-creep" (deslizamiento por reptación)</u>	29

O. <u>"Slump— fold" (pliegues por deslizamiento, pliegues por reptación)</u>	29
P. <u>Síntesis del capítulo</u>	29
CAP. III. <u>DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS EN LOS MÁRGENES CONTINENTALES DEL MUNDO: UNA RECENSIÓN</u>	31
I. TABLA DE LOS DESLIZAMIENTOS EN LOS MÁRGENES CONTINENTALES ACTUALES	31
II. MÉTODOS DE IDENTIFICACIÓN	47
A. <u>Observaciones indirectas a partir de los efectos catastróficos de los deslizamientos submarinos</u>	47
B. <u>Observaciones de la morfología del fondo a partir de perfiles batimétricos, sonografías, fotografías submarinas e inspección visual</u>	49
C. <u>Observación de la morfología del fondo y de la estructura sedimentaria del subfondo mediante perfiles de sísmica de reflexión</u>	52
D. <u>Observación de estructuras y componentes sedimentarios y de las propiedades mecánicas de los sedimentos</u>	53
III. DESIGUALDADES EN EL GRADO DE CONOCIMIENTO DE LOS DISTINTOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS	56
IV. PROFUNDIDADES A QUÉ OCURREN	57
V. LA INFLUENCIA DE LA PENDIENTE	58
VI. CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS	60
A. <u>Descripción morfológica</u>	60
B. <u>Volúmenes, áreas y espesores. Altura de las cicatrices</u>	70

III

VII. FACTORES DESENCADENANTES	75
A. <u>Factores externos</u>	75
B. <u>Factores internos</u>	89
VIII. EDADES DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS	111
IX. MECÁNICA DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS	117
A. <u>Nociones básicas</u>	117
B. <u>Condiciones de drenaje en los deslizamientos submarinos</u>	122
C. <u>Aspectos teóricos de la influencia de los factores externos sobre la inestabilidad de los taludes submarinos</u>	126
D. <u>Las deformaciones que preceden al deslizamiento</u>	131
E. <u>Modelos intuitivos y empíricos</u>	132
F. <u>Comportamientos reológicos</u>	133
G. <u>Consideraciones teóricas acerca de las fallas de crecimiento</u>	135
X. SÍNTESIS DEL CAPÍTULO	143
CAP. IV. <u>LOS CAÑONES SUBMARINOS</u>	145
I. DEFINICIONES, CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS Y SITUACIÓN	145
II. ORÍGENES DE LOS CAÑONES SUBMARINOS	150
III. EDADES DE LOS CAÑONES SUBMARINOS	158
IV. PROCESOS SEDIMENTARIOS EN LOS CAÑONES SUBMARINOS	160
V. SÍNTESIS DEL CAPÍTULO	161

IV

Parte Segunda

ESTUDIO REGIONAL

CAP. I.	<u>ENCUADRE GEOLÓGICO, BATIMORFOLÓGICO Y SISMOESTRATIGRÁFICO DEL GOLFO DE LEÓN</u>	165
I.	EVOLUCIÓN Y ESTRUCTURA GEOLÓGICAS DEL MEDITERRÁNEO NOR-OCCIDENTAL	165
A.	<u>La colisión entre Africa y Europa obertura inicial de la cuenca</u>	165
B.	<u>La expansión oceánica</u>	171
C.	<u>La subsidencia</u>	174
D.	<u>La estructura resultante</u>	177
E.	<u>Bosquejo geológico de la periferia de la cuenca, con mención especial a las costas occidentales del Golfo de León y al Norte de Catalunya</u>	181
II.	BATIMORFOLOGÍA DEL GOLFO DE LEÓN : ANTECEDENTES	187
III.	LA COLUMNA SISMOESTRATIGRÁFICA	192
IV.	ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA SEDIMENTARIA: ESTRATEGIAS Y ANTECEDENTES	198
CAP. II.	<u>EL REFLECTOR R : CLAVE PARA CONOCER LA EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA RECIENTE Y LA ES- TRUCTURA SEDIMENTARIA SUPERFICIAL</u>	203
I.	CARACTERIZACIÓN DEL REFLECTOR R Y DE LA SECUENCIA ESTUDIADA	203
II.	PERSISTENCIA DE R Y DE LA SECUENCIA ACÚSTICA DEFINIDA	204
III.	LA EDAD DE R	212

CAP. III. <u>ESTUDIO BATIMORFOLÓGICO</u>	215
I. LA NUEVA CARTA BATIMÉTRICA	215
II. MORFOLOGÍA DEL TALUD Y EL GLACIS CONTINENTALES	220
A. <u>El sector occidental</u>	226
B. <u>El sector oriental</u>	246
III. LA PALEOBATIMETRÍA	261
IV. MUTABILIDAD DE LOS CAÑONES EN SENTIDO HORIZONTAL : LA PALEO-RED DE DRENAJE	268
A. <u>Los cañones del sector occidental</u>	273
B. <u>Los cañones del sector oriental</u>	274
C. <u>Síntesis del apartado</u>	275
V. MUTABILIDAD DE LOS CAÑONES EN SENTIDO VERTICAL : EROSIÓN Y ACUMULACIÓN	276
A. <u>Los cañones del sector occidental</u>	289
B. <u>Los cañones del sector oriental</u>	290
C. <u>Síntesis del apartado</u>	291
CAP. IV. <u>LA ESTRUCTURA SEDIMENTARIA POST-R</u>	293
I. LOS MAPAS GENERALES DE ESPESORES DE LA COBERTERA SEDIMENTARIA POST-R	293
A. <u>El mapa de isópacas</u>	294
B. <u>El mapa de isócoras</u>	305
C. <u>Significado sedimentario de los mapas de isópacas e isócoras</u>	306

VI

CAP. V. <u>PROCESOS Y ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN Y DESLIZAMIENTO DE LA COBERTERA SEDIMENTARIA EN EL GOLFO DE LEÓN</u>	313
I. LA REPTACIÓN	313
A. <u>Tipos de reptación</u>	314
B. <u>Dirección de los pliegues por reptación</u>	319
C. <u>Atenuación y génesis de los pliegues por reptación</u>	321
II. LOS DESLIZAMIENTOS TRANSLACIONALES Y ROTACIONALES	322
A. <u>Repercusión de los deslizamientos translacionales y rotacionales en los mapas batimétricos, paleobatimétricos y de isópacas</u>	323
B. <u>Reconstrucción tridimensional de los deslizamientos</u>	324
C. <u>Tipos de deslizamientos translacionales y rotacionales</u>	325
D. <u>El proceso de formación de los deslizamientos translacionales y rotacionales</u>	336
E. <u>La génesis de los deslizamientos en escalón</u>	338
F. <u>Estimación de la edad de los deslizamientos translacionales y rotacionales</u>	344

VII

G. <u>Relación entre la reptación y los deslizamientos translacionales y rotacionales</u>	348
H. <u>Relación entre las propiedades mecánicas de los sedimentos y la reptación, los deslizamientos translacionales y los deslizamientos rotacionales</u>	349
III. LOS DESLIZAMIENTOS PLÁSTICOS	350
A. <u>Comportamiento de los sedimentos durante los deslizamientos plásticos</u>	360
B. <u>Repercusión de los deslizamientos plásticos en los mapas batimétrico, paleobatimétrico y de isópacas</u>	362
C. <u>Estimación de la edad de los deslizamientos plásticos</u>	363
IV. SÍNTESIS DEL CAPÍTULO	363
CAP. VI. <u>ESTUDIO MORFO-INTERPRETATIVO</u>	365
I. DISTRIBUCIÓN DE LOS PROCESOS, ESTRUCTURAS Y DEPÓSITOS DE DESESTABILIZACIÓN DE LA SERIE SEDIMENTARIA POST-R	371
A. <u>Los pliegues por reptación</u>	371
B. <u>Los deslizamientos rotacionales y translacionales</u>	372
C. <u>Los deslizamientos plásticos</u>	376
II. LOS LOMOS SEDIMENTARIOS Y ZONAS DE RESPUESTA HIPERBÓLICA ASOCIADAS DEL TALUD GERUNDENSE	376
III. OTROS ELEMENTOS MORFO-ESTRUCTURALES DE INTERÉS	389

VIII

IV. ESTUDIO DETALLADO DE ALGUNAS ZONAS CONCRETAS	390
A. <u>El Acúmulo de los Cañones Pirenaicos</u>	392
B. <u>Zona representativa del talud del sector occidental</u>	398
C. <u>Zona representativa del talud del sector oriental</u>	405
D. <u>Los Deslizamientos del Aude y el Pequeño Valle</u>	412
E. <u>Zona representativa del glacis continental del sector occidental</u>	418
F. <u>Síntesis del apartado</u>	422
CAP.VII. <u>CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS Y FACTORES DE CONTROL DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS DEL GOLFO DE LEÓN</u>	423
I. CUANTIFICACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS	
A. <u>Los pliegues por reptación</u>	424
B. <u>Los deslizamientos traslacionales y rotacionales</u>	424
C. <u>Los deslizamientos plásticos</u>	431
D. <u>Síntesis del apartado</u>	432
II. FACTORES DE CONTROL DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS	435
A. <u>La sismicidad</u>	435
B. <u>Los gradientes verticales</u>	440
C. <u>Acción del oleaje y las mareas</u>	442

IX

D. <u>Las olas internas</u>	443
E. <u>Las corrientes profundas</u>	444
F. <u>Las oscilaciones eustáticas</u>	445
G. <u>Acumulación rápida de sedimentos</u>	449
H. <u>Bioturbación</u>	451
I. <u>Incremento de la inclinación del fondo</u>	452
J. <u>La disolución selectiva</u>	453
K. <u>Presencia de sedimentos con baja resistencia al cizallamiento, la deformación o la licuefacción</u>	453
L. <u>Presencia de superficies o niveles de deslizamiento potenciales interestratificados</u>	456
M. <u>Formación de clatratos</u>	457
N. <u>Síntesis del apartado</u>	458

Parte Tercera

EL GOLFO DE LEÓN : UN MODELO DE EVOLUCIÓN MORFO—SEDIMENTARIA DURANTE EL PLIO—CUATERNARIO

CAP. I. <u>EL PAPEL DE LAS EVAPORITAS MESINIENSES: LAS ALMOHADILLAS</u>	463
I. CARACTERÍSTICAS GENERALES	463
II. EDADES RELATIVAS DE LAS ALMOHADILLAS	466
III. DISTRIBUCIÓN DE LAS ALMOHADILLAS	469

IV. GÉNESIS DE LAS ALMOHADILLAS	469
A. <u>El mecanismo de formación de las almohadillas</u>	477
V. INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DE LAS EVAPORITAS MESINIENSES EN LA INSTALACIÓN DE LOS CAÑONES	480
VI. RELACIÓN ENTRE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DE LAS EVAPORITAS Y LA DESESTABILIZACIÓN DEL TALUD MEDIO Y SUPERIOR	486
VII. INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DE LAS EVAPORITAS SOBRE LAS TASAS DE ACUMULACIÓN Y LA DISTRIBUCIÓN DE LOS APORTES	487
CAP. II. <u>LA EDAD DE LOS CAÑONES DEL GOLFO DE LEÓN</u>	489
CAP. III. <u>RELACIÓN DE LAS FASES DE DEFORMACIÓN DE LAS EVAPORITAS Y DEL ENTALLAMIENTO DE LOS CAÑONES CON EL COMPORTAMIENTO TECTÓNICO DEL GOLFO DE LEÓN DURANTE EL PLIO-CUATERNARIO</u>	496
CAP. IV. <u>EL MODELO EVOLUTIVO MORFO-SEDIMENTARIO DEL TALUD Y EL GLACIS CONTINENTALES DEL GOLFO DE LEÓN DURANTE EL PLIO-CUATERNARIO</u>	498
CAP. V. <u>EL MAPA DE RIESGOS SEDIMENTARIOS</u>	506

XI

Parte Cuarta

CONCLUSIONES

I. DE LA PRIMERA PARTE	513
II. DE LA SEGUNDA PARTE	516
III. DE LA TERCERA PARTE	526

ANEXOS

ANEXO I: DISCUSIÓN ACERCA DE LA EDAD DE R	533
ANEXO II: BREVE REFERENCIA METODOLÓGICA	551

BIBLIOGRAFÍA	555
--------------	-----

AGRADECIMIENTOS

Al echar la vista atrás vemos, con satisfacción, que son muchas las personas a quiénes debemos estar agradecidos.

Esta Tesis ha sido confeccionada, utilizando un símil billarístico, a dos bandas, Francia y España, Perpinyà y Barcelona.

Estas dos bandas se demuestran tanto en el carácter ultrafronterizo del área investigada como en los dos grandes maestros que nos han dirigido.

En Barcelona, Oriol Riba, quién siempre nos ha mostrado la confianza que nuestra persona le inspira. Él me encaminó hacia la Sedimentología y me brindó, admitiéndome como Profesor ayudante en el Departamento que dirige, la base material necesaria para desarrollar mi aún incipiente labor investigadora. Su amplia experiencia me ha permitido beber de las fuentes de la tradición y su incesante afán de saber, de estar al día, me ha deparado no poca información. Ha sido un verdadero placer, que deseo se prolongue muchos años, trabajar bajo su maestrazgo.

En Perpinyà, un catalán del Norte, Henri Got, quien creyó en mí cuando los vientos de la borrasca soplaban adversos. Con él he pasado muchas horas, siempre provechosas para mi formación, en mar y en tierra, haciendo e interpretando perfiles sísmicos. Trabajar con él le convence a uno que no debe creerse nunca en ningún tipo de fronteras.

Ese jugar a dos bandas a que nos referíamos ha supuesto multiplicar los esfuerzos para "estar" en uno y otro lugar, pero ese esfuerzo que nos hemos auto-exigido lo hemos realizado con gran satisfacción y espíritu deportivo, cosa a

la que han contribuido decisivamente tanto el Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Barcelona, y al decir Departamento quiero decir los amigos y compañeros que tengo en él, como el "Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Marines" de la Universidad de Perpinyà, y al decir "Laboratoire" quiero decir también todos los amigos y compañeros que allí he encontrado

Jordi Serra merece mi más sincera y profunda gratitud. Ha sido mi entrañable compañero de fatigas. Hemos luchado juntos para poder comprar un equipo completo de sísmica de reflexión, y lo hemos conseguido, y ese equipo me ha permitido obtener millas y millas de perfiles sísmicos.

André Monaco, Director del L.S.G.M. de Perpinyà ha puesto a mi alcance los medios existentes en el centro que dirige, y siempre que lo he necesitado ha hallado unas horas para escucharme y aconsejarme.

Jean Claude Aloïsi, el "hombre de la plataforma", gestor en la sombra, cuyo concurso ha sido fundamental para obtener buques con los que realizar las campañas oceanográficas, me ha dedicado muchas horas en tierra y en mar en unas circunstancias que centuplican el valor de ese tiempo, ya que también él está en la recta final de su Tesis Doctoral.

A Ferrán Colombo le debo mi reconocimiento por su flexibilidad como compañero en las tareas docentes; él ha sido mi cordial encubridor durante mis ausencias, bastante frecuentes, de Barcelona.

De Rosie Buscail, de nombre heredado, perdido y recuperado, recuerdo con especial sentimiento las inquietudes vívidas en la mar, sobretudo cuando algunos aparatos de muestreo no funcionaban como deseábamos, y la cálida acogida que junto con su compañero André Theron me han dispensado siempre que me he hallado perdido en Perpinyà.

Rosa Maria Castellanas se ha ocupado de la mecanografía del texto sorteando, con gran satisfacción por mi parte, a los innúmeros pretendientes que su buen hacer al teclado le proporcionan.

No quiero dejar para el último párrafo a los hombres de la mar, a las tripulaciones de los N/O Catherine Laurence, Prof. Georges Petit y Winnareta Singer, a quiénes expreso un especial reconocimiento, empezando por los capitanes y los jefes de máquinas. "Merci, de coeur".

Hay también todo un ejército de personas, a algunas de las cuáles ni siquiera conozco, que han contribuido de manera muy importante en el desarrollo de este trabajo, facilitándonos las cosas y aportando su granito de arena.

Recuerdo con especial simpatía a Ramón Castilla, cuya habilidad en los análisis sedimentológicos me ha sido muy útil, y a todos los que han participado en las campañas oceanográficas. Entre ellos me satisface citar a Toni Calafat, un valldemosino practicante, a A.Valenciano y M. Villarroya, profesores de la Facultad, a A.Verdaguer, compañero en el Departamento, a M.Tesson, B.Gensous y Y.Mear, del "Laboratoire", a M.Manzano, X.Martínez, M.T.García, R. Bautista, H.Corripio, J.Guillén, I.Sala, E.Catafau, X.Catasús, F.Calafat, A.Martín, M.Sanmartí, y F.Moscoso, estudiantes y becarios de Geología Marina, y a otros muchos a quiénes ruego me disculpen por no haber recordado sus nombres en este momento.

Son muchos los científicos que, enviándome separatas de sus artículos, nos han ayudado a definir el tema de investigación y a situarlo en el contexto de la Oceanografía mundial. A todos ellos les estamos reconocidos.

Debo remarcar que he contado con la inapreciable ayuda de varias compañías privadas y de algunos organismos públicos, tanto franceses como españoles.

La C.F.P.-TOTAL nos ha transmitido gran cantidad de documentos, algunos de los cuáles (perfiles HR) fueron confeccionados por el C.E.P.M.

El Instituto Nacional de Hidrocarburos ha realizado numerosas gestiones que nos han dado acceso a buena parte del fondo documental allí existente y de uso público.

ENIEPSA y UNION TEXAS también nos han suministrado información que ha sido de gran utilidad.

La compañía S.C.O.P. Océanographie nos ha prestado material sísmico tantas veces como lo hemos necesitado.

La compañía S.I.G. nos ha enviado con carácter urgente instrumentos sísmicos para que pudiésemos utilizarlos en nuestras campañas, aún sin haber hecho efectivo el pago de los mismos.

Agradecemos los consejos y opiniones recibidos de Dorrik A.V.Stow y de C.Millot.

Al Estado Mayor de la Armada, División de Planes Es-tratégicos, y especialmente al Capitán de Navío Liberal, le agradecemos la amabilidad y rapidez con que han res-pondido en todo momento a nuestras consultas y solicitudes de autorizaciones para efectuar las campañas oceanográficas.

Tanto S.Reguant como R.Vaquer han colaborado con su diligencia, y desde su puesto de Decanos de la Facultad, en la tramitación de dichas solicitudes, al igual que todo el personal de la Secretaría de la Facultad.

J.M.Ros y B.Andrés, del Servicio de Reprografía de la Facultad, nos han ayudado en la confección de algunos mapas.

La Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Barcelona, en las personas del Sr.Guasch y la Srta. Lladó, nos ha facilitado en todo momento la tramitación de permisos de exportación temporal del equipo sísmico.

Las autoridades de marina y aduana de los puertos de Port Vendres y Roses nos han acogido con gran cordialidad siempre que nos ha convenido atracar en los mismos.

Esta Tesis no habría sido posible sin el soporte económico de la "Comissió Interdepartamental de Recerca i Innovació Tecnològica" (CIRIT) de la Generalitat de Catalunya, que ha financiado nuestras estancias en Francia mediante dos "Ajuts d'Ampliació d'Estudis i Estadés a l'Estranger", y la adquisición de instrumentos mediante un "Ajut d'Investigació" y un "Ajut Institucional i de Millora de Serveis".

La "Fundació Congrés de Cultura Catalana" y el Gobierno francés también han financiado parte de nuestra estancia en Francia.

Parte Primera

ASPECTOS CONCEPTUALES Y TEMÁTICOS

CAP. I. INTRODUCCIÓN

CAP. II. CUESTIONES CONCEPTUALES Y TERMINOLÓGICAS

CAP. III. DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS EN LOS MÁRGENES CONTINENTALES DEL MUNDO ; UNA RECENSIÓN

I. TABLA DE LOS DESLIZAMIENTOS EN LOS MÁRGENES CONTINENTALES ACTUALES

II. MÉTODOS DE IDENTIFICACIÓN

III. DESIGUALDADES EN EL GRADO DE CONOCIMIENTO DE LOS DISTINTOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

IV. PROFUNDIDADES A QUÉ OCURREN

V. LA INFLUENCIA DE LA PENDIENTE

VI. CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS

VII. FACTORES DESENCADENANTES

VIII. EDADES DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

IX. MECÁNICA DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

X. SÍNTESIS DEL CAPÍTULO

CAP. IV. LOS CAÑONES SUBMARINOS

I. DEFINICIONES, CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS Y SITUACIÓN

II. ORÍGENES DE LOS CAÑONES SUBMARINOS

III. EDADES DE LOS CAÑONES SUBMARINOS

IV. PROCESOS SEDIMENTARIOS EN LOS CAÑONES SUBMARINOS

V. SÍNTESIS DEL CAPÍTULO

CAP. I. INTRODUCCIÓN

Esta Tesis parte de un doble planteamiento: estudio temático de los diferentes tipos de deslizamientos submarinos, y estudio regional de la evolución morfo-sedimentaria del talud y el glacis continentales del Golfo de León.

Está dividida en tres partes bien definidas, más las conclusiones:

- 1ª - Una parte bibliográfica exhaustiva acerca de los deslizamientos submarinos en los márgenes continentales del mundo.
- 2ª - Una parte dedicada al análisis detallado de las características del recubrimiento sedimentario reciente del Golfo de León. Para ello se han confeccionado mapas de isópacas, isócronas, isócoras y morfo-interpretativos, así como diversos tipos de perfiles y esquemas que permiten seguir la evolución morfo-sedimentaria reciente del área. Se ha hecho especial hincapie en los procesos y estructuras de desestabilización del recubrimiento sedimentario.
- 3ª - Una parte en la que se analiza la movilidad de las evaporitas mesinienses y su influencia determinante en la evolución morfo-sedimentaria del talud y el glacis durante el Plio-Cuaternario. En esta parte se presenta el modelo evolutivo a que hemos llegado.

Complementan el cuerpo de la Tesis dos Anexos en los que se tratan temas metodológicos y otros aspectos que, aún sin

haber aportado los resultados apetecidos de cara al planteamiento inicial de la Tesis, consideramos pueden interesar a algunos lectores, particularmente a los que desarrollan sus investigaciones en el Mediterráneo occidental.

Completa la Tesis el inexcusable e imprescindible capítulo bibliográfico.

Sin duda habrá quién considere que en algunos apartados hemos hecho gala de un detallismo excesivo mientras que en otros hemos sido sucintos en demasía. Este es un hecho real que obedece a una actitud preconcebida.

No hemos creído necesario insistir en aquéllos aspectos (como, por ejemplo, las corrientes de turbidez) que, sin negarles su gran influencia sobre la sedimentación en los márgenes continentales, ya han sido tratados en multitud de trabajos anteriores, muchos de los cuáles ni tan solo han aportado nada nuevo a las formulaciones iniciales de pioneros como SHEPARD, HEEZEN, DOTT, MORGENSTERN, BOUMA, MIDDLETON o HAMPTON. No hemos querido, pues, contribuir a aumentar el cansancio de los lectores en temas acerca de los cuáles nuestra posible contribución pocos elementos nuevos habría aportado.

En cambio, hemos insistido, incluso nos hemos recreado, especialmente en la 2ª Parte, en algunos temas que creemos han sido muy poco tratados en la literatura previa, como, por ejemplo, la evolución detallada y a menudo divergente de los diferentes sectores del talud continental.

Hecha, pues, esta aclaración, confiamos en que el lector sabrá disculparnos tanto por los posibles excesos como por los defectos.

En las Tesis y trabajos de investigación equivalentes es común incluir un glosario terminológico al final de

los mismos. Nosotros hemos preferido aclarar cuanto antes las cuestiones terminológicas, razón por la cual hemos situado este capítulo en los comienzos de la Tesis, inmediatamente después de la Introducción.

También queremos señalar que el uso frecuente de las notas de pie de página nos ha permitido introducir muchos comentarios y aclaraciones colaterales al texto de referencia, evitando así interrupciones en la continuidad del mismo.

Digamos también que al final de algunos capítulos y apartados (especialmente de los más densos, generalmente por su elevado grado de detalle), aunque no sistemáticamente, hemos añadido un pequeño resumen o síntesis de lo tratado.

Esta Tesis se inscribe en una disciplina especializada que ha nacido y se está desarrollando extraordinariamente en los últimos años, especialmente a partir de la obra "Seismic Stratigraphy" de PAYTON (1977). Nos estamos refiriendo, naturalmente, a la "Estratigrafía Sísmica".

El soporte fundamental de nuestro estudio, la materia prima del mismo, han sido los perfiles de sísmica de reflexión, a partir de los cuáles hemos llevado a cabo un trabajo de análisis e interpretación de corte netamente sedimentológico y estratigráfico.

Hemos utilizado una cantidad extraordinaria, y estamos seguros que mayor de la empleada hasta ahora en cualquier estudio de una zona profunda del Mediterráneo noroccidental, de perfiles sísmicos con características divergentes: de gran calidad y pésimos, antiguos (de los años 60) y muy recientes (1985), hechos por personas a las que ni siquiera conocemos y por nosotros mismos, de poca penetración y de gran penetración, con gamas de fil

traje en las frecuencias bajas y en las altas, en papel húmedo y seco, etc.

La recopilación de toda la documentación previamente existente y su reinterpretación a la luz de los conocimientos más modernos es uno de los pilares sobre los que se apoyan los resultados alcanzados.

El tema de la Tesis en sí, la estabilidad de los fondos marinos, está movilizando grandes esfuerzos en muchos países, tanto a cargo de organismos públicos como de empresas privadas. Por ejemplo, basta con revisar los títulos de los "Open file reports" del Servicio Geológico de los Estados Unidos, o los títulos de las ponencias presentadas en las "Offshore Technology Conferences" durante los últimos años para darse cuenta de lo que decimos.

Además de dicho interés aplicado, es nuestra intención que este trabajo sea de ayuda para la interpretación de las series y cuencas sedimentarias fósiles. Al ser el Mediterráneo occidental un mar geológicamente "jóven" es muy probable que su estadio evolutivo actual sea equiparable al que cuencas ya fósiles en la actualidad tuvieron en algún momento de su historia.

De entre todas nuestras afirmaciones habrán algunas que podrán parecer erróneas (y tal vez lo sean) o, cuando menos, arriesgadas o, si se me permite el término, heréticas. Somos conscientes de ello, pero pensamos que la única forma de hacer progresar la Ciencia es plantear cuestiones nuevas, ... o cuestiones antiguas desde una nueva perspectiva.

Si hemos cometido errores, lo lamentaremos y lo reconoceremos, pero estaremos satisfechos si para demostrar nuestro presunto error ha sido necesario profundizar en las investigaciones y hemos hecho reflexionar a un cierto número, cuántos más mejor, de colegas.

CAP. II. DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS: CUESTIONES CONCEPTUALES Y TERMINOLÓGICAS

Muchos son los nombres aplicados por los diversos autores a los diferentes tipos de deslizamientos submarinos. Como en tantos campos de la ciencia cada autor o cada escuela ha hecho un poco de su capa un sayo y han utilizado éste o aquél término dándole el sentido que más les convenía. Por tanto, existe, de un lado, un abuso en la utilización de ciertos términos y, de otro lado, una extraordinaria profusión de términos, que si bien inicialmente se introdujeron con un espíritu clarificador, en realidad han contribuido a aumentar la confusión debido principalmente a las sutiles diferencias por lo que concierne a sus definiciones respectivas. Una muy buena prueba de lo que decimos está en la Tesis de HOEDEMAEKER (1973), la mitad de la cual es simplemente un intento por clarificar la nube terminológica existente hace ya doce años (!) acerca de los procesos y productos de los desplazamientos en masa.

Y ha sido precisamente durante esa docena de años, y especialmente a partir de los trabajos de MIDDLETON y HAMPTON (1973 y 1976), cuyos antecedentes más destacados serían DOTT (1963) y MORGENSTERN (1967), cuando las investigaciones acerca de los desplazamientos de sedimentos en masa en los márgenes continentales actuales han tomado mayor auge. A este auge no le son, por supuesto, ajenos los grandes avances de la tecnología oceanográfica. Evidentemente, la "familia" de términos referidos al tema no ha hecho sino crecer y complicarse.

Sirva lo antedicho para situar al lector, para que éste se de cuenta del "state of the art" existente. Todo ello nos obliga, en consecuencia, a hacer un repaso, que trataremos que sea lo más breve posible sin perder por ello rigor, de los términos y conceptos que van a aparecer con mayor reite

ración en esta obra, es decir, primordialmente los que se refieren a los comportamientos elástico y plástico de los desplazamientos sedimentarios en masa.

A.Procedencia de los términos

La invasión de las palabras inglesas en todos los campos de la ciencia se hace también sentir en el campo que nos ocupa. Así, deberemos usar muy a menudo "creep", "slide", "slump", "glide", "flow", etc. Junto con éstos comparten honores algunas palabras neoformadas a partir de voces griegas: olistostroma, olistolito, olistón (de "olistomai": deslizamiento, "stroma": acumulación, "lithos": roca), y una palabra de origen francés: "débris", utilizada actualmente en todos los idiomas.

En Geología Marina los términos olistostroma, olistolito y olistón se utilizan relativamente poco, mientras que "creep", "slump", "slide" y "debris" son los más profusamente empleados.

Los términos que se presentan a continuación están ordenados alfabéticamente según su denominación, en lengua inglesa los más, y en castellano los restantes. En el caso de los términos en inglés, se acompaña entre paréntesis la traducción al castellano. Por representar al concepto que engloba a todos los restantes, sugerimos consultar en primer lugar el término "mass transport" (transporte o desplazamiento en masa).

B."Creep" (reptación)

Según el "Glossary of Geology" de la AGI (1972): deformación lenta, gradual, más o menos continua, no recuperable (permanente) sufrida por el hielo, el suelo y los materiales rocosos debido a esfuerzos gravitacionales. En la literatura se han distinguido y descrito muchos tipos de "creep" en función de las propiedades del material, el nivel de esfuerzos, la tasa y el nivel de deformación, el comportamien

to mecánico, la geometría y las causas. No obstante, el término, tomado en su sentido más amplio no debe estar sujeto a limitaciones derivadas de la presunción de un mecanismo, profundidad, perfil de velocidades, espesor o extensión lateral. "Creeping" es sinónimo de "creep".

Según CARTER (1975), quien lo retoma de FLUGE (1967) : deformación creciente debida al mantenimiento de una carga ; la tasa de resistencia a la deformación depende de los esfuerzos aplicados.

En castellano puede traducirse por "reptación", "arrastramiento".

C. "Debris flow" (colada de derrubios, deslizamiento plástico)

Dicho término se utiliza indistintamente tanto para indicar cierto tipo de mecanismo de transporte o de proceso sedimentario como los depósitos resultantes del mismo, sean subacuáticos o subaéreos. Muchos de los grandes "slide deposits" identificados en los márgenes continentales actuales son en realidad depósitos de "debris flow" (cf. Tabla 2).

El "Glossary of Geology" de la AGI (1972) lo define como un movimiento en masa que implica la rápida fluencia de "debris" (fragmentos) de naturaleza diversa bajo diferentes tipos de condiciones. Es, como se observa, una definición "abierta", cuyo único elemento de restricción es el carácter fluuyente de los materiales involucrados.

CARTER (1975) lo considera tanto un mecanismo de transporte como los depósitos resultantes del mismo. HAMPTON (1972) y MIDDLETON y HAMPTON (1976) añaden precisiones importantes sobre la mecánica del desplazamiento, el carácter de los depósitos, la textura y la estructura resultantes. Definen el "debris flow" como el movimiento gravitacional en el sentido de la pendiente de una "pasta" constituida por sólidos granulares,

minerales arcillosos y agua. Las tasas de fluencia se consideran mayores que las del "creep" de suelos. La competencia de un "debris flow" depende de la resistencia a la cizalla y de la densidad de la mezcla y los clastos. La estructura original de la masa afectada por el "debris flow" resulta perturbada en grado elevado. Un tipo particular de "debris flow" lo constituyen los "mud flows", caracterizados por su escasez en elementos granulares mayores. El comportamiento mecánico en los "debris flows" es predominantemente plástico y por tanto el movimiento se produce sin que sea traspasado el límite líquido más allá del cual se sitúan los procesos de transporte fluidales de los que ya no vamos a hablar aquí.

Siguiendo las tendencias más recientes en el campo de la Geología Marina (JACOBI, 1982), consideraremos el "debris flow" como el término final de los depósitos de deslizamiento ("slide" s.l.) y siguiendo las mismas tendencias consideraremos "slide" s.str., olistostroma y "debris flow" o "debris deposit" como sinónimos en la práctica.

D. "Glide" (deslizamiento translacional)

Como sustantivo, es un término que ni en Geología Marina ni en general en las demás disciplinas científicas interesadas en unos u otros aspectos de los deslizamientos subacuáticos en masa tiene la tradición de términos clásicos como "slump" y "slide".

En cambio, sí que ha sido bastante utilizado como adjetivo en conceptos tales como "glide bedding", "glide breccia", "glide fold" y en cristalografía. Bajo la forma "gliding" se emplea en "gliding surface" (superficie de deslizamiento) y simplemente como "gliding" con el significado de deslizamiento gravitacional ("Glossary of Geology", AGI, 1972).

En 1978, MOORE, modifica la clasificación de los deslizamientos subacuáticos de VARNES (1978) y utiliza el término

"glide" en la expresión "block glide": deslizamiento de base planar de materiales rocosos o semi-consolidados. En la misma clasificación, uno de los criterios primordiales para establecer distinciones entre los diversos tipos de deslizamientos subacuáticos es el carácter "planar" de unos en oposición al carácter rotacional de otros.

A partir de VARNES (1978) y MOORE (1978) la subdivisión entre deslizamientos "planares" o traslacionales y deslizamientos rotacionales ha sido considerada en los trabajos más importantes sobre el tema (NARDIN et al., 1979; BENNETT y NELSEN, 1983; COOK y MULLINS, 1983). Y es en el sentido de deslizamiento traslacional en que "glide" está siendo utilizado actualmente en Geología Marina. Un deslizamiento traslacional sería, pues, aquél en que la superficie de deslizamiento es plana y aproximadamente paralela a la estratificación y en que no hay movimiento rotacional ("slump") de la masa deslizada cuyo grado de deformación interna es limitado. Cuando dicho grado de deformación interna es tan elevado que hace prácticamente irreconocible la estratificación original debe hablarse de "debris flow" (COOK y TAYLOR, 1977; COOK, 1979a,b; COOK y MULLINS, 1983). En todo momento debe tenerse asimismo presente la existencia de un continuo de deformación entre los "glides" mínimamente deformados y los "debris flows".

E. "Growth fault" (falla de crecimiento)

Tanto "growth" (traducido habitualmente por "crecimiento") como "fault" (falla) son términos muy ampliamente usados en las Ciencias Geológicas. Y en el conjunto de los conceptos tratados en este apartado "growth fault" es probablemente el de significado más claro e inequívoco. Una falla de crecimiento es una falla en rocas sedimentarias cuyo desplazamiento es contemporáneo con la deposición de la serie a que afecta, de manera que el salto de falla aumenta con la profundidad provocando que los estratos del bloque desplazado se engrosen junto al plano de falla y vayan disminuyendo progresivamente en espesor a medida que se

alejan del mismo. El mecanismo de las fallas de crecimiento es el mismo que el de los "slumps" o deslizamientos rotacionales, por lo que utilizados en el sentido más moderno sus significados están muy próximos. A pesar de ello, conviene no confundirlos.

Como sinónimos existen "falla sindeposicional", "falla progresiva", "falla de flexión", etc. En francés se las denomina "faille panaméenne".

F. "Mass transport", "mas movement transport" o "mass wasting"
(transporte o desplazamiento en masa)

El "mass transport" se define como el desplazamiento en masa de un cuerpo sedimentario impulsado por la componente tangencial de la fuerza de la gravedad a lo largo de una superficie inclinada. Dicha definición es independiente del mecanismo de soporte de los elementos individuales de la masa sedimentaria durante su desplazamiento.

El "mass transport" engloba, según las revisiones más recientes (NARDIN et al., 1979; LOWE, 1979), tres categorías distintas de procesos: a) caída libre de rocas y bloques ("rock fall"), b) deslizamientos s. str. ("slumps" o rotacionales y "glides" o translacionales) y, c) los "sediment gravity flows" de MIDDLETON y HAMPTON (1976), dentro de los cuales hay, a su vez, dos grandes subgrupos: los "mass flows" ("debris flows", "mudflows" y algunos "grain flows") y los "fluidal flows" (corrientes de turbidez, "fluidized flows", "liquified flows" y también algunos "grain flows"). En la caída libre de rocas y en los deslizamientos s. str. el comportamiento es elástico, en los "debris flows" y "mudflows" es plástico y en los "fluidal flows" es viscoso; los "grain flows" constituirían el término de transición entre los comportamientos plástico y viscoso. Queremos señalar que en Geología Marina, en bastantes ocasiones, el término "deslizamiento" ("slide" s.l.) se utiliza también para referirse a los "debris flows" y "mudflows", denominados también por tal razón "deslizamientos plásticos". Aunque

ninguno de los autores consultados lo diga explícitamente, el "creep" o reptación subacuática debe ser incluido dentro de los procesos de desplazamiento en masa de comportamiento elástico.

Debemos indicar que en la clasificación de los procesos de desplazamiento en masa de NARDIN et al. (1979) no siempre se respetan los conceptos, definiciones y clasificaciones de los autores que introdujeron o divulgaron ciertos términos. Por ejemplo, para MIDDLETON y HAMPTON (1976) el concepto "mass flow" tenía un significado más amplio que el que le conceden NARDIN et al. (1979); para aquéllos autores "mass flow" sería sinónimo de "sediment gravity flow", mientras que para NARDIN et al. (1979) los "mass flows" son un grupo dentro de los "sediment gravity flows". En todo caso, en la práctica los límites entre los distintos campos de comportamiento mecánico son siempre difíciles de precisar, y ello se refleja de una u otra forma en todas las clasificaciones; así, en el límite plástico/viscoso LOWE (1979) coloca sus "liquefied flows" mientras que NARDIN et al. (1979) sitúan en ese lugar a los "grain flows".

Dentro del ámbito de los procesos de desplazamiento en masa han sido definidos muchos más conceptos y términos de los que aquí, por mor de la concisión que pretendemos, vamos a tratar. Para todos ellos remitimos al lector interesado a los trabajos de DOTT (1963), MORGENSTERN (1967), CARTER (1975), MIDDLETON y HAMPTON (1976), MOORE (1978), LOWE (1979), NARDIN et al. (1979) y al "Glossary of Geology" de la AGI (1972), sin olvidar el "Glossari de Geología" de RIBA (en prep.).

No queremos dejar de recordar que entre un "sediment gravity flow" y un "fluid gravity flow" la diferencia fundamental estriba en que, en el primero de los casos es el sedimento quien se desplaza por efecto de la gravedad provocando al mismo tiempo el desplazamiento del fluido intersticial, mientras que en el segundo de los casos es el fluido quien se desplaza por efecto de la gravedad (por ejemplo, un río o corriente marina) transportando sedimentos paralelamente a las líneas de flujo (MIDDLETON y HAMPTON, 1976).

En nuestro trabajo, y tal como ya hemos avanzado, nos interesaremos fundamentalmente por los procesos y depósitos resultantes de los desplazamientos en masa dentro de los campos de comportamiento mecánico elástico y plástico, excluyendo explícitamente la caída de bloques y rocas. Por tanto, nos ocuparemos de los deslizamientos en su sentido más amplio, el que incluye los rotacionales ("slumps"), los traslacionales ("glides") y los plásticos ("debris flows", "mud flows" o "slide s.str.).

G. "Mud flow" (colada de barro)

Tipo particular de "debris flow" en que más de la mitad de la fracción sólida de la masa en movimiento está constituida por fragmentos de tamaño inferior a la arena ("Glossary of Geology" del AGI, 1972).

H. Olistolito

Introducido por FLORES (1955): masas incluidas como elementos individuales en un olistostroma (antes se les aplicaban los calificativos "errático" o "exótico").

En la acepción del "Glossary of Geology" de la AGI (1972): bloque exótico o cualquier otra roca transportada por deslizamientos gravitacionales submarinos e incluida en la masa de un olistostroma.

En la acepción de HOEDEMAEKER (1973): son las partes de un olistostroma que han conservado al menos parcialmente su coherencia, hecho que permite reconocer su identidad original. En general, están separados del medio envolvente por discontinuidades litológicas, del contenido fosilífero, de color, de dureza, de consistencia, de fisilidad o de meteorización más o menos bruscas.

I. Olistón

Introducido por HOEDEMAEKER (1973): cuerpo sedimentario resultante de un solo evento de delapsión (1).

Ha gozado de escasa aceptación. En Geología Marina no se usa.

J. Olistostroma

Introducido por FLORES (1955): depósitos sedimentarios asociados con secuencias geológicas normales y caracterizados por a) una continuidad suficiente para ser cartografiados, b) estar constituidos por materiales heterogéneos litológica y/o petrográficamente, con mayor o menor grado de mezcla y, c) acumularse como un cuerpo semifluido. No presentan estratificación verdadera (exceptuando algunas grandes inclusiones de material previamente estratiforme).

ABBATTE et al. (1970) publicaron una excelente bibliografía sobre los depósitos de este tipo existentes en los Apeninos y Sicilia. En la acepción del "Glossary of Geology" de la AGI (1972): depósito sedimentario consistente en una masa caótica de materiales heterogéneos (como bloques y fango) íntimamente mezclados acumulados como un cuerpo semifluido a partir de deslizamientos gravitacionales submarinos de sedimentos no consolidados. Constituyen unidades lenticulares cartografiables sin estratificación verdadera pero intercaladas en secuencias normalmente estratificadas.

En la acepción de HOEDEMAEKER (1973): olistón (cf. Oliston) resultante de la delapsión incoherente de rocas cohesivas con una consistencia tal que: 1) les permite formar un medio móvil a través del cual se produce el movimiento delapsional, y 2) de haberlos, los elementos que hayan retenido, al menos parcialmente, su coherencia no están sujetos a ningún tipo de diferenciación mecánica que pudiese dar lugar a una estratificación interna o a una gradación.

(1) "Procesos superficiales caracterizados por 1) manifestarse a sí mismos como desplazamientos independientes de material rocoso, esté o no en suspensión, a lo largo de superficies inclinadas (excepto las caras de "ripples" y "megaripples") después del arranque de dicho material en su lugar de origen, y 2) estar afectados únicamente por la componente tangencial de

En la acepción de MOORE et al. (1970): depósito de "slide" (cf. "slide").

En la acepción de JACOBI (1982): material transportado y acumulado a partir de un deslizamiento. Sería sinónimo de depósito de "slide" ("slide deposit") y de "debris flow" o "debris deposit".

K. "Slide" (deslizamiento y deslizamiento plástico)

Tal como veremos en las líneas que siguen, el término "slide" ("slide" s.l.) utilizado en un sentido amplio quiere decir simplemente "deslizamiento", sea o no rotacional, y por tanto incluiría todos los tipos particulares de deslizamiento (WOODCOCK, 1979). En cambio, utilizado en un sentido más restringido, significa un tipo particular de deslizamiento, concretamente un "deslizamiento pelicular plástico".

Además, en Geología Marina, hay una tendencia creciente en la literatura más moderna (JACOBI, 1982; EMBLEY, 1980, 1982; FLOOD et al. 1979; PRIOR et al., 1981; VESTAL y LOWRIE, 1982, etc.) hacia la atribución de sinonimia entre "slide" o "slide deposit" y "debris flow". Ello, a pesar de que según COATES (1977) hay una diferencia fundamental entre un flujo ("flow") y un deslizamiento ("slide"): en los flujos los desplazamientos están distribuidos sin solución de continuidad en toda la masa, mientras que en los deslizamientos los desplazamientos se producen según planos de cizalla entre los cuales la masa se mueve de forma más o menos unitaria.

En realidad, estos tipos de movimiento de sedimentos ocupan la zona intermedia de comportamiento plástico situada entre los campos elástico ("slump") y viscoso (flujos). Además, en distintos lugares de una misma masa en movimiento el comportamiento mecánico puede ser distinto (elástico, plástico o viscoso) y en un punto determinado dicho comportamiento puede evolucionar en un sentido y en el inverso a lo largo del tiempo. Ta-

la fuerza de gravedad; tales procesos no están afectados primariamente ni por fuerzas endógenas (excepto las formadoras de la pendiente) ni por fuerzas tractivas exógenas generadas por un medio móvil, gas, fluido o sólido, moviéndose en una sola dirección principal" (HOEDE-

les hechos están demostrados tanto experimental (MIDDLETON, 1970 ; MORGENSTERN, 1967) como empíricamente.

Permitásenos, pero, enhebrar el hilo que nos llevará a seguir la evolución conceptual del término "slide".

Así, "slide" según el "Glossary of Geology" del AGI es a) un movimiento en masa resultante de la caída de tierras, nieve o rocas debido a la acción de esfuerzos de cizalla a lo largo de una o varias superficies; la masa en movimiento puede estar poco, bastante o muy deformada y el desplazamiento puede ser tanto rotacional como planar. b) La traza dejada en la roca desnuda o la acanaladura en un suelo debida al paso de un deslizamiento. c) La masa de material desplazada o depositada por un deslizamiento.

Según MIDDLETON y HAMPTON (1976) un "slide" consiste en el desplazamiento de grandes bloques o "losas" ("slabs") de material según unos pocos planos de deslizamiento mejor o peor definidos.

MOORE (1978) modifica la clasificación de los deslizamientos subacuáticos hecha por VARNES (1978). Utiliza "slide" en su significado más amplio y también como adjetivo en "rockslide" (deslizamiento planar de material rocoso según varias superficies de deslizamiento) y "debris slide" (deslizamiento planar de material predominantemente fangoso, semi-consolidado, según varias superficies de deslizamiento). Queremos llamar aquí la atención sobre la asociación de los términos "debris" y "slide" en un solo concepto.

HERZER (1979) también hace un doble uso de "slide", en su sentido más amplio (deslizamiento) y como calificativo en "bedding-plane slide": deslizamiento en el que la masa se desliza más o menos intacta, según una superficie planar de deslizamiento paralela a la estratificación, sin que haya rotación hacia atrás de la masa. Como ya hemos visto antes , esta es práctica-

MAEKER, 1973).

El término "delapsión" ha tenido una aceptación más bien escasa y en Geología Marina prácticamente no se usa.

mente y en Geología Marina, la definición de "glide" (deslizamiento translacional).

VESTAL y LOWRIE (1982) dan la siguiente definición de "slide" submarino: deslizamiento de pendiente en el cual la deformación interna es importante y en el que ha existido además un movimiento desorganizado de los "debris" a lo largo del plano de deslizamiento. De nuevo surge el doblete "slide"- "debris".

Según JACOBI (1982), los complejos de "slides" consisten en un material deslizado, transportado y depositado (olistostromas y olistolitos) y en una cicatriz de deslizamiento que limita por la parte de arriba la zona de removilización. Por primera vez, quedan englobadas dentro del "slide" tanto la zona de removilización (erosionada, por tanto) como la zona de acumulación.

COOK y MULLINS (1983) dan en cierto modo, al menos para los geólogos marinos, un paso atrás por lo que concierne a la restricción en el significado de "slide". En efecto, en un trabajo muy interesante y ambicioso en el que comparan depósitos gravitacionales actuales y fósiles, vuelven a utilizar "slide" únicamente en su sentido más amplio.

En definitiva, en Geología Marina, y según las tendencias actuales debemos constatar, por lo que concierne al término "slide", lo siguiente:

- 1) "slide" en su acepción más amplia significa simplemente "deslizamiento".
- 2) "slide" en su acepción restringida (JACOBI, 1982; VESTAL y LOWRIE, 1982) está gozando de una acepción cada vez mayor. Es la que emplearemos a lo largo de nuestro trabajo.
- 3) No existe una separación clara entre la acepción res-

tringida de "slide", olistostroma y "debris flow" o "deposit", por lo que pueden utilizarse, y de hecho se utilizan, como sinónimos.

- 4) En ningún caso puede ser confundido conceptualmente con "slump", ni en su sentido más amplio ni en el restringido.

L. "Slip" (deslizamiento)

A pesar de que, según el "Glossary of Geology" de la AGI (1972), KUENEN (1948) le daba a "slip block" un significado bastante preciso que entrañaba un pequeño grado de deformación interna en el bloque deslizado, lo cierto es que tanto en geología estructural como en cristalografía, y aún más en Geología Marina se utiliza simplemente de manera indistinta para indicar "deslizamiento".

M. "Slump" (deslizamiento rotacional)

Según SHARPE (1938): deslizamiento hacia abajo de una masa de roca o material no consolidado, cualesquiera que sea su tamaño, que se desplaza como una unidad o como varias unidades subsidiarias, generalmente con una rotación hacia atrás según un eje más o menos horizontal paralelo a la pendiente por la que desciende dicha masa.

Según DOTT (1963), "slide" y "slump" han sido utilizados habitualmente como sinónimos. No obstante "slump" o "slumping" debería referirse únicamente a los deslizamientos rotacionales de masas sedimentarias según planos de cizalla discretos.

MOORE et al. (1970), estudiando perfiles de sísmica de reflexión del margen continental del Este de Fortaleza (Brasil) introducen por primera vez como característica diferenciadora entre "slumps" y "slides" la observación de las estructuras internas de las masas deslizadas. Dicen textualmente "quizás la

ausencia de reflectores internos es lo que distingue en realidad un "slide" de un "slump"

El estudio de las estructuras internas a partir de los perfiles de sísmica de reflexión, y de la fábrica y de las propiedades mecánicas de los sedimentos a partir de muestras, constituirán, sobretodo a finales de los setenta y durante los años ochenta, criterios fundamentales en la distinción entre diferentes tipos de masas deslizadas subacuáticas, tal como veremos posteriormente.

Según el "Glossary of Geology" de la AGI (1972): a) deslizamiento caracterizado por un movimiento cizallante y rotacional de una masa generalmente independiente de roca o suelo a lo largo de una superficie de deslizamiento curvada (cóncava hacia arriba) y según un eje paralelo a la pendiente de la cual procede dicha masa; es asimismo característico un basculamiento hacia atrás de la masa deslizada por lo que la superficie del "slump" constituye una contrapendiente respecto a la pendiente general de la zona. Sinónimo: "slumping". b) Deslizamiento hacia abajo de una masa de sedimento poco tiempo después de su deposición en un talud subacuático; se refiere especialmente al desplazamiento de sedimentos marinos blandos, no consolidados. Sinónimo: "slumping". c) Masa de material deslizada durante, o producida por, un "slump".

MIDDLETON y HAMPTON (1976) excluyen explícitamente los "slumps" y los "slides" de los "sediment gravity flows" arguyendo grados de deformación interna muy distintos (intensa en los flujos, ligera en los "slides" e intermedia en los "slumps"). Según dichos autores, en los "slumps" el material deslizante puede romperse en varios bloques y suele estar deformado internamente. La utilización actual de "slump" y "slide" está en contradicción neta con la noción de MIDDLETON y HAMPTON (1976); en la literatura más reciente el grado de deformación interna en los "slumps" es muy pequeño mientras que en los "slides" es elevado.

Según RUPKE (1976), "slumping" es el proceso de deforma-

ción penecontemporánea de sedimentos por deslizamiento gravitacional; el movimiento se produce en los campos elástico, plástico y viscoso incipiente. "Slump" es el depósito resultante del proceso de "slumping". "Slump sheet" es un "slump" cuya extensión superficial es en varios órdenes de magnitud mayor que su grosor.

MOORE (1978) asocia como condición "sine qua non" el deslizamiento rotacional con el término "slump", al cual incluye dentro de la categoría general de los "slides" (deslizamientos s.l.).

Según HERZER (1979), un "slump" sería un deslizamiento en el que la masa de material se desplaza como una sola unidad o como varias unidades subsidiarias según una o varias superficies de deslizamiento curvadas, generalmente con rotación hacia atrás de la masa deslizada.

VESTAL y LOWRIE (1982) definen los "slumps" submarinos como deslizamientos gravitacionales de pendiente caracterizados por una translación y una perturbación interna mínimas del bloque de sedimentos sujeto a un movimiento rotacional por efecto del desplazamiento.

También JACOBI (1982) dice que un "slump" consiste en un bloque rotado de sedimentos poco deformados limitado pendiente arriba por una falla rotacional.

BENNET y NELSEN (1983) retoman las ideas de NARDIN et al. (1979) e incluyen los "slumps" dentro de la categoría de los "slides" (deslizamientos s.l.), al igual que COOK y MULLINS (1983), pero siempre asociada a la noción de deslizamiento rotacional según un plano cóncavo hacia arriba.

Aún en riesgo de alargarnos en demasía, hemos creído conveniente reflejar los principales escalones de la evolución conceptual sufrida por el término "slump" a lo largo del siglo.

A menudo las diferencias entre las nociones de unos u otros autores pueden parecer más o menos sutiles, pero en algunos casos es evidente una corriente "desviacionista" (MIDDLETON y HAMPTON, 1976; RUPKE, 1976) respecto a las concepciones mayoritarias.

Las definiciones precedentes nos sirven además para identificar las características fundamentales de un "slump", independientemente del "adorno" que cada autor le dé a su propia definición. Son éstas:

- 1) desplazamiento rotacional en bloque
- 2) escasa o nula deformación interna
- 3) plano de deslizamiento cóncavo hacia arriba
- 4) el término se aplica tanto al proceso como al depósito resultante.

Dicho lo que antecede, y puesto que nos hallamos en el ámbito de la Geología Marina, corresponde plantear la siguiente pregunta: ¿Cómo puede identificar un geólogo marino un "slump" a partir de los materiales de estudio a que puede tener acceso? Tales "materiales de estudio" no son otros que los perfiles de sísmica de reflexión y las muestras de sedimentos extraídos mediante alguno de los muchos sistemas de muestreo existentes. La respuesta a dicha cuestión tiene pocos antecedentes; sólo ha sido tratada de forma extensiva muy recientemente (COOK y MULLINS, 1983; CANALS et al., 1984). Con el fin de ganar en "nivel de contraste" vamos a tratar de ella en un próximo apartado en el que resumiremos en una tabla todas aquellas características susceptibles de ser diagnósticas en la caracterización de "slides", "slumps", "glides" y "debris flow".

Para acabar este apartado no nos resta sino decir que la traducción correcta actual de "slump" es "deslizamiento rotacional".

N. "Slump-creep" (deslizamiento por reptación)

Según CARTER (1975): mecanismo de transporte que implica el "creep" o deformación lenta de tipo glacial de una masa de sedimentos previamente depositada; dicho tipo de "creep" está estrechamente asociado con los deslizamientos a todas las escalas, y puede darse tanto en condiciones subaéreas (NEMCOCK, 1972), como subacuáticas (SHEPARD y DILL, 1966).

Podría traducirse como "deslizamiento por reptación".

O. "Slump fold" (pliegues por deslizamiento, pliegues por reptación)

Según el "Glossary of Geology" de la AGI (1972): pliegue intraformacional producido por el deslizamiento de sedimentos blandos; es muy común en el borde de la plataforma continental.

Según STRIDE (1982): pliegues suaves en sedimentos blandos deslizados a lo largo de distancias cortas en el talud continental.

Término ampliamente usado en Geología Marina, especialmente por los autores anglófonos (JACOBI, 1982; STRIDE, 1982), refiriéndose a las ondulaciones más o menos regulares causadas por el movimiento de reptación (cf. "creep") de los sedimentos en el sentido de la pendiente.

Podría traducirse por "pliegues de deslizamiento", "pliegues por deslizamiento", o "pliegues por reptación".

P. Síntesis del capítulo

En la tabla que viene a continuación está expresada la síntesis del capítulo que aquí concluye.

DESPLAZAMIENTOS S.L.

"GRAIN FLOWS"					
"CREEP" "SLUMP-CREEP" "SLUMP FOLDS"	"SLUMP" (DESPLAZAMIENTO ROTACIONAL)	"GLIDE" (DESPLAZAMIENTO TRASLACIONAL)	"SLIDE" S.STR. (DESPLAZAMIENTO PLASTICO, "DEBRIS FLOW", OLISTOSTROMA)	"FLUIDIZED FLOWS", "LIQUIFIED FLOWS", CORRIENTES DE TURBIDEZ	
Grado de deformación de la estratificación original	Escaso		Muy elevado +Δ →	Total	
Comportamiento mecánico	Elástico		Plástico	Viscoso	
Carácter del despla- zamiento	Progresivo	Rotacional	Translacional	Fluidal	
Tipos de planos de deslizamiento	Ausentes	Neoformados		—	
					límite plástico
					límite líquido

Tabla 1.- Principales características distintivas entre los diferentes tipos de deslizamientos submarinos, según las definiciones que de los mismos han dado los diversos autores.

CAP. III. DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS EN LOS MÁRGENES CONTINEN- TALES DEL MUNDO: UNA RECENSIÓN

Los deslizamientos submarinos están llamando la atención de la comunidad científica internacional de manera creciente en los últimos años. Y ello tanto por el interés intrínseco que como fenómeno tienen para los sedimentólogos como por el interés aplicado de su estudio. El número de artículos sobre el tema en revistas especializadas aumenta incesantemente y como demostración del interés aplicado que suscitan basta hacer una lectura de los títulos más recientes de los "open-file reports" estadounidenses. Se han organizado reuniones especializadas en las que han participado ingenieros, sedimentólogos, geofísicos, geólogos estructurales e incluso biólogos. Entre las más importantes desarrolladas en lo que llevamos de decenio destacan el "NATO Workshop on Marine Slides and Other Mass Movements", celebrado en Portugal en 1980, y la conferencia científica "Seafloor Stability of Continental Margins", celebrada en Texas en 1982.

Esa actividad investigadora se ha extendido a buena parte de los márgenes continentales del mundo y ha permitido aumentar enormemente el nivel de conocimientos sobre los mecanismos y el mismo fenómeno de los deslizamientos submarinos y otros tipos de fenómenos de movilización de las series sedimentarias no consolidadas. Paralelamente, se han localizado nuevos e importantes deslizamientos y han podido ser acotadas las características geométricas tanto de esos deslizamientos recién descubiertos como de los que ya se conocían desde hace más de una década.

I. TABLA DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS EN LOS MÁRGENES CONTINENTALES ACTUALES

La extensa tabla que sigue resume una ardua labor de búsqueda bibliográfica que nos ha permitido conocer de la existencia, ubicación, geometría, causas y edades de un gran número de deslizamientos situados en los márgenes continentales actua-

TABLA 2 .DATOS SIGNIFICATIVOS DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS MEJOR ESTUDIADOS

Denominación	Ubicación	Profundidad a que se producen los desliz. (m)	Pendiente		Volumen (km ³)	Area (km ²)
			Del fondo	De la superficie de deslizam.		

A. Deslizamientos sedimentarios en frentes deltaicos

1.	Deslizamientos del prodelta del Mississippi	Golfo de México, O. Atlántico, E.U.A.	0.5º	2º M:3.3º	0.04	
2.	Deslizamientos del prodelta del Magdalena	Mar Caribe, Colombia	2º		0.3	10
3.	Deslizamientos del Howe Sound(1)	Columbia Británica, Canadá	27º			
4.	"Slumps" del prodelta del Copper	Alaska		5º-2.5º		

B. Deslizamientos sedimentarios en taludes y glaciares continentales y vertientes

B.1.1. Océano Atlántico y Mar Caribe, márgenes occidentales

5.	"Slump" de Grand Banks	Talud del Golfo de San Lorenzo, Canadá	270-3780	3º	760	27500
6.	Deslizamiento del S de Long Island	E.U.A.				>25000
7.	Pequeños "slumps" ubicuos del Middle Atlantic Bight	E.U.A.	545-1500	3º-7º	<1	
8.	"Slump" del S del Cañón del Hudson	Middle Atlantic Bight, E.U.A.	480-780	<4º	≥0.4	13
9.	Deslizamiento del Cañón Spencer	Middle Atlantic Bight, E.U.A.	2600-2820	≈ 8º		

SITUADOS EN LOS ACTUALES MARGENES CONTINENTALES

	Espesor (m)		Altura cicatriz (m)	Factores desencadenantes	Edad	Referencias
	Medio	Máximo				
	10	33		Acumulación muy rápida que confiere un carácter metastable a los sedimentos	Actuales	SHEPARD, 1951; ROBERTS, 1972; COLEMAN y WRIGHT, 1974; MOORE, 1978
	20	60		Id. id.	50 años (1935)	HEEZEN, 1956; ROBERTS, 1972; MOORE, 1978
			10-15		35 años (1955)	PRIOR et al., 1981
	20			Sismicidad	21 años (terremoto de 1964)	REIMNITZ, 1972; MOORE, 1978;

de otros tipos de relieves submarinos

	350	800		sismicidad	56 años (terrem. de 1929)	HEEZEN y EWING, 1952; HEEZEN y DRAKE, 1964; ROBERTS, 1972; DINGLE, 1977
				a) Sismicidad; b) Exceso de presión intersticial por sedimentación rápida		UCHUPI, 1967; EMBLEY, 1980
	10-90			a) Gas en los sedimentos; b) Incremento de la energía del oleaje sobre el fondo durante los mínimos eustáticos; c) Fallas someras; d) Acumulaciones metastables por deposición muy rápida; e) Sismicidad; f) Movimientos internos de las aguas; g) Removilización del soporte.	Pleistoceno sup./ actuales	KNEBEL y CARSON, 1979
		30				KNEBEL y CARSON, 1979
		50	25	a) Incremento brusco de la tasa de sedimentación durante los mínimos eustáticos encima de una inconformidad, lo que provoca un contraste de propiedades mecánicas en la misma, la cual se convierte entonces en una superficie de desliz. potencial b) Incremento energía hidrodinámica sobre el fondo durante los mínimos eustáticos; c) Sismicidad; d) Bioturbación intensa	Cuaternario	McGREGOR y BENNETT, 1979, 1981

Denominación	Ubicación	Profundidad a que se producen los deslizam. (m)	Pendiente		Volumen (km ³)	Area (km ²)	Espesor (m)		Altura cicatriz (m)	Factores desencadenantes	Edad	Referencias
			Del fondo	De la superficie de deslizam.			Medio	Máximo				
10. Deslizamiento del SW del Cañón Spencer, en el glacis continental	Middle Atlantic Bight, E.U.A.	2100-2850	≈ 8°					30	25	Id.id.	Cuaternario	McGREGOR y BENNETT, 1979 1981
11. Deslizamiento del NE del Cañón de Wilmington	Middle Atlantic Bight, E.U.A.	800-2300	8° 5.7°/ 26.6°	1°-7° (2)	11	68	200	400		Id.id.	Pre-Pleistoceno sup. pero intra-Cuaternario	McGREGOR, 1977, 1979, 1981a, b McGREGOR y BENNETT, 1981
12. Pequeños deslizamientos de Maryland	Middle Atlantic Bight, entre los cañones de Baltimore y Washington, E.U.A.	700-4200	1°-3°	15°-20° (en las cicatrices)		≈ 4000		50	5-50	Sobrecarga por sedimentación "normal" y otros "slides"	< 25000 años	EMBLEY, 1980, 1982
13. Deslizamientos del Abermale Sound	Middle Atlantic Bight, E.U.A.	300-4300	4°-12°	< 5°		11000	m: 15	300 (espesor desliz)	50-100			EMBLEY, 1980; McGREGOR, 1981b
14. Pequeños "slumps" en el talud, entre Cabo Hatteras y Blake Spur	E.U.A.					3-5			15-60			CASHMAN et al., 1981
15. Gran cicatriz en el talud inferior al E de Cabo Romain	E.U.A.								60-80			CASHMAN et al., 1981; KNEBEL, 1984
16. "Slump" de Savannah	Talud de Florida, E.U.A.					135						KNEBEL, 1984
17. Deslizamiento de Blake-Bahama (3)	E.U.A.	800-5400				> 25000		50		Sismicidad	Wiscons. sup. (Würm)	EMBLEY, 1980, 1982; KIDD, 1982 a y b
18. Deslizamiento del talud superior de Texas	Mar Caribe, E.U.A.	600-4600	3°-5°	3°-5°		1700	185				Würm	LEHNER, 1969 (4), EMBLEY y JACOBI, 1977
19. "Slides" del abanico profundo del Mississippi	Mar Caribe, E.U.A.	2050-3350				24000 11000		70	120-180	a) Sobrecarga sedimentaria; b) Movimientos halo-cinéticos		WALKER y MASSINGILL, 1970; SHIH et al., 1977; EMBLEY y JACOBI, 1977
20. Tres masas alóctonas del abanico profundo superior y medio del Amazonas	Brasil	Este	2500- 4000	0.35°	3800	32500	25-50	-	25-250	Sobreinclinación por acumulación rápida	Wisc. sup.-Holoceno	EMBLEY y JACOBI, 1977; EMBLEY, 1980; DAMUTH y EMBLEY, 1981
		Central	900-3700	0.62°		28850 (5)		75	100xm			
		Oeste	2000-4000	0.46°		21200		50	150			
						T: 75000						

Denominación	Ubicación	Prof. a que se prod. los desliz.(m)	Pendiente		Volumen(km ³)	Area(km ²)
			Del fondo	De la superficie de deslizam.		
21. Bloque deslizado y "slide sheet" asociado del E de Fortaleza	Brasil	800-3150	20°			

B.1.2. Océano Atlántico, márgenes orientales

22. Deslizamiento de Storegga	Noruega		<2°		800	
23. "Slump" superior del Rockall Plateau	NW de Irlanda	150-1800	2°-4°	1°-13.5°	296	2200
24. "Debris flow deposit" del Rockall Trough	NW de Irlanda	1800-2800	0.2°-1.5°			11000
25. Deslizamiento y "debris flow" asociado de la Cuenca Canaria	NW de la RASD	1700-4800	0.1°-1.5°		1100	4800 (12):18000 (11):30000
26. Complejo de deslizamientos del N de Dakar	Senegambia	1 2 3 4A 4B 200-4000	0.1°-1°	0.2°-2.5°	272 495	10928 4972
			0.2°-1.2°	0.4°-4.6°	22 60	776 996
			0.2°-4°	0.5°-4°	9 35	1439 587
			0.3°-6.3°	1°-6.3°	24 66	1851 1102
			0.0°-2.5°	0.4°-2.5°	322 395	24752 6577
			(7)	(8)	(9) (10) T: T: 649 1051	(11) (12) T:44300
27. "Slump" del Cayar Seamount	Africa del NW	1000-2600		M:2.5°		

Medio	Máximo	Altura cicatriz (m)	Factores desencadenantes	Edad	Referencias
300 (bloque) 500 (d.flow)					MOORE et al., 1970

			Sismicidad	Pleistoceno sup.	STRIDE, 1982 (6), GUNLEI KSRUD y ROKOENGEN, 1979
265	332		a) Descenso eustático; b) Subsistencia del Rockall Plateau	Pleistoceno	ROBERTS, 1972; DINGLE, 1977
20-100	30		a) Incremento de los aportes e incremento de la activ. del oleaje durante el último glacial; b) Sismicidad	15000-16000 años	FLOOD et al. 1979; ROBERTS y KIDD, 1979
<50	10-100				EMBLEY y HAYES, 1974; EMBLEY, 1975, 1976, 1982
25 30 6 13 13	50 (me) - 250 (13)		a) Sismicidad (reajustes relacionados con zonas de fractura); b) Sobre carga sedimentaria	100.000 años	JACOBI, 1976
	250			Aspecto fresco	SEIBOLD y HINZ, 1974

- Significado de las abreviaturas utilizadas: M, valor máximo; me, valor medio; m, valor mínimo; * valores calculados por nos a partir de los mapas y perfiles sísmicos publicados; T, valor total; l, longitud en kms; a, anchura en kms.

(1) A diferencia de la mayoría de prodeltas, en éste los deslizamientos se producen en sedimentos predominantemente groseros. Otro caso similar sería el del delta del Kitimat, en la Columbia Británica (PRIOR et al., 1982).

(2) En la cicatriz: 9°-14°; en la superficie del "slide": 3°-5°

(3) Los depósitos de "mass-flow" cubren al menos el 40% del glacis continental estadounidense entre los New England Seamounts y el Blake Bahama Outer Ridge.

(4) Desplazamiento: 55 kms

(5) Representa una superficie equivalente al 10% del abanico profundo del Amazonas

(6) Al parecer, es el mayor de los existentes en los taludes continentales europeos

(7) Valores referentes a la pendiente de la superficie del depósito resultante del deslizamiento

(8) Valores referentes a la pendiente original en la zona actualmente ocupada por la cicatriz del deslizamiento

(9) valores referentes al volumen del depósito resultante directamente del deslizamiento

(10) valores referentes al volumen de sedimentos sustraído en la zona de cicatriz

(11) valores referentes al área ocupada por el depósito directamente resultante del deslizamiento

(12) valores referentes al área ocupada por la zona de cicatriz

(13) Inclínación de los escarpes de cicatriz: 10°-16°

(14) Probablemente es un "slump" múltiple o polifásico. Es, en conjunto, el mayor que se conoce

(15) Estos deslizamientos afectan a toda la cobertura sedimentaria situada sobre el basamento acústico

(16) Espesor calculado a partir de un sólo perfil sísmico

(17) Se ha calculado la frecuencia de los eventos ("debris flows") de gran magnitud: una cada 1.500 años aproximadamente

(18) La superficie de deslizamiento está situada en el techo de una unidad evaporítica miocena (Mavqu'im Fm)

(19) Deslizamiento asociado con pliegues de "creeping" en el borde de la plataforma

Denominación	Ubicación	Profundidad a que se producen los desliz. (m)	Pendiente		Volumen (km ³)	Area (km ²)
			Del fondo	De la superficie de deslizam.		

Espesor (m)	Altura cicatriz (m)	Factores desencadenantes	Edad	Referencias	Obs.
Medio	Máximo				

28.	Masa sedimentaria alóctona al NE del deslizamiento de Walvis Bay	Africa del SW				18000
29.	Deslizamiento de Walvis Bay	Africa del SW	2000- >4000	≈ 10°	< 10°	90 (10) 22000 (12): 3500
30.	"Slump" del flanco S del Walvis Ridge	Africa del SW	2000- 4000*			30000
31.	"Slump" de Concepcion Bay	Africa del SW	2000- >4000	≈ 10°	< 10°	150 (10) 51000 (12): 2500
32.	"Slump" de Chamais	Africa del SW	1000- 4500	≈ 10°	10° (z.proximal) - 0.20° (z.distal)	17433 68688
33.	"Slump" de Childs Bank	Rep. Sudafricana				3849 28512
34.	Masa sedimentaria alóctona al SE del "slump" de Childs Bank	Rep. Sudafricana				4549 33696
35.	"Slump" de Ciudad del Cabo	Rep. Sudafricana	N S 100-?	≈ 40°	10° (z.proximal) - 0.20° (z.distal)	8790 1130 47952
36.	"Slump" de Agulhas (14)	Rep. Sudafricana	190- 4200			20331 79488

				a) Sismicidad; b) Posible incremento de la P. interticial debido a la presencia de clatratos	Pleistocene no sup.	SUMMERHAYES et al., 1979; DINGLE, 1980
	10-40	10-75		Id. id. a pesar de ser un área asísmica delante de un desierto, por lo que la sed. es baja	Pleistocene no sup.	SUMMERHAYES et al., 1979; DINGLE, 1980
			60			SUMMERHAYES et al., 1979
	200-400	150		Id. id.	Pleistocene no sup.	SUMMERHAYES et al., 1979
	254	720		a) Sismicidad; b) Sobreexcavación en el pie del talud	Pliocene o Pleistocene	DINGLE, 1980
	135	200	270	Sismicidad	Pliocene o Pleistocene	DINGLE, 1980
	135			Sismicidad	Pliocene o Pleistocene	DINGLE, 1980
	206	720		a) Sismicidad; b) Sobreexcavación en el pie del talud	Pleistocene	DINGLE, 1980
	256	540		Sismicidad	Post-Pliocene, probablemente Pleistocene	DINGLE, 1977, 1980; KIDD, 1982a y b

Area total ocupada por las grandes masas sedimentarias alóctonas del margen continental de Sudáfrica y África del SW: 379.336 km²

En el margen continental del África del SW hay superpuestas a nosotros cuatro generaciones de "slumps", desde el Albiense hasta el Pleistoceno

Area total ocupada por las grandes masas sedimentarias alóctonas del margen continental de Sudáfrica y Africa del SW: 379.336 km²

En el margen continental del Africa del SW hay superpuestas al menos cuatro generaciones de "slumps", desde el Albiense hasta el Pleistoceno

NOTAS:

- Si no se indica lo contrario, los valores referidos a las pendientes del fondo y de la superficie de deslizamiento son valores medios.
- La profundidad se refiere a las cotas batimétricas mas altas y mas bajas afectadas por cualquiera de las partes (borde de la cicatriz, "debris flow" terminal, etc.) del deslizamiento de que se trata.
- Los espacios blancos de las distintas filas y columnas corresponden a datos desconocidos o que no hemos podido encontrar en la bibliografía consultada.

Denominación	Ubicación	Profundidad a que se pro- ducen los desliz.(m)	Pendiente		Volumen (km ³)	Área (km ²)
			Del fondo	De la su- perf. de deslizam.		

B.3. Océano Artico

50.	Deslizamiento al borde de la plataforma continental, al NW del Delta del McKenzie	Mar de Beaufort, Canadá	100-450	19-49	<29	≈ 12*	≈ 60*
-----	---	-------------------------	---------	-------	-----	-------	-------

B.4. Océano Indico

51.	Deslizamiento de Bassein	Arco de las Son-da, Golfo de Bengala, Birmania	2000-2800	6.29		962	3940
52.	"Slump" de Comorín Este	Golfo de Mannar, India	1500-2550				1:60-70
53.	"Slump" de Colombo	Golfo de Mannar, India	1700-3000				1: >35 a:50-65

B.5.1. Mar Mediterráneo oriental

54.	"Debris flows" de la Dorsal Calabresa	S de Italia	3420-3600				60 19 37
55.	"Slump" del Golfo de Corinto	Grecia	100-360				20
56.	Dor "disturbance"	Israel	200-1200	0.29-49	<29	5440*	3200*
57.	Palmahim "disturbance"	Israel	100-1200	0.29-49	<29	1900*	960*
58.	Gaza "disturbance"	Israel	100-600	0.29-49	<29		150*
59.	Deslizamiento del S del paralelo 32°N (19)	Israel	400-1100	19-69	M:209 (12)	0.54*	12*

B.5.2. Mar Mediterráneo occidental

60.	Deslizamientos del interfluvio entre los cañones del Petit y el G.Rhône	S de Francia	≈300-2200			15 (un desl. repre- sent.)	
61.	Masas alóctonas del Mar de Alborán	N de Marruecos	900-1500	19-69		150	>36

	Espesor (m)		Altura cicatriz (m)	Factores desencadenantes	Edad	Referencias
	Medio	Máximo				

	≥200					HILL et al., 1982
--	------	--	--	--	--	-------------------

	360	≈1000		a) Sobrecarga sedimentaria rápida; b) Sismicidad	Pleistoceno sup.	MOORE et al., 1976; DINGLE, 1977; MOORE, 1978
	500-600 (16)		60			VESTAL y LOWRIE, 1982
	140-150 (16)	500-600				VESTAL y LOWRIE, 1982

	cmx10			Sismicidad (17)		KASTENS, 1984
	20-30		10-15	Sismicidad	4 años (terremoto de 1981)	PERISSORATIS et al., 1984
	1700			Id.id. (18)		GARFUNKEL et al., 1979 MART, 1982
	2000			Sismicidad que favorece la reactivación de fallas miocenas (18)		GARFUNKEL et al., 1979 MART, 1982
				Id.id. (18)		GARFUNKEL et al., 1979 MART, 1982
		45				ALMAGOR y WISEMAN, 1977

			60-100			BELLAICHE et al., 1983
	10-15				15000-20000 años	STANLEY et al., 1970; BARTOLINI et al., 1972; EMBLEY, 1980

les. Es de esperar que en próximos años esta tabla podrá ser corregida, completada y aumentada ya que, sin ninguna duda, la prosecución y probablemente la intensificación futura del estudio de los márgenes continentales permitirá rellenar las casillas vacías y ampliar el número total de deslizamientos satisfactoriamente conocidos, debido tanto al aumento del nivel de conocimientos acerca de algunos ya identificados pero insuficientemente investigados, como al descubrimiento de otros nuevos, especialmente en aquellos márgenes cuya cobertura de perfiles sísmicos de reflexión es pobre.

Los deslizamientos reseñados en la tabla están ordenados siguiendo dos criterios distintos: 1) según su ubicación en el margen continental los hemos agrupado en deslizamientos en frentes deltaicos y deslizamientos en taludes, glacis continentales y vertientes de otros tipos de relieves submarinos y, 2) según su posición geográfica están distribuidos en cinco grupos (Océano Atlántico y Mar Caribe, Océano Pacífico, Océano Artico, Océano Indico, y Mar Mediterráneo); dentro de cada grupo están ordenados de N a S y se reseñan primeramente los situados en los márgenes occidentales de los océanos y a continuación los situados en los márgenes orientales.

El primer criterio obedece al hecho de que los deslizamientos submarinos se producen casi exclusivamente en las dos zonas batimorfológicas consideradas: 1) frentes deltaicos, y 2) taludes y glacis continentales, y otros tipos de laderas submarinas.

En cuanto al segundo criterio es evidente que lo hemos tomado en consideración para facilitar al lector una lectura ordenada de la tabla de deslizamientos.

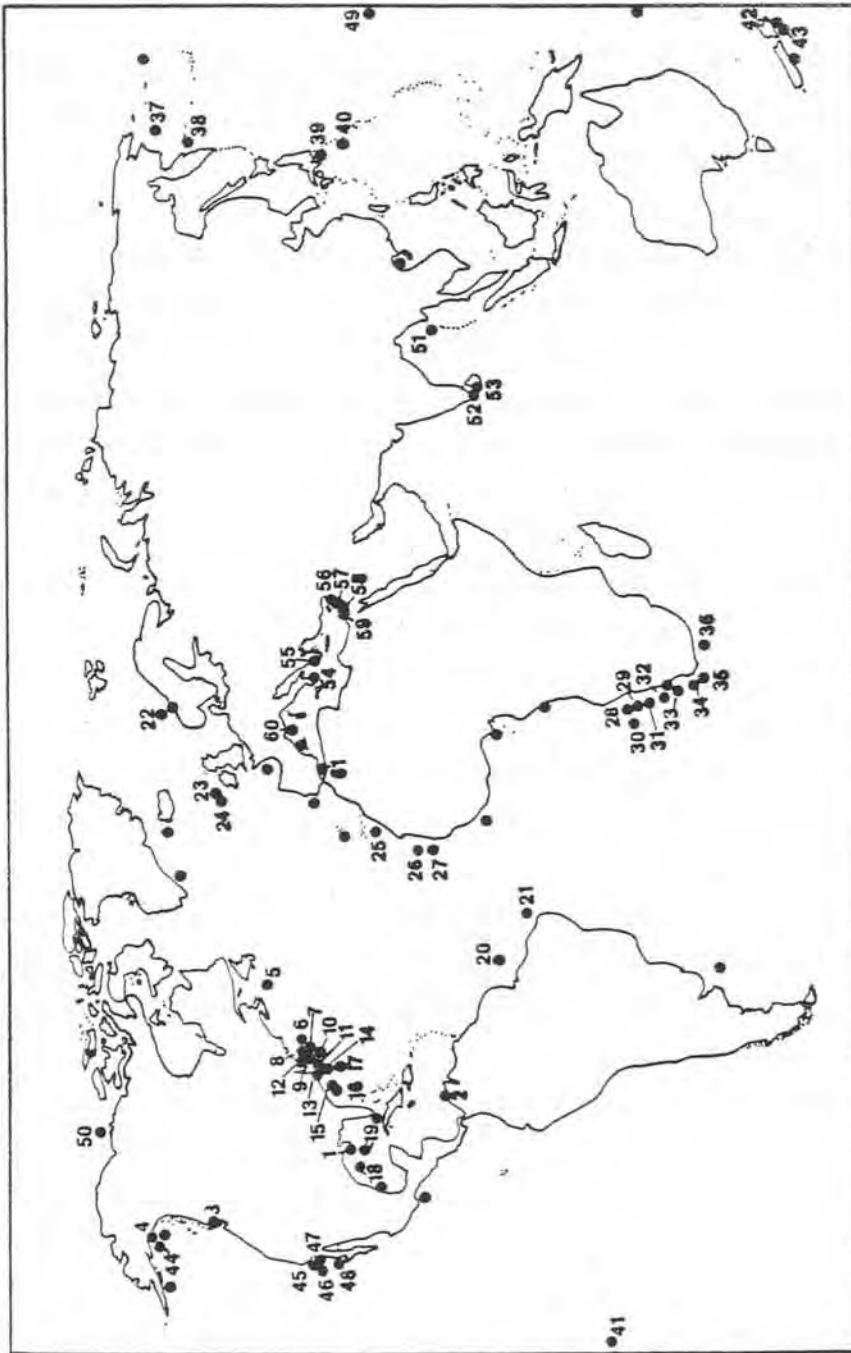


Fig. 1 .- Mapa de situación de los deslizamientos submarinos citados en el texto. Los números se corresponden con la numeración de la tabla 2.

La tabla que antecede no es, ni con mucho exhaustiva, por lo que concierne a la totalidad de deslizamientos submarinos de los márgenes continentales actuales citados en la literatura. Ahora bien, y por lo que se refiere a los deslizamientos submarinos mejor estudiados, la mayoría sí están incluidos en ella.

Entre los deslizamientos submarinos no incluidos en la Tabla 2 cabe mencionar (Fig. 1), en el Atlántico, los del fiordo Orkdals, en Noruega (TERZAGHI, 1956), los de Islandia y el SE de Groenlandia (EGLOFF y JOHNSON, 1982), varios en el margen atlántico estadounidense (MOORE y CURRAY, 1963; BALLARD, 1966; ANDREWS, 1967; RONA y CLAY, 1967; RONA, 1969; KELLING y STANLEY, 1970; MacILVAINE y ROSS, 1979; CASHMAN et al., 1981; KNEBEL, 1984), los de Tortugas o Estrechos de Florida, en el Golfo de México (UCHUPI, 1968; WILHELM y EWING, 1972), los del Caribe mejicano (BRYANT et al., 1968), el de Madeira (EMBLEY y JACOBI, 1977; EMBLEY, 1980), los del S de Portugal (ROBERTS y STRIDE, 1968), los del margen atlántico francés (STRIDE et al. 1969), los de Sierra Leona (EMERY et al., 1974), los de Uruguay y la Cuenca Argentina (BUTLER, 1970; EMBLEY y JACOBI, 1977; EMBLEY, 1980); en el Pacífico, los del Mar de Bering (SCHOLL et al., 1966, 1970), los del Arco de las Aleutianas (PIPER et al., 1973; VON HUENE y KULM, 1973), el del Kayak Trough, en Alaska (MOLNIA et al., 1977), el del S del Cañon de Santa Mónica, en E.U.A. (HANER y GORSLINE, 1978), los de América Central (ROSS y SHOR, 1965), los de Canterbury, en Nueva Zelanda (HERZER, 1979), los de Nueva Caledonia (BENTZ, 1974); en el Indico, el de West Comorin (VESTAL y LOWRIE, 1983); en el Mediterráneo, los de los abanicos profundos del Ebro (VERDAGUER, 1983) y del Ródano (MEAR, 1984) la "disturbance" del Norte del Sinai (GARFUNKEL et al., 1979); y, en fin, tantos y tantos otros deslizamientos menores en prodeltas (Congo, Orange, Níger, Rojo, Nilo, ... e incluso el Llobregat) y en las cabeceiras de todos los cañones submarinos (HEEZEN, 1956; DILL, 1964; MORGENSTERN, 1967, etc.).

II. MÉTODOS DE IDENTIFICACIÓN

La abrumadora reseña de deslizamientos submarinos del apartado I nos lleva a plantear una pregunta inmediata: ¿Cómo se reconocen los deslizamientos submarinos? La respuesta a dicha cuestión nos permitirá también explicar o justificar las desigualdades de conocimiento entre diversos deslizamientos, expresadas por la existencia de abundantes cuadros vacíos en la tabla 2.

Pues bien, el reconocimiento de la existencia o del desencadenamiento de un deslizamiento submarino puede basarse en una o más de las siguientes evidencias:

- A. Observaciones indirectas, a partir de los efectos catastróficos de los deslizamientos submarinos.
- B. Observaciones de la morfología del fondo a partir de perfiles batimétricos, sonografías, fotografías submarinas e inspección visual.
- C. Observación de la estructura sedimentaria del subfondo mediante perfiles de sísmica de reflexión.
- D. Observación de componentes y estructuras sedimentarias y de las propiedades mecánicas de los sedimentos.

A. Observaciones indirectas, a partir de los efectos catastróficos de los deslizamientos submarinos. Entre tales efectos se cuentan la rotura de cables y tuberías submarinas, la destrucción de obras costeras y portuarias e incluso la formación de tsunamis. Este tipo de observaciones fueron las que llevaron a postular por primera vez la existencia de deslizamientos submarinos de grandes volúmenes sedimentarios. En este sentido merecen ser destacados los artículos pioneros de HEEZEN y EWING (1952) y HEEZEN y DRAKE (1964) sobre el "slump" de Grand Banks en el año 1929; conociendo la distancia de diferentes cables submarinos respecto al epicentro y la hora en que se fueron rompiendo los distintos cables al paso del deslizamiento, llegaron a calcular la velo-

ciudad del mismo (más de 100 kms/h). Es evidente que todas las observaciones de este tipo datan de tiempos históricos, y en lo que concierne a la rotura de cables y tuberías nunca van más allá de comienzos del presente siglo.

No obstante, en ocasiones, a partir de la simple observación de los efectos de los desplazamientos submarinos, es difícil, por no decir imposible, saber si el desplazamiento causante de los daños es en realidad un deslizamiento, una corriente de turbidez u otro tipo de proceso de transporte en masa.

Geográficamente, las evidencias catastróficas de los desplazamientos submarinos, están ampliamente repartidos por todo el mundo. Las roturas de cables están citadas en Nueva Guinea, en los años 1966 y 1968 (KRAUSE et al., 1970), en la costa atlántica estadounidense (HEEZEN, 1956; HEEZEN y EWING, 1952; HEEZEN y DRAKE, 1964; HEEZEN y HOLLISTER, 1971), en el delta del río Congo (SHEPARD, 1981), en los fiordos noruegos, donde BJERRUM (1971) calculó para los deslizamientos del fiordo de Orkdals una velocidad máxima de 25 km/h, y también en el Mediterráneo. Para la corriente de turbidez y los deslizamientos del 16 de octubre de 1979 en el Mar Lígur, GENNESSEAU et al. (1980) estiman una velocidad máxima de 40 km/h. Otros casos de rotura de cables por corrientes de turbidez y/o deslizamientos han sido citados en el Mediterráneo por RYAN y HEEZEN (1965), en el año 1908 en el Mar Jónico, PERISSORATIS et al. (1984) en 1981 en el Golfo de Corinto, y AL ROBRINI et al. (en prensa) en Argelia.

Las roturas de oleoductos y gasoductos y también de otras instalaciones petroleras han sido muy intensamente estudiadas, especialmente en el prodelta del Mississipi, de cuya historia de desestabilización reciente PRIOR y COLEMAN (1982) nos ofrecen una completa información.

La destrucción de obras costeras y portuarias debido al

socavamiento por la base de las mismas a causa de rápidos desplazamientos de masas sedimentarias volumétricamente importantes cuenta con numerosos antecedentes. Entre los eventos de este tipo mejor estudiados debemos mencionar los de los fiordos noruegos (BJERRUM, 1971; KARLSRUD y EDGERS; 1982), los de los prodeltas de los ríos de la vertiente pacífica canadiense y de Alaska (FIELD y HALL, 1982; PRIOR et al., 1981, 1982) y también algunos ocurridos en el Mediterráneo, como el de la Costa Azul francesa, en octubre de 1979 (GENNESSEAU et al., 1980; Grupo ESCYANICE, 1982).

Las relaciones entre deslizamientos submarinos y olas gigantes ha sido puesta de manifiesto, en el Mar Mediterráneo, al menos en dos ocasiones: STRIEM y MILOCH (1976) en las costas de Israel, y el Grupo ESCYANICE (1982), en la Costa Azul francesa, en Octubre de 1979 durante la rotura de cables submarinos ocurrida en el mismo sector. En ambos casos, las olas gigantes se generaron debido al efecto de succión provocado por el desplazamiento rápido de enormes volúmenes de sedimentos. En el resto del mundo merece ser destacado el evento de 1923, en la Bahía de Sagami (Japón) (SHEPARD, 1933; MOORE, 1978).

B. Observaciones de la morfología del fondo a partir de perfiles batimétricos, sonografías, fotografías submarinas, e inspección visual. La existencia de morfologías en mayor o menor medida irregulares en áreas de elevada pendiente o al pie de las mismas solía y suele interpretarse como un indicio positivo de la ocurrencia de deslizamientos submarinos. Estas cuatro técnicas tienen en común su carácter esencialmente "superficial", es decir que la visión que ofrecen se limita a la superficie del fondo y nunca penetran el subsuelo marino.

De las cuatro técnicas reseñadas, en una primera etapa sólo existía el perfilaje batimétrico. El grado de seguridad en la interpretación no era elevado puesto que, por ejemplo, a

menudo sectores sometidos a erosión por corrientes dan también una morfología irregular que poco o nada tiene que ver con la presencia de deslizamientos submarinos. De todos modos, en muchos casos, el advenimiento del moderno perfilaje sísmico de reflexión ha venido a confirmar las antiguas interpretaciones.

La rentabilización científica óptima del perfilaje batimétrico para reconocer los desplazamientos de sedimentos submarinos se obtiene realizando, periódicamente campañas de perfilaje batimétrico en los lugares susceptibles de sufrir tales desplazamientos. A partir de las variaciones entre perfiles batimétricos sucesivos en el tiempo pueden llegar a evaluarse el volumen y el espesor de los sedimentos desplazados, tal como mostró SHEPARD (1951) para las cabeceras de los cañones submarinos californianos.

No obstante, y especialmente en las áreas alejadas de los grandes laboratorios oceanográficos, no es posible mantener una periodicidad en el perfilaje batimétrico, por lo que se pierde esa cuarta dimensión y únicamente puede evaluarse, y aún de forma muy aproximada, el área ocupada por una morfología irregular interpretada como resultado de deslizamientos submarinos mediante las cartas batimétricas o, en el peor de los casos, perfiles aislados.

Las más recientes técnicas de cartografía batimétrica automatizada, como el "sea-beam" o el "sea-mark", han constituido un gran avance en cuanto a la calidad y veracidad de las cartas batimétricas y, en consecuencia, las observaciones sobre la morfología en ellas observada, así como la interpretación de sus causas, son ahora más fiables. En este sentido y por su proximidad geográfica merece ser citada la carta batimétrica "sea-beam" del abanico profundo del Ródano, cuya equidistancia es de tan sólo 20 metros (ORSOLINI et al., 1981-82).

Las sonografías o imágenes de sonar de barrido lateral ("side scan sonar") han efectuado su irrupción en Geología Marina hace relativamente poco tiempo. A partir de "Sonographs of the Sea floor", de BELDERSON et al. (1972), ha ido aumentando incesantemente el número de publicaciones que incluyen sonografías, hasta el punto que existe una revista especializada sobre esta técnica: "Sea floor sonographs". A estos mismos autores (BELDERSON y KENYON, 1976, 1980; KENYON y BELDERSON, 1973; KENYON et al., 1975, etc), junto con KIDD, ROBERTS, KASTENS, PRIOR y COLEMAN entre otros se deben la mayoría de artículos en los que las sonografías y su interpretación constituyen una parte esencial.

La interpretación de las sonografías no es simple al tratarse de registros en diferentes tonos de gris ("juegos de sombras"), pero no obstante tienen la gran ventaja de cubrir una determinada franja del fondo y no solamente una línea, como los perfiles batimétricos. Por tanto, son muy útiles en la confección de mapas morfológicos del fondo. Acerca del principio del sonar de barrido lateral y de la interpretación de las sonografías nos remitimos a MacQUILLIN y ARDUS (1977), REY y DIAZ DEL RIO (1983) y los ya indicados BELDERSON et al. (1972).

Y ha sido gracias a las sonografías que PRIOR y COLEMAN (1981), PRIOR et al. (1981) y PRIOR et al. (1982) han podido determinar con precisión las morfologías de numerosos deslizamientos submarinos, desde las zonas de cicatriz hasta los sectores más distales del depósito resultante, en los pro-deltas del Mississippi, del Howe Sound y del Kitimat. KNEBEL (1984) ha estudiado el trazado dendrítico de los cañones de la Costa Atlántica estadounidense, debido en gran parte a deslizamientos submarinos. Las sonografías permiten evaluar con facilidad el área ocupada por un deslizamiento, siendo mucho más difícil el cálculo de espesores y volúmenes a partir de las mismas. Como en el caso de los perfiles batimétricos, su valor se ve aumentado dando un carácter periódico a la observación de la evolución de los deslizamientos de una determinada zona mediante sonografías.

Las fotografías submarinas ofrecen imágenes puntuales, pero situadas en el contexto adecuado adquieren un gran valor para la interpretación de los procesos sedimentarios submarinos, tal como muestran HEEZEN y HOLLISTER (1971) en su monografía "The face of the deep".

Su utilidad en el reconocimiento de los deslizamientos submarinos, mostrando cicatrices de erosión, bloques alóctonos en posiciones anómalas, topografías irregulares, etc., ha sido puesta de manifiesto por numerosos autores (SHEPARD et al., 1964; ANDREWS et al., 1970; CANALS, 1980; STUBBLEFIELD et al., 1982; MULLINS et al., 1982; y otros más). La fotografía submarina por sí sola y debido a lo limitado de su campo, no permite el cálculo de superficies, espesores, volúmenes ni mucho menos la confección de mapas del fondo.

En realidad, el uso de estas cuatro técnicas se optimiza cuando se emplean en combinación entre ellas y con el perfilaje sísmico de reflexión del que trataremos seguidamente.

- C. Observación de la morfología del fondo y de la estructura sedimentaria del subfondo mediante perfiles de sísmica de reflexión. La caracterización inequívoca de la mayor parte de deslizamientos submarinos está basada en la interpretación de perfiles sísmicos, los cuales permiten calcular mejor que ninguna otra técnica los espesores, áreas y volúmenes de los mismos. Por supuesto que en tales cálculos se parte siempre de una hipótesis previa más o menos aproximada a la realidad en función del sedimento constitutivo de la masa deslizada: la asunción de una determinada velocidad de las ondas sísmicas en el sedimento. Tal velocidad es en el agua de 1500 m/s, y para los sedimentos no consolidados suelen tomarse valores estimativos comprendidos entre la cifra precedente y los 2000 m/s (en los sedimentos plio-cuaternarios de la cuenca mediterránea occidental estos valores oscilan entre 1.7 y 2,8 kms/s, según BIJU-DUVAL et al., 1974). Tal factor de incertidumbre puede ser eliminado fácilmente no efectuando la conversión de los tiempos dobles

(ida y vuelta de la onda sísmica) de la escala vertical de los perfiles sísmicos, expresados en milisegundos, en metros. En este caso las potencias de los sedimentos afectados por los deslizamientos vendrían expresados en milisegundos.

La práctica totalidad de los deslizamientos incluidos en la tabla precedente han sido caracterizados a partir de perfiles de sísmica de reflexión. Dentro de éstos, las mejores prestaciones para conocer este tipo de estructuras las suelen dar los de penetración media ("sparker", "Uni-boom") y grande ("miniflexichoc", "airgun"...). Los perfiles de poca penetración, tipo "mud-penetrator", tienen el inconveniente de que a menudo, especialmente en los deslizamientos de espesor decamétrico, no alcanzan los niveles basales de las masas deslizadas, por lo que no permiten calcular las características geométricas de las mismas.

Sobre la manera de identificar un deslizamiento submarino en un perfil de sísmica de reflexión y también sobre los rasgos observables en este tipo de perfiles y que permiten diferenciar entre las diferentes clases de deslizamientos submarinos (rotacionales, translacionales y plásticos o "slides" s.str.) hablaremos en otro capítulo.

Por otra parte, y a través de la lectura de esta Tesis, el lector tendrá ocasión de familiarizarse con numerosos tipos de perfiles de sísmica de reflexión así como con la interpretación a partir de los mismos, de la práctica totalidad de las estructuras indicadoras de la inestabilidad de las series sedimentarias.

D. Observación de estructuras y componentes sedimentarios y de las propiedades mecánicas de los sedimentos. Estas observaciones se efectúan sobre testigos de sedimentos de longitud variable, pero que raramente exceden los 10 metros.

La presencia de laminaciones convolucionadas se interpre-

ta tradicionalmente como diagnóstico inequívoco de procesos de deslizamiento (CITA, et al., 1982b; STANLEY et al. 1984). Asimismo determinados contactos bruscos y niveles homogeneizados y/o mezclados pueden ser indicadores de deslizamientos, al igual que la presencia de cantos blandos y de otros elementos alóctonos (CITA et al., 1982a). También la datación y los estudios del contenido faunístico pueden llegar a proporcionar datos que sirvan para interpretar determinados niveles como el resultado de deslizamientos submarinos.

Los ejemplos acerca de lo antedicho son abundantísimos en la literatura especializada (MOORE, 1961; BARTOLINI et al. 1972; INDERBITZEN, 1974; JACOBI, 1976; JACOBI y MROZOWSKI, 1979; DAMUTH y EMBLEY, 1981; SAXOV y NIEUWENHUIS, 1982; KASTENS, 1984, etc.).

También el estudio de las propiedades mecánicas de los sedimentos puede revelar la presencia de niveles originados por uno u otro tipo de deslizamiento submarino. Estos niveles suelen caracterizarse por resistencias a la cizalla anómalamente bajas y a menudo por contenidos en agua elevados. Las cicatrices o planos de deslizamiento, así como los niveles infrayacentes también pueden ser muestreados mediante testigos; en estos sedimentos las resistencias al cizallamiento son elevadas y los contenidos en agua bajos y además en los ensayos edométricos se comportan como materiales preconsolidados, tal como se desprende del hecho de haberles sido sustraída, a causa del deslizamiento, la masa sedimentaria que inicialmente tenían encima.

En todos los casos la identificación de las cicatrices y de los niveles procedentes de deslizamientos se ve favorecida por la presencia en el mismo testigo de niveles cuyo origen sea distinto (lluvia hemipelágica, turbiditas), con los cuales existirá un marcado contraste geotécnico que realzará la existencia de sedimentos preconsolidados o de depósitos de "slide". Los contactos entre unos y otros suelen

ser, por la naturaleza misma del proceso de deslizamiento, netos.

Un aspecto a tener siempre en cuenta antes de proceder a la medición de las propiedades mecánicas de un sedimento, es la "calidad" del mismo, es decir, la ausencia de perturbación durante el muestreo, el transporte y la preparación de la probeta (CHASSEFIERE, 1972). Y esto es aún más importante en sedimentos fixotrópicos y de elevada susceptibilidad. Todos los métodos de muestreo introducen un cierto grado de perturbación en el sedimento, pero entre todos ellos, el más indicado es el sacatestigos de caja (HAGERTY, 1974), de gran diámetro aunque de penetración escasa. Los diferentes sacatestigos de tubo de gran diámetro (>10 cms) también pueden proporcionar muestras relativamente poco perturbadas.

Tan fundamental es este requisito que, de ser examinadas con ojos críticos, un gran número de publicaciones sobre geotécnica submarina quedarían sin valor debido a la falta de garantías sobre la ausencia de perturbación significativa en los sedimentos sobre los que se efectuaron las medidas. Cuando se presume que un sedimento ha estado sensiblemente perturbado es preferible limitarse a calcular sus límites de Atterberg que, al menos, permitirán conocer los límites líquido y plástico del sedimento en cuestión. Cualquier otro tipo de análisis geotécnico sería en estas circunstancias una estupidez, ... o un engaño.

La gran limitación con que se encuentran los análisis sedimentológicos y geotécnicos de sedimentos marinos es la escasa penetración en el fondo de la mayoría de aparatos de muestreo actuales. En efecto, a lo sumo se penetran unos metros, raramente más de una decena. Ello hace que o bien sólo puedan estudiarse los niveles más someros de los deslizamientos de espesor superior a la penetración alcanzada, o bien solo pueden estudiarse completos los deslizamientos de espesor inferior a la susodicha penetración.

Todo ello supone también un handicap importante cuando se

intentan establecer correlaciones entre perfiles de sísmica de reflexión y testigos. Excepto en los perfiles de "mud-penetrators", el testigo suele quedar dentro del espesor de la señal acústica.

Si se toman en cuenta las limitaciones indicadas, la medición de las propiedades geotécnicas de los sedimentos submarinos deviene un útil importante en el estudio de los procesos de los deslizamientos submarinos, tal como nos muestran INDERBITZEN (1974), ALMAGOR y WISEMAN (1977), BENNETT et al. (1977), ALMAGOR et al. (1982), y KELLER (1983).

III. DESIGUALDADES EN EL GRADO DE CONOCIMIENTO DE LOS DISTINTOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

Como se ha indicado en el apartado precedente, la obtención de los datos referentes a la geometría, ubicación, edad y causas de los deslizamientos submarinos puede alcanzarse mediante técnicas diversas, unas más idóneas y otras menos. Las limitaciones reseñadas de algunas de esas técnicas impiden conocer determinados datos de interés, al igual que el desconocimiento de la estructura y la historia geológica del margen continental de que se trate impiden a menudo adivinar las causas de los deslizamientos. También la extrema concisión o la breve referencia a los deslizamientos en algunos de los artículos consultados nos ha impedido en alguna ocasión conocer datos tan simples como, por ejemplo, las profundidades a que se producen los deslizamientos.

Por las razones señaladas, existe un fuerte contraste entre el grado de conocimiento de unos deslizamientos respecto a otros. Y eso se refleja en la Tabla 2, donde líneas con todas las casillas llenas alternan con líneas de las que sólo hemos podido rellenar una o dos casillas.

IV. PROFUNDIDADES A QUE OCURREN

Los deslizamientos submarinos y, en general, los deslizamientos subacuáticos, pueden ocurrir a cualquier profundidad siempre y cuando existan factores que provoquen la inestabilidad de las masas sedimentarias. Tales factores pueden ser "internos", es decir, inherentes a la misma naturaleza de los sedimentos implicados, o "externos" debidos a los condicionantes morfológicos, hidrodinámicos, biológicos y estructurales a que están sometidos los sedimentos susceptibles de deslizarse.

Los deslizamientos han sido señalados en lagos (HYNE et al. 1973), en zonas costeras (TERZAGHI, 1956; KRAUSE et al., 1970; BJERRUM, 1971), en prodeltas (SHEPARD, 1951; HEEZEN, 1956; ROBERTS, 1972; REIMNITZ, 1972, etc.), en las cabeceras de los cañones submarinos (KELLING y STANLEY, 1970; SHEPARD, 1981), en los taludes y en los glacis continentales (desde HEEZEN y EWING -1952 - hasta los trabajos más recientes), en los abanicos sedimentarios profundos (DROZ, 1983; MEAR, 1984) y en las cordilleras y montañas submarinas -"seamounts"- (SEIBOLD y HINZ, 1974; SUMMERHAYES et al., 1979) y en las fosas submarinas (DAVIES, 1971; BECK, 1972; PIPER et al., 1973).

De la observación de la Tabla 2 se deduce de manera instantánea el amplísimo rango batimétrico de los deslizamientos submarinos, desde los más someros, en los prodeltas, hasta algunos situados en los grandes océanos que, a partir del sector del talud del que provienen alcanzan las llanuras abisales; sería el caso de los deslizamientos de Blake-Bahama, de la Cuenca Canaria, de Chamais, y otros.

Por tanto, la profundidad no interviene en sí en el control de la ocurrencia de los deslizamientos submarinos; un factor que sí interviene es la morfología del margen, expresada por los mapas batimétricos, pero de eso hablaremos en el apartado VII.

No obstante, los procesos sedimentarios dominantes y las

tasas de acumulación sí que varían en función de la profundidad y de los condicionantes hidrosedimentarios a que están sometidos. Ello hace que el estilo de los deslizamientos en los frentes deltaicos y en los abanicos submarinos tienda a ser distinto del estilo propio de los taludes, glacis y vertientes de cañones.

En el primer caso, los deslizamientos suelen ser plásticos y muy frecuentes (PRIOR et al., 1982) y además, y por esas razones, implican volúmenes relativamente reducidos (cf. Tabla 2). En el segundo caso, los deslizamientos son mucho menos frecuentes e implican volúmenes a menudo descomunales (cf. Tabla 2).

V. LA INFLUENCIA DE LA PENDIENTE

Distinguiremos entre la pendiente del fondo en la zona en que se producen los deslizamientos y la pendiente de la superficie de deslizamiento.

Hay una tendencia cierta consistente en que para un mismo tipo de sedimento y bajo unas condiciones exteriores fijas, cuando mayor sea la pendiente más fácil será que se produzca el deslizamiento debido al aumento de la componente vertical de la gravedad.

Pero eso no implica en modo alguno que exista una pendiente mínima, válida para todo tipo de sedimentos, por debajo de la cual el deslizamiento no tendrá lugar. La inclinación de la pendiente es solo uno más de los factores que intervienen en el control de los deslizamientos, pero por sí solo tiene escaso significado: hay que contemplarlo en relación con el resto de factores, "internos" y "externos", que intervienen, especialmente con los ángulos de equilibrio de los diferentes tipos de sedimentos.

En la Tabla 2 vemos que en los prodeltas se producen deslizamientos a partir de los 0,5º de inclinación (COLEMAN

y WRIGHT, 1974). No hay ningún sedimento cuyo ángulo de reposo sea tan bajo; por tanto, este solo dato ya señala la importancia de factores distintos de la inclinación del fondo. Respecto a los deslizamientos en taludes, glacis continentales y "seamounts" podemos decir otro tanto; desde los 0.1° de valor medio medidos en las cercanías de los tramos distales (áreas de acumulación y no de arranque de materiales) de los deslizamientos de la Cuenca Canaria (EMBLEY y HAYES, 1974) y del N de Dakar (JACOBI, 1976) hasta los 26.6° de valor máximo medidos en la zona de arranque (inmediaciones de la cicatriz) del deslizamiento del NE del Cañón de Wilmington (McGREGOR, 1979, 1981a) hay un amplio abanico de inclinaciones. Debemos decir que para un mismo deslizamiento, la pendiente es siempre mayor en las zonas de arranque que en las zonas de acumulación de los materiales deslizados, dispuestas generalmente en relación con rupturas de pendiente situadas al pie de los sectores de cabecera del deslizamiento.

Por lo que se refiere a la inclinación de la superficie de deslizamiento respecto a la inclinación del fondo y de los reflectores, hay combinaciones para todos los gustos (Fig. 2). Debido a que los deslizamientos nacen a partir de un círculo de deslizamiento o de una fractura (muy a menudo fallas de crecimiento), la inclinación de la superficie de deslizamiento también disminuye desde las zonas de arranque (cicatrices o cabeceras) hacia las zonas de acumulación. En valores medios absolutos, las inclinaciones de las superficies de deslizamiento van desde la práctica horizontalidad en el "slump" de Kidnappers (LEWIS, 1971) hasta los 20° de inclinación señalados en las cicatrices de los deslizamientos de Maryland (EMBLEY, 1980, 1982). Localmente; en algunas cicatrices pueden alcanzarse valores superiores a los 20° .

En los deslizamientos potentes, o cuando se han utilizado perfiladores de escasa o nula penetración en el subfondo, no se puede conocer la inclinación de la superficie de base del deslizamiento. Cuando sí puede ser calculada debe hacerse teniendo siempre en cuenta la exageración vertical de los perfi-

les sísmicos o batimétricos con los que se trabaja. Todo ello viene reflejado en la Tabla 2 por la mayor abundancia de casillas vacías en la columna correspondiente a las inclinaciones de la superficie de deslizamiento respecto la columna de las inclinaciones del fondo.

En la Tabla 2 pueden observarse tanto ejemplos de deslizamientos en los que la inclinación del fondo es mayor que la de la superficie de deslizamiento, como a la inversa. No obstante, debe tenerse siempre presente que las relaciones relativas entre las inclinaciones de una y otra superficie pueden variar sensiblemente dentro de un mismo deslizamiento.

VI. CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS

A. Descripción morfológica

No existe una única descripción morfológica de los deslizamientos gravitacionales submarinos de la misma manera que tampoco existe una única morfología.

En el Capítulo 2 han sido definidos los siguientes tipos de deslizamientos submarinos:

- 1) traslacionales ("glides")
- 2) rotacionales ("slumps")
- 3) plásticos ("debris flows")

Y además se ha definido también el concepto de falla de crecimiento, que es un tipo particular de superficie de rotación, con importantes repercusiones sedimentarias. Por tanto, los deslizamientos rotacionales estarán subdivididos en dos categorías a las que denominaremos

- 2a) deslizamientos rotacionales de falla de crecimiento, y
- 2b) deslizamientos rotacionales puros

No consideraremos en este apartado ni los desplazamientos verticales que se producen en las fallas normales ni los cabalgamientos a favor de planos de falla inversos, puesto que

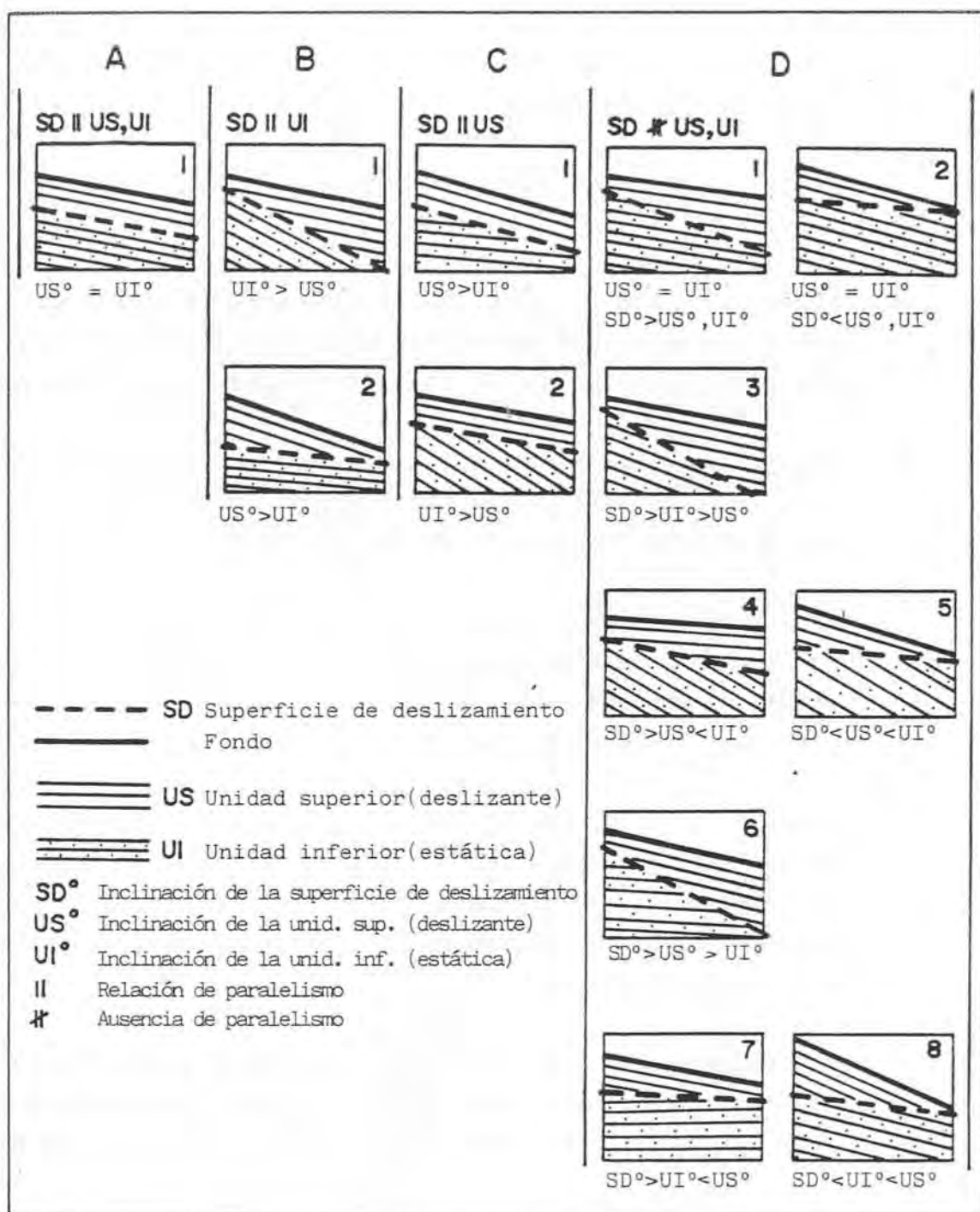


Fig. 2 .- Relaciones de paralelismo que pueden existir entre la superficie de deslizamiento (SD), la unidad superior deslizante (US), la unidad inferior estática (UI) y la disposición de los reflectores (planos de estratificación) y el fondo.

en ambos casos el movimiento se produce fundamentalmente debido a la existencia de esfuerzos tectónicos y no por efecto de la fuerza de la gravedad.

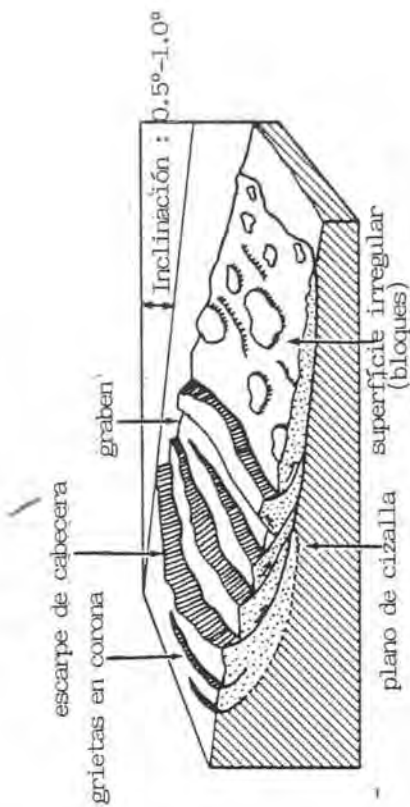
En todos los deslizamientos bien formados, sean del tipo que sean, existen los siguientes elementos esenciales:

- a) cabecera ("head"), limitada en su parte exterior por la cicatriz ("scar") del deslizamiento; es la zona de sustracción de donde procede el volumen sedimentario deslizado.
- b) cuerpo, constituido por el grueso de la masa deslizada; ocupa el sector comprendido entre el borde interno de la cabecera y el límite interno de la puntera.
- c) puntera ("toe"), es la parte extrema más alejada de la cabecera de la masa deslizada. En los deslizamientos rotacionales de falla de crecimiento la puntera suele estar constituida por un abombamiento frontal (fr. "bourrelet").
- d) plano(s) o superficie(s) de deslizamiento, que puede ser más o menos regular, más o menos paralelo a la estratificación. Marca el límite basal de la masa deslizada, desde la cabecera en donde aflora en la cicatriz, hasta el borde externo de la puntera.

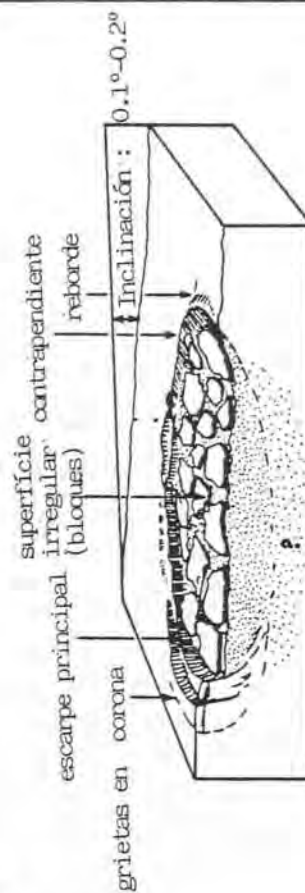
Los pliegues de reptación ("creep folds") son estructuras de deslizamiento precursores del verdadero deslizamiento, pues en ellas aún no se han formado los planos de deslizamiento.

Las características morfológicas de los deslizamientos prodeltaicos se conocen con mucho mayor detalle que las de sus homónimos de mayor profundidad y ello por varias razones: a) mayor facilidad de acceso, b) mayor interés aplicado inmediato y c) menor esfuerzo logístico al deber desarrollarse las operaciones en mar en las cercanías de la costa. Y el prodelta del Mississippi es de entre todos los prodeltas el mejor conocido, sobretodo gracias a las investigaciones de PRIOR y COLEMAN

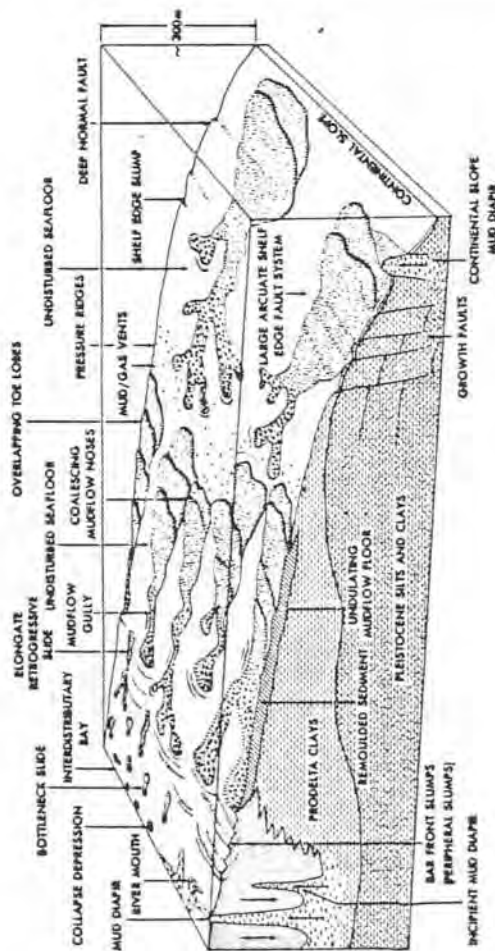
B



D



A



C

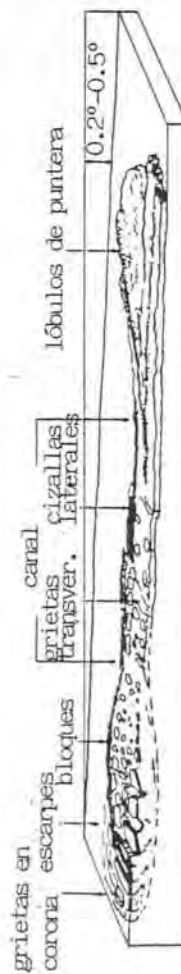


Fig. 3 .- Diversas morfologías en los deslizamientos submarinos y estructuras asociadas en el prodelta del Mississippi (según PRIOR y COLEMAN, 1982). A) Bloque diagrama comprensivo; B) Deslizamientos rotacionales; C) Deslizamiento plástico ("debris flow"); D) Estructura de colapso.

(1982) con sonar de barrido lateral y perfiles de sísmica de reflexión de alta resolución. También a PRIOR et al. (1982) se debe un interesante estudio sobre la morfología de los deslizamientos del prodelta del río Kitimat (Columbia Británica) en 1975. A partir de tales estudios se ha podido establecer la existencia de depresiones de colapso ("collapse depressions") (Fig. 3), de bloques avanzados y sus trazas ("out-runner blocks" y "gouges"), de grietas y pliegues transversales de presión ("transverse cracks" y "pressure ridges"), de grietas por cizalla longitudinal ("longitudinal shears"), de coronas de tras-cicatriz ("crown cracks"), de diapiros de fango ("mud diapirs"), de adventículos de gas y/o fango ("mud/gas vents"), de barrancos o pasillos de "mudflows" ("mudflows gullies"), de pliegues de reptación ("creep folds"), así como determinar las relaciones laterales y verticales (coalescencia, solapamiento, etc.) entre diversos lóbulos de deslizamiento y caracterizar las distintas morfologías de las zonas de cicatriz y del conjunto de elementos que constituyen un deslizamiento individualizado de prodelta (Figs. 3 y 4). Hay cicatrices en circo, elongadas, en cuello de botella, irregulares i polifásicas. Por otro lado, el análisis detallado de la morfología de las zonas de deslizamiento prodeltaico permite estimar las direcciones de progresión y de ocurrencia preferenciales y, en consecuencia, prever el comportamiento futuro de los fenómenos de desestabilización.

Los deslizamientos prodeltaicos pueden ser rotacionales, translacionales o plásticos, aunque estos últimos son los más frecuentes y, a la larga, los tipos restantes tienden a evolucionar hacia deslizamientos plásticos. Debido a las elevadas tasas de sedimentación, los deslizamientos se producen frecuentemente.

En el talud y en el glacis continental la morfología de los deslizamientos submarinos es menos conocida en detalle, pero ello no obsta para que hayan sido identificadas las cuatro categorías principales de deslizamientos. Queremos aclarar que estas cuatro categorías (translacionales, rotacionales

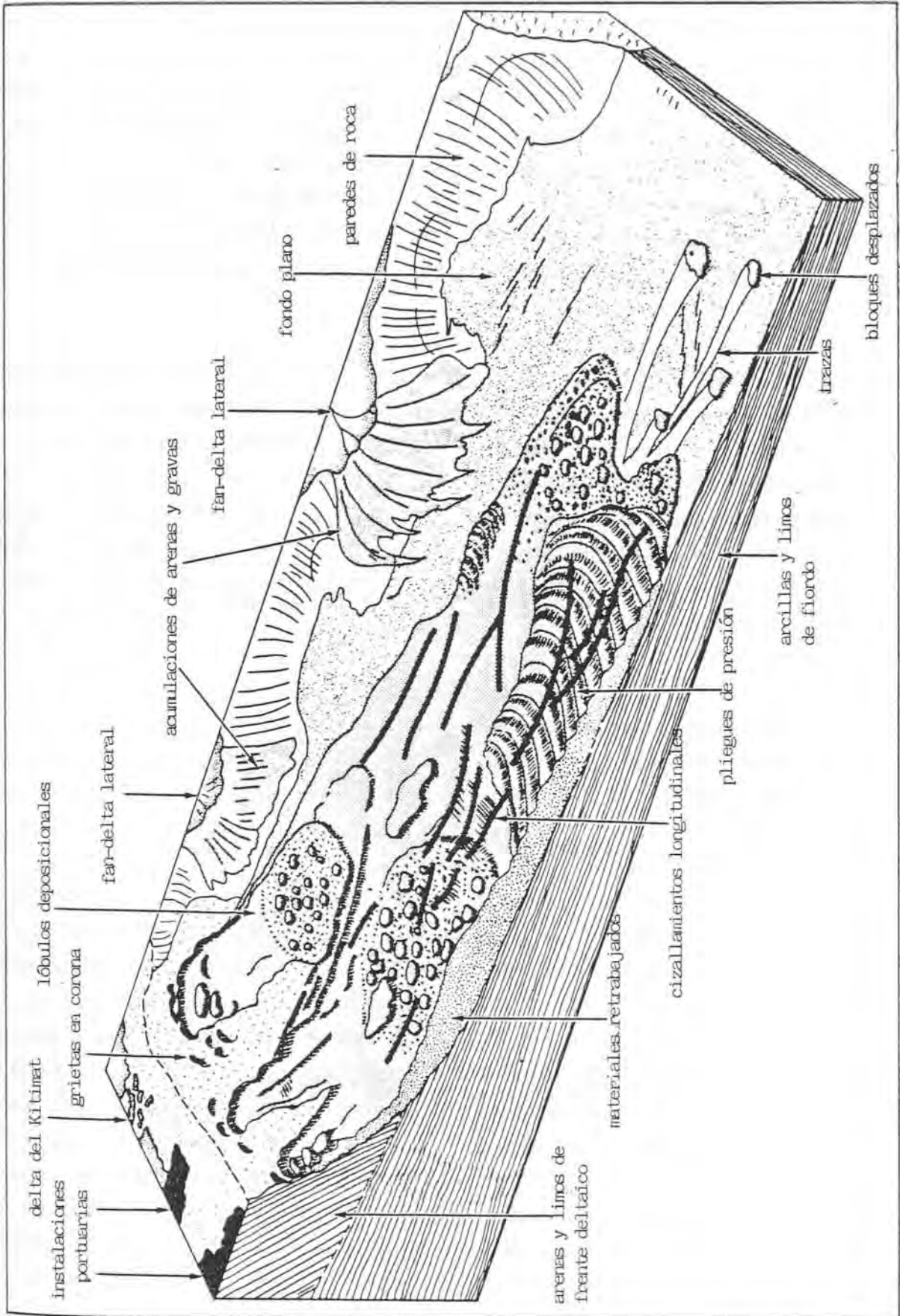


Fig. 4 .- Bloque-diagrama representativo de la morfología de los deslizamientos del prodelta del río Kitimat, en la Columbia Británica (según PRIOR *et al.*, 1982).

de falla de crecimiento, rotacionales puros, y plásticos) constituyen, al igual que ocurre con los diferentes tipos de flujos gravitacionales de MIDDLETON y HAMPTON (1973), términos extremos de un continuo y que todos los estadios intermedios son posibles, tanto teóricamente como en realidad ocurre en la naturaleza. Además, un mismo deslizamiento puede pertenecer a más de una de estas categorías; sería, por ejemplo, el caso de un deslizamiento translacional con segmentos menores rotados y un "debris flow" terminal.

LEWIS (1971) ofrece un esquema (Fig. 5) que caracterizaría los deslizamientos translacionales completos, en los cuales la masa deslizada se desplaza en una determinada dirección sin sufrir movimiento rotatorio. Al pie de la cicatriz existe una depresión tensional y en la puntera del deslizamiento se forman elevaciones compresionales cuya estructura interna puede estar más o menos perturbada. Sería el modelo seguido por los deslizamientos de Kidnappers y Paoanui, en Nueva Zelanda (Tabla 2 y Fig. 5).

Los deslizamientos rotacionales puros estarían tipificados por los deslizamientos del Africa del Sudoeste, estudiados por DINGLE (1977 y 1980) y SUMMERHAYES et al. (1979). Dichos deslizamientos provocan el basculamiento de grandes bloques que afectan prácticamente la mayor parte del talud continental y que, ya en el glacis, terminan mediante depósitos debidos a deslizamiento plástico ("debris flow" y "mudflow"). La cabecera se inicia por una franja más o menos amplia de fisuras paralelas al borde de la cicatriz, al pie de la cual y precediendo a la masa deslizada se desarrolla una depresión tensional. Dentro de la masa deslizada pueden existir planos de deslizamiento secundarios que delimitan segmentos dentro de los cuales la deformación interna es escasa (Fig. 6). Ésta aumenta hacia la puntera del deslizamiento en donde la incorporación de agua favorece el desarrollo de deslizamientos plásticos. Tanto en los deslizamientos translacionales como en los rotacionales puros existe un desplazamiento horizontal neto y la detención del movimiento se inicia coincidiendo con la ruptura de pendiente

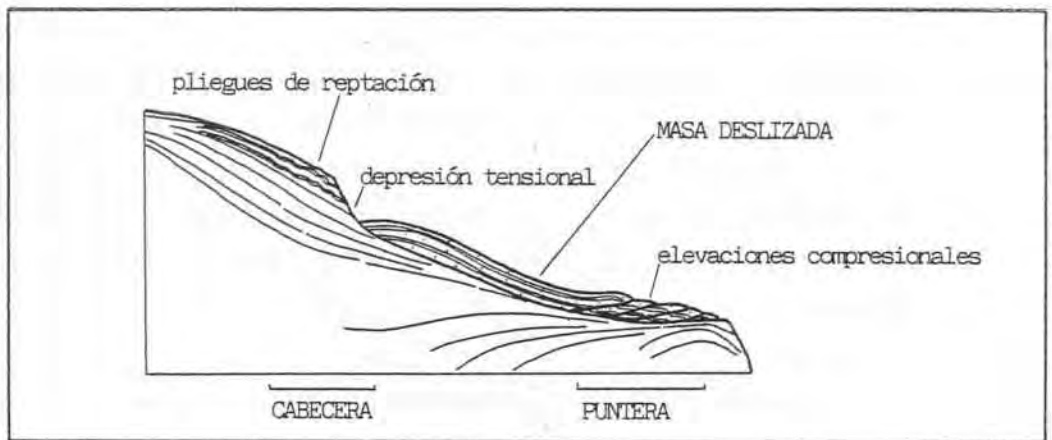


Fig. 5 .- Esquema de un deslizamiento translacional (LEWIS, 1971).

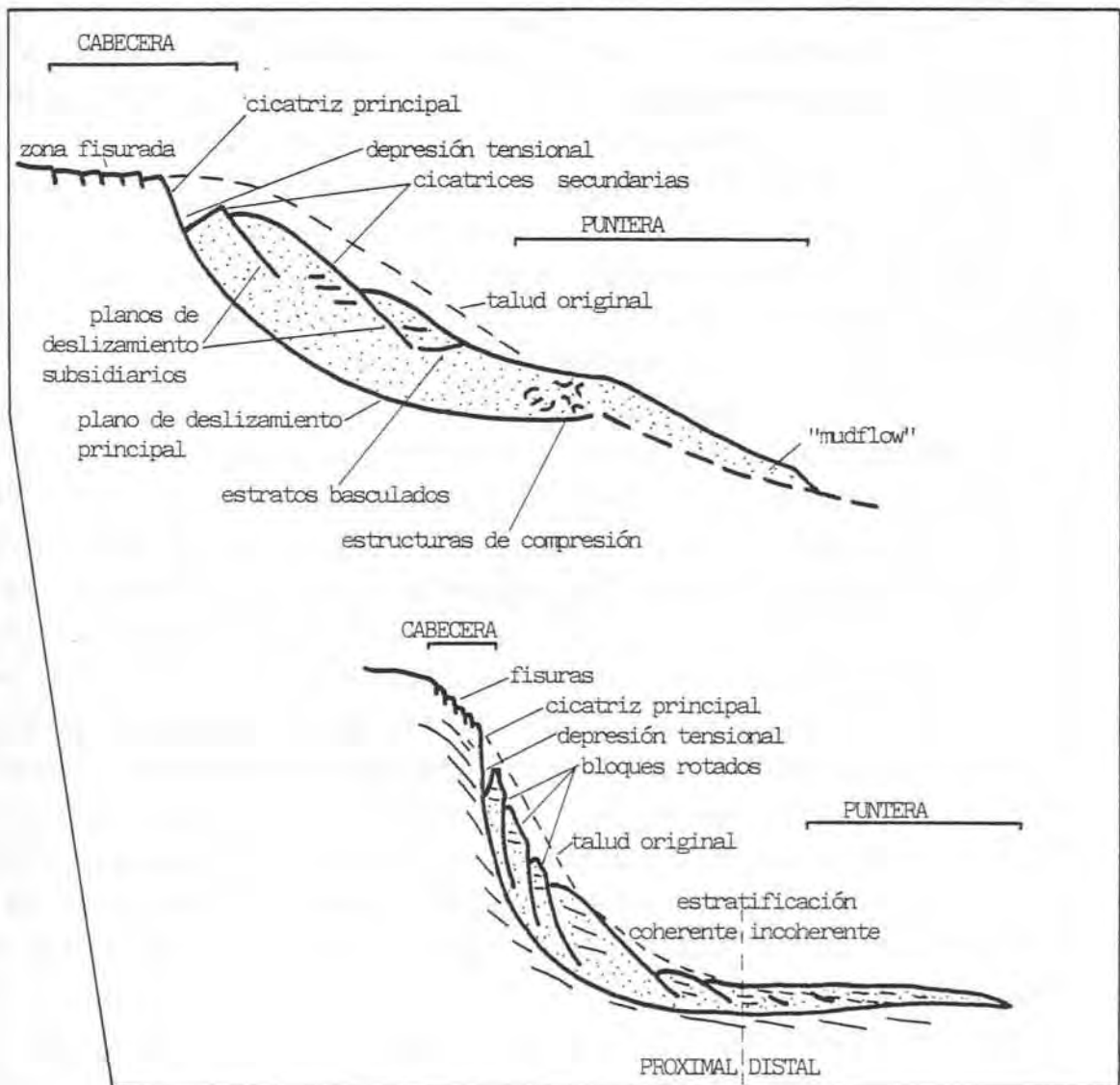


Fig. 6 .- Deslizamientos rotacionales puros (DINGLE, 1977 y 1980).

(base del talud o del glacis, fondo de un valle, etc.) situada al pie de la masa deslizada. En tales circunstancias se produciría una especie de "salto plástico" (a semejanza del "salto hidráulico" o "hydraulic jump") que provocaría un aumento de la deformación por concentración y relajación subsiguiente de esfuerzos en un volumen bruscamente disminuido en la vertical, y por tanto, una transición hacia "debris flows" y "mud flows".

En los deslizamientos rotacionales de falla de crecimiento, a diferencia de los dos tipos anteriores, el desplazamiento horizontal es muy reducido o incluso inexistente. El movimiento consiste en una rotación progresiva de un bloque, internamente poco o nada deformado, situado encima de un círculo de deslizamiento. Este tipo de deslizamientos ha atraído desde hace muchos años el interés de las compañías petroleras por su potencial como trampa estratigráfica de hidrocarburos. Son característicos de los sectores con elevada tasa de acumulación, como los abanicos submarinos, pero también existen en los glacis y en los taludes continentales, especialmente en los de carácter progresivo. Llegados a este punto consideramos conveniente remitir al lector al apartado IX, G, en que se discute la teoría de las fallas de crecimiento.

Volviendo a los aspectos puramente morfológicos, los principales elementos de un deslizamiento rotacional de falla de crecimiento ideal son la cabecera, con una cicatriz generalmente semicircular atenuada lateralmente, el bloque rotado, la depresión del pie de la cicatriz y el abombamiento frontal (Fig. 7). Con el paso del tiempo, la altura de la cicatriz tiende a disminuir si la sedimentación al pie de la misma no está contrabalanceada por un movimiento rotatorio continuado, aunque lento, del bloque deslizado. El abombamiento frontal puede o no existir y se debe a la reducción horizontal del espacio asociada con la rotación del bloque sedimentario. En este tipo de deslizamientos es muy frecuente la disposición en escalón por deslizamientos sucesivos. En las cicatrices puede producirse deslizamientos rotacionales puros subsidiarios y deslizamientos plásticos que al acumularse al pie de las mismas contribuirán al engrosamiento relativo de los niveles en las cabeceras.

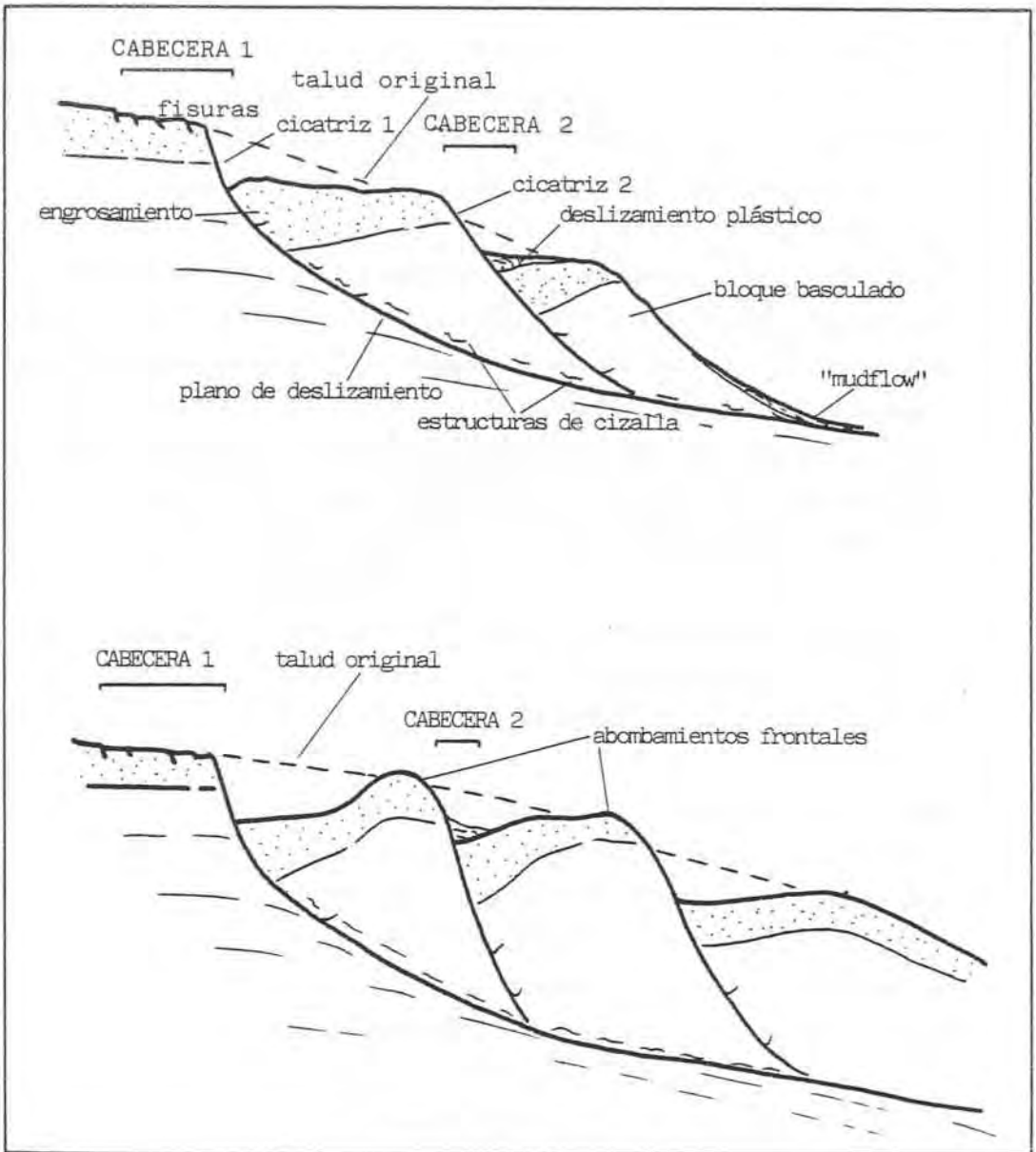


Fig. 7 .- Deslizamientos rotacionales de falla de crecimiento, A) sin abombamientos frontales, B) con abombamientos frontales.

Los deslizamientos plásticos de los taludes y glaciares continentales pueden originarse como tales o bien constituir las punteras de deslizamientos traslacionales y rotacionales. La gran diferencia geométrica entre los deslizamientos plásticos y los anteriormente descritos estriba en que en los plásticos la relación entre el espesor de la masa resultante del deslizamiento y su longitud es pequeña, mientras que en los tipos restantes adquiere valores sustancialmente más elevados. Y ello es debido al comportamiento mismo en uno y otros casos, plástico o incoherente con destrucción absoluta de la estructura inicial en un caso, y elástico o coherente con mantenimiento en mayor o menor grado de la estructura sedimentaria original en el otro caso.

A las cicatrices les sigue, hacia abajo, una zona de tránsito juntamente con la cual conforman la cabecera o zona de sustracción de la lámina de sedimentos que se acumulará más allá (Figs. 8 y 9) llamada, según los autores, olistostro^{ma}, "debris flow" o "slide s.str.". La morfología superficial puede estar salpicada por la presencia de olistones, de canales plásticos alternando con sectores de "congelación" total o relativa del movimiento, pliegues de compresión,.... y en la cabecera pueden quedar cerros testigo y formarse cicatrices y canales internos de segundo orden (Fig. 8). Este tipo de deslizamientos estaría tipificado por el del Rockall Trough y el de la Cuenca Canaria (Tabla 2).

B. Volúmenes, áreas y espesores. Altura de las cicatrices

Los espesores de sedimentos afectados por deslizamientos submarinos van desde unos pocos metros, incluso centímetros, hasta centenares de metros y de manera semejante los volúmenes y las áreas de los mismos son extremadamente variables. Por encima del límite de resolución de las actuales técnicas de investigación han sido hallados deslizamientos submarinos de todas las dimensiones posibles. La existencia de pequeños deslizamientos ubicuos, a menudo de pocos metros cúbicos, ha sido constatada por numerosos autores (SHEPARD, 1951; COULTER

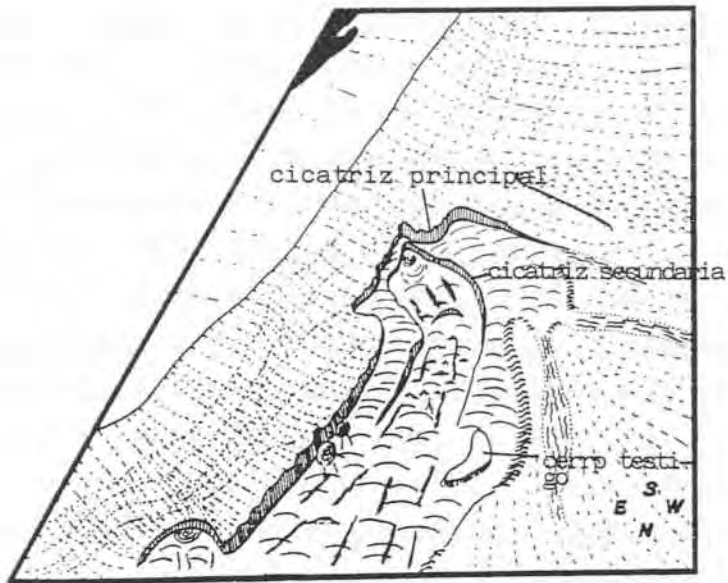


Fig. 8 .- Dibujo esquemático de una cicatriz de deslizamiento plástico (EMBLEY,1982).

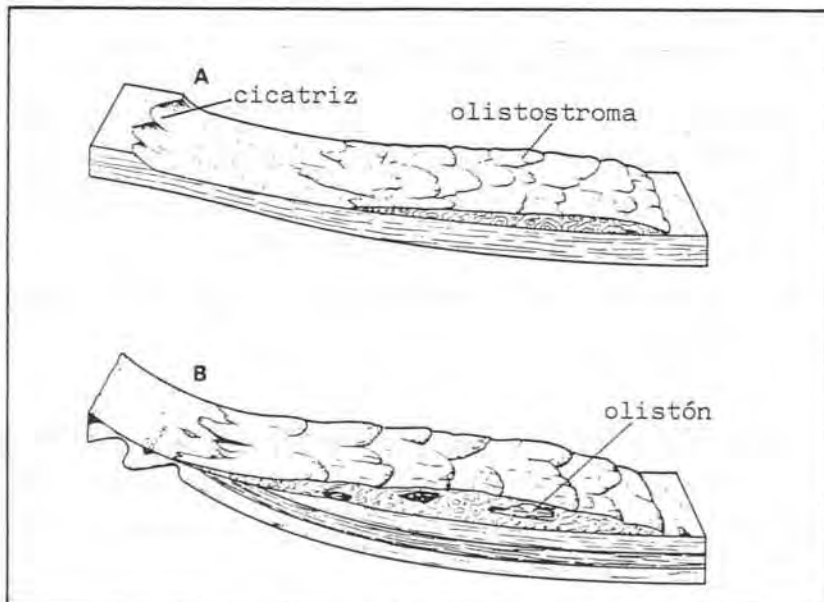


Fig. 9 .- Deslizamientos plásticos ("debris flows" u olistostromas)(ELTER y TREVISAN, 1973).

y MIGLIACCIO, 1966; KNEBEL y CARSON, 1979; EMBLEY, 1980 y 1982; CASHMAN et al., 1981; PRIOR y COLEMAN, 1982) en las cabeceras y vertientes de los cañones, en los prodeltas y abanicos submarinos, en taludes y glacis continentales, y en montañas submarinas. En el otro extremo, en el de los deslizamientos de dimensiones extraordinarias, cabría situar el de la Dorsal de Barbados (250 kms de ancho, una longitud mucho mayor y un espesor de más de 4,5 kms) atribuido por DAVIESS (1971) al Terciario inferior y, ya dentro de los deslizamientos ocurridos durante el Plio-Cuaternario, el conjunto del margen continental de Africa del Sudoeste y Sudáfrica (DINGLE, 1977 y 1980; SUMMERHAYES et al., 1979; KIDD, 1982) cuya área total de 379.336 km² es más de diez veces mayor que la superficie de Catalunya, aproximadamente igual que la del Mar Caspio y equivalente a las 4/5 partes de la superficie del estado español. Otros deslizamientos cuyos volúmenes y áreas son muy elevados són los del abanico del Amazonas (3800 Km³ y 75000 Km²), el de la cuenca Canaria (1100 Km³ y 48000 Km²) y el complejo del N de Dakar (1051 Km³ y 44.300 Km²) y otros más reseñados en la Tabla 2 .

Llegados a este punto, creemos conveniente hacer algunas aclaraciones sobre lo que se entiende por área, volumen y espesor de un deslizamiento submarino. El valor de las áreas de los deslizamientos de la Tabla 2 corresponde, si no se indica lo contrario, al área total de cada deslizamiento, es decir, a la suma de las superficies ocupadas por la cabecera a partir de la cicatriz más la superficie cubierta por la masa deslizada. La estimación del volumen de una masa deslizada puede hacerse de dos formas distintas:

- a) calculando el volumen "ausente" en la zona de sustracción (cabecera), lo cual implica reconstruir, de forma generalmente dudosa, la morfología existente antes del deslizamiento, o
- b) calculando el volumen de sedimentos acumulados como consecuencia del deslizamiento.

En el caso de los deslizamientos rotacionales de falla de crecimiento no suelen existir grandes diferencias entre los resultados de uno y otro método, pero en algunos deslizamientos rotacionales puros y translacionales y, especialmente, en el caso de los deslizamientos plásticos, el cálculo de los volúmenes según el método a) da siempre valores mayores de los que resultan si el cálculo se hace siguiendo el método b). Ello es debido a que una parte, mayor o menor, según los casos, de los materiales procedentes de la zona de sustracción no se acumulan al pie de la misma, como masa deslizada, sino que transformados en flujos sedimentarios son transportados hacia zonas mucho más alejadas.

La mayoría de autores no explicitan cuál de los dos métodos han utilizado para hacer sus cálculos aunque si no se indica nada al respecto parece sobreentenderse que los volúmenes indicados corresponden a los de las masas sedimentarias acumuladas como consecuencia de los deslizamientos correspondientes.

Por lo que se refiere al cálculo de los espesores, deberíamos hacer las mismas o parecidas consideraciones. Además, entre las partes centrales y los bordes de un mismo deslizamiento suelen haber variaciones de espesor considerables. De entre los diversos tipos de deslizamientos, los que más mantienen los grosos son los de tipo plástico y ello se debe tanto a su morfología como a su comportamiento mecánico.

Las cicatrices, como zonas sobreinclinadas que son, están sometidas a un proceso continuo de nivelamiento ya sea por acumulación a sus pies o por nuevos deslizamientos menores en sus bordes. Por tanto, con el transcurso del tiempo los bordes agudos iniciales tienden a devenir romos y la altura de la cicatriz tiende a disminuir. Se habla, pues, de cicatrices "frescas" y cicatrices "maduras".

En los deslizamientos jóvenes la altura de la cicatriz habrá variado poco con respecto a la original mientras que en deslizamientos más antiguos la altura medida puede ser sensiblemente menor que la inicial.

En alguna ocasión, las cicatrices, especialmente cuando son frescas, han sido "pistas" que han conducido al descubrimiento de masas deslizadas (CASHMAN et al., 1981). En otros casos, cuerpos sedimentarios interpretados como el resultado de deslizamientos han servido para localizar las cicatrices situadas más arriba, aunque a veces es dudoso que determinados desniveles morfológicos constituyan en realidad cicatrices de deslizamientos (EMBLEY, 1980).

Los espesores máximos de los deslizamientos de la Tabla 2 están comprendidos entre los 1000 metros del deslizamiento de Bassein (MOORE et al., 1976) y los 6 metros de los deslizamientos del Cañón Scripps (SHEPPARD, 1955; ROBERTS, 1972). Las alturas de las cicatrices varían entre 270 m en el "slump" de Childs Bank (DINGLE, 1980) y 5 metros en los pequeños deslizamientos de Maryland (EMBLEY, 1980 y 1982).

McGREGOR y BENNETT (1979) sugieren la existencia de una relación entre el espesor de los sedimentos cuaternarios involucrados en los deslizamientos del talud continental del Baltimore Trough y la morfología de los deslizamientos (o sea, el tipo de deslizamiento). Dichos autores observan que a una disminución progresiva del espesor del Cuaternario le corresponde la seriación bloque trasladado - bloque rotado - "debris flow" ("thin layer" según su expresión). Esta tendencia tendría validez tanto para las diferentes partes de una misma masa deslizada plenamente desarrollada como para masas deslizadas distintas con morfologías concretas.

VII. FACTORES DESENCADENANTES

Existen dos grupos de factores que influyen decisivamente para que se produzcan los deslizamientos submarinos. El primer grupo, al que podríamos denominar "factores externos" incluye todos aquellos factores debidos a las condiciones tectónicas, morfológicas, hidrológicas, climáticas, sedimentológicas, biológicas y químicas externas a que están sometidos los materiales potencialmente deslizables. Al segundo grupo, el de los "factores internos", pertenecerían todos aquellos factores intrínsecos a la serie sedimentaria considerada, es decir los que guardarían relación directa con la naturaleza de los granos y la historia sedimentológica de los depósitos. La concatenación de uno o varios factores favorables, externos e internos, con intensidad suficiente, en un determinado lugar y momento determinará el que se produzca un deslizamiento submarino en ese lugar. Además, a lo largo de la exposición que sigue podrán observarse las estrechas interrelaciones entre factores desencadenantes distintos.

A. Factores externos

Una relación de los factores externos (cf. Tabla 2) incluiría los siguientes:

- | | | |
|---|-------|--|
| De origen tectónico |]—[a) | sismicidad |
| De origen morfológico |]—[b) | gradientes verticales relativamente elevados |
| De origen hidrológico |]—[c) | acción del oleaje y las mareas |
| |]—[d) | olas internas |
| De origen climático |]—[e) | oscilaciones eustáticas |
| De origen sedimentológico |]—[f) | acumulación rápida de sedimentos |
| De origen biológico |]—[g) | bioturbación |
| De origen tectónico, hidrológico, sedimentológico o biológico |]—[i) | incremento de la inclinación del fondo |
| De origen químico |]—[j) | disolución selectiva |

La *sismicidad* es el único factor desencadenante de deslizamientos submarinos de cuya importancia se tienen sobradas pruebas en lo que llevamos de siglo. La primera constatación fehaciente de las relaciones entre la sismicidad y los deslizamientos submarinos la debemos a SHEPARD (1933), quien estudió los deslizamientos que se produjeron en la Bahía Sagami (Japón) a raíz del gran terremoto de 1923. Entre la fecha de publicación de ese primer artículo y la actualidad han aparecido un abundante número de textos en los que se estudian deslizamientos submarinos ocurridos en el siglo veinte y provocados, sin ningún género de dudas, por movimientos sísmicos. Tales deslizamientos se han producido en prodeltas (HEEZEN, 1956; REIMNITZ 1972; PRIOR y COLEMAN, 1981; FIELD et al., 1982; PRIOR et al., 1982), en zonas costeras (MENARD, 1964; COULTER y MIGLIACCIO, 1966; PRIOR et al. 1981; FIELD y HALL, 1982), y en taludes continentales (HEEZEN y EWING, 1952; HOUTZ, 1962; HOUTZ y WELLMAN, 1962; RYAN y HEEZEN, 1965; GENNESSEaux et al., 1980; KASTENS, 1984; PERISSORATIS et al., 1984).

En el caso de los deslizamientos submarinos ocurridos con anterioridad a este siglo, también se ha aludido en muchas ocasiones a la sismicidad como la causa, o al menos una de las causas principales, de los mismos. Y ello tanto en márgenes activos (deslizamientos de Malibu-Dume, de Ranger, de Bassein, de la Dorsal Calabresa, etc.) como pasivos (deslizamientos de los márgenes continentales atlánticos). En la Tabla 2 se citan los mecanismos inductores, ciertos o probables, de 37 de los 61 deslizamientos en ella mencionados; pues bien, la sismicidad aparece en 30 de esas citas; y eso no es todo, ya que en 17 ocasiones aparece de manera exclusiva.

Puesto que, en definitiva, la sismicidad no es sino la expresión de movimientos tectónicos más o menos profundos, podríamos pensar que es en las áreas tectónicamente activas donde más debe dejar sentir sus efectos sobre los deslizamientos submarinos. No obstante, los márgenes pasivos no están totalmente libres de movimientos sísmicos, aunque sí son menos frecuentes, por lo que cuando se produzcan con intensidad suficiente tender-

rán a desplazar volúmenes muy considerables, especialmente en los márgenes progresivos. En cambio, los márgenes activos con plataforma continental estrecha y elevada inclinación del talud, no ofrecen condiciones favorables para la residencia de grandes paquetes sedimentarios continuos sino que los sedimentos tienden a ser desplazados con rapidez al pie del margen. Es decir, en los márgenes activos los deslizamientos debidos a la sismicidad son mas frecuentes pero los volúmenes implicados en los eventos individuales son menores. Obsérvese (cf. Tabla 2) que la mayoría de grandes deslizamientos (Africa del SW, Amazonas, Cuenca Canaria, Dakar) están situados en márgenes continentales pasivos.

Gradientes verticales elevados. "A priori", una inclinación próxima al valor del ángulo de equilibrio de los materiales considerados favorecerá el deslizamiento de los mismos. Pero en la práctica resulta que el cálculo de los ángulos de equilibrio mediante ensayos geotécnicos suele dar valores más elevados que las pendientes existentes en los fondos marinos. Este hecho fué utilizado por MOORE (1961) para relegar a los deslizamientos submarinos al grado de rareza geológica que sólo podría producirse bajo condiciones muy especiales. En los últimos años la evidencia se ha encargado de demostrar que los deslizamientos submarinos ocurren en áreas cuya inclinación es muy pequeña y que los ángulos de los planos de deslizamiento son asimismo sensiblemente menores que los ángulos de fricción interna calculados en laboratorio.

ALMAGOR y WISEMAN (1977) obtuvieron para los sedimentos del talud y el glacis continentales del S de Israel, cuya inclinación varía entre 1° y 6° , ángulos de fricción interna de 24° - 25° en ensayos de cizallamiento drenados y de 15° - 17° en ensayos de cizallamiento no drenados. La existencia de deslizamientos submarinos tanto en el talud como en el glacis israelíes ha sido atribuida por estos autores a aceleraciones horizontales más o menos importantes (hasta el 16%) de la gravedad, debidas probablemente a terremotos. En el talud y el gla-

cis del Golfo de León (ensayos en curso) también los valores medios correspondientes a los ángulos de fricción interna son mayores que la inclinación del fondo en las áreas con deslizamientos. En todo caso, alrededor del mundo son bastantes los deslizamientos submarinos en que la inclinación del plano de cizalla basal no supera 12° .

Los mayores gradientes verticales, en pocas ocasiones mayores de 20° , se alcanzan en las vertientes de los cañones y montañas submarinas y en algunos taludes especialmente abruptos.

Acción del oleaje y las mareas. Debido a su propia naturaleza, la acción desestabilizadora de las olas y mareas se deja sentir especialmente en las zonas costeras y es una de las principales causas de deslizamientos submarinos en los prodeltas (PRIOR y COLEMAN, 1982). Las olas y las mareas ejercen un efecto de carga y descarga cíclicas sobre el fondo (DOTT, 1963; KARLSRUD y EDGERS, 1982) y pueden provocar la licuefacción de los sedimentos y su posterior deslizamiento (CLUCKEY et al., 1980). Además, estas sobrecargas cíclicas hacen aumentar la presión intersticial de los fluidos de porosidad del sedimento, que ve así disminuida su resistencia al cizallamiento. En el caso de ser materiales de elevada sensibilidad los afectados, la inestabilidad puede propagarse a través de grandes distancias. HENKEL (1970) desarrolló los aspectos teóricos de la estabilidad no drenada de un talud sometido a carga por oleaje y, posteriormente, FINN y LEE (1979) presentaron otro método que integraba además las fuerzas debidas a movimientos sísmicos y los excesos de presión intersticial.

Por supuesto que la acción desestabilizadora de las presiones hidráulicas debidas al oleaje y las mareas será especialmente importante durante las tempestades y las mareas extraordinarias.

Debe tenerse presente que las oscilaciones eustáticas han desplazado a lo ancho de los márgenes continentales tan-

to el límite de la marea baja como la línea de base del oleaje. Por esta razón, a lo largo de un periodo determinado, por ejemplo el Cuaternario, ha habido una migración de la zona afectada por las variaciones de presión hidráulica de origen mareal y de las olas. Quiere ello decir que en los mínimos eustáticos incluso el talud superior pudo verse afectado por el efecto desestabilizador del oleaje y las mareas; este efecto desestabilizador se va trasladando por encima de la plataforma continental durante las fases de ascenso o descenso eustático y es durante las situaciones de máximo eustático, como la actual, cuando más alejado está el talud continental.

El alzamiento y la subsidencia pueden provocar también la migración de la franja de inestabilidad debida a olas y mareas.

Entre los deslizamientos situados en los actuales taludes continentales cuyo factor desencadenante ha podido ser, entre otros, las oscilaciones mareales y del oleaje, están los siguientes: pequeños "slumps" del Middle Atlantic Bight y "slump" del S del Cañón del Hudson (KNEBEL y CARSON, 1979), deslizamientos del Cañón Spencer (McGREGOR y BENNETT, 1979), deslizamiento del Cañón de Wilmington (McGREGOR, 1979, 1981) y los "slumps" y "debris flows" del Rockall Plateau y el Rockall Trough (ROBERTS, 1972; FLOOD et al., 1979).

Las olas internas son olas sumergidas que se producen coincidiendo con superficies de densidad, tales como la termoclina o los contactos entre masas acuosas de distinta densidad. Sus alturas, períodos y longitudes de onda suelen ser parecidos a los mareales aunque no siempre es así (SOUTHARD y STANLEY, 1976). Pueden ser estacionarias o progresivas y bajo ciertas condiciones pueden romper contra el fondo (SOUTHARD y CACCHIONE, 1972). Han sido observadas en las plataformas y en los taludes continentales pero los mecanismos de su formación aún son poco conocidos. Se sabe de su capacidad para transportar partículas sedimentarias y ALMAGOR et al. (1982) se han

referido a ellas como probables responsables de ligeras aceleraciones de la gravedad suficientes, no obstante, para provocar deslizamientos en la zona de los cañones de Wilmington y Lindenkohl, en el margen atlántico de los E.U.A. Debido a su morfología, los cañones submarinos podrían constituir trampas de olas internas (GORDON y MARSHALL, 1976). Al parecer, el borde de la plataforma es un lugar en que los movimientos de las aguas profundas son particularmente intensos y se ha especulado acerca de su posible incidencia sobre los deslizamientos submarinos (SOUTHARD y STANLEY, 1976; KNEBEL y CARSON 1979).

Las oscilaciones eustáticas son, juntamente con la sismicidad, el factor externo más importante en la generación de deslizamientos en los taludes submarinos, y ello por dos motivos fundamentales:

- 1) Modifican la posición de la línea de costa; durante los mínimos eustáticos este hecho provoca, por un lado, el que los aportes fluviales se acumulen directamente en el borde de la plataforma y en el talud superior, y por otro lado, el que la franja litoral de hidrodinamicidad más intensa se desplace también hacia el borde de la plataforma. En ambos casos se produce un aumento de la inestabilidad de los sedimentos. La acumulación de sedimentos en el borde de la plataforma está asociada con un incremento de la presión intersticial de los sedimentos previamente depositados y con un incremento de la inclinación del fondo debido a las mayores tasas de sedimentación. Simultáneamente, la acción desestabilizadora de las olas y mareas sobre el fondo es mucho más intensa, tal como ya hemos explicado anteriormente. Además, los sedimentos acumulados bajo una determinada lámina de agua en respuesta a unas condiciones determinadas pueden devenir fácilmente metaestables si la altura de la lámina de agua y las condiciones ambientales varían.
- 2) Inducen variaciones relativamente rápidas de la presión hidrostática sobre el fondo; lo realmente significativo no

es el valor absoluto de esas variaciones sino la rapidez y el orden con que se producen respecto al aumento de sobrecarga debido simplemente a la acumulación normal de sedimentos más allá del borde de la plataforma.

Sería algo parecido al "efecto del desatascador". Hagamos un sencillo cálculo tomando en números redondos unos datos muy parecidos a los de la transgresión holocena en el Golfo de León (ALOISI et al., 1978): sea un ascenso eustático de 100 metros y de 10.000 años de duración; el incremento total de presión sobre el fondo será de 10 kg/cm^2 , lo que equivale a 1 kg/cm^2 cada 1.000 años. Considerando el peso específico medio de los sedimentos del talud continental, para tener una carga de 1 kg/cm^2 necesitaremos una columna de sedimentos de unos 7 metros de alto, o sea una tasa de sedimentación de 7 m/1.000 años , cifra realmente desorbitada para un talud continental. Si además tenemos en cuenta que durante los ascensos eustáticos ese incremento rápido de la presión hidrostática se produce inmediatamente después de un período de mínimo eustático con elevada tasa de acumulación en el talud, resultará que a una fase de incremento de la presión intersticial por sobrecarga sedimentaria le sucederá otra fase también de incremento de la presión intersticial, pero en este caso debido al aumento de la altura de la columna de agua. Por tanto, los procesos de desplazamiento en masa en los taludes están favorecidos durante los períodos de mínimos y de fluctuación eustática, y especialmente durante las fases de ascenso eustático.

Además, las oscilaciones eustáticas provocan el apilamiento de sedimentos con distinto estado de consolidación. Así, por ejemplo, durante un mínimo eustático se acumularán sedimentos normalmente consolidados encima de sedimentos sobreconsolidados, y durante los ascensos eustáticos es probable que en zonas de elevado índice de sedimentación queden sedimentos subconsolidados interestratificados entre sedimentos sobreconsolidados y normalmente consolidados. El resultado es la aparición de niveles de deslizamiento potenciales coincidiendo con las interficies entre

materiales con diferente estado de consolidación.

El eustatismo como causa de deslizamientos submarinos ha sido citado por ROBERTS (1972), DINGLE (1977), BOOTH (1979), FLOOD et al. (1979), KNEBEL y CARSON (1979), MCGREGOR (1979, 1981), MCGREGOR y BENNETT (1979, 1981) y ROBERTS y KIDD (1979).

Las acumulaciones rápidas de sedimentos en determinados lugares de los márgenes continentales pueden ser debidas a varias razones: proximidad a desembocaduras fluviales, llegadas de sedimentos transportados en masa, desbordamientos de los flujos gravitacionales que circulan por los valles submarinos, atrapamiento de las partículas transportadas por las aguas de plataforma en las cabeceras de los cañones, dejada de las partículas transportadas por las corrientes de fondo al perder de forma brusca su competencia formando entonces lomos de contouritas, etc. Las oscilaciones eustáticas provocan la migración de esas zonas de acumulación rápida desplazando la línea de costa y por tanto, las desembocaduras fluviales y además modificando los regimenes hidrológicos y sedimentológicos de los márgenes continentales en mayor o menor medida.

En todos los casos, esa acumulación rápida de sedimentos provoca un aumento de la inestabilidad del fondo ya que a un incremento de la presión intersticial por sobrecarga sedimentaria suele añadirsele una sobreinclinación del fondo causada por la rapidez de la acumulación. Ambas circunstancias provocan una disminución de la resistencia al cizallamiento y una aproximación al ángulo límite de los sedimentos considerados.

Por esa razón en los prodeltas actuales los deslizamientos son muy frecuentes (SHEPARD, 1951; HEEZEN, 1956; REIMNITZ, 1972; COLEMAN y WRIGHT, 1974; PRIOR et al., 1981; PRIOR y COLEMAN, 1982; y muchos otros). Se conocen deslizamientos volumétricamente importantes en los prodeltas de los ríos Mississippi, Magdalena, Copper, Mackenzie, Yukón, Congo, Nilo, Kitimat, Orange, Rojo, Ebro, Ródano, etc. En consecuencia, en los prodeltas formados en la plataforma o en el talud superior duran-

te los mínimos eustáticos los deslizamientos también debieron ser muy frecuentes.

En las zonas profundas situadas más allá del límite de la plataforma continental existen dos ambientes sedimentarios en los que pueden darse unos procesos e incluso unas fasas de se dimentación bastante parecidas a las de los prodeltas; nos re ferimos a los abanicos submarinos y a los conos ("aprons") de pie de talud; en ambos casos incluso la morfología puede ser parecida a la de los prodeltas. Todo ello favorece la inestabilidad de los sedimentos y puede ser una de las principales causas, tal como ocurre en el abanico del Mississippi (WALKER y MASSINGILL, 1970; SHIH et al., 1975), de los deslizamientos que se producen en los abanicos submarinos. En el caso del abanico profundo medio y superior del Amazonas los deslizamientos han sido atribuidos más al aumento de la pendiente del fondo por acumulación rápida que al incremento de presión intersticial provocado por esa misma acumulación (EMBLEY y JACOBI, 1977; DAMUTH y EMBLEY, 1981).

Pero también la llegada súbita de un paquete deslizado importante que se coloque encima de otros sedimentos puede causar en éstos un incremento de la presión intersticial o aportar la energía de choque suficientes para provocar nuevos deslizamientos en los que también estarán involucrados los materiales deslizados anteriormente. En teoría, si esta sucesión se iniciara en el talud superior podría continuarse hasta alcanzar el pie del glacis continental de manera parecida a la caída de las piezas del juego de bolos. Sería éste el caso de los pequeños deslizamientos de Maryland (EMBLEY, 1980, 1982). Si la superficie sobre la que se produce una sedimentación acelerada es una inconformidad, el contraste de propiedades mecánicas entre los materiales preexistentes y los neoacumulados favorecerá aún más el deslizamiento (McGREGOR y BENNETT, 1979). La sobrecarga sedimentaria debida a la acumulación de turbiditas ha sido citada por JACOBI (1976) como uno de los factores desencadenantes de los deslizamientos del talud continental del N de Dakar.

También el deslizamiento de Bassein, en el Arco de las Sonda, ha sido atribuido a un exceso de sobrecarga por sedimentación rápida en el talud combinado con la actividad sísmica, frecuente e intensa, en la región (MOORE et al., 1976).

La bioturbación intensa ha sido citada por algunos autores (STANLEY, 1971; STANLEY y UNRUG, 1972; EDWARDS, 1979; NARDIN et al., 1979; MCGREGOR, 1981; MCGREGOR y BENNETT, 1981) como posible factor desencadenante de deslizamientos submarinos en los márgenes continentales actuales, especialmente en los vertientes de los cañones submarinos y en algunos taludes con una elevada densidad de población de organismos bentónicos. No obstante, los volúmenes cuyo deslizamiento es provocado por la actividad bioturbadora son pequeños; además, o bien son de tipo plástico ("debris flows"), en cuyo caso pasan con rapidez a flujos fluidales, o bien nacen directamente como flujos fluidales. La bioturbación causa la inestabilidad de los sedimentos debido a las modificaciones que introduce en sus fábricas, porosidades y permeabilidades. Las oscilaciones eustático-climáticas plio-cuaternarias han provocado indudablemente cambios específicos en las comunidades bentónicas y migraciones masivas de poblaciones enteras adaptadas a determinados hábitats; eso significa que el tipo y la intensidad de la bioturbación han ido variando a medida que lo hacía el nivel del mar y ello ha tenido que influir sobre los procesos de desplazamientos sedimentarios en masa ligados a la actividad de los organismos vivientes. La relación entre la actividad biológica y los deslizamientos submarinos también ha sido establecida en algunas series antiguas, como en el caso de los "debris flows" del Devónico Medio del Territorio del Yukón, en Canadá, originados en la proximidad de bancos de estromapopotopóridos (COOK y MULLINS, 1983). De todos modos no debe olvidarse que la actividad biológica es más a menudo un factor de estabilización (bioconstrucciones, tramas de tejidos orgánicos dentro del sedimento) que un factor de desestabilización de las acumulaciones sedimentarias. Y además, se ciñe generalmente a los primeros centímetros de la columna sedimentaria, al denominado "conveyor belt" o cinta transportadora (NITTROUER y STERNBERG, 1981).

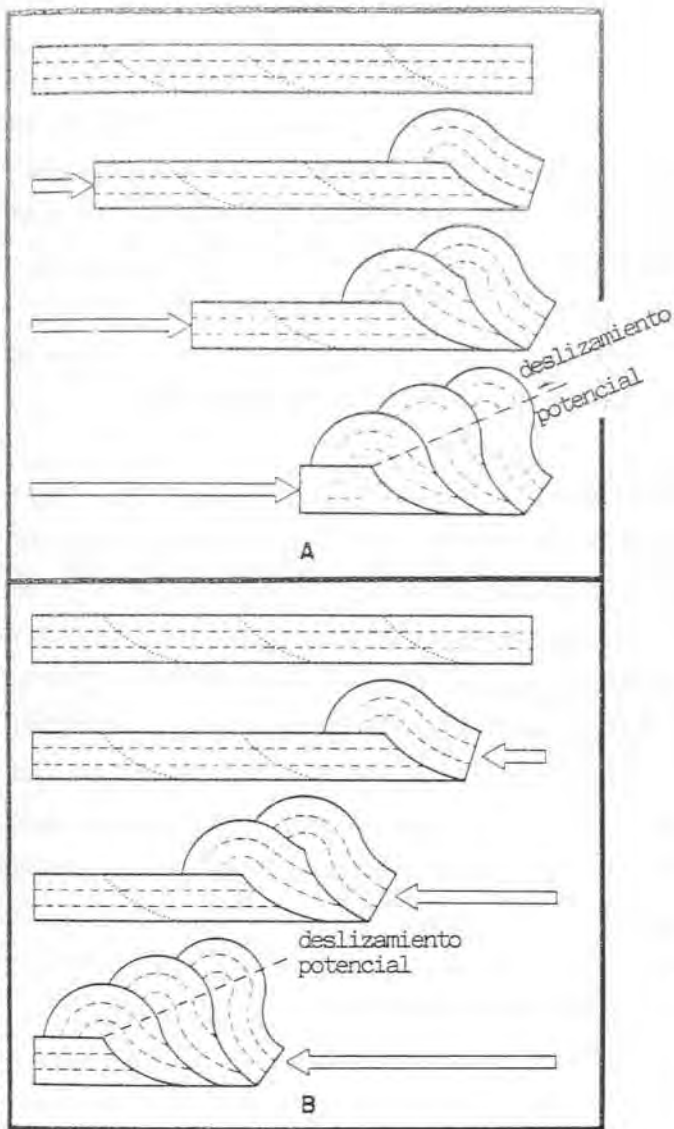


Fig. 10 .- Formación de planos de deslizamiento potenciales debido al acunamiento por cabalgamientos sucesivos de distintas unidades en (A) un talud de fosa oceánica y en (B) un cinturón orogénico (SEELY et al., 1974).

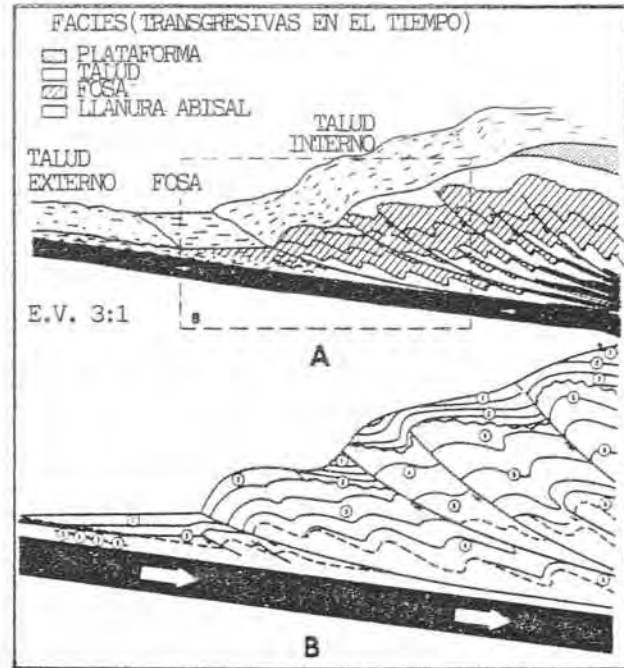


Fig. 11 .-Modelo del talud de fosa oceánica. (A) Distribución de las facies, (B) distribución cronostratigráfica (los números crecen en el sentido de la edad de las distintas unidades) (SEELY et al., 1974).

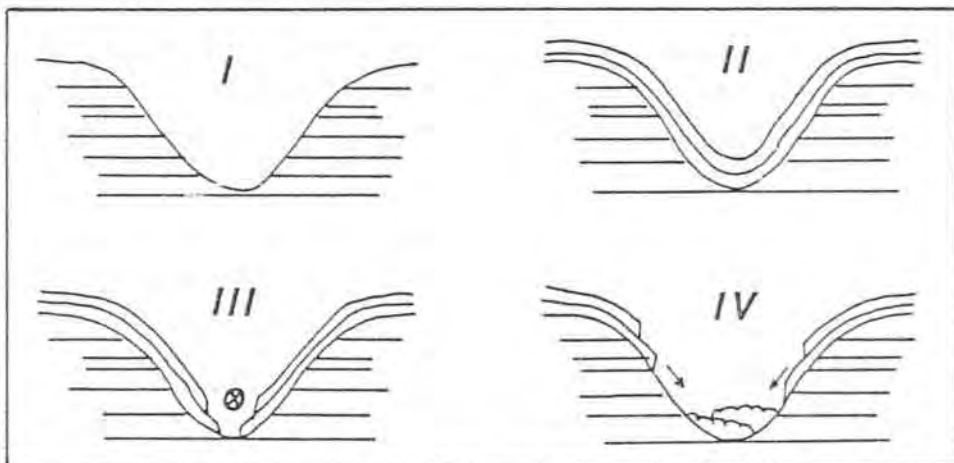


Fig. 12 .- Generación de deslizamientos submarinos en un recubrimiento sedimentario por sobreexcavación en el eje de un cañón (EMBLEY, 1962).

El incremento de la inclinación del fondo es, dentro de los factores externos causantes de los deslizamientos submarinos, el que puede tener unos orígenes más diversos: tectónicos, hidrológicos, sedimentológicos e incluso biológicos. Sea cual sea su origen la inestabilidad crece debido a la aproximación al ángulo límite de los materiales y al aumento de la componente vertical de la fuerza de la gravedad.

Es en los márgenes tectónicamente activos, ya sean del tipo pacífico s. str. o arcos insulares, donde la tendencia hacia una progresiva verticalización del fondo debida a los esfuerzos tectónicos es más importante. Este fenómeno, unido a la siempre intensa actividad sísmica en los márgenes activos, impide, provocando su deslizamiento, por un lado la permanencia de potentes paquetes sedimentarios en el talud y por otro lado provoca el desplazamiento hacia abajo de las series más antiguas sometidas a plegamiento, cabalgamiento y deslizamiento (SEELY et al., 1974) según el modelo de los taludes de fosa oceánica o "trench slope model" (Figs. 10 y 11). La sedimentación en los taludes continentales de Oregon (KULM y FOWLER, 1974; KULM y SCHEIDEGGER, 1979) y de la isla de Hokkaido (KLEIN et al., 1979) respondería a grandes rasgos al modelo de SEELY et al. (1974).

Pero incluso en márgenes calificados de pasivos o intermedios existen movimientos epeirogénicos que provocan un aumento lento pero constante de la inclinación del fondo. Sin ir más lejos, en las inmediaciones de la cabecera del Cañón del Cap de Creus, se observa el basculamiento post-deposicional de los reflectores plio-cuaternarios asociado probablemente a movimientos de alzamiento en la terminación oriental de los Pirineos.

Tasas de subsidencia elevadas o hundimientos tectónicos en los márgenes continentales también pueden causar aumentos en la inclinación del fondo y favorecer los deslizamientos submarinos. Uno de los ejemplos más espectaculares y próximos sería la formación del Mar Tirreno durante el Plio-Cua-

ternario, aunque la cobertura sedimentaria del mismo es relativamente delgada (BIJU-DUVAL y MONTADERT, 1977). De hecho, muy frecuentemente coexisten en un mismo margen sectores en alzamiento con sectores en franca subsidencia, que expresan en definitiva los reajustes tectónicos e isostáticos que se producen al nivel de los márgenes continentales.

El diapirismo es un fenómeno tecto-sedimentario que también puede ocasionar sobreinclinaciones del fondo y deslizamientos (CASHMAN et al., 1981) o cuando menos dar lugar a una morfología de altos y bajos que condicionará fuertemente la distribución de los depósitos de deslizamiento (LEHNER, 1969). En el Golfo de México, la interrelación entre los deslizamientos y movimientos diapíricos ha sido puesta de manifiesto tanto en el prodelta del Mississippi (PRIOR y COLEMAN, 1982) en donde los diapiros son de fango, como en el talud continental (SHIH et al., 1977; BOUMA, 1981) en donde están constituidos por evaporitas. De todos modos, el diapirismo más que un factor desencadenante externo debe ser considerado un factor desencadenante interno puesto que los depósitos de fango o evaporitas susceptibles de fluir forman parte de la serie sedimentaria en desestabilización.

Las corrientes profundas, permanentes u ocasionales (corrientes de turbidez, por ejemplo), también pueden ocasionar un incremento de la inclinación del fondo por erosión y transporte de materiales. Cuando la erosión se produce en la base de un talud, éste queda descalzado y se posibilita en gran medida su ulterior deslizamiento. El socavamiento por corrientes ha servido para explicar tanto deslizamientos en las vertientes de cañones submarinos (EMBLEY, 1982) como en taludes continentales abiertos (KNEBEL y CARSON, 1979). Los deslizamientos del S del Cañón de Baltimore podrían responder, según EMBLEY (1982) a un modelo (Fig.12) que contempla cuatro fases distintas: excavación del valle por corrientes de turbidez, sedimentación hemipelágica generalizada que fosiliza la superficie de erosión preexistente, reanudación de la erosión por corrientes de turbidez en el fondo del valle, y fi-

nalmente, deslizamiento de los sedimentos hemipelágicos que recubren las vertientes del valle. Un ejemplo espectacular de deslizamientos submarinos de talud continental posiblemente inducidos por el socavamiento por corrientes acuosas más o menos continuas es el de los deslizamientos de Chamais y Ciudad del Cabo (cf. Tabla 2), cuyos volúmenes respectivos son 68.688 km^3 y 47.952 km^3 . Las evidencias de la existencia de tales corrientes en el talud del S y SW de Africa se basan en el afloramiento de niveles terciarios por erosión de los materiales recubrentes en un sector cercano a los deslizamientos y en los análisis geotécnicos de los materiales aflorantes en el mismo sector que sirvieron para calcular que al menos 500 metros de sedimentos habrían sido erosionados y transportados hacia otros sectores (BOLLI et al., 1978; DINGLE, 1980).

La sobreinclinación del fondo debida a tasas de sedimentación elevadas y los efectos que esto provoca en la estabilidad de los sedimentos ha sido ya suficientemente tratada. Añadamos únicamente que como consecuencia de los mismos deslizamientos submarinos se crean zonas sobreinclinadas previamente inexistentes: nos referimos a las cicatrices. En ellas, la ocurrencia de deslizamientos subsidiarios menores es un proceso generalizado que culmina cuando se alcanza la madurez total o nivelamiento de la cicatriz.

También la actividad bioturbadora y los pequeños procesos de desplazamiento en masa así provocados pueden dar lugar a la aparición de sectores o cicatrices sobreinclinadas respecto a las zonas circundantes.

La *disolución selectiva* de evaporitas en la cúspide de los domos salíferos del Golfo de México da lugar a la aparición de depresiones de colapso cuyas vertientes son a menudo lo bastante abruptas e inestables para que se produzcan deslizamientos hacia el centro de las depresiones (BOUMA, 1982). Estas depresiones en las crestas de los diapiros pueden aparecer también como consecuencia de colapsos tensionales, o combinaciones tensionales/disolutivos. Las depresiones de

esta naturaleza más conocidas son las llamadas East Break Basin y Carancahua Basin, en el Mar Caribe (BOUMA, 1982).

Recientemente, CITA et al. (1984), presentaron evidencias del afloramiento de sal messiniense en una probable cuenca de colapso, llamada Bacino Bannock, situada al S de Italia, en el Mediterráneo.

Se desconoce hasta que punto la disolución en otras grandes estructuras halocinéticas, como los muros de sal ("salt walls") existentes en el Golfo de México (Sigsbee Scarpment), ha podido influir en la generación de deslizamientos submarinos.

Y aún se conoce mucho menos la influencia que sobre esos procesos sedimentarios ha podido tener la fluctuación de la profundidad de compensación de los carbonatos (CCD) a lo largo de los tiempos geológicos. Las oscilaciones de la CCD podrían haber causado disoluciones importantes de los componentes carbonatados de sedimentos previamente situados por encima de la misma, que de este modo devendrían más susceptibles al deslizamiento.

B. Factores internos

Cualquier serie sedimentaria se caracteriza por poseer unos atributos que son el resultado de la propia naturaleza de los materiales que la constituyen y de la sucesión de acontecimientos que ha conducido a la formación del depósito. Todo ello, unido a su evolución post-deposicional, determina la existencia de un conjunto de variables que influyen de manera considerable sobre la estabilidad del mismo. Los deslizamientos submarinos pueden verse propiciados si esas variables determinan la aparición de alguno o algunos de los siguientes factores desencadenantes internos:

- a) baja resistencia al cizallamiento, la deformación o la licuefacción
- b) presencia de superficies potenciales de deslizamiento interestratificadas

- c) elevado contenido en gases y formación de clatratos
- d) niveles plásticos interestratificados (espec. evaporitas) y diapirismo asociado.
- e) surgencias submarinas

Baja resistencia al cizallamiento, la deformación, o la licuefacción. Las propiedades mecánicas de un sedimento dependen de su composición, del empaquetamiento de los granos y de la sucesión de cargas y descargas que haya sufrido con anterioridad.

Desde el punto de vista de la estabilidad de las series sedimentarias los principales parámetros mecánicos a tener en cuenta son: el límite líquido (W_L) y el límite plástico (W_p), la susceptibilidad (St), la actividad (a), la cohesión entendida como resistencia al cizallamiento, la compresibilidad y el estado de consolidación. Estas propiedades tienen unos valores característicos para cada tipo de sedimento y permiten conocer su comportamiento mecánico en función de la cantidad de agua que contenga y de los esfuerzos a que se le someta.

Los límites plástico y líquido son los contenidos en agua a partir de los cuales un suelo o sedimento pasa del estado semisólido al plástico y de éste al viscoso o fluido. Podríamos definir la cohesión como el conjunto de fuerzas atractivas y friccionales que tienden a mantener unidas las partículas de un sedimento. Por debajo del límite plástico un sedimento empieza a perder su cohesión por falta de humedad mientras que por encima del límite líquido empieza a fluir como un líquido. Debido a la saturación permanente en agua, en el medio subacuático el límite líquido puede ser rebasado con facilidad produciéndose entonces flujos sedimentarios gravitacionales; cuando se produce un deslizamiento en sedimentos cuyo contenido en agua está comprendido entre sus límites líquido y plástico la masa en movimiento tendrá un comportamiento plástico. Estos límites han sido utilizados desde DOTT (1963) hasta NARDIN et al. (1979) como criterios para clasificar los diferentes procesos de transporte

en masa, según lo expuesto en un capítulo anterior (Cap. II).

La susceptibilidad se define como el cociente entre la resistencia al corte sin drenaje de una arcilla en su estado natural y después de ser enérgicamente amasada a contenido de humedad constante (JIMENEZ y DE JUSTO, 1975). Si dicho cociente es mayor de 16 se habla de arcillas rápidas ("quick clays"), si está comprendido entre 8 y 16 se trata de arcillas muy susceptibles y si varía entre 4 y 8 las arcillas en cuestión son consideradas susceptibles; para valores progresivamente inferiores las arcillas se denominan de susceptibilidad media, de baja susceptibilidad, y no susceptibles para valores cercanos a 1. La susceptibilidad suele aumentar si lo hacen los contenidos en materia orgánica y tiende a ser tanto menor cuanto mayor es la consolidación sufrida por el sedimento. La tixotropía se refiere al fenómeno consistente en la pérdida de resistencia de un coloide al amasarlo, y su posterior recuperación con el tiempo (JIMENEZ y DE JUSTO, 1975); las arcillas más propensas a presentar tixotropía son las montmorillonitas. Al recibir un impulso energético externo (sismicidad, olas, etc.) los sedimentos de susceptibilidad elevada y los sedimentos tixotrópicos pierden rápidamente su cohesión y se deforman, fluyendo y deslizándose, con facilidad. La susceptibilidad está estrechamente relacionada con el índice de fluidez de los sedimentos, el cual a su vez es función de los límites líquido y plástico.

La actividad se expresa mediante la fórmula

$$a = W_L - W_P / \% < 2\mu m$$

o sea el cociente entre el índice de plasticidad y el porcentaje de la fracción granulométrica menor de $2\mu m$. Es un concepto en cierto modo paralelo, aunque distinto, al de susceptibilidad. Cuanto más activa es una arcilla, mayor es su actividad coloidal y, en consecuencia, más fácilmente pierde su cohesión.

La resistencia al cizallamiento de un sedimento es la resistencia que éste opone a los esfuerzos cortantes. Los com-

ponentes de esa resistencia son el índice de vacíos, el contenido en agua, la porosidad, las atracciones electroquímicas, las fuerzas friccionales y la geometría y la duración del campo de esfuerzos (SILVA, 1974). Los aspectos teóricos de la resistencia al cizallamiento de un sedimento serán tratados en el apartado dedicado a la mecánica de los deslizamientos submarinos.

El concepto de compresibilidad hace referencia al concepto de reducción volumétrica de los sedimentos debida a la compresión y a la reordenación de sus partículas. En los sedimentos saturados en agua la reducción de volumen por compresión se produce fundamentalmente gracias a la expulsión de esa agua; la componente elástica de la reducción volumétrica es en estas circunstancias poco importante. La compresibilidad se mide mediante ensayos edométricos y se suele expresar mediante el llamado índice o coeficiente de compresión, C_c , y el coeficiente de consolidación C_v .

La presión efectiva a que está sometido un sedimento puede coincidir con la presión máxima soportada por éste (presión de preconsolidación) calculada a través del ensayo edométrico; se dice, entonces, que el sedimento está normalmente consolidado. Pero puede ocurrir también que la presión efectiva sea menor que la presión de preconsolidación; en este caso se tratará de un sedimento sobreconsolidado. Una tercera posibilidad es que la presión efectiva sea mayor que la presión de preconsolidación, por lo que estaremos en presencia de sedimentos subconsolidados. En los tres casos lo que se ha expresado es el estado de consolidación del sedimento. En condiciones submarinas, los estados de sobreconsolidación han sido interpretados a menudo como indicativos de erosión, a la cual se debería la diferencia entre la presión real a que está sometido el sedimento y la presión más elevada que, al parecer, soportó en un determinado momento. La sobreconsolidación también ha sido atribuida a cementaciones (BRYANT et al., 1967; KELLER y LAMBERT, 1971) y a tasas de acumulación particularmente bajas (TRABANT, 1972); personalmente, creemos que las oscilaciones eustáticas también deben ser te-

nidas en cuenta a la hora de explicar la gran abundancia de sedimentos sobreconsolidados en los taludes continentales. En cambio, la subconsolidación es muy frecuente en los prodeltas y se atribuye a las elevadas tasas de sedimentación que les son características (BRYANT et al., 1967).

De todo lo antedicho resulta que la inestabilidad de las series sedimentarias en medio subacuático está favorecida por límites líquidos bajos, susceptibilidades y actividades elevadas, comportamientos tixotrópicos, escasa resistencia al cizallamiento, compresibilidad importante y estados de subconsolidación.

Debemos señalar que las variaciones en las características físicas y las propiedades mecánicas de los sedimentos a medida que va aumentando la profundidad de enterramiento influyen en gran manera sobre la estabilidad de las series sedimentarias, tendiendo en general a reforzarla. En la mayor parte de casos y a pesar de que casi siempre existen recurrencias, dicho aumento de la profundidad va acompañado de una disminución del contenido en agua y de la porosidad, y de un incremento de la densidad y la resistencia al cizallamiento y a la compresión (KUPRIN et al., 1978). Dicho en otras palabras, los cambios que se producen en las propiedades mecánicas de los sedimentos a medida que aumenta la profundidad de enterramiento no son otra cosa sino la consecuencia del proceso conocido con el nombre de litificación por enterramiento.

Es cierto que al escribir sobre las propiedades mecánicas de los sedimentos subacuáticos nos hemos dejado importantes aspectos en el tintero, y también es cierto que podríamos haber entrado en un nivel de detalle mucho más elevado, pero todo ello queda más allá de los objetivos que nos hemos propuesto en este subapartado. Simplemente hemos querido dar una visión esquemática y sucinta de los principales aspectos a tener en cuenta acerca de las características mecánicas de

los sedimentos. Para cualquier ampliación de lo antedicho remitimos al lector a los abundantes tratados sobre mecánica de suelos existentes en el mercado. Entre las obras que tratan del tema más específico de las propiedades mecánicas de los suelos submarinos debemos citar a RICHARDS (1967), CHASSEFIERE (1972), INDERBITZEN (1974), los D.S.D.P. Initial Reports, y los numerosos artículos debidos a ALMAGOR, BENNETT, BRYANT, KELLER, HAMILTON, LAMBERT, RICHARDS, SILVA y muchos otros.

No queremos terminar este subapartado sin añadir que en mecánica de suelos marinos las comparaciones entre datos procedentes de textos diferentes deben hacerse con extrema precaución, ya que los resultados dependen en gran manera del grado de perturbación introducido durante el muestreo y la manipulación del sedimento, de la penetración alcanzada en el subsuelo marino y de las condiciones en que se efectuen los ensayos. Debido a los elevados gradientes geotécnicos, o sea a la rápida evolución de los parámetros geotécnicos, en los primeros metros de la columna sedimentaria, la penetración es un aspecto importante; las comparaciones siempre deben procurar hacerse entre niveles equivalentes dentro de la columna sedimentaria. En función de las condiciones de trabajo que se impongan durante los ensayos de laboratorio, variará el valor de la propiedad medida; por ejemplo, la resistencía al cizallamiento de un material dado será distinta según sea el ensayo rápido y drenado, rápido y no drenado, lento y drenado, o lento y no drenado.

La presencia de superficies o niveles de deslizamiento po *tenciales interestratificadas* ha sido señalada por varios autores. Tales superficies pueden coincidir con niveles enriquecidos en agua (SILVA, 1974) o muy plásticos, con niveles planos o ligeramente ondulados que buzen en el sentido de la pendiente morfológica (McGREGOR, 1981), o con variaciones bruscas de las propiedades mecánicas. En el primer caso, el agua u otros fluidos, las arcillas o incluso cenizas volcánicas (SEIBOLD y HINZ, 1974) actúan como lubricantes y hacen disminuir la componente friccional de la resistencia al

deslizamiento; sí, además, la sobrecarga sedimentaria es importante, se producirá un exceso de presión en los fluidos de porosidad (exceso de presión intersticial) que favorecerá aún más el deslizamiento. A menudo, estos niveles enriquecidos en agua coinciden con disconformidades que constituyen auténticas pantallas impermeables en las que se concentran los fluidos expulsados durante la compactación de los sedimentos suprayacentes.

La existencia de niveles inclinados en el sentido de la pendiente parece haber coadyuvado en la formación de algunos deslizamientos en el talud del margen atlántico estadounidense (McGREGOR, 1981) y sin duda tiene que haber favorecido la formación de otros deslizamientos a lo largo de los márgenes continentales del mundo. Cuanto mayor sea la inclinación, más importante será la componente vertical de la fuerza de gravedad y más cerca estarán los materiales considerados de su propio ángulo de equilibrio.

Las variaciones bruscas de las propiedades mecánicas coincidiendo con disconformidades o planos de estratificación dan lugar a fuertes contrastes de impedancia acústica que aparecen como reflectores muy bien marcados en los perfiles de sísmica de reflexión (HILL et al., 1982).

Si se tiene en cuenta que cualquier plano de cizalla aprovecha las superficies de debilidad potencial preexistentes, y que precisamente las superficies de debilidad principales coinciden con las discontinuidades en las propiedades mecánicas, se comprende fácilmente que muy a menudo los planos de deslizamiento basales aparezcan como reflectores muy nítidos en los perfiles de sísmica de reflexión. Incluso podría darse el caso de que prácticamente todos los deslizamientos de una determinada región tuviesen un mismo nivel o reflector como plano basal de cizallamiento o, en el caso de producirse los deslizamientos siguiendo a fallas de crecimiento, que estas estuviesen enraizadas regionalmente en un mismo nivel (GARFUNKEL et al., 1979).

Las razones por las que se forman esos niveles de deslizamiento potenciales interestratificados pueden ser muy diversas: desde variaciones en la composición de los materiales que se están acumulando hasta la creación de superficies de erosión por emersión, deslizamientos o corrientes y posterior fosilización de las mismas; desde modificaciones de los regímenes hidrológicos hasta cambios bruscos de la tasa de sedimentación; desde comportamientos diferenciales durante la consolidación hasta fosilización de paleopendientes.

Elevado contenido en gases y formación de clatratos. Los gases existentes, a menudo en proporciones muy elevadas, en los primeros centenares de metros de la columna sedimentaria se deben a la producción de gas biogénico y a la evolución termoquímica de la materia orgánica encerrada en los sedimentos durante su acumulación. HEDBERG (1974), refundiendo trabajos anteriores, definió la llamada zona del gas biogénico y, por debajo, la zona del metano o del gas diagenético. Los límites entre ambas estarían situados aproximadamente a 50°C y 100 metros de profundidad.

Una gran cantidad de gases, ya sea dentro de la zona del gas biogénico o dentro de la zona del metano, puede provocar una disminución de la resistencia al cizallamiento de los sedimentos y, finalmente, el deslizamiento de los mismos (MONROE, 1969; HEDBERG, 1974).

Las mayores concentraciones en materia orgánica de origen natural en los sedimentos marinos se dan a) en ambientes cerrados rodeados o próximos a áreas ricas en vegetación, b) en las zonas de acumulación de los aportes procedentes de los medios continental y de transición y, c) en los lugares donde se depositan las partículas orgánicas procedentes de masas acuosas con elevada productividad biológica, las cuales están situadas en las áreas de "upwelling". Tenemos así definidos los ambientes deposicionales en los que el contenido en gases en los sedimentos jugará un papel más importante por lo que se refiere a la estabilidad de las series sedimentarias correspondientes. La absorción de la energía sísmica causada

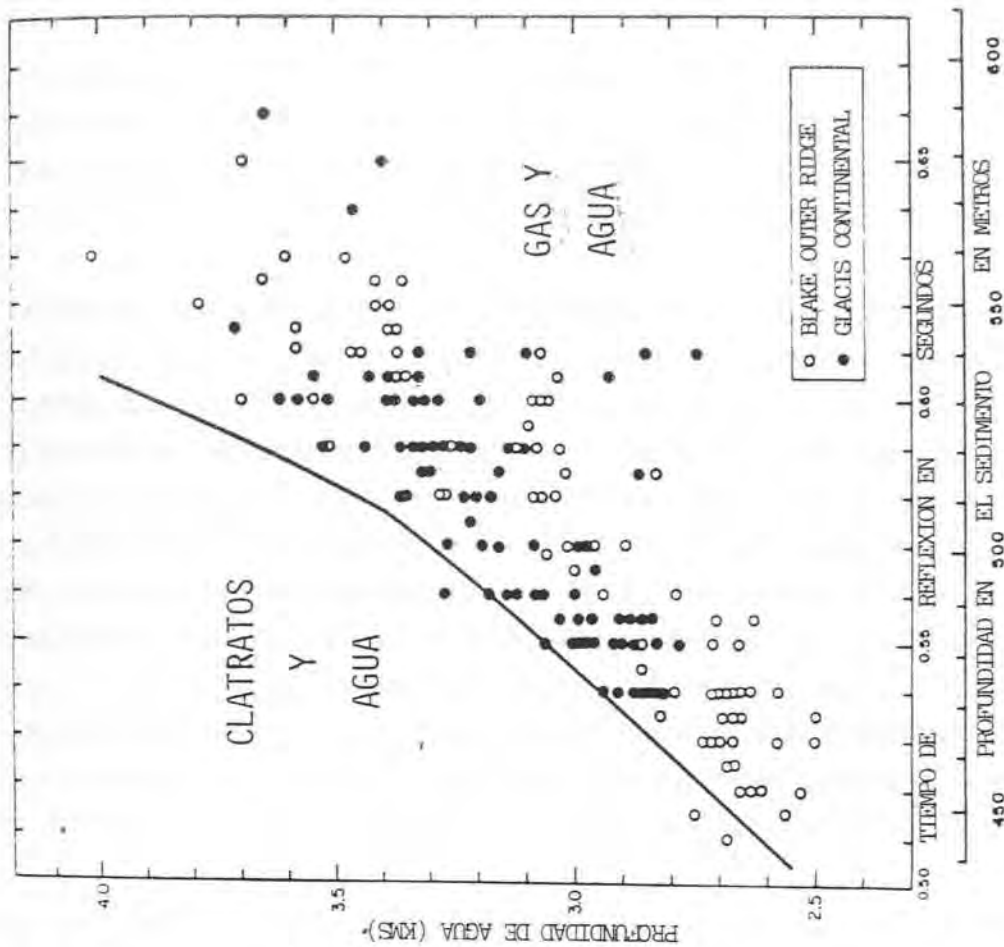


Fig. 14. - Relación entre la profundidad de los horizontes con clatratos dentro de la columna sedimentaria y la profundidad en el fondo en el Blake Outer Ridge y en el glacis atlántico estadounidense. La línea continua es el límite teórico entre las fases del sistema metano/agua de mar. La profundidad en el sedimento se ha calculado tomando $V_p = 1.58 + 1.24 t/2$ km/s (V_p : velocidad de las ondas compresionales; t : tiempo doble de ida y vuelta) (TUCHOLKE et al., 1977).

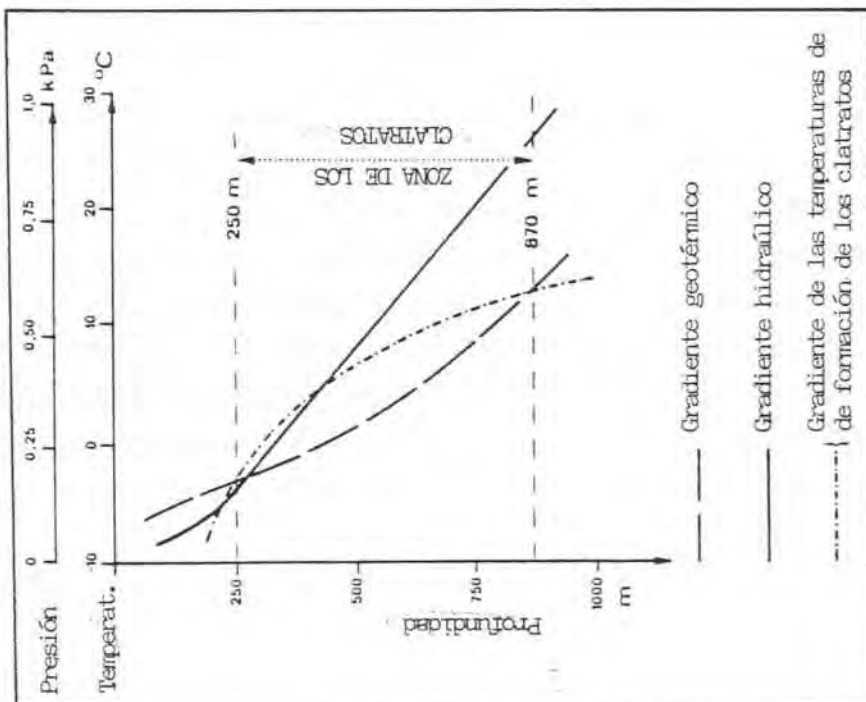


Fig. 13. - Dominio de formación y de estabilidad de los clatratos de metano en el campo presión-temperatura-profundidad (HITCHON, 1974; KUEBLER, 1982). Nota: $1 \text{ Kpa} = 0.098 \text{ grs/cm}^2$.

por la presencia de concentraciones gaseosas elevadas da lugar a manchas brillantes ("bright spots"), a amplitudes anómalas (SAVIT, 1974) y a estructuras de tabla y de pagoda en los perfiles de sísmica de reflexión.

Pero en relación con el potencial desestabilizador derivado de la presencia de gases en los sedimentos hay un hecho de gran interés y, posiblemente, trascendencia descubierto hace relativamente pocos años. Nos referimos a la capacidad que tiene el metano para combinarse con agua y formar compuestos sólidos cuando está sometido a determinadas condiciones de presión y temperatura (Fig. 13); estos compuestos sólidos reciben los nombres de clatratos o hidratos de metano (CLAYPOOL et al. 1973). El límite clatrato/gas está situado a profundidades variables dentro de la columna sedimentaria pero siempre a algunos centenares de metros de la superficie y constituye un plano de debilidad potencial.

Debido a la relativa novedad de las ideas y conceptos relacionados con los clatratos, creemos conveniente dedicar un poco más de espacio a comentar el tema.

Los clatratos están constituidos por una red cristalina, parecida al hielo, de moléculas de agua en las que hay moléculas gaseosas (metano, etano, dióxido de carbono, sulfuro de hidrógeno) atrapadas físicamente (TUCHOLKE et al., 1977). Bajo determinadas condiciones de presión, los clatratos son estables incluso a temperaturas superiores al punto de congelación del agua (Fig. 13). En teoría, las condiciones de presión y temperatura existentes en gran parte de los fondos marinos pueden dar lugar a la formación de clatratos siempre y cuando existan, por supuesto, concentraciones de gas en exceso de las que son necesarias para saturar el agua de porosidad (CLAYPOOL y KAPLAN, 1974; MILLER, 1974).

Pero, al parecer, la formación de clatratos estaría controlada más por la disminución de la temperatura que por el aumento de la presión de confinamiento (HITCHON, 1974). Esta opinión está corroborada por el hallazgo generalizado de cla-

tratos en numerosos lugares (archipiélago ártico canadiense, delta del Mackenzie, talud ártico de Alaska y Siberia occidental) del cinturón de permafrost del hemisferio norte. No obstante, la presencia de clatratos también ha sido detectada en cuencas sedimentarias submarinas alejadas del círculo polar. El primer indicio de que podían haber clatratos en sedimentos marinos profundos lo proporcionó un sondeo del "Glo^omar Challenger" (D.S.D.P. Leg 11) en el Blake-Bahama Outer Ridge, a 3400/4000 metros de profundidad (EWING y HOLLISTER, 1972); las elevadas concentraciones de metano halladas en los sedimentos recuperados coincidían con velocidades sísmicas anómalamente elevadas para unos lodos hemipelágicos no consolidados. STOLL et al. (1971) sugirieron que los clatratos podrían haber provocado un incremento de la rigidez del sedimento que explicaría las altas velocidades sísmicas halladas; algunos experimentos apoyaban esa interpretación. Poco tiempo después se confirmó el hallazgo (BRYAN, 1974), pero no sólo en el Blake-Bahama Outer Ridge sino también en el Golfo de Omán (WHITE, 1979), en el Mar de Bering (BRYAN, 1974) y en amplios sectores del talud atlántico estadounidense (TUCHOLKE et al., 1977). Actualmente, se puede diagnosticar la presencia de clatratos, y por tanto de una interficie clatrato/gas, a partir de la concurrencia de uno o varios de los siguientes hechos de observación:

- a) en perfiles de sísmica de reflexión,
 - horizontes que cortan los planos de estratificación; dichos horizontes aparecen debido al contraste de impedancia acústica en el límite clatrato/gas;
 - incremento de la profundidad de tales horizontes a medida que aumenta la profundidad de agua y disminuye la temperatura;
 - velocidades sísmicas anómalamente elevadas por debajo de esos horizontes (sólo a partir de perfiles de multicanal);
- b) en muestras
 - enriquecimiento en gases.

Podemos, en fin, dadas las condiciones de formación de los clatratos y constatada su presencia en los fondos oceánicos, establecer el principio de que la profundidad de los clatratos en el sedimento es directamente proporcional a la altura de la columna de agua suprayacente e inversamente proporcional a la temperatura en el fondo del mar (KÜBLER, 1982). El diagrama de la Fig. 14 muestra la relación entre la profundidad a que se hallan los horizontes de clatratos en diferentes sectores (círculos) del margen profundo del Este de los E.U.A. y la posición teórica (trazo continuo) del límite clatrato/gas calculada teniendo en cuenta el gradiente térmico de la región (TUCHOLKE et al. 1977). Como puede observarse la correlación es buena.

Es evidente que, coincidiendo con el límite clatrato/gas, se crea una discontinuidad en las propiedades mecánicas del sedimento. Por encima de dicho límite hay unos sedimentos blandos, no consolidados, mientras que por debajo los sedimentos son rígidos, están como helados.

Pero la posición del límite clatrato/gas no es permanente sino que varía al modificarse las condiciones de presión y temperatura en el fondo. La presión sobre el fondo ha sido modificada, en sentidos opuestos, durante las oscilaciones eustáticas. También la temperatura en el fondo ha variado durante los ciclos climático-eustáticos. En consecuencia, la interficie clatrato/gas ha migrado en sentido ascendente y descendente con relativa frecuencia.

McIVER (1977) predijo que un descenso rápido de la línea de los clatratos, inducido por variaciones de presión y temperatura, daría lugar a la descomposición de los mismos y a un incremento brusco del contenido en gases en los niveles situados inmediatamente por encima de la nueva línea de los clatratos. Este hecho podría bastar para alterar sustancialmente el campo de esfuerzos dentro de la columna sedimentaria y provocar el deslizamiento del paquete situado sobre la línea de los clatratos.

La realidad parece haber confirmado la verosimilitud de esa predicción. En efecto, SUMMERHAYES et al. (1979) en el margen continental de Africa del SW y CARPENTER (1981) en el talud continental al Sur del Cabo Hatteras han encontrado una buena correspondencia entre la profundidad del límite clatrato/gas y la profundidad de los planos de deslizamiento basales de sen dos "slumps". Además, los deslizamientos estudiados por SUMMER HAYES et al. (1979) están situados bajo una masa de aguas de elevada productividad orgánica superficial, lo cual se refleja en el elevado contenido en carbón orgánico (hasta un 6%) en los sedimentos superficiales; es decir, corresponderían a la situación c) de concentraciones elevadas en materia orgánica en relación con áreas de "upwelling".

Niveles plásticos interestratificados (especialmente evaporitas) y diapirismo asociado. El diapirismo en relación con los deslizamientos submarinos ya ha sido tratado sucintamente como una de las posibles causas del incremento de la inclinación de los fondos marinos. Pero la presencia de evaporitas o de otros tipos de materiales de elevada plasticidad interestratificados en la serie sedimentaria se traduce no solamente mediante el diapirismo, sino de otras maneras. En efecto, en series antiguas es conocido el comportamiento generalizado de los niveles evaporíticos como nivel de despegue o lubricante en grandes cabalgamientos ocurridos en condiciones submarinas, tal como se deduce de la composición de los materiales desplazados y de los materiales que fosilizan el frente de cabalgamiento; este sería el caso de los sucesivos mantos cabalgantes de la cuenca sur-pirenaica eocena/oligocena, desde el manto del Cotiella (del cual dicen textualmente GARRIDO y RIOS, (1972): "mise en place" por deslizamiento gravitatorio sobre un fondo submarino") datado como Cuissienne, hasta el emplazamiento de las Sierras Marginales Catalanas en el Oligoceno (POCOVI, 1978). Los materiales evaporíticos del Triásico suelen aparecer en el frente de todas las unidades alóctonas sur-pirenaicas. Además, en el frente de las más meridionales de esas unidades y después de su emplazamiento, el exceso de sobrecarga sedimentaria provocó sin duda los movimientos diapíricos de los yesos de

edad eocena terminal (RIBA et al., 1975) que condujeron a la formación de la llamada "ride de gypse" o anticlinal de Balaguer-Barbastro (GARRIDO y RIOS, 1972; POCIVI, 1978). La fluencia de las acumulaciones evaporíticas ha continuado hasta nuestros días tal como lo prueban las terrazas levantadas del Segre, cerca de Balaguer, y del Noguera Ribagorzana, en el anticlinal de Canelles.

Otro caso que muestra la relación entre el emplazamiento de unidades alóctonas y la presencia de niveles evaporíticos en series fósiles lo hallamos en las Cordilleras Béticas. En efecto, GARCIA-DUEÑAS (1967), al referirse a los "motores" de la paleotectónica o tectónica embrionaria en una cuenca geosinclinal teóricamente "tranquila", habla de la subsidencia, la halocinesis⁽²⁾ y la gravedad. En las series mesozoicas de la Zona Subbética, el Triásico evaporítico tiene una potencia aproximada de 1 km y, en función de la dirección de las cargas litostáticas y de la distribución de los gradientes de presión que controlan el flujo de los materiales plásticos, ha dado lugar a la aparición de eventuales "focos diapíricos", favorecidos además por la mayor flotabilidad por densidades de las evaporitas. En una época tan alejada como los años treinta, BLUMENTHAL (1931) y BLUMENTHAL y FALLOT (1935), según refiere GARCIA-DUEÑAS (1967), defienden la posibilidad de un diapirismo submarino del Keuper durante el Jurásico y el Cretácico. En fin, la progresión de las unidades alóctonas de los Dominios Subbético Interno y Subbético Medio parece haber estado determinada por empujes tectónicos y gravitacionales; los segundos se deberían al propio peso de las unidades alóctonas. En cuanto a la relación entre los deslizamientos gravitacionales, los niveles evaporíticos y las condiciones ambientales existentes, no hemos podido resistir la tentación de reproducir algunas frases del propio GARCIA-DUEÑAS (1967):

"La plasticidad extraordinaria de los materiales del Triás tolera mal la traslación por empujes a la vez que es muy apta para un deslizamiento por gravedad" (p. 500).

(2) El término halocinesis fué propuesto por IRUSHEIM en 1957. Proviene del griego "hals": sal, y "kinein": moverse.

"... es comprensible la traslación gravitatoria de algunas unidades previamente cabalgantes" (p. 502).

"Respecto a las unidades alóctonas del Dominio Subbético Interno... hay que concluir que la traslación se llevó a cabo en medio submarino..." (p. 520-521).

Para terminar con los deslizamientos submarinos fósiles relacionados con la presencia de evaporitas vamos a hablar de un tercer caso, ocurrido en el Tortonense y fosilizado por sedimentos más recientes, pero situado parcialmente en un mar gen continental actual. Nos referimos al llamado "olistostroma del Guadalquivir", parte del cual está enterrado bajo los sedimentos tortonienses superiores, mesinienses y plio-cuaternarios en el margen del Golfo de Cádiz s.l. (MALOD, 1982). El olistostroma del Guadalquivir se continua en la Cuenca del Guadalquivir (PERCONIG; 1962) y en la llanura del Rharrb, en Marruecos (BURGER et al., 1962). En la parte golfogaditana del olistostroma se distinguen una zona interna muy accidentada y con diapirismo y una zona externa formada por materiales rese dimentados procedentes del frente de la zona interna (MALOD, 1982). En el emplazamiento del enorme olistostroma del Guadalquivir, además de los esfuerzos tectónicos que provocaron la sobreinclinación por alzamiento en el sector ocupado aproxima damente por el actual Estrecho de Gibraltar y las zonas inter nas de las Cordilleras Béticas y del Rif, la gravedad ha juga do un papel muy destacado (MALOD, 1982). Por el momento no se conoce exactamente hasta que punto las evaporitas han favorecido la "mise en place" del olistostroma del Guadalquivir, aunque MALOD (1982) reconoce, durante la distensión fini-miocena y pliocena, el papel activo del diapirismo que se traduce por inyecciones en fallas, construcción de muros de sal y acentuación de la movilidad del fondo de la cuenca. La presen cia de evaporitas en el Golfo de Cádiz s.l. ha sido constatada al menos en tres sectores situados dentro o en los alrededores del olistostroma: a) diapiros de la plataforma continen tal sur-portuguesa, que jalonan fundamentalmente las grandes fracturas, como la falla de Faro (BALDY et al., 1977); b) día

piros del Sur del Banco del Guadalquivir, que se continúan hacia San Fernando, ya en tierra; la sal ocupa el núcleo de anticlinales o se inyecta por las fracturas; c) diapirismo del margen continental de Rabat, que suponen la continuación hacia el Norte de la cuenca evaporítica del margen atlántico norte-africano (UCHUPI et al., 1976). Las evaporitas parecen ser en todos los casos triásicas. En el sector b) el diapirismo está alimentado por las evaporitas de las series alóctonas del Dominio Subbético (MALOD, 1982). En el sector c) se desarrolla un conjunto de sinclinales y anticlinales con núcleo diapírico que, aunque mucho menos desarrollados, recuerdan a los del Golfo de México (WILHELM y EWING, 1972). No queremos dejar de señalar las concomitancias existentes entre la "mise en place" del olistostroma intratortonense del Guadalquivir y la llamada "crisis de salinidad mesiniense" provocada por el cierre de la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo. El olistostroma constituía sin ninguna duda una zona alta, tal como lo prueban los acuñamientos de sedimentos tortonenses superiores en su periferia (MALOD; 1982).

En los perfiles de sísmica de reflexión, el olistostroma del Guadalquivir aparece como una unidad masiva sin estratificación acústica aparente contra la que se acuñan otras unidades acústicas bien estratificadas.

En los tres casos hasta aquí referidos, la "mise en place" de los mantos o unidades alóctonas se ha producido a partir de unos esfuerzos tectónicos que han provocado el alzamiento de las áreas fuente y el deslizamiento de las unidades; además de la componente tectónica inicial, la prosecución, en condiciones submarinas, de los deslizamientos hasta su emplazamiento final ha estado asegurada por una componente gravitatoria. La superficie de deslizamiento coincide, o al menos guarda relación, con niveles fluyentes evaporíticos pero la deformación de esos niveles ha debido iniciarse antes de que empezase su rol como niveles de despegue; justamente, esa deformación anterior continúa debida a la transmisión lateral de los esfuerzos tectónicos y a la elevada sobrecarga sedimen-

taria a que estaban sometidos, es la que ha determinado que el despegue se produjera precisamente en esos niveles. La deformación pre-"mise en place" de las unidades alóctonas podría haber dado lugar a diversas estructuras halocinéticas, en buena parte laminadas y empujadas hacia los frentes de cabalgamiento durante la "mise en place". Sin duda, esas estructuras de deformación en las evaporitas, previas a la "mise en place", coadyuvan a la inestabilidad de las futuras unidades alóctonas, las cuales ya situadas en su emplazamiento final provocan por sobrecarga sedimentaria nuevos episodios diapíricos periféricos.

Resumiendo, en los tres ejemplos expuestos, las evaporitas responden fluyendo a la aplicación de esfuerzos tectónicos y sobrecargas sedimentarias; si los niveles evaporíticos tienen suficiente grosor (TRUSHEIM, 1960) ⁽³⁾ su fluencia tiende a formar estructuras diapíricas en los lugares donde se atenúan la sobrecarga y los esfuerzos, y a inyectarse por las discontinuidades de la serie sedimentaria (fallas, contactos), tanto antes como durante o después de la "mise en place"; por sus propiedades plásticas favorecen el deslizamiento de las series sedimentarias alóctonas, actuando como nivel de despegue.

Podríamos escribir acerca de otros ejemplos reveladores del diapirismo y de las relaciones entre las evaporitas y los deslizamientos gravitatorios en condiciones subacuáticas en las cuencas mesozoicas y terciarias de la Península Ibérica y áreas cercanas, pero como no queremos cansar al lector, haremos nuestra la castiza expresión de que "como muestra, bien vale un botón" (en este caso han sido tres). Nos limitaremos a hacer mención de los siguientes trabajos: RIOS (1948), ROSELL (1965), SOUQUET (1965); KIND (1967), BRINKMANN y LOTGERS (1968), ROBERTS y STRIDE (1968), SAPPENFIELD y SCHROEDER (1968) LOPEZ GARRIDO (1971), SEGURET (1972), GARRIDO MEJIAS (1973), PEYBERNES (1976), GARCIA DUEÑAS y NAVARRO (1976), AZEMA (1977), JULIVERT et al. (1977), y otros más.

(3) TRUSHEIM, (1960) calculó a partir de experimentos referentes a las cuencas del Zechstein alemanas que para iniciarse la fluencia de las evaporitas (sal en este caso) eran necesarias una sobrecarga de unos 1000 metros de sedimentos y un grosor de 300 metros de sal.

Con todo lo antedicho en este subapartado simplemente hemos pretendido recordar al lector el importante papel jugado por las evaporitas en la inestabilidad de los márgenes de antiguas cuencas sedimentarias. Y queremos que eso sirva como referencia, es decir, para situar en una escala geológica las cuestiones que vamos a abordar seguidamente en relación con la presencia de evaporitas en los actuales márgenes continentales.

La existencia de potentes paquetes evaporíticos interestratificados ha sido puesta de manifiesto, principalmente a lo largo de los últimos 20 años y gracias a los progresos de la sísmica de reflexión, en un número cada vez mayor de márgenes continentales (Fig. 15). Hasta tal punto se ha revelado importante esa presencia de evaporitas, que sería correcto afirmar que a escala global han sido y son uno de los mayores factores de control de la evolución sedimentaria y la inestabilidad de los márgenes continentales.

Naturalmente que los episodios de deposición de evaporitas son la respuesta a condiciones ambientales particulares dependientes en gran medida de la evolución geodinámica de las cuencas concernidas. Puesto que cada una de las grandes cuencas sedimentarias existentes en el planeta ha tenido una evolución propia, tanto los espesores como las edades de las evaporitas de los márgenes continentales son muy variables, pero prácticamente en todos los casos conocidos se acumularon durante las etapas iniciales de obertura de las respectivas cuencas o bien durante episodios regresivos de gran magnitud, entre los cuales el más claro exponente sería la desecación mediterránea finí-miocena. Las evaporitas más antiguas⁽⁴⁾ son las de la Cuenca de Sverdrup, al Norte del Canadá, y las del Norte de Siberia, que pertenecen al Ordovícico y al Silúrico, respectivamente (GOULD y DE MILLE, 1969; O'BRIEN, 1969). El paquete evaporítico principal en el Mar del Norte es del Pérmico (Zechstein) aunque también hay niveles del Triásico y el Malm (KENT y WALMSLEY, 1970). Son triásicas las evaporitas de los márgenes

(4) Queremos remarcar que nos referimos siempre a depósitos evaporíticos de existencia probada situados en los actuales márgenes continentales. Para una revisión de la distribución y las edades de la mayor parte de los depósitos evaporíticos de la Tierra, y especialmente del hemisferio Norte, véase LOTZE (1964); no obstante, las atribuciones cronostratigráficas citadas en dicho trabajo son en algunos casos dudosas o incorrectas.

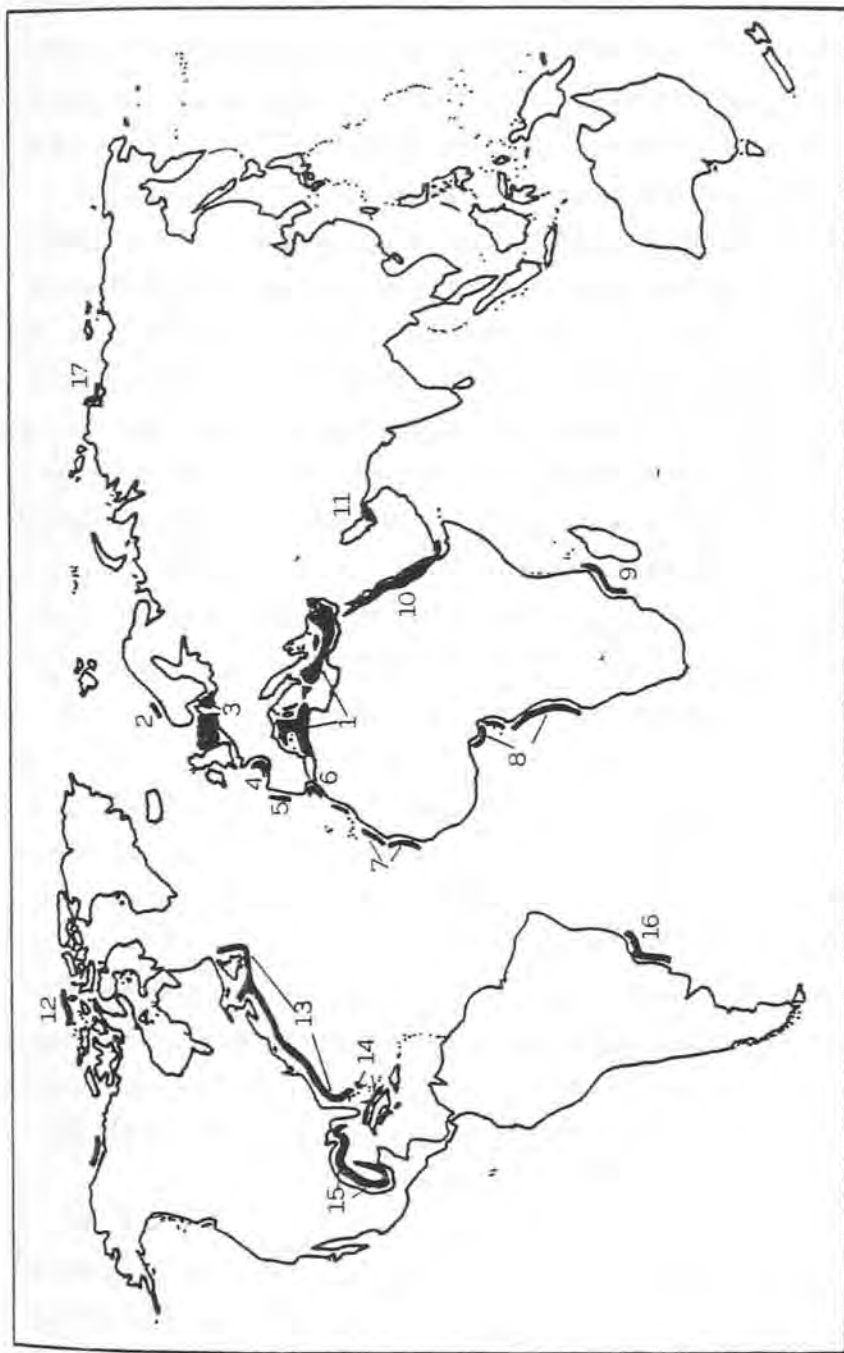


Fig. 15.- Series evaporíticas en los márgenes continentales del mundo. Los datos proceden de las siguientes fuentes: 1) Mar Mediterráneo: BIJU-DUVAL et al. (1974), GARFUNKEL et al. (1979); 2) Noruega: TALWANI y ELDHOLM (1972 y 1974), aunque RENARD y MASCLE (1974) cuestionan la interpretación de los dos autores anteriores; 3) Mar del Norte y estrechos daneses: TRUSHEIM (1960), O'BRIEN (1969), KENT y WALMSLEY (1970); 4) Mar Cantábrico y Golfo de Vizcaya: MONTADERT et al. (1974), DEREGNANCOURT (1981); 5) Portugal: MONTADERT et al. (1974); 6) Golfo de Cádiz y margen atlántico marroquí: MALOD (1982), UCHUPI et al. (1976); 7) Senegal y Mauritania: SEIBOLD y HINZ (1974); 8) Delta del Níger, Golfo de Guinea y Angola: BUTLER (1970), DRIVER y PARDO (1974), RENARD y MASCLE (1974); 9) Mozambique y Sur de Tanzania: KENT (1974); 10) Mar Rojo: COLEMAN (1974), MAYHEW (1974); 11) Golfo Pérsico: STOCKLIN (1974); 12) N. del Canadá (Cuenca de Sverdrup): GOULD y DE MILLE (1968); 13) Margen atlántico del Canadá y los E.U.A.: SHERIDAN (1974); 14) Cuba y Bahamas: MEYERHOFF y HATTEN (1974); 15) Golfo de México: CLOOS (1968), WILHELM y EWING (1972), ANTOINE et al. (1974); 16) Sur del Brasil y Uruguay: BUTLER (1970); 17) N. de Siberia (Bahía de Nordvick): O'BRIEN (1969). No han sido incluidos los depósitos evaporíticos cuya prolongación hacia los márgenes continentales actuales es incierta o desconocida por nosotros.

de Senegal, Mozambique y el Golfo Pérsico (SEIBOLD y HINZ, 1974; KENT, 1974; STOCKLIN, 1974). En el Golfo de Vizcaya, al Oeste de Portugal, en el Golfo de Cádiz, en el margen atlántico marroquí y en el Golfo de México los niveles evaporíticos han sido atribuidos al Triás-Lias (DEREGNANCOURT, 1981; MON-TADERT et al., 1974; MALOD, 1982; UCHUPI et al., 1976; WILHEM y EWING, 1972). Son jurásicas las evaporitas del margen atlántico estadounidense y canadiense, mientras que las evaporitas de Cuba y las Bahamas se acumularon, al parecer, durante el Portlandiense y el Cretácico inferior (SHERIDAN, 1974; MEYER-HOFF y HATTEN, 1974). En el Aptiense/Albiense se depositaron tanto las evaporitas del Golfo de Guinea y Angola como las del Sur de Brasil y Uruguay (BUTLER, 1970; RENARD y MASCLE, 1974). A los abombamientos supuestamente diapíricos de Noruega se les confiere una edad mesozoica, sin más precisiones (TALWANI y ELDHOLM, 1974). Finalmente, los depósitos evaporíticos más jóvenes en los actuales márgenes continentales estarían representados por las evaporitas del Mar Rojo (Mioceno) y las del Mar Mediterráneo (Mesiniense), según MAYHEW (1974) y BIJU-DU-VAL et al. (1974), respectivamente.

Las propiedades físicas de las evaporitas, en general, y de la sal en particular les confieren un comportamiento especialísimo. Debido a su escasa densidad, la sal nunca puede estar en equilibrio geostático bajo sedimentos más densos. Por eso, la sal tiende a ser expulsada hacia la superficie cuando alcanza niveles relativamente profundos. Esta idea está de acuerdo con el hecho de que los mayores depósitos salinos de la Tierra se hayan formado inmediatamente después de las grandes orogenias (TRUSHEIM, 1960).

La sal solo puede empezar a fluir cuando la sobrecarga es suficiente para provocar el paso de una deformación elástica a una deformación plástica. El flujo plástico en sentido lateral está facilitado si la capa de sal tiene un cierto espesor y no presenta excesivas intercalaciones competentes, y si el basamento de la sal tiene una inclinación $>1^\circ$. Dicho en otras palabras, las estructuras resultantes de la movilidad

de las evaporitas o halocinesis dependerán fundamentalmente del espesor inicial, de la sobrecarga y de las pendientes. En los márgenes continentales la halocinesis está especialmente favorecida porque a la componente de sobrecarga sedimentaria se le añade el peso de la columna de agua. También se ha especulado acerca de la influencia de las mareas terrestres sobre la motilidad de la sal.

Es difícil conocer la causa exacta que provoca la iniciación de los movimientos halocinéticos; el impulso inicial puede deberse a las inhomogeneidades existentes en el basamento o en la misma sal, o a esfuerzos tectónicos, o a la sismicidad. En todo caso, parece ser que una vez iniciado el movimiento se producen una serie de reacciones en cadena que dan lugar a los distintos estadios de desarrollo halocinético observados en la naturaleza (TRUSHEIM, 1960).

El carácter continuo de los movimientos halocinéticos es incuestionable; ello no es óbice para que existan episodios de movimiento acelerado. En el Golfo de México, la halocinesis ha controlado la sedimentación y la inestabilidad del margen desde el Jurásico hasta la actualidad (WILHELM y EWING, 1972). En Alemania el diapirismo del Zechstein ha determinado la distribución de los sedimentos mesozoicos y, en buena parte, de los cenozoicos (TRUSHEIM, 1960). En el Mediterráneo, la influencia de la movilidad de la sal mesiniense sobre la sedimentación plio-cuaternaria es indudable. Podríamos encontrar otros muchos ejemplos ilustrativos de la continuidad de la motilidad de la sal durante largos periodos de tiempo.

De menor a mayor grado de deformación, se forman las siguientes estructuras halocinéticas: almohadillas ("salt pillows"), domos, diapiros ("salt stocks"), muros de sal ("salt walls") y sistemas de pliegues. Las almohadillas pueden quedar como estructuras embrionarias subalimentadas cuando ni la sobrecarga ni el grosor de la formación evaporítica son suficientes. Los muros de sal pueden formarse por una distribu-

ción no uniforme de los esfuerzos horizontales y verticales, por coalescencia de diapiros, y por inyección a través de fracturas. Los pliegues por deformación de evaporitas más conocidos son los del Golfo de México (WILHELM y EWING, 1972) pero también existen en el Golfo de Guinea y en el margen atlántico marroquí (MALOD, 1982).

Es un hecho comprobado la existencia generalizada de una disarmonia entre las bases generalmente planas de las unidades evaporíticas y el elevado grado de perturbación del techo y de las series post-evaporíticas; esto se debe sin duda a la movilidad de la sal.

Durante la formación de las estructuras halocinéticas se provoca la inestabilidad de los materiales suprayacentes, especialmente en los taludes y glacis continentales. Las estrechas interrelaciones entre estructuras halocinéticas y deslizamientos submarinos han sido puestas de manifiesto en numerosos lugares: talud y glacis del Mississippi (MENARD, 1964, SHIH et al., 1975), Blake Outer Ridge (ANDREWS, 1967), Golfo de México (WILHELM y EWING, 1972), talud y glacis de Israel (ALMAGOR y GARFUNKEL, 1979), taludes y glacis de la Cuenca Algero-Provenzal (BIJU-DUVAL et al., 1974), en donde incluso se ha señalado un "intra-Pliocene faulting event" relacionado con la fluencia de las evaporitas, etc.

No queremos dejar de señalar que la halocinesis no es exclusiva de la sal y las evaporitas. En efecto, existen también domos y diapiros de pizarras, fango, serpentina, hielo y turba (O'BRIEN, 1969), aunque su importancia como factor destabilizador en los márgenes continentales es escasa.

Las surgencias submarinas de aguas que circulan a través de los acuíferos aflorantes en los taludes continentales pueden ejercer un efecto de zapa en el lugar del afloramiento. La circulación de aguas, especialmente si son dulces, a través de las series sedimentarias pueden provocar también disoluciones importantes en las mismas.

Todo ello conlleva la sobreinclinación del fondo, la pérdida de soportes basales y la creación de espacios vacíos dentro de la columna sedimentaria. En consecuencia, se favorece el deslizamiento y el colapsamiento de los sectores situados por encima de los acuíferos.

MANHEIM (1967) y RONA (1969) mostraron la existencia de surgencias submarinas y los efectos de las mismas sobre la estabilidad del talud atlántico estadounidense.

Hemos incluido la inestabilidad por circulación y surgencia de aguas en condiciones submarinas dentro de los factores internos porque dicha circulación ocurre dentro de la serie sedimentaria potencialmente deslizable.

VIII. EDADES DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

No hay ninguna razón para pensar que los deslizamientos submarinos no hayan ocurrido durante todas las épocas geológicas. Y el Cuaternario no es en este sentido ninguna excepción. En la Tabla 2 se reseñan las edades de numerosos deslizamientos existentes en los márgenes continentales actuales. Algunos de ellos tienen menos de 100 años de antigüedad, y el "slump" del Golfo de Corinto se produjo hace tan solo cuatro años. Es, por tanto, evidente que los deslizamientos submarinos constituyen un proceso sedimentario plenamente vigente en la actualidad.

Y de la misma manera que diversas son las geometrías y las morfologías de los deslizamientos submarinos "recientes", también diversas debieron ser en los deslizamientos de los antiguos márgenes continentales. Naturalmente, en una misma vertical pueden estar superpuestos deslizamientos pertenecientes a episodios distintos (BIJU-DUVAL et al., 1974; SUMMER-HAYES et al., 1979).

Sin salir del área mediterránea hallaríamos un buen número de ejemplos de deslizamientos plásticos u olistostromas,

de deslizamientos translacionales y de deslizamientos rotacionales fósiles.

Los deslizamientos plásticos son tal vez los más fáciles de reconocer en las series de los antiguos márgenes de cuencas sedimentarias, tanto por su estructura como por el hecho de presentarse interestratificados entre niveles turbidíticos y hemipelágicos. RODRIGUEZ (1982) define en el Burdigaliense de la Serra Nord mallorquina una unidad gravitacional con, al menos, dos olistostromas. HOEDEMAEKER (1972) cita tanto olistostromas como "slumps" en las series mesozoico-terciarias de la región de Moratalla, Murcia. Los deslizamientos plásticos y los translacionales del Norte de los Apeninos fueron estudiados por ABBATTE et al. (1970). En Turquía, RIGO DE RIGHI y CORTESINI (1964) pusieron de manifiesto la existencia de una amplia gama de deslizamientos ocurridos en el Cretácico y el Mioceno. Otros ejemplos cercanos serían los reseñados en el subapartado en que tratábamos de las evaporitas como factor determinante en la génesis de deslizamientos submarinos. Y, en fin, en las cuencas mesozoicas y terciarias españolas son abundantísimos los niveles olistostrómicos intercalados en series marinas.

A pesar de haberse reconocido algunos deslizamientos submarinos fósiles de dimensiones extraordinarias (recordemos los ya tratados de los mantos sur-pirenaicos, las Cordilleras Béticas y el llamado "olistostroma" del Guadalquivir), al comparar un gran número de datos acerca de los tamaños de los deslizamientos recientes y los deslizamientos fósiles WOODCOCK (1979) se apercibió de que existía una notable desproporción (Fig. 16). Efectivamente, al parecer la gran mayoría de deslizamientos fósiles serían de tamaño mucho más reducido que sus homónimos recientes y además se han hallado muchos menos de lo que cabría esperar a tenor de la situación actual. Hay solo dos explicaciones posibles a este hecho:

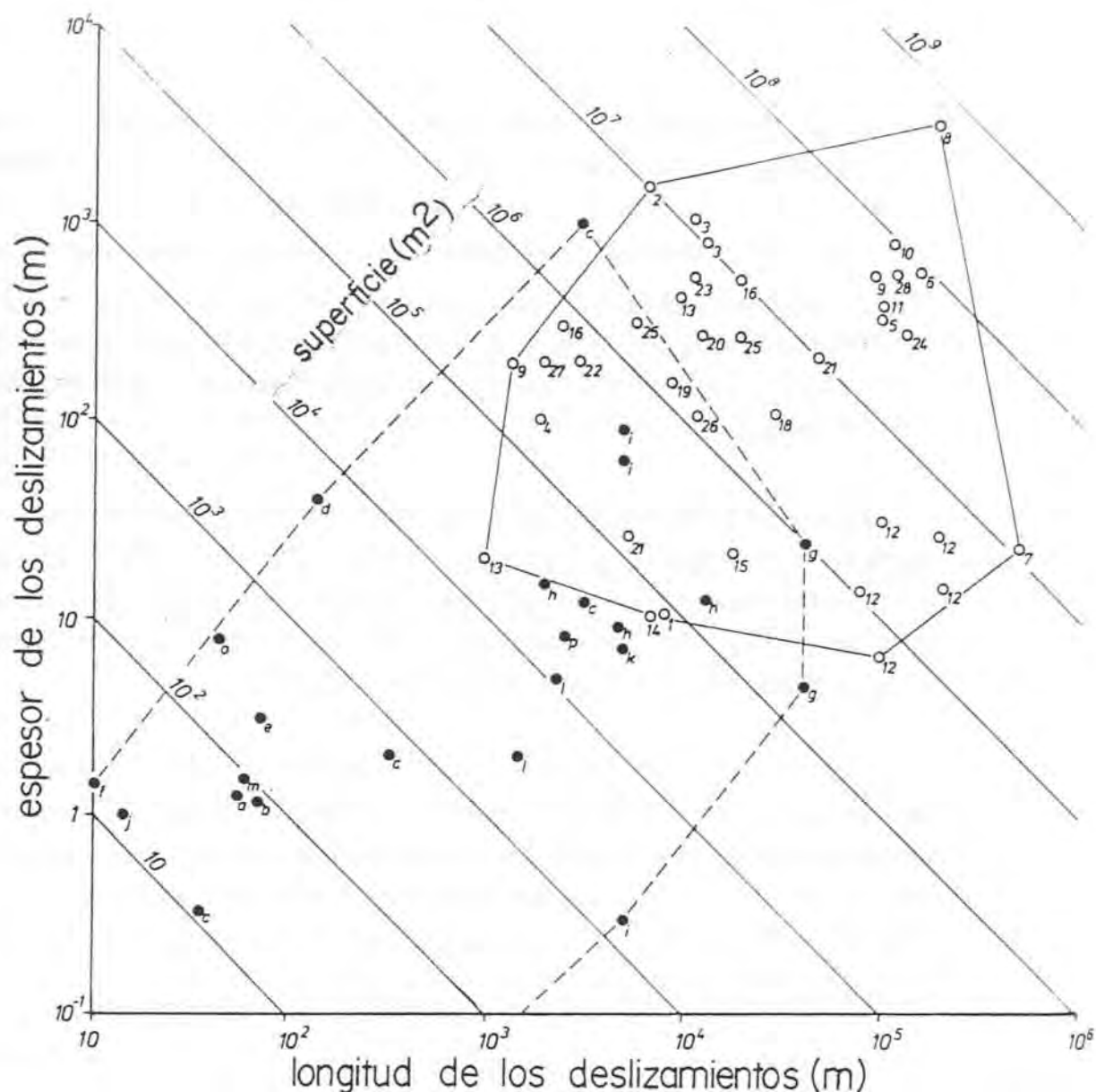


Fig. 16 .- Diagrama en que se establecen las relaciones entre la longitud y el espesor medios de los deslizamientos de los márgenes continentales actuales (círculos) y de los deslizamientos fósiles (puntos negros), según WOODCOCK (1979). Los datos proceden de las siguientes fuentes: 1. BARTOLINI et al., 1972; 2. BIJU-DUVAL et al., 1974; 3. COULBURN y MOBERLY, 1977; 4. COULTER y MIGLIACIO, 1966; 5. DINGLE, 1977; 6. DSDP, 1977; 7. EMBLEY, 1976; 8. EMERY et al., 1970; 9. EMERY y UCHUPI, 1972; 10. EMERY et al., 1975; 11. HEEZEN y DRAKE, 1964; 12. JACOBI, 1976; 13. KELLING y STANLEY, 1970; 14. LEWIS, 1971; 15. MOLNIA et al., 1977; 16. MOORE et al., 1970; 17. MOORE et al., 1976; 18. NORMARK, 1974; 19. PLESSIS et al., 1972; 20. ROBERTS, 1972; 21. RONA y CLAY, 1967; 22. ROSS y SHOR, 1965; 23. SCHOLL et al., 1970; 24. SEIBOLD y HINZ, 1974; 25. STRIDE et al., 1969; 26. UCHUPI, 1968; 27. VAN ANDEL y KOMAR, 1969; 28. WILHELM y EWING, 1972; a. BALLANCE, 1964; b. CORBETT, 1973; c. GREGORY, 1969; d. KSIAZKIEWICZ, 1958; e. KUENEN, 1948; f. LAIRD, 1968; g. MIKULENKO, 1967; h. NEWELL et al., 1953; i. RUPKE, 1976; j. SCHWARZ, 1975; k. SMITH, 1970; l. SMITH y WOODCOCK, 1976; m. SPRENG, 1967; n. WILLIAMS y PRENTICE, 1957; o. WILLIAMS et al., 1965; p. WOODCOCK, 1976.

- 1) Las condiciones que rigen la sedimentación en los actuales márgenes continentales no han tenido precedentes en las épocas geológicas anteriores; en este sentido, los márgenes actuales serían, pues, únicos.
- 2) Los geólogos de campo no han sabido reconocer los grandes deslizamientos submarinos fósiles que probablemente existen, confundiéndolos con otros tipos de estructuras.

Si aceptamos como buena la primera explicación, el razonamiento subsiguiente es inquietante: si hay más y mayores deslizamientos en la actualidad que en cualquier época anterior es porque la inestabilidad en los márgenes continentales es ahora mayor de lo que nunca ha sido.

Si, por el contrario, nos decidimos por la segunda explicación sólo nos queda un camino a seguir: estudiar desde una nueva perspectiva todas las estructuras geológicas que impliquen a series sedimentarias de margen continental en situación alóctona. Esto es, intensificar la investigación en la frontera entre la tectónica y la sedimentación.

ABBATTE et al. (1970) ya indicaron la artificiosidad de los límites entre lo que se consideraba un proceso sedimentario y un proceso tectónico. Textualmente decían que los deslizamientos de bloques se consideraban procesos sedimentarios o tectónicos según su tamaño.

No deben confundirse las causas con los efectos, ni las causas iniciales con las causas subsiguientes responsables del emplazamiento definitivo de las unidades alóctonas. La actividad tectónica (causa) puede provocar o iniciar deslizamientos (efecto) que después se continuarán o no por la sola acción de la gravedad. Remitimos al lector al apartado en que se tratan los factores desencadenantes de los deslizamientos submarinos (Aptdo. VII).

Aceptamos la existencia frecuente de dificultades de observación, debidas a las condiciones de los afloramientos o a la evolución geológica post-deslizamiento (metamorfismo, deformación tectónica), que impiden reconocer los deslizamientos fósiles y evaluar sus características geométricas. Los siguientes criterios, inferidos a partir del estudio de los deslizamientos submarinos recientes, deben permitir, no obstante, el diagnóstico de los deslizamientos submarinos fósiles (WOODCOCK, 1979):

- a) Existencia de una o varias unidades alóctonas
- b) Las unidades alóctonas pueden alcanzar espesores de hasta 3 kms y longitudes de hasta 500 kms.
- c) El límite inferior de las unidades alóctonas es un plano o una zona de cizalla.
- d) El límite superior de cada unidad alóctona puede ser o bien un plano o zona de cizalla si hay otra unidad alóctona superpuesta, o bien un contacto sedimentario en probable disconformidad.
- e) Las unidades alóctonas están compuestas fundamentalmente por sedimentos marinos; las rocas procedentes de un eventual basamento cristalino sólo están presentes como clastos u olistolitos.
- f) Las facies sedimentarias de las unidades alóctonas suelen ser de borde de plataforma, de talud o de glacis.
- g) La deformación puede ser intensa y penetrante (deslizamientos plásticos u olistostromas) o concentrarse en los frentes y en las partes basales (deslizamientos rotacionales y traslacionales).
- h) Las unidades alóctonas no presentan indicios de metamorfismo previo o simultáneo con su emplazamiento.
- i) Como consecuencia del desplazamiento se produce la superposición de sedimentos alóctonos más proximales y más someros sobre materiales autóctonos de mayor profundidad.

- j) Alcanzan su mayor frecuencia en los estadios pre-orogénicos u orogénicos tempranos que afectan a márgenes continentales anteriormente inactivos.
- k) Los frentes o los partes distales de las unidades alóctonas están fosilizados por sedimentos marinos, usualmente de mayor profundidad.

Creemos que la aplicación de los criterios antedichos o de otros parecidos puede ayudar a reinterpretar como deslizamientos gravitacionales submarinos algunas estructuras no reconocidas previamente como tales. Ello conllevará un incremento en el número de deslizamientos submarinos pertenecientes a las más diversas épocas geológicas.

IX. MECÁNICA DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

A. Nociones básicas

En todos los casos los deslizamientos se producen cuando las fuerzas de cizalla superan a las fuerzas que oponen resistencia a dicha cizalla a lo largo de un plano de deslizamiento potencial. Las diversas teorías que se utilizan para calcular la resistencia al cizallamiento en condiciones subacuáticas no ofrecen variaciones sustanciales respecto a las teorías y métodos clásicamente empleados en mecánica de suelos para calcular la estabilidad de los taludes.

La forma de las superficies de deslizamiento (planar, curva), utilizada previamente en nuestra clasificación morfológica de los deslizamientos submarinos, depende en gran medida de la altura del talud (GRAHAM, 1984). Las superficies planares se desarrollarán con preferencia en donde hayan fuertes discontinuidades planares, sean éstas litológicas o mecánicas. Según Coulomb,

$$H_c = \frac{4C}{\gamma} (\cos \phi) / (1 - \sin \phi) \quad (1)$$

en donde H_c es la altura crítica del talud, C es la cohesión interparticular, γ es el peso específico del sedimento y ϕ su ángulo de fricción interna.

Entre los métodos para calcular la estabilidad de taludes, a que hacíamos referencia en el primer párrafo de este apartado, los hay tanto para superficies de deslizamiento rectilíneas como circulares, e incluso poligonales y espirales (VILADEVALL, 1971). En mecánica de suelos, el objetivo final de este tipo de tratamientos es llegar a definir el llamado "factor de seguridad", sobre el cual no entraremos en detalles; para ello remitimos al lector a cualquier tratado clásico o a los más recientes de SCHUSTER y KRIEZEK (1978) y BRUNSDEN y PRIOR (1984).

Los métodos para superficies de deslizamiento o rotura rectilíneas más importantes son el de los taludes ilimitados o infinitos ("infinite slope") y el de las rebanadas verticales ("vertical slices"). El método de los taludes ilimitados será el que trataremos con mayor detenimiento.

Los principales métodos para superficies curvas son el de " $\phi_u = 0$ ", el de las rebanadas "ordinarias" ("ordinary slices"), el de los bloques deslizantes ("sliding block"), y los métodos gráficos de Taylor, Fellenius, Bishop, Caquot, Janbu, Spencer y Morgenstern-Price (VILADEVALL, 1971; GRAMHAM, 1984). Evidentemente, tampoco vamos a desarrollarlos aquí ya que ello depasaría enormemente tanto los objetivos pretendidos como el espacio que nos hemos autoconcedido.

Desde que fué descrito por TAYLOR en 1948, el método de los taludes ilimitados ha sido aplicado por diversos autores (MOORE, 1961; MORGENSTERN, 1967; MORELOCK, 1969; ROSS, 1971; ALMAGOR y WISEMAN, 1977; KELLER et al., 1979; MANDL y CRANS, 1981) en el estudio de la inestabilidad de los taludes subacuáticos. Y fueron concretamente FINN (1966) y MORGENSTERN (1967) quienes lo utilizaron por primera vez en relación con el caracter drenado o no drenado (ver más adelante) de los deslizamientos submarinos; MORGENSTERN (1967) trató este tema en su importante artículo "Submarine slumping and the initiation of turbidity currents", fragmentos del cual han sido, por otra parte, reproducidos hasta la saciedad por un sinnúmero de autores posteriores.

El cálculo de la estabilidad según el método de los taludes ilimitados se basa en la asunción de un talud con inclinación constante y extensión ilimitada, en el que el deslizamiento potencial se produciría según una superficie perfectamente paralela al fondo. Ello implica que el espesor, Z , de sedimentos potencialmente deslizables se mantiene asimismo constante (Fig. 17). La presencia generalizada de una estratificación paralela ligeramente inclinada hacia el centro de cuenca, e incluso el tamaño y la forma de las

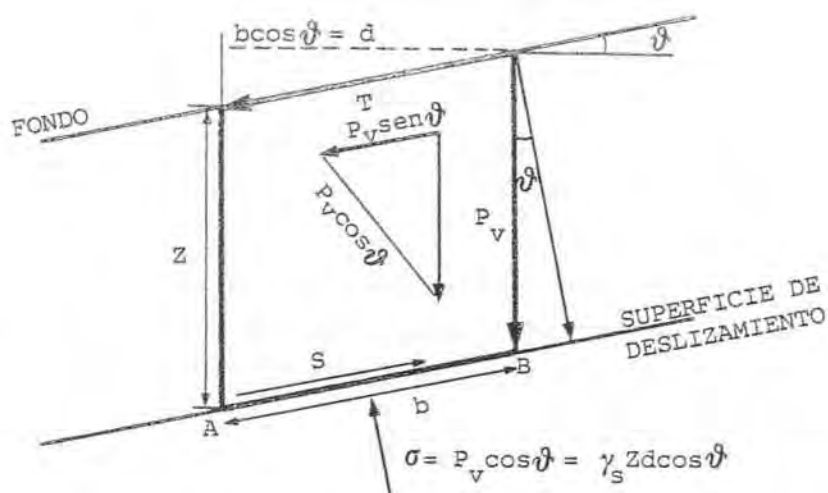


Fig. 17 .- Distribución de esfuerzos en un talud ilimitado bajo condiciones drenadas.

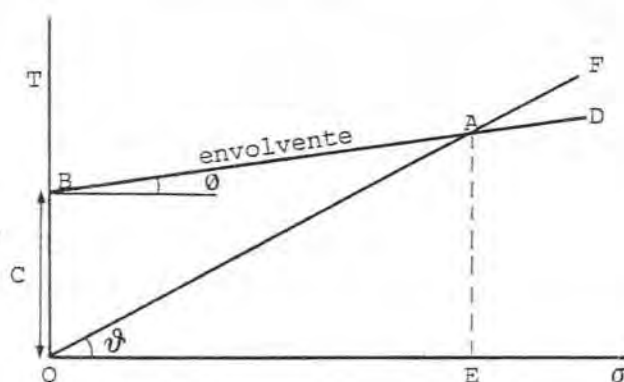


Fig. 18 .- Gráfico de esfuerzos ilustrativo de las limitaciones a que está sometida la acumulación de sedimentos en un talud cuando la inclinación ϑ es mayor que el ángulo de fricción interna, θ , de los sedimentos.

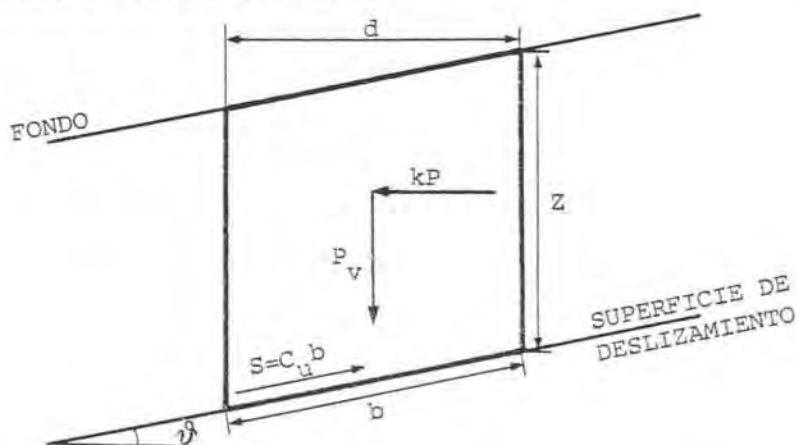


Fig. 19.- Distribución de esfuerzos en un talud ilimitado bajo condiciones no drenadas (MORGENSTERN, 1967).

cicatrices de los deslizamientos, le confieren al método de los taludes ilimitados un atractivo innegable para el estudio teórico de la estabilidad en los taludes continentales. No es, quizás, el mejor método, pero sí que ha sido el más ampliamente utilizado.

En una primera aproximación, la resistencia a la cizalla, S , en un talud infinito puede expresarse mediante una sencilla fórmula conocida también con el nombre de ecuación de Coulomb, según la cual

$$S = C + \sigma \tan \phi \quad (2)$$

en donde σ es el esfuerzo normal, siendo C y ϕ los mismos definidos en la expresión (1). La $\tan \phi$ representa la inclinación de la recta que define la envolvente de rotura o envolvente de Mohr en un gráfico de esfuerzos (Fig. 18). Tanto C como ϕ son propiedades características del material.

Este criterio fué inicialmente concebido para suelos terrestres, pero también tiene una gran validez para los materiales granulares saturados en agua (CARTER, 1975).

La rotura o deslizamiento se verá favorecida siempre y cuando alguno o algunos de los términos de la expresión (2) sufran variaciones tendentes a disminuir la resistencia a la cizalla S . Las posibles causas de esas disminuciones de S ya han sido tratadas cualitativamente al hablar de los factores desencadenantes de los deslizamientos submarinos.

En materiales no cohesivos, como arenas y gravas sueltas y ciertos tipos de arcillas muy fluidas, el término $C = 0$, y es únicamente la componente friccional, ϕ , la que interviene en la expresión, por lo que

$$S = \sigma \tan \phi \quad (3)$$

es decir, que en estos casos la resistencia al cizallamiento es directamente proporcional al nivel de esfuerzos aplicados.

De todos modos, en los sedimentos saturados de agua, la expresión de Coulomb suele escribirse así (TERZAGHI, 1956):

$$S = C + (\gamma_s Z - U_w) \tan \phi \quad (4)$$

en donde γ_s es el peso específico sumergido del sedimento, Z es la altura de la columna sedimentaria entre el fondo y la superficie de deslizamiento potencial, y U_w es el exceso de presión intersticial. La descomposición de $\sigma = \gamma_s Z - U_w$ refleja el hecho de que un exceso de presión intersticial en los fluidos de porosidad hace disminuir el valor de σ .

Las fuerzas de cizalla, T , que se ejercen sobre un plano de deslizamiento potencial no son sino la componente en el sentido de la pendiente de la fuerza de la gravedad (Fig. 17). Esto puede expresarse como

$$T = P_v \sin \theta \quad (5)$$

en donde θ es la pendiente del plano de deslizamiento potencial, y P_v es la fuerza gravitacional aplicada. Cuando $S \leq T$ se producirá el deslizamiento. El valor de P_v puede aumentar considerablemente cuando se producen aceleraciones ocasionales de la fuerza de la gravedad. Estas aceleraciones pueden ser debidas a movimientos sísmicos, al oleaje, a las mareas y a oscilaciones eustáticas; han sido tratadas desde el punto de vista teórico por MORGENSTERN (1967), HENKEL (1970), WRIGHT (1976), ALMAGOR y WISEMAN (1977), KARLSRUD y EDGERS (1982), BUSCH y KELLER (1983) y otros.

En la Fig. 17 están representadas las fuerzas que se ejercen sobre un plano de cizalla AB situado en un talud drenado formado por sedimentos saturados en agua, dados

θ y Z . El peso sobre AB es

$$P_V = \gamma_s Z b \cos \theta = \gamma_s Z d \quad (6)$$

siendo b la unidad de superficie considerada. Como el esfuerzo vertical, P_V' , equivale al peso del sedimento suprayacente dividido por la unidad de superficie, b , resulta que

$$P_V' = \gamma_s Z \cos \theta \quad (7)$$

Colocando los esfuerzos cizallantes y los normales según dos ejes de coordenadas obtendríamos el esquema de la Fig. 18. En ella P_V' está representado por OA , y se observa que para una inclinación θ en el talud, $\sigma = OE$ y $T = AE$. La envolvente de Mohr es BAD , y la cohesión del sedimento es OB . Si el esfuerzo vertical aplicado, P_V' , es menor que OA ocurrirá que $T < S$ y el volumen sedimentario considerado será teóricamente estable.

También es obvio que si $\theta > \theta_c$, las líneas OF y BD nunca se cruzarán y, por tanto, sería teóricamente posible una acumulación de espesor infinito ya que nunca se alcanzaría el valor crítico de inestabilidad.

A partir de las expresiones (5) y (7) se obtiene que

$$T = \gamma_s Z \sin \theta \cos \theta \quad (8)$$

B. Condiciones de drenaje en los deslizamientos submarinos

Un condicionante muy importante en el análisis de la inestabilidad de los taludes submarinos es el carácter drenado o no drenado del deslizamiento.

Refiriéndonos de nuevo a la expresión inicial del criterio de rotura de Coulomb, en el caso de un deslizamiento no drenado en arcillas puede considerarse que la resisten-

cia al cizallamiento se debe exclusivamente a la componente cohesiva (SKEMPTON y GOLDER, 1948), por lo que

$$\phi = 0 \quad \text{y} \quad S = C \quad (9)$$

Es decir, que S no depende de σ .

En cambio, en condiciones drenadas intervienen tanto las componentes friccionales (ϕ) como las cohesivas (C), por lo que S alcanza su pleno desarrollo, o sea que volveríamos a tener la expresión (2).

La distinción entre deslizamiento drenado y deslizamiento no drenado es, por tanto, fundamental. Además, la existencia de drenaje implica, especialmente en sedimentos muy finos, un período de tiempo relativamente largo para que pueda producirse, mediante el drenaje, la disipación progresiva del exceso de presión intersticial existente. En consecuencia, los deslizamientos no drenados tendrán un carácter rápido.

Existiría un tercer mecanismo al que podríamos denominar deslizamiento por colapso, el cual estaría asociado con sedimentos metastables en los que la rotura se produciría en principio bajo condiciones drenadas; pero las deformaciones derivadas de la pérdida de estabilidad provocarían un gran incremento de la presión intersticial, el cual, a su vez, haría disminuir drásticamente la resistencia al cizallamiento de los sedimentos; éstos se comportarían temporalmente como un líquido (licuefacción) y se deslizarían talud abajo (MORGENSTERN, 1967).

En los deslizamientos drenados, no existe exceso de presión intersticial por lo que

$$\sigma = P_v \cos \theta \quad (10)$$

pero sustituyendo P_v por la expresión (6) resulta que

$$\sigma = \gamma_s Zb \cos^2 \theta \quad (11)$$

Razonando de forma análoga, y a partir de la expresión (5) se obtiene que

$$T = \gamma_s Zb \sin \theta \cos \theta \quad (12)$$

Puesto que, según ha sido razonado anteriormente, el deslizamiento se inicia cuando $T = S$, y dada la expresión (2), podemos escribir esta condición bajo la forma

$$\gamma_s Zb \sin \theta \cos \theta = Cb + \gamma_s Zb \cos^2 \theta \tan \phi \quad (13)$$

En estas circunstancias, la altura crítica H_c será

$$H_c = C [\gamma_s \cos^2 \theta (\tan \theta - \tan \phi)]^{-1} \quad (14)$$

H_c representa la altura máxima teórica de la acumulación de sedimentos antes de que ocurra el deslizamiento de los mismos. La fórmula (14) revela que, al menos teóricamente, pueden acumularse potentes paquetes sedimentarios incluso si los valores de C son bajos (ALMAGOR y WISEMAN, 1977).

La máxima inclinación posible de un talud drenado sería pues

$$\tan \theta = \tan \phi + (C / \gamma_s Z) \sin^2 \theta \quad (15)$$

En la situación expresada en (3), es decir, en materiales cuya $C = 0$, lo que ocurrirá es que

$$\tan \theta = \tan \phi \quad (16)$$

O sea, que el deslizamiento se producirá cuando la inclinación del talud alcance un valor igual al del ángulo de fricción interna de los sedimentos. La existencia de desli-

zamientos submarinos bajo condiciones drenadas, sería, al parecer, bastante inusual.

En el caso de los deslizamientos no drenados sí que intervienen, y de manera determinante, los excesos de presión intersticial. La mayoría de deslizamientos submarinos en los actuales márgenes continentales serían del tipo no drenado, tal como se deduce del análisis de los factores desencadenantes de los mismos. Estos factores provocarían, en la mayor parte de casos, incrementos de U_w y por tanto provocarían una disminución de la resistencia al cizallamiento, S , según la expresión (4).

A partir de (4) y (5), y considerando anulada la componente friccional, obtendríamos que

$$C_{ub} = P_v \text{ sen } \sigma \quad (17)$$

en donde C_u es la cohesión sin drenaje; y de la resolución de esta expresión se deduce que

$$\frac{1}{2} \text{ sen } 2\sigma = (C_u / \gamma_s Z) \quad (18)$$

lo cual muestra que el ángulo crítico de estabilidad de un talud no drenado es función directa de la cohesión, C_u (Fig. 19).

Los excesos de presión intersticial que tanto favorecen el deslizamiento no drenado son frecuentes en áreas donde se producen acumulaciones rápidas de sedimentos poco permeables (MANDL y CRANS, 1981), como en los prodeltas y ciertos lugares de los taludes y glacis continentales.

Lo cierto es que, sea cual sea el mecanismo preciso del deslizamiento, drenado o no drenado, éste se produce según un plano de deslizamiento situado a una profundidad crítica igual a H_c . En la fórmula (1) de este apartado ya se expresa

la dependencia de H_c respecto γ , C y ϕ , por lo que la posición exacta del plano de deslizamiento basal dependerá de las variaciones que esos tres parámetros experimenten a medida que aumente la profundidad dentro de la columna sedimentaria. Para MANDL y CRANS (1981),

$$H_c = \frac{C}{\gamma_s \sin \theta} + z_{ig} \frac{\tan \phi}{\tan \theta} \quad (19)$$

en donde z_{ig} representa la profundidad a partir de la cual empieza a haber sobrepresión. Los cálculos numéricos subsiguientes con los que determinar los factores de estabilidad son, en todos los casos, matemáticamente complejos y cuestionables en la práctica.

C'. Aspectos teóricos de la influencia de los factores externos sobre la inestabilidad de los taludes submarinos

Existen algunos modelos teóricos acerca de la influencia de los factores desencadenantes externos sobre la inestabilidad de las masas sedimentarias en condiciones subacuáticas. No obstante, el grado de desarrollo de esos modelos varía enormemente según el factor de que se trate ya que la modelización de tales factores ha sido hecha, en general, de forma separada sin integrar los diferentes factores en uno o unos modelos comprensivos.

Los planteamientos matemáticos más elaborados hacen referencia a la influencia desestabilizadora de la sismicidad, el oleaje y la sobrecarga sedimentaria.

La sismicidad. Ya hemos demostrado anteriormente la relación incuestionable entre los movimientos sísmicos y numerosos deslizamientos submarinos, tanto en regiones sísmicas como asísmicas.

MORGENSTERN (1967) desarrolló la fórmula (17) añadiéndole el término

$$K P \cos \theta$$

$$(20)$$

siendo $P = \gamma dZ$, y K un cierto porcentaje de la gravedad. Los terremotos provocan aceleraciones tanto horizontales como verticales de la gravedad. En relación con la inestabilidad de los taludes submarinos, las aceleraciones realmente importantes son las de componente horizontal (Fig. 19), las cuales podrían explicar satisfactoriamente la ocurrencia de deslizamientos no drenados (ALMAGOR y WISEMAN, 1977).

MORGENSTERN (1967) llegó a la siguiente ecuación:

$$\frac{C_u}{\gamma_s Z} = \frac{1}{2} \sin 2\theta + K \left(\frac{\gamma}{\gamma_s} \right) \cos^2 \theta \quad (21)$$

cuyos elementos ya han sido definidos previamente. En ella se relacionan, para deslizamientos no drenados, la densidad del sedimento γ , la densidad sumergida γ_s , la altura del talud Z , la inclinación del talud θ , y la aceleración horizontal debida a las sacudidas sísmicas, K .

HAMPTON et al. (1978) utilizaron un nuevo modelo para explicar los deslizamientos del Albatross Bank, en Alaska, cuya expresión matemática es

$$F = \left| \frac{1 - \gamma / \gamma_s a_y - \gamma / \gamma_s a_x \tan \theta - R_u / \cos^2 \theta}{1 - \gamma / \gamma_s a_y + \gamma / \gamma_s a_x / \tan \theta} \right| \frac{\tan \phi'}{\tan \theta} \quad (22)$$

donde a_x y a_y son las aceleraciones horizontal y vertical de la gravedad, ϕ' es el ángulo efectivo de fricción, y R_u es una relación que expresa la presión intersticial ($R_u = \frac{\Delta u_w}{sZ}$). La representación gráfica del modelo de HAMPTON et al. (1978) se obtiene sustituyendo en la Fig. 19 la componente horizontal, KP , por $P_v a_x$, y la componente vertical, P_v , por $P_v a_y$.

A pesar de los esfuerzos efectuados, todos los autores coinciden en las enormes dificultades con que tropiezan este tipo de modelizaciones (ALMAGOR y WISEMAN, 1977; HAMPTON et al. 1978; PRIOR y COLEMAN, 1984). Muy a menudo, hay una falta total de acuerdo entre los planteamientos teóricos y lo que se observa en la realidad.

Por ejemplo, es difícil justificar teóricamente la existencia de cicatrices de deslizamiento en lugares donde $\theta < 3^\circ$, para lo cual se necesitarían aceleraciones de K del 12-16%, las cuales en caso de producirse deberían destruir completamente las partes más abruptas del talud.

El oleaje. Las presiones hidráulicas debidas al oleaje han podido afectar a la estabilidad de los sedimentos del borde de plataforma y del talud superior durante los mínimos eustáticos. WATKINS y KRAFT (1976) consideran que las olas superficiales pueden afectar a la estabilidad del fondo hasta profundidades de 150 metros.

HENKEL (1970) elaboró un modelo teórico mediante el cual demostró que el movimiento oscilatorio del oleaje pueden por sí solo ser suficiente para provocar deslizamientos según planos de deslizamiento circulares (Fig. 20). Existirían, según este modelo, dos grupos de fuerzas, uno tendente a provocar el deslizamiento (M_d) y otro oponiéndose al mismo (M_r). Su expresión matemática es

$$M_d = \frac{2}{3} \chi^3 \beta \gamma' + \frac{L^2 \Delta P}{2 \pi^2} (\sin \alpha - \alpha \cos \alpha) \quad (23)$$

$$M_r = 2 \chi^3 \frac{C_u}{\gamma' Z} \gamma' \left(\frac{\sin \theta - \theta \cos \theta}{\sin^3 \theta} \right) \quad (24)$$

donde χ es la mitad de la longitud del deslizamiento, β es la inclinación del fondo, γ' es el peso específico sumergido, L es la distancia horizontal, ΔP son los incrementos de presión, α es la porción angular de la carga sinusoidal ejercida a lo largo del deslizamiento, C_u es la cohesión sin drenaje, Z, es la profundidad de la superficie de deslizamiento, y 2θ es el ángulo del arco de deslizamiento.

Cuando $M_d > M_r$ tiene lugar el deslizamiento debido al oleaje. HAMPTON et al. (1978) utilizaron el modelo de Henkel para explicar el deslizamiento submarino del glaciar de Malaspina, en Alaska, y llegaron a la conclusión de que las fluctuaciones de presión debidas al oleaje provocaban la inesta-

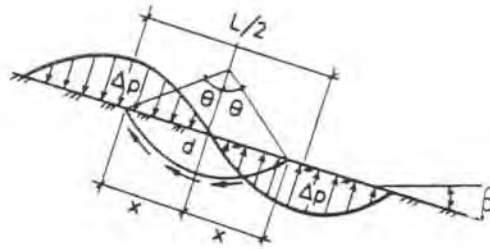


Fig. 20 .- Análisis de las condiciones de equilibrio en un talud submarino sometido a carga por oleaje, utilizando arcos de deslizamiento circulares (HENKEL,1970).

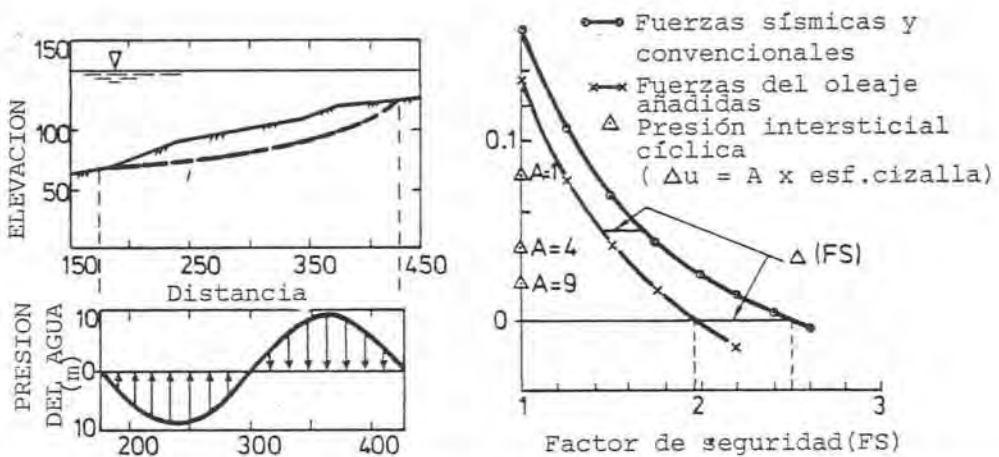


Fig. 21 .- Análisis de la estabilidad de fondos marinos sometidos simultáneamente a carga sísmica y por oleaje (FINN y LEE,1979).

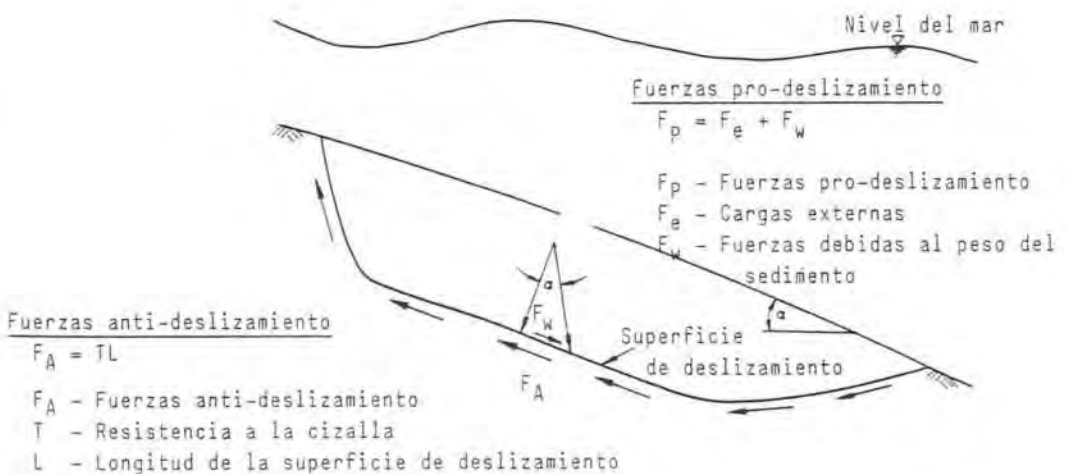


Fig. 22 .- Modelo intuitivo de las fuerzas que intervienen en la estabilidad de los taludes submarinos (RICHARDS y CHANNEY,1982).

bilidad del fondo incluso a profundidades superiores a 150 metros.

FINN y LEE (1979) presentaron un nuevo método de análisis de las inestabilidades en los fondos marinos en el que al efecto de carga por el oleaje se le añadian los efectos debidos a la sismicidad y a los excesos de presión intersticial (Fig. 21).

De todos modos, la estabilidad de los suelos marinos situados a varios cientos de metros de profundidad se vería muy escasamente afectada por el oleaje, entre otras cosas porque dichos suelos han estado sometidos a una dilatada historia de cargas y descargas cíclicas (KARLSRUD y EDGERS, 1982).

Para un mayor detalle acerca de los aspectos teóricos de la inestabilidad debida al oleaje remitimos al lector a los textos citados en este apartado y a BRUNSDEN y PRIOR (1984).

La sobrecarga sedimentaria. Como ya se ha dicho y repetido antes, los excesos de presión intersticial debidos a sobrecargas sedimentarias rápidas disminuyen la resistencia al cizallamiento, según lo expresado en la fórmula (4).

En medio subacuático, los excesos de presión intersticial son significativos cuando superan a la presión lito e hidrostática, y, además, son condición "sine qua non" para explicar los deslizamientos submarinos que se producen en zonas apenas inclinadas (PRIOR y COLEMAN, 1984).

PRIOR y SUHAYDA (1979) calcularon, aplicando la teoría de los taludes ilimitados, la presión intersticial necesaria, u , para que se produjesen los deslizamientos de frentes deltaicos,

$$u = \frac{C - F (\gamma_s Z \sin \beta \cos \beta)}{\tan \phi} + \gamma_s Z \cos^2 \theta \quad (25)$$

donde β es el ángulo entre el talud y la superficie de deslizamiento y F el factor de seguridad ($F = 1$). Según los mismos autores, esta expresión reflejaría bastante bien la situación real, conocida a partir de mediciones de la presión intersticial efectuadas mediante piezómetros instalados "in situ".

D. Las deformaciones que preceden al deslizamiento

La persistencia en el tiempo de la componente lateral o cizallante del diagrama de esfuerzos induce la deformación progresiva de los sedimentos acumulados en un talud, antes de que el deslizamiento propiamente dicho se produzca.

Dichas deformaciones suelen designarse con el término "creep" o reptación (cf. terminología). La reptación de suelos, tanto subaéreos como subacuáticos, es un proceso lento pero la acumulación de muchos pequeños desplazamientos infinitesimales puede dar lugar a deformaciones considerables. La deformación por reptación suele conducir a la formación de pliegues, de espaciado generalmente regular, y que pueden ocupar grandes extensiones en los fondos marinos.

La reptación puede iniciarse a partir de esfuerzos cizallantes iguales al 5% de la resistencia al cizallamiento de los sedimentos considerados (BISHOP y LOVENBURY, 1969). Las elevadas elasticidad y plasticidad de los sedimentos que generalmente se acumulan en los taludes y glacis continentales les hacen muy susceptibles a la deformación por reptación.

Euler desarrolló los aspectos teóricos que permiten determinar la longitud de onda de los pliegues por reptación en un material elástico (RAMBERG, 1964). Utilizando la teoría de los taludes ilimitados para determinar el valor de la carga sedimentaria, HILL et al. (1982) obtuvieron la siguiente ecuación:

$$L^2 = \frac{\pi^2 E h^2}{3 \gamma_s Z \cos \theta \sin \theta} \quad (26)$$

donde L es la longitud de onda de los pliegues, E es el módulo de Young, h es el espesor de la capa plegada, y Z es la distancia entre el fondo del mar y la capa plegada.

El carácter sindeposicional de la deformación por reptación permite calcular su velocidad ("strain ratio").

$$v = \frac{\nu_s \cos \theta \sin 2 \theta Z^2 - \cos \theta T_0 Z}{4\eta} \quad (27)$$

siendo T_0 el esfuerzo cizallante por debajo del cual no hay deformación, y η la viscosidad.

El hecho de que en mecánica teórica se considere que la deformación por reptación precede al deslizamiento no implica en modo alguno que en condiciones naturales la reptación siempre deba dar lugar a deslizamientos. Cuando hay viscosidades elevadas e inclinaciones del fondo pequeñas y, además, no interviene de manera decisiva ningún factor desencadenante externo, los pliegues por reptación pueden representar la deformación máxima alcanzable en condiciones naturales.

E. Modelos intuitivos y empíricos

El carácter bidimensional de los modelos mecánicos existentes no permite explicar satisfactoriamente muchos de los aspectos observados en los deslizamientos naturales. Por ejemplo, quedan sin explicar las formas en cuchara de muchos deslizamientos submarinos.

Sería conveniente, e incluso necesario, desarrollar una teoría tridimensional en la que tuviesen entrada tanto los factores desencadenantes externos como los internos. Pero, desafortunadamente, esa teoría tridimensional aún parece estar lejos de nuestro alcance.

No obstante, se pueden hacer otras aproximaciones mucho más simples en las que se destaquen los aspectos intuitivos y empíricos ligados con la mecánica de los deslizamientos

submarinos. La Fig. 22 refleja una de esas aproximaciones esencialmente intuitivas, debida a RICHARDS y CHANNEY(1982), quienes comparan las fuerzas que se oponen al deslizamiento (F_A) con las que tienden a provocarlo (F_P).

En la Parte 2ª, Cap.V, desarrollamos de manera esquemática un modelo explicativo que contempla las diversas fases de deformación y desplazamiento que se suceden en un deslizamiento rotacional; para ello hemos aplicado los principios del método de las rebana-das en combinación con datos empíricos obtenidos a partir del estudio de los perfiles sísmicos utilizados en esta Tesis.

F. Comportamientos reológicos

Creemos conveniente tratar, aunque sea sucintamente, los comportamientos reológicos durante el deslizamiento, y, espe-cialmente, en el caso de los deslizamientos plásticos.

Ya hemos indicado en capítulos anteriores que los desli-zamientos traslacionales y rotacionales tienen un comporta-miento esencialmente elástico, a pesar de que en sus bordes dicho comportamiento pueda ser plástico.

Según JOHNSON (1970) el comportamiento deformacional du-rante un deslizamiento plástico ("debris flow") puede ser idealizado mediante la siguiente expresión

$$T = C + \sigma \tan \phi + \mu \varepsilon = C + \sigma \tan \phi + \mu \frac{du}{dy} \quad (28)$$

en donde únicamente se añade el término $\mu \varepsilon$ a la expresión (2) de Coulomb para comportamientos elásticos. μ es la visco-sidad y ε es la tasa de deformación (gradiente de velocidad).

El deslizamiento sólo se producirá si el esfuerzo de ci-zalla supera la resistencia crítica a la misma ofrecida por los materiales, es decir, si

$$T > C + \sigma \tan \phi \quad (29)$$

Pero durante el desplazamiento, el esfuerzo es igual a la suma de las resistencias debidas a la cohesión, la fricción y la viscosidad (MIDDLETON y HAMPTON, 1976). La ecuación (28) refleja el comportamiento no newtoniano de los deslizamientos plásticos, puesto que si la resistencia $C + \sigma \tan \phi$ es nula, la ecuación se reduce a la expresión

$$T = \mu \varepsilon \quad (30)$$

la cual describe los flujos acuosos newtonianos.

La expresión (28), llamada modelo viscoso de Coulomb, es análoga al llamado modelo de Bingham, según el cual

$$T = K + \eta_b \varepsilon, \quad T \geq K \quad (31)$$

en donde K es la resistencia a la cizalla ($C + \sigma \tan \phi$) y η_b es la viscosidad de Bingham. Tanto el modelo viscoso de Coulomb como el modelo de Bingham son conocidos generalmente por el nombre de modelo reológico plástico-viscoso, característico de los deslizamientos plásticos. Las fórmulas que expresan la altura crítica y la velocidad del deslizamiento, son ligeramente distintas según se tome el modelo viscoso de Coulomb o el de Bingham (JOHNSON y RODINE, 1984).

$$\text{Según Bingham} \quad H_c = \frac{K}{\gamma \sin \theta} \quad (32)$$

$$y \quad w = \frac{1}{\eta_b} \left[\frac{H^2 \gamma \sin \theta}{2} + \frac{K^2}{2 \gamma \sin \theta} \right] - KH \quad (33)$$

en donde w es la velocidad de la masa en deslizamiento y H su espesor.

Las limitaciones de estas formulaciones teóricas son esencialmente dos (KARLSRUD y EDGERS, 1982):

- no se tienen en cuenta las fuerzas hidrodinámicas que actúan en la superficie del deslizamiento plástico
- no se consideran las irregularidades de los taludes naturales.

G. Consideraciones teóricas acerca de las fallas de crecimiento

Existen algunas teorías sobre la formación y las características mecánicas, estructurales y geométricas de las fallas de crecimiento. Tales teorías se basan en estudios impulsados por el interés que para la prospección de hidrocarburos tienen las fallas de crecimiento, ya que constituyen a menudo buenas trampas. La difusión pública de estas teorías es o ha sido muy restringida debido a que tienen un carácter de información confidencial de las compañías que los subvencionaron.

Por lo que nosotros sabemos, la mayoría de teorías acerca de las fallas de crecimiento han sido formuladas para sistemas deltaicos y no para taludes y glacis continentales. A pesar de ello, y con las reservas pertinentes, las líneas de razonamiento sobre las que se sustentan pueden ser también válidas para los taludes y glacis continentales de márgenes progresivos.

Hay cuatro teorías principales:

- 1) teoría de las ondas u olas de arcilla ("shale waves"), de ODE (1962);
- 2) teoría del exceso local de sobrecarga sedimentaria ("local excess loading"), de RETTGER (1935) y DIEBOLD (1963);
- 3) teoría del deslizamiento gravitacional libre ("free gravitational sliding"), ilustrada y renovada por CLOOS (1968);
- 4) teoría del delta de múltiples unidades ("multi-unit delta model"), de CRANS et al. (1980).

La teoría de las ondas de arcilla (Fig. 23) establece un paralelismo entre el comportamiento de los niveles evaporíticos, como los existentes en el margen del Golfo de León, y los niveles de arcillas sometidos a sobrepresión. La ines-

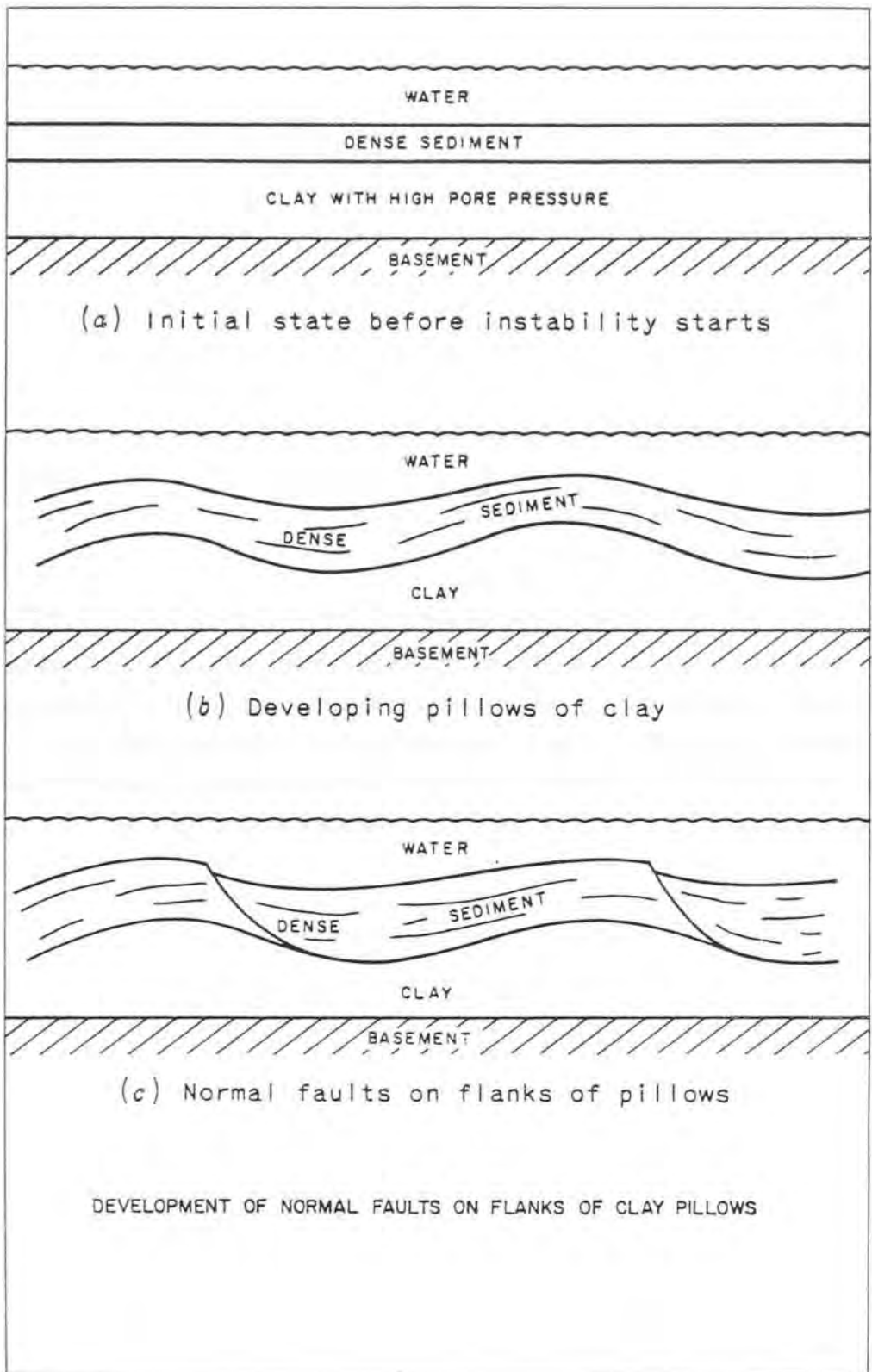


Fig. 23.- Proceso de formación de fallas de crecimiento según la teoría de las ondas de arcilla de ODE (1962).

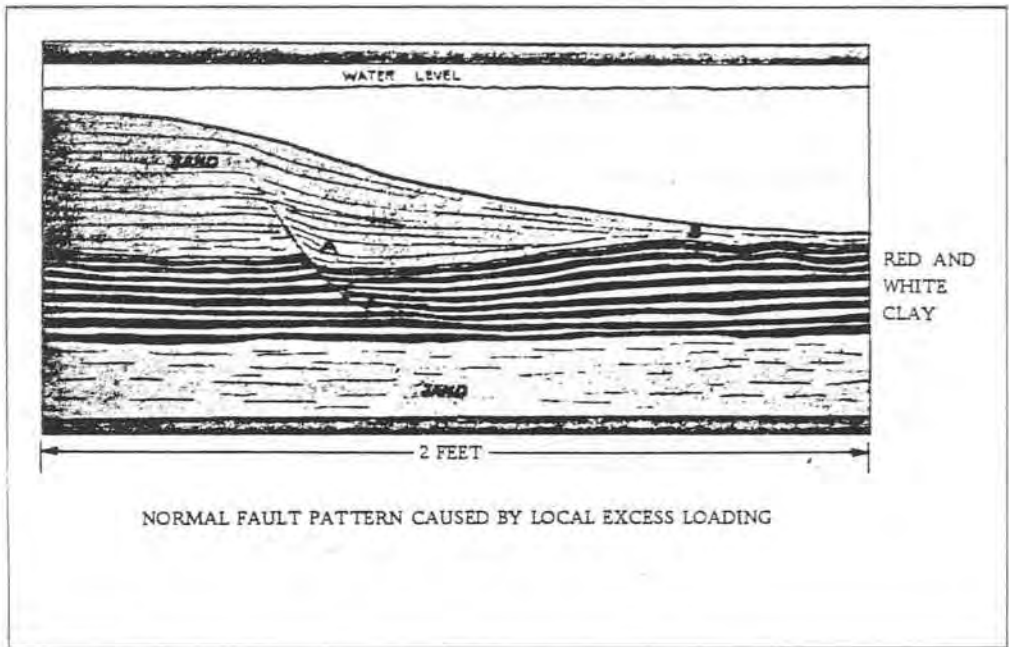


Fig.24 .- Formación de una falla de crecimiento según la teoría del exceso local de sobrecarga, de RETTGER (1935).

tabilidad gravitacional se produce debido a la inversión de densidad que ocurre cuando un nivel evaporítico o arcilloso es enterrado bajo sedimentos de mayor densidad. Según ODE (1962), los requisitos básicos para dicha inestabilidad son:

- a) existencia de un nivel evaporítico o arcilloso, grueso y uniforme, de gran extensión horizontal;
- b) enterramiento relativamente rápido de tales niveles bajo sedimentos más densos.

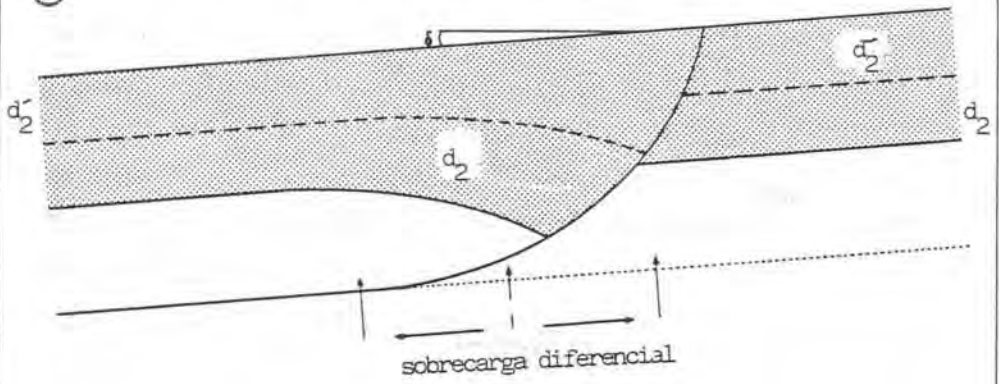
Según el mismo autor, cuando estos requisitos se cumplen la inestabilidad gravitacional aparece tarde o temprano. La Fig. 23 explica en tres etapas sucesivas la teoría de ODE (1962). Las críticas, que las hay, se basan en la existencia de evidencias de campo que parecen indicar que las ondas (con los abombamientos y diapiros asociados) se producirían después de la aparición de las fallas de crecimiento, y no antes (CRANS et al., 1980). Sugeriríamos al lector que fije en este instante y por breve tiempo su atención en las Figs. 108, 109, 110 y 113, en que pueden observarse los "rosarios" y las almohadillas en las evaporitas messinienses de la base del talud golfoleonés. El atractivo de la teoría de ODE (1962) es para nosotros, y para el caso estudiado, evidente.

Por lo que respecta a la teoría del exceso local de sobrecarga, de RETTGER (1935) y DIEBOLD (1963), el gran inconveniente de la misma es que no explica satisfactoriamente el porqué del espaciado entre sucesivas fallas de crecimiento (CRANS et al., 1980), observado muy a menudo en la naturaleza (Figs. 24, 25 y 26).

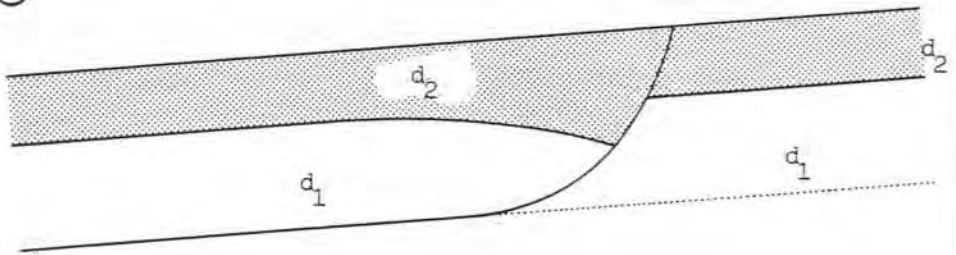
La teoría del deslizamiento gravitacional libre ha sido desarrollada a partir de estudios experimentales efectuados por CLOOS (1968) quien llegó a explicar bastante convincentemente el sistema de fallas de crecimiento de la Costa del Golfo de México, en E.U.A. Esta teoría ha sido retomada en parte por la teoría del delta de múltiples unidades.

d_1, d_2, d_2' : sedimentos de densidades distintas ($d_1 \neq d_2'$)
 d_1 : arcillas o evaporitas dominantes (potencialmente fluyentes)
 d_2 : arenas, limos o intercalaciones de ambos con arcillas

③



②



①

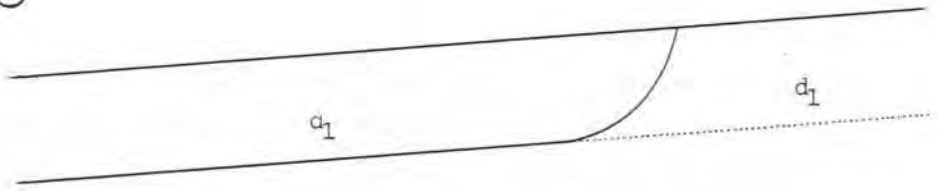


Fig. 25.- Sobrecarga diferencial debida a una falla de crecimiento (modificado de CRANS et al. (1980).

El "multi-unit delta model" se basa en un modelo de delta ideal formado por múltiples apilamientos sedimentarios susceptibles de ser afectados por deslizamientos gravitacionales ("units"). Permite explicar la mayor parte de características geométricas y estructurales (engrosamientos en el labio hundido -Fig. 25 -, "roll-over structures", fallas antitéticas, etc) asociadas a las fallas de crecimiento sin necesidad de apelar a mecanismos profundos ("deep seated") dentro de la serie sedimentaria. Observaciones de campo efectuadas principalmente en Irlanda confirman la factibilidad de esta teoría en sistemas deposicionales naturales. Las principales conclusiones a que llega son:

- a) las fallas de crecimiento en sistemas deltaicos pueden explicarse simplemente como resultado del deslizamiento gravitacional de arcillas y limos sobrepresionados;
- b) todos los tipos de fallas de crecimiento se mueven estructuralmente entre dos términos extremos, la "open-ended" o "incomplete slide structure" (estructura "abierta"), sin "toe" (pie) identificable (Fig. 26), la cual se desarrolla cuando la tasa de relajamiento de la sobrepresión es relativamente grande en comparación con la tasa de sedimentación (las fallas de crecimiento espaciadas regularmente pertenecerían a este grupo); y la "complete slide structure" o estructura "cerrada" (Fig. 27), que se desarrolla cuando la tasa de sedimentación es relativamente grande en comparación con la tasa de relajación de la sobrepresión;
- c) a la profundidad a que se sitúan los planos de deslizamiento ("slip planes") el esfuerzo principal no es vertical sino que llega a desviarse hasta 60° respecto la vertical.

Es muy importante el concepto de perfil de sobrepresión: presión en exceso respecto a la presión hidrostática a que

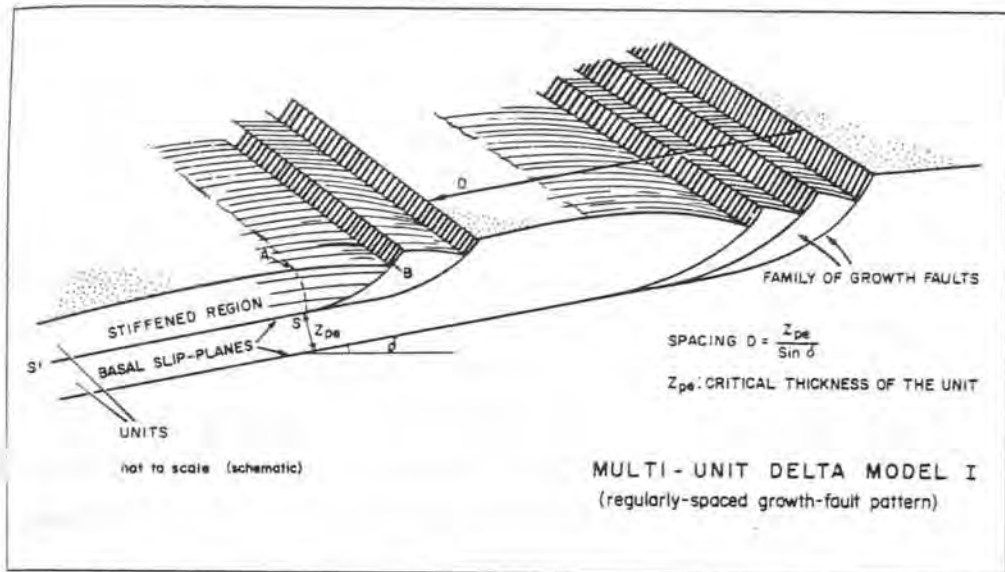


Fig. 26 .- Desarrollo de fallas de crecimiento "abiertas" según la teoría del delta de múltiples unidades, de CRANS et al. (1980). Z_{pe} : profundidad del plano basal de deslizamiento (grosor crítico de la unidad); δ : inclinación de la capa.

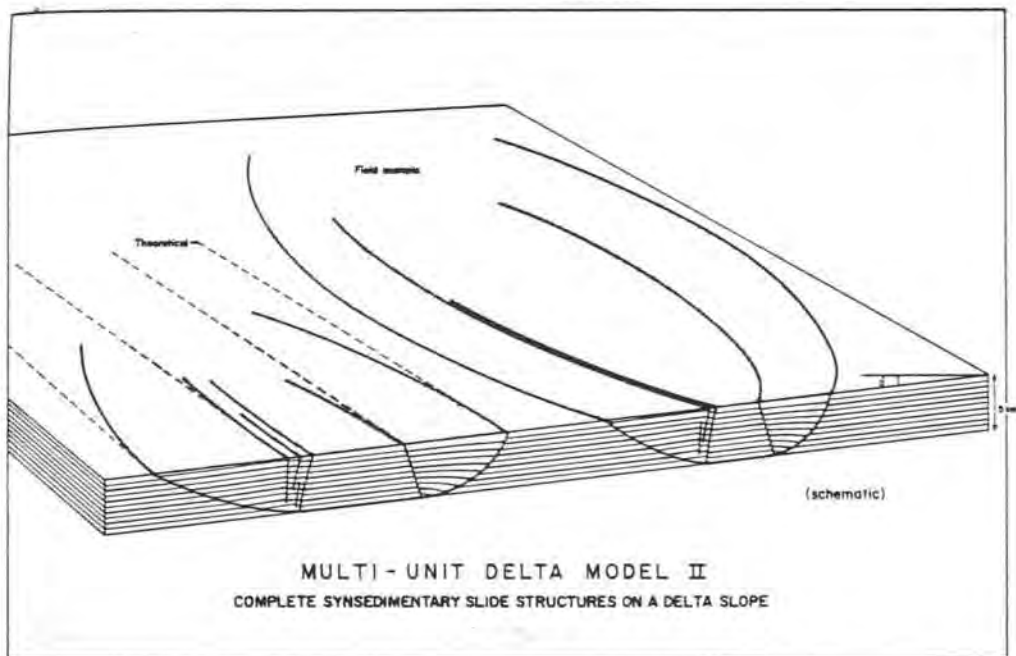


Fig. 27 .- Desarrollo de fallas de crecimiento cerradas según la teoría del delta de múltiples unidades, de CRANS et al. (1980).

están sometidos los fluidos en función de la profundidad.

Recordemos una vez más que las cuatro teorías que acabamos de esbozar se fundamentan en modelos experimentales artificiales. No por ello deben ser menoscabadas pero la aplicación de las mismas para explicar los deslizamientos naturales conlleva dificultades, más o menos graves según los casos, derivadas de la simplificación de la realidad en que de hecho consisten sus formulaciones. Entre los factores que en los sistemas naturales intervienen de un modo u otro en la formación de fallas de crecimiento, algunos son prácticamente incuantificables y otros deben ser muy simplificados antes de introducirlos en los modelos teórico-experimentales.

Por otro lado, estamos persuadidos de que el comportamiento en la naturaleza de las masas sedimentarias deslizadas puede obedecer, de manera primordial o parcial, y en determinados momentos, a más de una de las teorías enunciadas. Prueba de ello son las estructuras internas y las diferentes morfologías de las masas deslizadas, tal como se observan en los perfiles de sísmica de reflexión presentados en esta obra y en la bibliografía existente.

X. SÍNTESIS DEL CAPÍTULO

Hemos demostrado la importancia a nivel mundial de los deslizamientos submarinos en los actuales márgenes continentales. Asimismo, han sido caracterizadas las morfologías básicas, a saber, traslacionales, rotacionales puros, rotacionales de falla de crecimiento y plásticos.

Los factores que desencadenan o favorecen la ocurrencia de deslizamientos submarinos son muy diversos pero admiten ser agrupados en dos grandes categorías, factores externos y factores internos. Los factores externos son, en la mayoría de ocasiones, los desencadenantes de los deslizamientos pero los factores internos coadyuvan en todas las circunstancias al desarrollo de los mismos.

Los tamaños de los deslizamientos submarinos son extraordinariamente variables, yendo desde unos pocos metros cúbicos hasta centenares de kilómetros cúbicos. En cuanto a las edades de los deslizamientos, éstos han debido ocurrir a lo largo de toda la historia geológica de la Tierra, aunque los mejor conocidos son los de edad cuaternaria.

Los aspectos teóricos de la mecánica de los deslizamientos submarinos han sido tratados acorde con los modelos más ampliamente aceptados aunque sin entrar en el pleno desarrollo de sus formulaciones matemáticas.

En resumen, la correcta evaluación de la estabilidad de un talud submarino debe pasar forzosamente por la caracterización de la estructura sedimentaria (geometría de las superficies de deslizamiento, estratificación, litología) y la identificación de los factores desencadenantes de la inestabilidad. A continuación debe aplicarse el método de análisis teórico más indicado, ya sea estático o dinámico. Para todo ello se necesitan sólidos conocimientos sobre sismica de reflexión, técnicas de muestreo y observación, sedimentología, hidrología, geotecnia y mecánica teórica.

CAP. IV. LOS CAÑONES SUBMARINOS

I. DEFINICIONES, CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS Y SITUACIÓN

Los cañones submarinos son conocidos desde la antigüedad por pescadores y navegantes y juntamente con las plataformas marginales constituyen el principal accidente topográfico de los taludes continentales (BOILLOT, 1983).

De todos modos, los cañones submarinos (denominados tradicionalmente "recs" en Cataluña) no son el único tipo de valles submarinos existentes. SHEPARD (1973) clasificó los valles submarinos en siete categorías distintas: 1) cañones submarinos, 2) surcos de frente deltaico ("delta - front troughs"), 3) valles de abanico submarino ("fan valleys"), 4) cárcavas submarinas ("slope gullies"), 5) valles de falla ("fault valleys"), 6) valles de plataforma ("shelf valleys") y 7) canales oceánicos profundos ("deep-sea channels").

Un cañón submarino podría ser definido de la siguiente manera: valle submarino contínuo de morfología bastante abrupta, estrecho y sinuoso, encajado en el margen continental; los cañones submarinos pueden nacer cerca de la costa, en la plataforma continental, en el borde de la plataforma o en pleno talud continental y mueren al pie del talud continental, en el glacis o en la llanura abisal; la sección transversal de los cañones tiene forma de V, con fondo plano si hay acumulación de sedimentos (CANALS et al., 1982, ligeramente modificado). Muy a menudo, los cañones submarinos están jerarquizados existiendo cañones de primer orden hacia los que vierten cañones de segundo orden, los cuales a su vez reciben cañones de tercer orden y así sucesivamente. La jerarquización se desarrolla de forma análoga a la de los sistemas fluviales, es decir, en el sentido de la pendiente. Las cabeceras de los cañones están caracterizadas, generalmente, por una elevada presencia de ramificaciones que convergen hacia el comienzo del valle principal. En la desembocadura

cadura de los cañones de primer orden se desarrollan conos o abanicos submarinos profundos cruzados por sistemas de canales distributarios poco encajados.

Los surcos de frente deltaico son unos valles submarinos encajados en la plataforma continental y que se desarrollan aguas afuera de los grandes deltas; a menudo, se prolongan hacia las partes distales de los márgenes continentales convirtiéndose sucesivamente en cañones y valles de abanico submarino hasta alcanzar las llanuras abisales, como en los casos del Ganges, el Indo, el Níger, el Mississippi, el Ródano, y otros.

La mayoría de autores aplican indistintamente el término de "cañón submarino" tanto a los cañones submarinos s.str. como a los valles de abanico submarino (DROZ, 1983; BELLAICHE et al., 1984). En realidad, eso se debe a que, según la definición del propio SHEPARD (1973), "los valles de abanico submarino son las prolongaciones de los cañones submarinos o de los surcos de frente deltaico abiertos en los abanicos sedimentarios del pie de los taludes continentales". En la mayoría de ocasiones están flanqueados por "levées" y se ramifican dando lugar a numerosos canales distributarios; en cambio, es muy raro que reciban tributarios.

Las cárcavas submarinas son valles discontinuos, de escaso relieve y con pocos o ningún tributario, que se encuentran en los distintos tipos de taludes submarinos, como los taludes prodeltaicos y los taludes continentales. En un mismo talud, las cárcavas pueden estar situadas a profundidades muy diversas y las cabeceras de unas pueden estar tocando a los pies de otras (SHEPARD y DILL, 1966); además, pueden existir varias generaciones de cárcavas, unas con aspecto fresco y otras más o menos rellenadas con sedimentos.

Debido por un lado a que los criterios utilizados por SHEPARD (1973) para establecer las diferencias entre las tres primeras categorías de valles submarinos eran un tanto discu-

tibles, como él mismo reconoce, y por otro lado, al aumento de nuestros conocimientos sobre los fondos oceánicos, actualmente se usa de forma digamos tácita una clasificación que comprende las categorías siguientes: 1) cañones submarinos (incluye los cañones submarinos s.str., los valles de abanico submarino y algunos surcos de frente deltaico), 2) surcos de frente deltaico (son aquéllos que no se prolongan mediante un cañón), 3) valles de plataforma (especialmente importantes en las plataformas glaciadas), 4) cárcavas submarinas, 5) canales oceánicos profundos, 6) fosas oceánicas ("deep-sea trenches"), y 7) valles de los ejes de las dorsales oceánicas.

Si bien es cierto que los procesos sedimentarios y la morfología existentes en un cañón submarino ideal y plenamente desarrollado (es decir, que nazca aguas afuera de un delta y forme un abanico submarino al pie del talud) varían a lo largo del mismo, no es menos cierto que el valle es sólo uno y que hay un continuo tanto sedimentológico como morfológico entre los términos y las situaciones extremas.

Sería algo análogo a los cambios que se producen en los procesos sedimentarios y la morfología a lo largo de un curso fluvial; la cabecera y los cursos alto, medio y bajo tienen unas características distintas pero no por ello dejan de constituir un mismo curso fluvial. Por esa razón, las dos primeras categorías de SHEPARD y DILL (1966) y SHEPARD (1973) y parte de los surcos de frente deltaico han sido englobadas en el término único de "cañón submarino".

La denominación de "valles de falla" ha sido suprimida para evitar la mezcla de criterios genéticos y criterios descriptivos en una misma clasificación.

Los canales distributarios de los abanicos submarinos se consideran como un tipo menor de valle submarino, distinto de los hasta aquí mencionados.

Ateniéndonos a esta nueva clasificación, los valles submarinos presentes en el margen continental distal del Golfo de León y Norte de Cataluña pertenecen a las categorías de los cañones y las cárcavas submarinas. Y en esas categorías vamos a centrar desde ahora nuestra atención.

En el conjunto de los márgenes continentales del mundo, los cañones son el tipo más común de valle submarino. Son especialmente abundantes y están bien desarrollados en los márgenes progresivos e intermedios con importante sedimentación terrígena; en cambio, las condiciones geométricas y sedimentarias imperantes en los márgenes abruptos son poco favorables para el desarrollo de grandes cañones y ulteriores jerarquizaciones.

A pesar de lo que su nombre parece indicar, las vertientes de la mayoría de cañones no son extraordinariamente escarpadas sino que a menudo las inclinaciones medias ni tan solo superan los 10° . No obstante, localmente en algunos cañones pueden alcanzarse valores muy elevados; la existencia de tramos muy inclinados o incluso verticales ha sido señalada en bastantes cañones (SHEPARD, 1973; MALAHOFF et al., 1982; MULLINS et al., 1982). El fondo de los cañones suele ser plano.

En los sectores del talud continental con una gran densidad de cañones, éstos están separados por unos salientes o contrafuertes denominados interfluvios o áreas de intercañón.

El grado de sinuosidad en los trazados de los cañones es altamente variable, yendo desde trazados escasamente sinuosos, como los de algunos cañones de los márgenes oriental y occidental de Norteamérica, hasta trazados meandriformes como los de los cañones del Amazonas (DAMUTH y KUMAR, 1975; DAMUTH y EMBLEY, 1981), del Ródano (ORSOLINI et al., 1982), de Mugu y Monterrey en California (SHEPARD y DILL, 1966), etc. El trazado del cañon central del abanico del Ródano es

quizás el más sinuoso de los conocidos hasta la fecha.

A grandes rasgos, tienden a ser perpendiculares al margen aunque también hay cañones o tramos de los mismos dispuestos diagonalmente e incluso paralelamente al margen, como el Cañón de Cap Breton, en el Golfo de Vizcaya. No obstante, los trazados paralelos al margen sólo suelen presentarse en lugares de confluencia entre direcciones estructurales que formen ángulos elevados; así, en el citado Cañón de Cap Breton confluyen el margen cantábrico español, de dirección W-E, y el margen landés, de dirección N-S, por lo que dicho cañón sería en realidad paralelo al margen cantábrico pero perpendicular al margen landés; es decir, su trazado coincidiría con el del frente de cabalgamiento nor-pirenaico. En cambio, los ejes de las cárcavas submarinas sí son paralelos al margen con relativa frecuencia, pero ello es debido a los procesos que intervienen en su génesis, tal como veremos más adelante.

Las longitudes de los cañones pueden ir desde unos pocos kilómetros en los pequeños cañones de los márgenes abruptos (tectónicos, bioconstruidos, o volcánicos) y en los cañones de tercer y cuarto orden hasta centenares de kilómetros en los mayores cañones del mundo. El cañón más largo hasta ahora conocido es el de Bering, con 400 kilómetros de longitud. Pero en volumen el cañón más grande del mundo es el denominado cañón de Zhemchug o Cañón de las Perlas, también en el Mar de Bering, con un volumen de 8500 km^3 (SCHOLL et al., 1970). Compárese esta cifra con los volúmenes de los deslizamientos submarinos de la Tabla 2. Para dar una idea de lo que significan los 8500 km^3 del Cañón de Zhemchug digamos que el volumen de todos los cañones de California central sumados es de tan solo 1500 km^3 (MENARD, 1960). Añadamos también como referencia que la mayoría de grandes cañones del mundo tienen volúmenes de menos de 500 km^3 .

Remitimos al lector interesado en los aspectos descriptivos de los cañones submarinos a las obras generales de

SHEPARD y DILL (1966), SHEPARD (1973), SHEPARD et al. (1979) y al gran número de artículos sueltos publicados en las revistas especializadas.

II. ORÍGENES DE LOS CAÑONES SUBMARINOS

El origen de los cañones ha sido uno de los temas más controvertidos de la Geología Marina. Actualmente, existe el convencimiento de que los orígenes pueden ser diversos y, lo que es más, de que en el desarrollo de un cañón pueden haber concurrido distintos factores, ya sea heterócrona o sincrónicamente. Esos factores controlan los procesos subaéreos y submarinos que intervienen en la formación de los cañones y les confieren su carácter esencialmente erosivo. Las interacciones y la sucesión de procesos que dan lugar a su formación determinan que cada cañón o grupo de cañones tenga una historia particular.

Los factores que determinan la incidencia de unos u otros procesos de erosión pueden ser de diversa índole: tectónicos (fracturas, subsidencia, alzamientos, flexura continental), eustáticos, hidrosedimentarios y biógenos.

Clásicamente se creía que los procesos de erosión en condiciones subaéreas habrían sido los responsables de la formación de numerosos cañones submarinos o, al menos, de los tramos superiores de los mismos, alrededor del mundo. La existencia en algún tiempo de condiciones subaéreas en los actuales fondos marinos puede ser explicada mediante dos hipótesis no incompatibles entre sí:

- 1) Hipótesis de la flexura continental, que implica un alzamiento progresivo de las tierras emergidas y un hundimiento progresivo de las tierras sumergidas; esos dos movimientos opuestos provocarían la sumersión progresiva de los bordes continentales y los valles allí existentes.

2) Hipótesis de las regresiones y las oscilaciones eustáticas, las cuales desplazarían el nivel del mar haciendo que sectores antiguamente sumergidos deviniesen emergidos y viceversa. Durante las regresiones y los mínimos eustáticos, los procesos de erosión subaérea excavarían valles que posteriormente, en los episodios transgresivos y de máximos eustáticos, quedarían de nuevo bajo las aguas. En casos extremos, las regresiones serían tan intensas que provocarían la desecación de cuencas enteras.

Los criterios utilizados para apoyar las hipótesis de la erosión subaérea son los siguientes:

a) Correspondencia entre cañones submarinos y valles subaéreos. Dicha correspondencia ocurre en numerosos lugares del mundo especialmente en relación con las grandes desembocaduras fluviales (SHEPARD y DILL, 1966; FREELAND et al., 1981, y otros). Pero este criterio no se basa únicamente en evidencias morfológicas sino también en evidencias sedimentológicas como son la existencia de asociaciones de formaciones marinas someras y formaciones deltaicas en la cabecera de algunos cañones (SWIFT et al., 1980). En Córcega y Japón los cañones submarinos enlazan directamente con gargantas en tierra firme (MAY et al., 1983). Los perfiles de sísmica de reflexión también han mostrado la existencia de antiguos valles fluviales actualmente colmatados, como en las plataformas del Ródano (GENNESSEAU y LEFEBVRE, 1980), del Hudson (KNEBEL et al., 1979), del Cañón de Wilmington (McCLENNAN, 1973; TWICHELL et al., 1977), etc. En ocasiones, los enlaces entre valles subaéreos y cañones submarinos se producen coincidiendo con zonas de fractura, como en los cañones Scripps y La Jolla, en California (DILL, 1964).

b) Elevado grado de semejanza entre la morfología de los cañones submarinos y la de los valles subaéreos. Este criterio ha sido utilizado para atribuir un origen subaéreo al menos a la cabecera y los tramos superiores de

los cañones de la Provenza francesa y Córcega (SHEPARD, 1973 ; BOILLOT, 1983).

c) Evidencias de la existencia de períodos de desecación en determinadas cuencas. Uno de los argumentos fundamentales para probar la desecación del Mediterráneo a finales del Mioceno es la existencia de las evaporitas mesinienses en todo el fondo de la cuenca. Admitiendo que la cuenca tenía una hipsografía próxima a la actual, se asocia la formación de numerosos cañones mediterráneos con la erosión fluvial en los márgenes de la cuenca desecada (HSU, 1972a y b; ~~ELLACHE~~ et al., 1979). Una desecación parecida ocurrida en el Atlántico Sur a comienzos del Cretácico (BERGER y WINTERER, 1974) puede ser la causa de la formación del Cañón del Congo y otros cercanos (LEYDEN et al., 1978; SHEPARD, 1981).

d) Evidencias de la emersión de determinados sectores de los márgenes continentales debido a importantes descensos eustáticos y regresiones y/o a alzamientos tectónicos. Los trabajos efectuados en el campo de la estratigrafía sísmica (VAIL et al., 1977) muestran hasta que punto han sido frecuentes las oscilaciones eustáticas a lo largo de la historia de la Tierra. La influencia de los descensos eustáticos pleistocenos en la conformación de la cabecera de muchos cañones prácticamente no tiene que ser defendida, ya que es generalmente aceptada. Quizás el aspecto más sorprendente de la erosión subaérea durante los mínimos eustáticos es que no hay indicios de que esta erosión se detuviese coincidiendo con los niveles del mar, tal como ocurre en los deltas (SHEPARD, 1981). No obstante, la correlación entre descensos eustáticos y fases de excavación de cañones submarinos no se limita al Pleistoceno, sino que se extiende hasta el Terciario e incluso el Secundario (LOHMAR y WARME, 1978; PICHA, 1979; SHEPARD, 1981). La erosión de cañones submarinos ocurrida en condiciones subaéreas durante fases de alzamiento tectónico ha sido utilizada por ALMGREN (1978) para explicar la formación de tres cañones en el valle

de Sacramento (costas del Pacífico de los E.U.A.).

e) Evidencias de la sumersión de ciertos sectores de los márgenes continentales, la cual puede estar provocada por ascensos eustáticos (caso de las rías) y/o por hundimientos tectónicos. Sería el caso de la Cuenca Mediterránea durante el Plio-Cuaternario, en relación con las costas mesinienses.

f) Combinaciones entre varios de los criterios anteriores. De esas posibles combinaciones y, además, de las combinaciones de procesos subaéreos y procesos submarinos trataremos más adelante.

De todos modos, la validez de los procesos de erosión fluvial para explicar la formación de los cañones submarinos a escala global es muy limitada. Los cañones situados en las profundidades de los márgenes continentales de los grandes océanos no pueden ser explicados mediante procesos de erosión subaéreos a menos que todos ellos, hipótesis altamente improbable, datasen de los períodos iniciales de obertura de los respectivos océanos. Es en las cabeceras y tramos superiores de los cañones, o coincidiendo con situaciones excepcionales en cuencas cerradas donde la teoría del origen subaéreo de los cañones submarinos alcanza su máxima relevancia.

El origen submarino de la mayoría de cañones es una idea que, a escala global, se ha ido afirmando a medida que iban apareciendo constataciones favorables y que iban encontrándose nuevos inconvenientes y limitaciones a la teoría del origen subaéreo y, especialmente, a la hipótesis de la flexura continental, hoy prácticamente arrinconada.

Las principales constataciones, a las que por supuesto no es ajeno el enorme progreso de las Ciencias Oceanográficas en las últimas décadas, que han motivado el desarrollo de esa corriente de opinión favorable al origen submarino de los cañones son las siguientes:

- 1) Reafirmación del carácter esencialmente erosivo de la mayoría de cañones actuales, hecho que sólo puede ser explicado por la ocurrencia de procesos erosivos submarinos.
- 2) Existencia de cañones sin ninguna relación, ni actual ni pasada, con valles en tierra.
- 3) Presencia de cañones a profundidades tales que es inconcebible un origen distinto del submarino para los mismos.
- 4) Relaciones entre la presencia de cañones submarinos y la existencia de promontorios terrestres que detienen o desvían el curso de corrientes oceánicas portadoras de sedimentos; la pérdida de competencia aguas arriba de los promontorios provoca acumulaciones rápidas de sedimentos que al desplazarse hacia zonas más profundas causan importantes incisiones perpendicularmente a las isóbatas (DIETZ et al., 1968).
- 5) Comprobación del potencial erosivo de los procesos sedimentarios de transporte en masa, especialmente de las corrientes de turbidez. Los procesos de transporte gravitacionales en el talud serían particularmente frecuentes durante los mínimos eustáticos debido a que, como consecuencia del descenso del nivel del mar, los materiales aportados por los ríos son vertidos directamente en el talud.
- 6) Importancia de los deslizamientos submarinos y de la caída de bloques en la retrogresión de las cabeceras de los cañones y en su ensanchamiento (SHEPARD, 1951; SLATER, 1981; MULLINS et al., 1982; FARRE et al., 1983).
- 7) Formación reciente de cañones en condiciones submarinas. Eso ha sucedido en varios lugares del mundo, como en el Mar Negro, donde una migración de la desem-

bocadura del Río Riony ha provocado la formación de un nuevo cañón en tan solo veinte años; hechos de la misma naturaleza han ocurrido aguas afuera de los ríos Balsas y Santa Ana, en México y Estados Unidos, respectivamente (FELIX y GORSLINE, 1971; REIMNITZ y GUTIERREZ-ESTRADA, 1970).

- 8) Movimientos de las masas de agua en el interior de los cañones submarinos. SHEPARD y sus colaboradores han llevado a cabo un estudio sistemático de las corrientes en el interior de los cañones submarinos (SHEPARD et al., 1979; SHEPARD, 1979) y han mostrado la existencia de dos tipos principales de corrientes: a) alternativamente ascendentes y descendentes, prácticamente continuas en la mayoría de cañones, cuyas velocidades raramente exceden los 50 cms/seg. y, b) corrientes descendentes ocasionales de gran velocidad, las cuales son probablemente corrientes de turbidez. Existen también corrientes transversales a los ejes de los cañones cuyas velocidades son semejantes a las de las corrientes alternas. MILLOT y MONACO (1984) registraron a unos 1800 metros de profundidad, en las inmediaciones del Cañón del Petit Rhône, corrientes de direcciones cambiantes con velocidades medias horarias de hasta 48 cms/seg. El potencial erosivo de las corrientes que circulan por los cañones ha sido demostrado por observaciones del fondo de los mismos, especialmente mediante fotografía submarina desde embarcación e inmersiones con submarinos que han revelado la existencia de "ripples" de corriente (SHEPARD, 1965; GOT y STANLEY, 1974) y paredes rocosas pulimentadas y libres de sedimentos (MULLINS et al., 1982; MALAHOFF et al., 1982), amén de otras evidencias. Además, muchos cañones podrían ser auténticas trampas de olas internas (SHEPARD, 1975; GORDON Y MARSHALL, 1976).

- 9) Reobertura en condiciones submarinas de cañones obstruidos por acúmulos sedimentarios o diapiros. El neo

canal del abanico profundo del Ródano se abrió hace no más de 18.000 años, en el Würm IV (MEAR, com.pers.) a raíz de la obstrucción del antiguo canal por un acúmulo sedimentario (DROZ, 1983). También el Cañón de Wilmington, en el margen atlántico de los Estados Unidos, se ha abierto paso a través de una masa deslizada de sedimentos cuaternarios que lo obstruía (KELLING y STANLEY, 1970; MCGREGOR y BENNETT, 1981). En el talud del Golfo de México, algunos cañones se mantienen abiertos gracias a los procesos de erosión submarina que contrabalancean los ascensos diapíricos que tienden a taponarlos (BOUMA, 1982).

- 10) Coincidencia en un elevado número de ocasiones entre el trazado de los cañones y líneas de fractura submarinas que facilitan la acción de los procesos erosivos submarinos. Según BOILLOT (1983) casi todos los cañones submarinos estarían situados coincidiendo con o próximos a grandes accidentes tectónicos. Existiría un control estructural directo o indirecto, según los casos.
- 11) Comprobación de la importancia local de la bioerosión en las cabeceras y vertientes de los actuales cañones submarinos (WARME et al., 1971; KELLING y STANLEY, 1976).

La conclusión más importante de todas las constataciones en pro de un origen subaéreo o de un origen submarino para los cañones submarinos, y que ya habíamos avanzado un poco al inicio del apartado, es que éstos tienen en realidad una historia compleja. Volviendo al símil con los valles fluviales, debe tenerse presente que el descenso altitudinal de los grandes cañones es semejante al que experimentan los grandes ríos y que, análogamente, los procesos erosivos que han dado lugar a la excavación de un cañón submarino puede ser de distinta naturaleza según los tramos y las épocas. En todos los casos pueden haberse sucedido varias generaciones,

alternas o no, de episodios erosivos y episodios de acumulación (GOT, 1973; SHEPARD, 1981). Citemos algunos ejemplos concretos que muestran la compleja evolución de los cañones submarinos:

- I - Los cañones de Blanes y La Fonera, al Norte de Cataluña, se habrían formado, inicialmente, por erosión subaérea durante la desecación mesiniense, instalándose sobre zonas de fractura. Posteriormente, a lo largo del Plio-Cuaternario se irían encajando por erosión predominantemente subaérea en las cabeceras durante los mínimos eustáticos y por la acción erosiva de las corrientes de turbidez combinado con la subsidencia de la cuenca en las zonas permanentemente sumergidas, alcanzando unas dimensiones mucho más considerables que en la fase inicial. En cambio, los cañones que entallan el borde de la plataforma tarraconense se habrían formado por erosión esencialmente submarina durante el Plio-Cuaternario (SERRA, 1981).

- II - La disección inicial de los cañones del margen atlántico estadounidense, al Norte de la Bahía de Delaware, sería debida a deslizamientos submarinos ocurridos en el talud continental. Las "mordidas" causadas por los deslizamientos formarían sistemas dendríticos que irían ascendiendo por erosión progresiva hacia el borde de la plataforma. Al encajarse en la plataforma, los cañones entrarían en una fase de madurez durante la cual servirían de conductos para los materiales procedentes de la plataforma continental (FARRE et al. 1983).

- III - El Cañón de Bering se formó en condiciones parcialmente subaéreas, pero siguiendo direcciones estructurales, a raíz de un importante alzamiento sufrido por la Península de Alaska en el Plioceno. Concidiendo con los mínimos eustáticos cuaternarios se habrían producido nuevas fases de incisión tanto subaéreas como submarinas, ya que los descensos del nivel del

mar provocaron frecuentes corrientes de turbidez en el talud continental (SCHOLL et al., 1970).

Con estos tres ejemplos, y otros muchos que pueden encontrarse en la literatura reciente, consideramos demostrado el carácter compuesto o complejo del origen de los cañones submarinos.

No queremos concluir este apartado sin decir unas palabras acerca del origen de las cárcavas submarinas. Al parecer, se deben fundamentalmente a deslizamientos submarinos (SHEPARD, 1973; KENYON et al., 1978), aunque también ha sido invocada la intervención de procesos tales como corrientes de turbidez (KELLING y STANLEY, 1976), erosión subaérea durante mínimos eustáticos (INDERBITZEN y SIMPSON, 1971), acumulación diferencial (BUFFINGTON y MOORE; 1963), reptación (SHERIFF et al., 1980) y bioerosión (DILLON y ZIMMERMAN, 1970). Las morfologías resultantes de los deslizamientos harían que en ocasiones los ejes de las cárcavas fuesen paralelos a las isóbatas.

III. EDADES DE LOS CAÑONES SUBMARINOS

Dada la superposición de episodios erosivos y episodios de colmatación en la mayoría de cañones submarinos, es tarea ardua el determinar las edades de las fases de entallamiento inicial. Para ello se utilizan dos criterios principales:

- a) Conocer la edad de los materiales más antiguos erosionados durante el entallamiento. Este dato sirve para poner un tope de edad, más allá del cual no puede haberse formado el cañón. En todos los casos, el cañón se habrá formado entre la actualidad y ese tope. Puede que los materiales representativos de ese tope afloren en las vertientes del cañón actual, por lo que podrán ser muestreados y datados con lo que el problema queda resuelto. Ahora bien, las dificultades surgen cuando esos materiales no afloran debido a que el cañón ha sido parcialmente colmatado y/o sus vertientes recubiertas de sedimentos recientes.

En este caso, la atribución del tope de edad deberá hacerse según los principios de la estratigrafía sísmica; el eventual muestreo de niveles cronostratigráficamente equivalentes a los que se trata de datar, aflorantes en otros sectores, pasa por un trabajo previo de correlación litostratigráfica, el cual siempre implica un porcentaje de incertidumbre más o menos grande. En algunos casos muy concretos, las perforaciones oceánicas pueden servir para datar directamente la edad de un cañón.

- b) Integrar la formación de los cañones en la evolución geológica de la cuenca en que se hallen. Ello conlleva un proceso de razonamiento lógico que sirve para situar los episodios iniciales de la formación de los cañones en los momentos más favorables para su desarrollo. Algunos de tales momentos podrían coincidir con regresiones, de secaciones, emplazamientos de cursos fluviales y edificación de edificios deltaicos, fases de elevada actividad tectónica, períodos con gran intensidad de procesos submarinos de transporte en masa, etc.

Como en tantas ocasiones, las mejores respuestas nacen del empleo simultáneo de ambos criterios. Así, las edades de formación de los cañones submarinos actualmente existentes van desde el Cretácico hasta nuestros días. No obstante, en cada cuenca parece haber existido un período o períodos de máxima intensidad en la excavación de cañones, los cuales en gran número de ocasiones, si no en todas, coincidirían con épocas de bajo nivel del mar (SEIBOLD y HINZ; 1974; KENNETT, 1982). El Cañón del Congo tal vez sea el más antiguo del mundo (SHEPARD, 1981). No insistiremos en las edades de cañones submarinos concretos, en parte porque algunos ya han sido mencionados en el apartado anterior y, en parte porque no lo consideramos pertinente en este momento.

IV, PROCESOS SEDIMENTARIOS EN LOS CAÑONES SUBMARINOS

En este apartado, muy breve por demás, nos limitaremos a trazar, a título de presentación, los grandes rasgos de los procesos sedimentarios en los cañones submarinos.

El tema irá siendo desarrollado paulatinamente con mayor detalle en el decurso de esta Tesis.

La dinámica sedimentaria en los cañones submarinos es particularmente intensa puesto que constituyen lugares de paso preferenciales para la transferencia de materiales desde las partes proximales hacia las partes distales de los márgenes continentales.

En consecuencia, todos los procesos de transporte en masa tratados en el apartado de terminología se darán en los cañones submarinos. Pero lo importante no es eso sino destacar las características sedimentológicas distintivas de los cañones. Como todas las zonas de erosión, son zonas de paso; en ellos, los sedimentos sólo residen de forma temporal. La acumulación definitiva de los materiales que por ellos circulan tiene lugar en el glacis y en las llanuras abisales debido a la fuerte disminución de la componente vertical de la gravedad producida por la ruptura de pendiente inherente al tránsito entre esas zonas y el talud.

El tan manido carácter erosivo de los cañones submarinos les es consustancial, puesto que de no ser así no podrían existir. No quiere ello decir que en determinados sectores o en determinadas épocas no predominen los procesos de acumulación tendentes a rellenar el cañón. De hecho, a lo ancho del mundo se han hallado numerosos cañones totalmente colmatados y raro es el cañón que no contiene una cierta cantidad de depósitos relativamente recientes, pero esa misma colmatación hace que los cañones dejen de serlo. Por tanto, el predominio de la sedimentación sobre la erosión implica la muerte de un cañón. Por eso se habla de cañones activos o inactivos (o en vías de colmatación). Un mismo cañón puede ser activo en ciertos sectores e inactivo en otros.

El afloramiento de materiales antiguos en sus vertientes y ejes provoca la incorporación de esos mismos materiales a los sedimentos recientes, con las consiguientes mezclas de faunas y componentes. La intensa actividad hidrosedimentaria en ellos existente hace que a menudo sus fondos estén recu-

biertos por materiales groseros resultantes del cernido y posterior transporte de los materiales más finos. También las comunidades vivientes y los regímenes hidrológicos están afectados por la presencia de cañones submarinos, unos adaptándose a las condiciones allí existentes y otros aprovechándolos para establecer direcciones de circulación preferenciales.

Los materiales que circulan por los cañones entran tanto por las cabeceras como por las vertientes, en este segundo caso especialmente a través de deslizamientos submarinos y caída de bloques. Cuando hay acumulación dentro del cañón, los depósitos pueden cubrir toda la gama que va desde las turbiditas hasta los olistolitos y masas deslizadas; incluso pueden haber hemipelagitas. Las gradaciones entre unos y otros tipos de sedimentos se producen tanto en sentido longitudinal como transversal; la evolución de la secuencia de Bouma en los cañones de abanico submarino ha sido estudiada por una gran cantidad de autores.

V. SÍNTESIS DEL CAPÍTULO

Los cañones y las cárcavas submarinas no son el único tipo de valles submarinos existentes, pero sí son los más abundantes. Tanto su disposición como su morfología recuerdan a menudo la de los sistemas fluviales.

Está demostrado el origen complejo de la mayoría de cañones submarinos, cuya morfología actual es el resultado de sucesiones diversas de episodios de incisión y de sedimentación dominantes, con predominio final de los primeros.

Las edades de los cañones submarinos son altamente variables, pudiendo ir desde el Cretácico inferior hasta la actualidad. En ellos predominan los procesos de erosión y transporte.

te, los cuales además están íntimamente relacionados con sus orígenes y evolución.

Parte Segunda

ESTUDIO REGIONAL

- CAP. I. ENCUADRE GEOLÓGICO, BATIMORFOLÓGICO Y SISMOESTRATIGRÁFICO DEL GOLFO DE LEÓN
- I. EVOLUCIÓN Y ESTRUCTURA GEOLÓGICAS DEL MEDITERRÁNEO NOR-OCCIDENTAL
- II. BATIMORFOLOGÍA DEL GOLFO DE LEÓN : ANTECEDENTES
- III. LA COLUMNA SISMOESTRATIGRÁFICA
- IV. ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA SEDIMENTARIA : ESTRATEGIAS Y ANTECEDENTES
- CAP. II. EL REFLECTOR R : CLAVE PARA CONOCER LA EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA RECIENTE Y LA ESTRUCTURA SEDIMENTARIA SUPERFICIAL
- I. CARACTERIZACIÓN DEL REFLECTOR R Y DE LA SECUENCIA ESTUDIADA
- II. PERSISTENCIA DE R Y DE LA SECUENCIA ACÚSTICA DEFINIDA
- III. LA EDAD DE R
- CAP. III. ESTUDIO BATIMORFOLÓGICO
- I. LA NUEVA CARTA BATIMÉTRICA
- II. MORFOLOGÍA DEL TALUD Y EL GLACIS CONTINENTALES
- III. LA PALEOBATIMETRÍA
- IV. MUTABILIDAD DE LOS CAÑONES EN SENTIDO HORIZONTAL : LA PALEO-RED DE DRENAJE
- V. MUTABILIDAD DE LOS CAÑONES EN SENTIDO VERTICAL : EROSIÓN Y ACUMULACIÓN

CAP. IV. LA ESTRUCTURA SEDIMENTARIA POST-R

- I. LOS MAPAS GENERALES DE ESPESORES DE LA COBERTERA SEDIMENTARIA POST-R

CAP. V. PROCESOS Y ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN Y DESLIZAMIENTO DE LA COBERTERA SEDIMENTARIA EN EL GOLFO DE LEÓN

- I. LA REPTACIÓN
- II. LOS DESLIZAMIENTOS TRANSLACIONALES Y ROTACIONALES
- III. LOS DESLIZAMIENTOS PLÁSTICOS
- IV. SÍNTESIS DEL CAPÍTULO

CAP. VI. ESTUDIO MORFO-INTERPRATATIVO

- I. DISTRIBUCIÓN DE LOS PROCESOS, ESTRUCTURAS Y DEPÓSITOS DE DESESTABILIZACIÓN DE LA SERIE SEDIMENTARIA POST-R
- II. LOS LOMOS SEDIMENTARIOS Y ZONAS DE RESPUESTA HIPERBÓLICA ASOCIADAS DEL TALUD GERUNDENSE
- III. OTROS ELEMENTOS MORFO-ESTRUCTURALES DE INTERÉS
- IV. ESTUDIO DETALLADO DE ALGUNAS ZONAS CONCRETAS

CAP. VII. CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS Y FACTORES DE CONTROL DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS DEL GOLFO DE LEÓN

- I. CUANTIFICACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS
- II. FACTORES DE CONTROL DE LOS DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS

CAP. I. ENCUADRE GEOLÓGICO, BATIMORFOLÓGICO Y SISMOESTRATIGRÁFICO DEL GOLFO DE LEÓN

I. EVOLUCIÓN Y ESTRUCTURA GEOLÓGICAS DEL MEDITERRÁNEO NOR-OCCIDENTAL

La historia estructural del Golfo de León y, en general, de toda la cuenca del Mediterráneo nor-occidental ha sido tratada en los últimos años por numerosos autores. En la reciente síntesis publicada por BOILLOT et al. (1984) podrá hallar el lector una extensa bibliografía sobre el tema. Entre los textos más completos, o más innovadores en el momento de su aparición, cabe citar, aparte del ya mencionado de BOILLOT et al. (1984), los de LE PICHON et al. (1971), VOGT et al. (1971), AUZENDE et al. (1973), RYAN et al. (1973), BAYER (1974), BIJU-DUVAL et al. (1974), BUROLLET y BYRAMJEE (1974), BIJU-DUVAL y MONTADERT (1977), AUZENDE (1978), HSU et al. (1978), MAUFFRET (1979), COHEN (1980), DURAND-DELGA (1980), LEFEBVRE (1980), MULLER y LOWRIE (1981), REHAULT (1981), WEZEL (1981) y REHAULT et al. (1984).

Para dar una mayor agilidad y claridad al texto, hemos dividido la historia geológica del Mediterráneo nor-occidental en cuatro fases tratadas en otros tantos apartados. En un quinto apartado se describe de manera sucinta la estructura geológica de las tierras que rodean el sector estudiado, delimitado por los meridianos 3°E y 5°E y los paralelos 41°40'N y 43°N.

A. La colisión entre Africa y Europa y la obertura inicial de la cuenca

Está ampliamente aceptado que la actual cuenca mediterránea nor-occidental empezó a abrirse (estadio de "rifting") en el Oligoceno como consecuencia de la fase distensiva inaugurada después del período orogénico que caracterizó el Paleógeno (orogenia alpina s.l.). Dicho período orogénico habría nacido a raíz de la colisión, iniciada hace al menos 45 MA, entre las placas africano-apúlica, que se desplazaba hacia el Norte, y europea. El empuje de Africa hacia el Norte, que aún persiste en nuestros días, provocó la aparición de zonas de subducción. La continuación del proceso de subducción entre el momento de la colisión inicial y el presente ha provocado

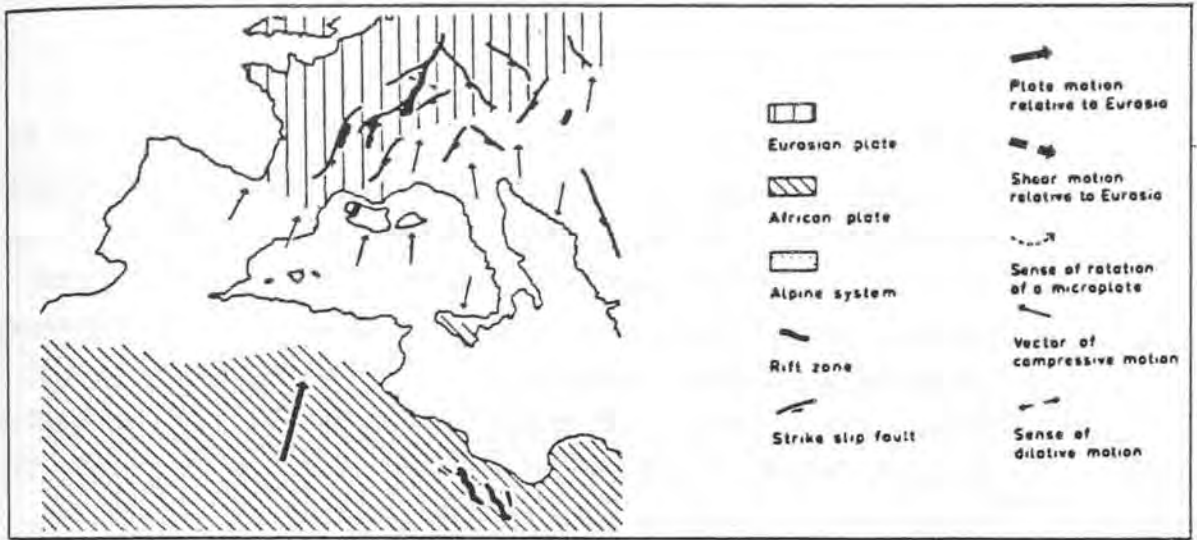
un acercamiento entre Africa y Europa superior a los 200 kms (BOILLOT et al. 1984). La situación precisa de los contactos entre las placas a lo largo del período compresivo es aún mal conocida e incluso en algunos sectores no hay unanimidad entre los diferentes autores acerca del sentido de la subducción. Sin embargo, han sido propuestas varias reconstrucciones (Fig. 28) que toman en cuenta tanto la presunta posición de las zonas de subducción como la posible existencia de algunas fallas transformantes (ILLIES, 1975; BIJU-DUVAL et al., 1978; COHEN, 1980; OLIVET et al., 1980; REHAULT et al. 1984).

La distensión post-orogénica estaría relacionada, según algunos autores, con el hundimiento de un domo térmico que se habría formado en el Eoceno superior (MAUFFRET et al., 1978; BOILLOT et al., 1984; REHAULT et al., 1984). En cambio, otros autores (HSÜ y BERNOUILLI, 1978) relacionan el episodio distensivo con un eventual movimiento dextro de la placa africana respecto a la europea.

Sea cual sea la hipótesis correcta, lo cierto es que las evidencias, tanto tectónicas como sedimentarias, de la fase de "rifting" son muy abundantes en los márgenes continentales que circundan la cuenca y en la propia cuenca. Dichas evidencias pueden ser sintetizadas de la siguiente forma:

- a) Los efectos de una distensión tectónica generalizada durante esa época son claramente visibles en gran parte de Europa occidental y del Norte de Africa; la distensión afecta incluso al Mar del Norte (ILLIES, 1975).
- b) Circundando la cuenca existen un gran número de fosas tectónicas, en su inmensa mayoría orientadas originalmente en dirección NE-SW y E-W. Los materiales de relleno de las fosas son de edad oligocena y más jóvenes.

En la plataforma continental del Golfo de León y en la vecina Camarga se ha puesto de manifiesto la presencia de un sistema de grabens de dirección NE-SW. Al Oeste de Cerdeña, en la cuenca de Sassari-Cagliari, hay in-



B: 35-40 MA

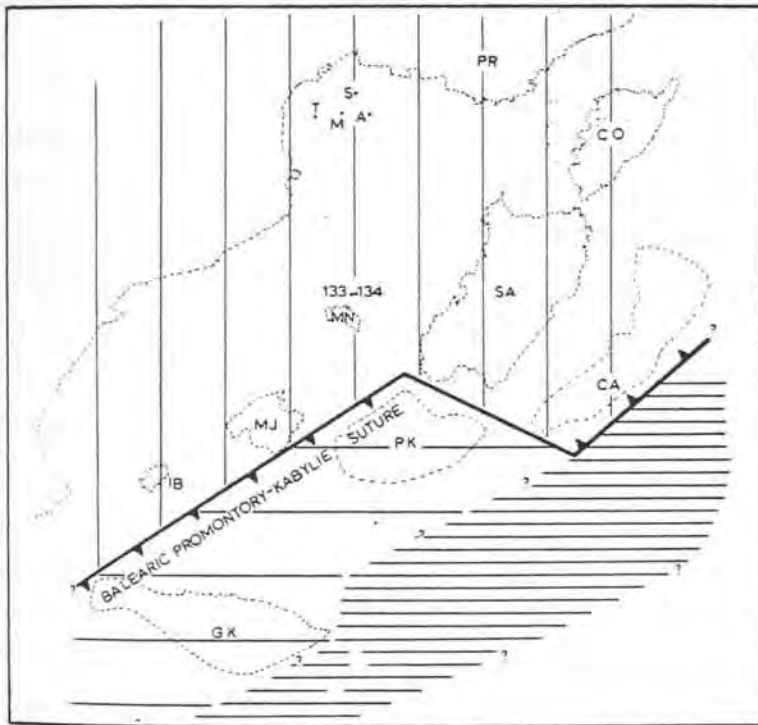
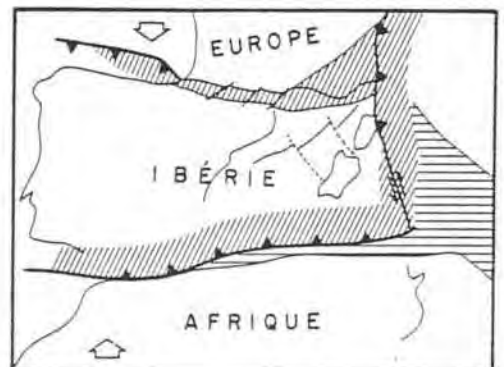
C: ≈ 35 MAD: ≥ 30 MA

Fig. 28 .- Reconstrucciones paleogeográficas del Mediterráneo nor-occidental inmediatamente antes del inicio de la fase de rift (40-30 MA), según A) ILLIES, 1975; B) COHEN, 1980; C) REHAULT et al., 1984 y D) BIJU-DUVAL et al., 1978-modificado por BOILLOT et al., 1984.

tercalaciones de lavas andesíticas que datan en 29 MA (Oligoceno superior) los materiales sedimentarios más antiguos en ella acumulados (REHAULT et al. 1984); este tipo de lavas alcalinas es característico de las etapas de distensión crustal. Dispersos en el interior de esos depósitos oligocenos, y también en otros de edad equivalente situados en Menorca, se hallan cantos probablemente procedentes de los "Pirineos" y los "Catalánides" antiguos, hecho que prueba que el SE de Francia, Menorca y Cerdeña pertenecían al mismo bloque continental antes de la obertura de la cuenca (REHAULT et al. 1984).

- c) La interpretación más plausible del Golfo de Valencia y del Golfo de Génova, de dirección NE-SW, es que ambos correspondan a antiguos brazos de rifts parcialmente colmatados. Esta interpretación parece estar corroborada, entre otros datos, por la presencia de una corteza continental muy adelgazada tanto en uno como en otro golfo. No obstante, en el Golfo de Valencia esta interpretación ofrece severas dudas.
- d) La existencia de un período distensivo, orientado según una dirección NE-SW, también ha sido constatada en investigaciones acerca de la evolución tectosedimentaria de las Baleares (POMAR, 1979) y de los Catalánides (ANADON et al. 1979). Tales estudios revelan la presencia durante el Aquitaniense de un macizo (Macizo Catalano-Balear) situado al N y al NW de la actual Serra Nord mallorquina, aspecto que contribuye a reforzar las evidencias señaladas en el punto b) de este apartado. De todos modos, a lo largo de esta época predominantemente distensiva también habrían existido algunos raros episodios compresivos de carácter local (ANADON, 1973).
- e) Los sondeos de gran penetración efectuados tanto en tierra y en las plataformas continentales (Mistral,

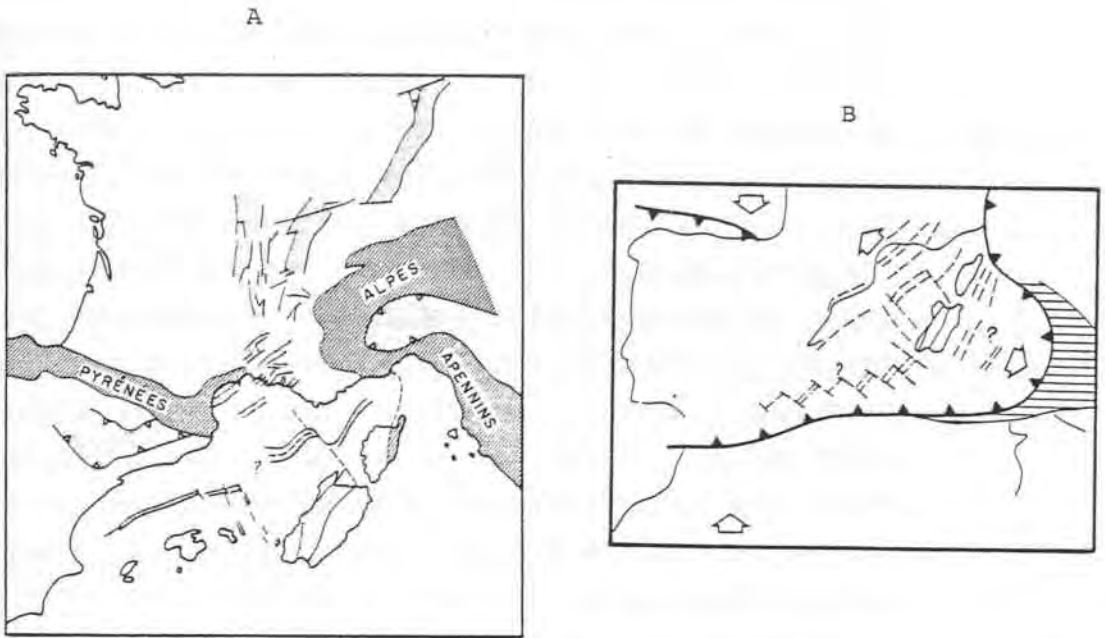


Fig.29 .- Reconstrucciones paleogeográficas del Mediterráneo nor-occidental durante el episodio de rifting (30-23 MA) según A) BIJU-DUVAL et al., 1978 -modificado por BOILLOT et al.,1984- y, B) BOILLOT et al.,1984.

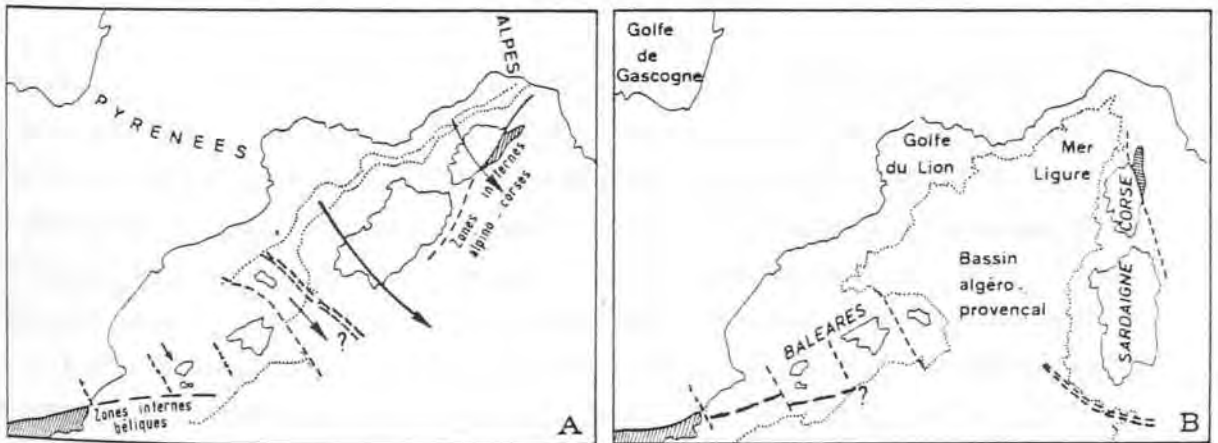


Fig. 30 .- Hipótesis de la rotación del bloque corso-sardo según DURAND-DELGA,1980. A) Situación antes del Mioceno (las flechas indican los futuros vectores de rotación) y, B) Situación actual.

Sirocco, Tramuntana y Autan en el Golfo de León, y otros muchos con fines petroleros en la plataforma catalano-valenciana) como en los márgenes distales y en el centro de la cuenca (D.S.D.P. "sites" 122A, 123A, 372, 124, 133 y 134) parecen confirmar que la obertura de la cuenca se inició en el Oligoceno medio. Decimos "parecen" porque, por un lado, los numerosos datos en poder de las compañías petroleras tienen una difusión muy restrictiva y, por otro lado, ninguno de los sondeos del D.S.D.P. ha alcanzado las series "sin-rift" (RYAN et al., 1973; HSÜ et al., 1978). Si a eso se le añade que la información proporcionada por los perfiles de sísmica de reflexión se basa en la interpretación de los mismos en función de las sucesiones estratigráficas existentes en las cuencas emergidas consideradas análogas a las que muestran los perfiles, tendremos que convenir que el empleo del verbo "parecer" está plenamente justificado. En este sentido, es realmente lamentable que ni uno sólo de los seis sondeos del D.S.D.P. haya proporcionado muestras de mano que permitiesen datar el inicio del rift.

En definitiva, a partir de la aplicación de la tectónica de placas y del modelo evolutivo típico de los márgenes de tipo atlántico, resulta que el rifting del Mediterráneo nor-occidental puede ser interpretado como la fase inicial en la obertura de una cuenca marginal generada por una posible subducción, en dirección N-NW, de la placa africano-apúlica debajo de la placa europea (Fig. 2). Según BOILLOT et al. (1984), la duración del período de rifting abarcaría desde el Oligoceno inferior a medio (-30 MA ?) hasta el Aquitaniense medio (23 ± 1 MA). Las imprecisiones concernientes a la edad del inicio del rifting se deben, por un lado, al carácter "ligeramente" heterócrono del proceso y, por otro lado, a las dificultades con que tropieza la datación precisa de los materiales que comienzan el relleno de las fosas; generalmente son materiales continentales sin fósiles, difícilmente distinguibles de las molasas de piedemonte de origen pirenaico

y alpino, sedimentos ambos muy parecidos entre sí pero con un significado geotectónico completamente distinto.

Los estiramientos de la corteza inherentes a los procesos de rifting hacen que ésta se adelgace, favoreciendo el advenimiento de un nuevo estadio evolutivo, del que hablaremos en el próximo apartado. Al parecer, como consecuencia de dicho estiramiento, el bloque corso-sardo ya habría empezado a desgajarse de la placa europea estable, pero su alejamiento definitivo no se produjo hasta la fase evolutiva siguiente (BOILLLOT et al. 1984).

B. La expansión oceánica

Los estudios geofísicos (sísmica de refracción, paleomagnetismo, sísmica de reflexión de multicanal, y flujo térmico) y el muestreo de basaltos toleíticos y tristanitas han demostrado la existencia de corteza oceánica en la cuenca del Mediterráneo nor-occidental. Resulta pues evidente que durante la evolución de la cuenca ha existido una fase de expansión oceánica. Según todos los modelos, dicha expansión u obertura estaría asociada con la rotación "rápida" (entre 1,5 y 4 MA de duración según los autores) del bloque corso-sardo, considerado como una unidad solidaria, en sentido antihorario (Fig. 30). El valor absoluto del ángulo abierto durante la rotación es aún discutido, aunque cabe situarlo para las dos islas en no menos de 30° (EDEL, 1980).

Las evidencias de la rotación del bloque corso-sardo proceden fundamentalmente de estudios paleomagnéticos y geológicos (microtectónica, facies sedimentarias, evolución tectosedimentaria) comparativos entre estas islas y el bloque europeo estable.

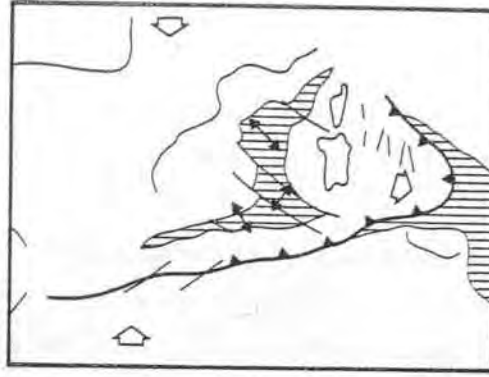
No obstante, aún no está claro si la rotación es contemporánea con la formación de corteza oceánica entre Francia y el bloque corso-sardo, o bien si la neoformación de corteza ya se había iniciado antes de la rotación (BOILLLOT et al. 1984).

Simultáneamente a la rotación del bloque corso-sardo se habría producido una rotación relativa de las Baleares respecto Argelia (20° - 25°) y Cerdeña (10° - 15°) (REHAULT et al., 1984). Todos estos movimientos rotacionales podrían ser explicados mediante un sistema complejo formado por tres micro-placas provistas de las respectivas micro-dorsales expansivas (Fig. 31).

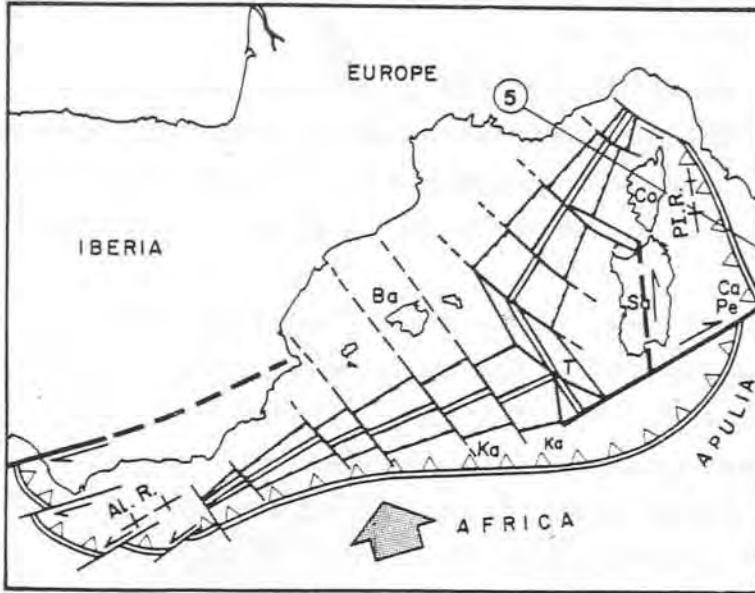
La edad de la expansión, equivalente por tanto a la edad de la rotación del bloque corso-sardo y probablemente a la de riva de Menorca, ha sido establecida de forma indirecta (puesto que hasta la fecha ningún sondeo ha alcanzado el substrato oceánico del centro de la cuenca) fundamentalmente a partir de los siguientes tipos de datos:

- a) Datación absoluta de las rocas volcánicas muestreadas en los márgenes de la cuenca y en las tierras emergidas.
- b) Interpretación de los resultados de los sondeos del D.S.D.P. Concretamente, el D.S.D.P "site" 372, al pie del Escarpe de Menorca (> 2700 m de profundidad) alcanzó depósitos de edad burdigaliense inferior acumulados en condiciones relativamente profundas, por lo que en esa época el Mediterráneo nor-occidental ya debía estar abierto.
- c) Los valores del flujo térmico obtenidos en el Mar Ligur son compatibles con la existencia de una corteza oceánica de 21 a 19 MA de antigüedad (REHAULT et al. 1984).
- d) Los estudios acerca de la evolución tectosedimentaria de las tierras que circundan la cuenca concuerdan bien con la existencia de una fase de expansión en el Mioceno basal. El carácter generalizado de la transgresión aquitano-burdigaliense prueba, por un lado, el comportamiento unitario de toda la cuenca en este sen

A



B



C



Fig. 31.- Reconstrucciones paleogeográficas del Mediterráneo noroccidental durante el episodio de expansión oceánica (23-18 MA), según A) BIJU-DUVAL et al., 1978 -modificado por BOILLOT et al., 1984-, B) REHAULT et al., 1984 y C) BOILLOT et al., 1984. B) y C) representan la situación existente hace 18 MA.

tido y, por otro lado, el que ésta ya estaba formada o, al menos, en un muy avanzado estado de formación.

La edad (Burdigaliense medio, 18 MA) de las colisiones entre micro-placas en los Apeninos y el Norte de África admite la más lógica de las explicaciones si se acepta que tales colisiones se produjeron como consecuencia de una fase de expansión oceánica.

- e) Según GELARD (1979) existe alrededor de la cuenca una delgada capa de sílexitas datadas en 19 MA cuya formación podría estar relacionada con un fuerte aporte de sílice derivado de la formación de corteza oceánica.

En resumen, todos estos datos permiten concluir que la fase de expansión fué de corta duración y que probablemente ocurrió entre -23 ± 1 MA y -18 MA, con unas tasas de acreción media comprendidas entre 2,5 y 5 cms/año (BOILLOT et al. 1984). Tales valores son plenamente concordantes con los obtenidos en las dorsales oceánicas expansivas actuales. A pesar de que la reconstitución exacta de los movimientos del bloque corso-sardo es altamente problemática, sus trazas estarían representadas en el Golfo de León por la presencia de un elevado número de estructuras aproximadamente perpendiculares a la dirección de los grabens orientados NE-SW.

C. La subsidencia

Los grandes rasgos de la actual batimorfología del Mediterráneo nor-occidental son debidos esencialmente a la subsidencia generalizada iniciada en la fase de rift (subsidencia "sin-rift") y continuada a lo largo de las épocas posteriores, según las teorías de MCKENZIE (1978).

Las causas de la subsidencia "post-rift" serían la contracción térmica de la corteza oceánica recién creada y la sobrecarga hidro-sedimentaria, especialmente importante en los sectores netamente progradantes como el Golfo de León.

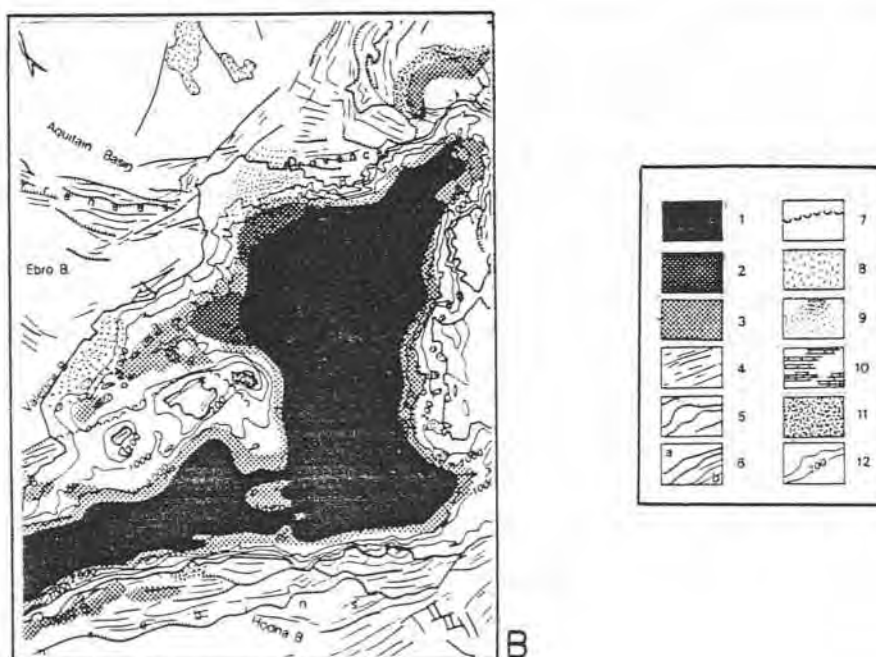
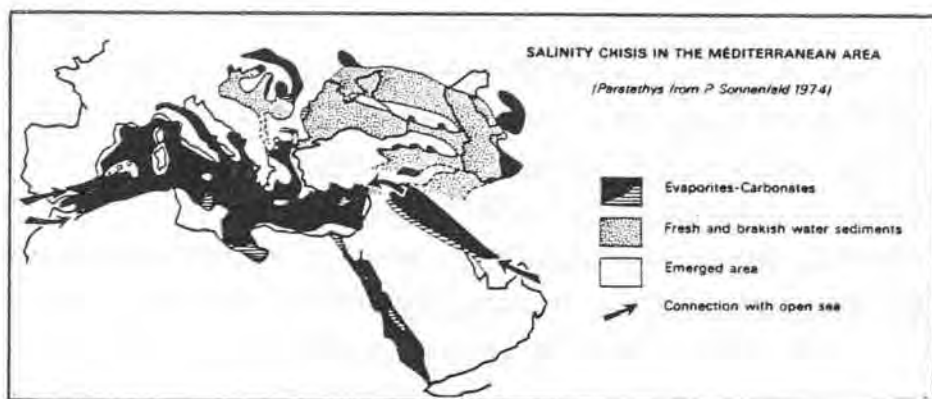


Fig.32 .- A) Distribución de los diferentes tipos de depósitos relacionados con la crisis de salinidad mesiniense en el área mediterránea (según BIJU-DUVAL y MONTADERT, 1977). B) Depósitos mesinienses y principales rasgos estructurales y sedimentarios actuales de la cuenca algero-balear. 1) Evaporitas potentes, incluyendo gruesos niveles de sal y las Evaporitas Superiores; 2) Evaporitas incluyendo niveles delgados de sal; 3) Evaporitas delgadas (menos de 100 m en el mar); 4) Direcciones principales de plegamiento; 5) "Overthrusts" principales, frentes de cabalgamiento; 6) Fallas principales, a) en tierra, b) en mar; 7) Frente de deslizamiento gravitacional; 8) Vulcanismo; 9) Deltas principales; 10) Carbonatos; 11) Terrígenos; 12) Batimetría (modificado de BIJU-DUVAL y MONTADERT, 1977).

Entre el Aquitaniense y el Tortonense persistió una situación netamente transgresiva que determinó el relleno sedimentario ininterrumpido, tanto en las fosas de los márgenes, como en la cuenca central. La importante regresión fini-miocena, determinada por el cierre de las comunicaciones con el Atlántico, supuso una interrupción en el proceso de relleno y también un cambio brusco en el carácter de la sedimentación. En efecto, en el centro de la cuenca la sedimentación hemipelágica y turbidítica hasta entonces dominante fue sustituida por una sedimentación evaporítica (Fig.32) en una cuenca desecada cuya profundidad, según las informaciones más verosímiles, no diferiría mucho de la actual (HSÜ, 1973; RYAN y CITA, 1978; CLAUZON, 1978, 1979; GENNESSEAU y LEFEBVRE, 1980). Teniendo en cuenta que a finales del Mesiniense el fondo de la cuenca estaba al menos un kilómetro por debajo del nivel del mar en el Atlántico, y que el espesor de las evaporitas supera en muchos lugares los 1000 metros, es evidente que en el Tortonense la cuenca alcanzaba los 2000 metros de profundidad. Incluso es probable que en algunas zonas (sondeo Autan, en el Golfo de León) situadas actualmente en la plataforma continental existiesen a finales del Mesiniense profundidades comprendidas entre 700 y 900 metros (STECKLER y WATTS, 1980).

La reinstauración de las condiciones marinas profundas durante el Plio-Cuaternario ha conllevado la reimplantación de una sedimentación turbidítica y hemipelágica en el centro de la cuenca así como la progradación de las plataformas continentales influenciadas por los aportes procedentes de las grandes redes de drenaje fluvial. En el mismo período se han desarrollado los abanicos profundos del Ródano (el más importante de la región), del Ebro, de la Canal de Valencia y de Menorca; también se han desarrollado otros acúmulos de menor envergadura, y que no obedecen al modelo de "deep-sea fan" típico, situados en los desguaces de los cañones submarinos. Como consecuencia de la sobrecarga hidro-sedimentaria se ha producido la deformación generalizada de las evaporitas finimiocenas, que ha dado lugar a la aparición de numerosos dia

piros, almohadillas y pliegues.

Según todos los datos, la subsidencia ha continuado durante el Plio-Cuaternario debido, en primer lugar, al restablecimiento de una potente lámina de agua y, en segundo lugar, a la ya reseñada acumulación de grandes espesores de sedimentos. En realidad, esta subsidencia es la expresión de los reajustes isostáticos inherentes al restablecimiento de condiciones marinas francas (RYAN, 1976).

No obstante, está demostrado el acercamiento progresivo entre las placas africana y europea (Fig. 31). Dicho acercamiento, inducido por el desplazamiento de Africa hacia el NW o NNW, ha sido puesto de manifiesto mediante estudios sísmicos, gravimétricos y tectónicos que señalan la presencia de esfuerzos compresivos en diferentes lugares de la cuenca. La coexistencia en un mismo ámbito y en una misma época de procesos de subsidencia (distensión) y de esfuerzos compresivos es ciertamente difícil de explicar⁽⁵⁾ y revela tanto la complejidad geológica del Mediterráneo occidental como las limitaciones de los conocimientos actuales. De todos modos, puede que tal situación represente en realidad el tránsito hacia un nuevo episodio en la evolución geofísica del Mediterráneo occidental.

En próximos capítulos nos ocuparemos con mayor detalle de las evaporitas mesinienses y de los sedimentos plio-cuaternarios, así como de las deformaciones sufridas por las series sedimentarias en los márgenes de la cuenca, ya que ello constituye buena parte del cuerpo central de esta Tesis.

D. La estructura resultante

La actual estructura geológica del Mediterráneo nor-occidental es el resultado de la sucesión de procesos que acabamos de describir, resumidos en el esquema de la Fig. 33.

(5) Aunque no es del todo insólito, ya que, por ejemplo, en el Arco Helénico hay actualmente un régimen compresivo pero con distensión en los márgenes (GOT, com.pers.).

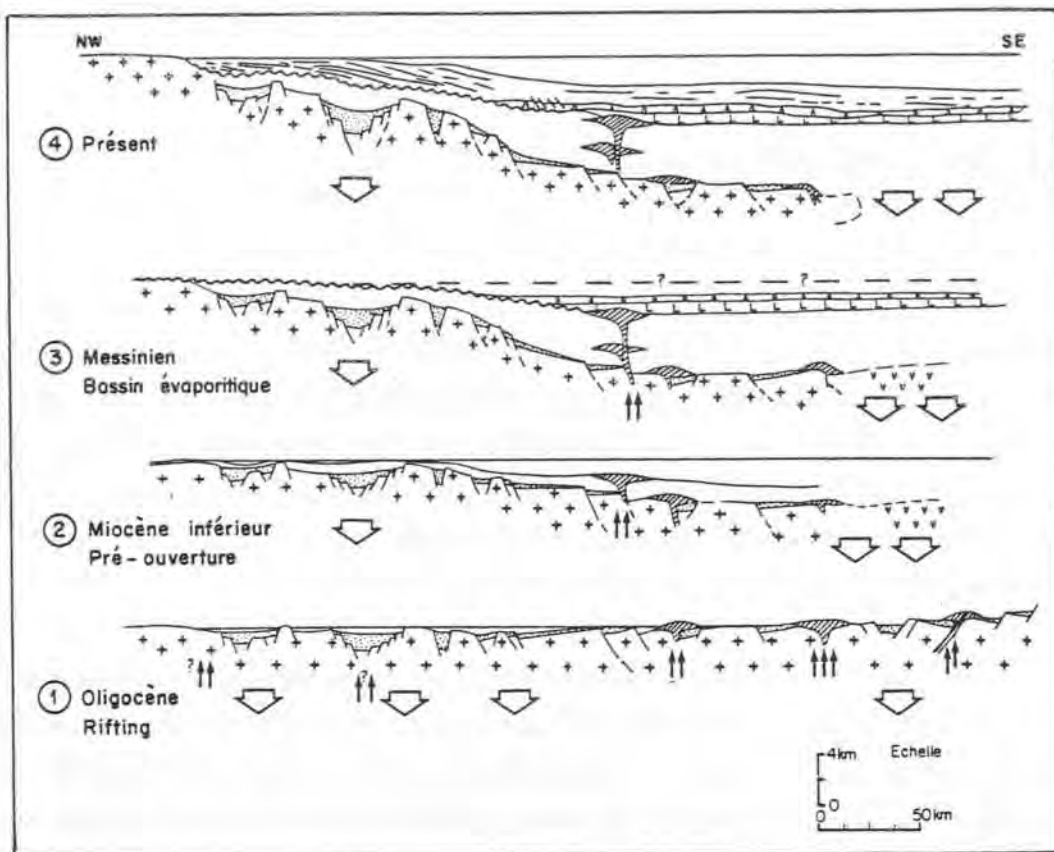


Fig. 33.- Esquema de la evolución geológica del Golfo de León, según BIJU-DUVAL et al., 1978 -modificado por BOILLLOT et al., 1984-. Las flechas oscuras ascendentes representan las ascensiones magmáticas; las flechas grandes descendentes, la subsidencia.

Según HSU (1977), en el centro de la cuenca el espesor total de sedimentos acumulados desde su formación alcanza los 6.000 m, aunque datos más recientes parecen indicar que dicho espesor podría ser incluso mayor (REHAULT, 1981). En la plataforma continental del Golfo de León, los sondeos Autan, Mistral, Sirocco y Tramuntana han proporcionado, respectivamente, 3700 m, 3340 m, 1166 m y 3350 m de sedimentos entre el zócalo metamórfico o granítico y el fondo del mar. Es común a todos ellos la fosilización del zócalo hercínico por niveles aquitanienses así como la presencia de un hiato correspondiente al Mioceno más alto (CRAVATTE et al., 1974). En el sondeo Autan existen, además, entre el Aquitaniense y el zócalo, unos materiales atribuidos tentativamente al Oligoceno o al Triás-Lías.

En el Rosselló, el zócalo hercínico ha sido hallado mediante sondeos de reconocimiento petrolífero a 2140 m en Elna, y a 1785 m en Canet (GOTTIS, 1958), mientras que en la llanura costera del Empordà se sitúa entre los 1300 y los 1600 m (STANLEY et al., 1976).

En la plataforma continental gerundense, el espesor del rel

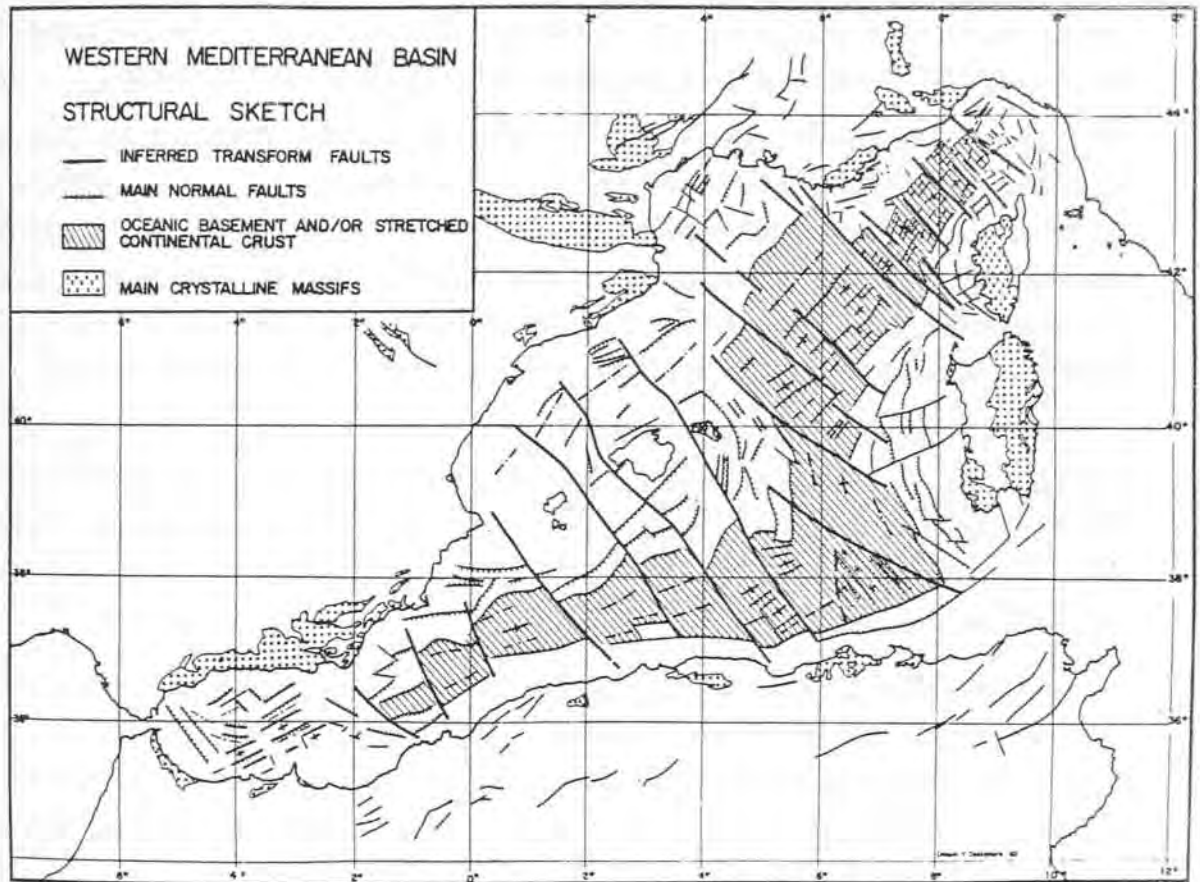


Fig.34 .- Esquema estructural del Mediterráneo occidental, confeccionado por REHAULT et al. (1984) a partir de los datos sísmicos y paleomagnéticos.

no sedimentario y, por tanto, la profundidad a que se halla el zócalo paleozoico, están condicionadas por los elementos estructurales (horsts y grabens), tal como lo prueban los datos provisionales (RIBA, com. pers.) acerca de los sondeos petrolíferos efectuados en los últimos años. Así, en el sondeo Roses 1-1 (3°29'E y 42°03'N), el Paleozoico aparece a los 790 m de profundidad debajo del fondo marino, habiéndose atravesado previamente 454 m de arcillas pliocuaternarias, y 336 m de calizas, arcillas, conglomerados y areniscas atribuidas al Mioceno.

En el sondeo Roses 3-1 (3°18'E y 41°42'N), ubicado en las proximidades de Sant Feliu de Guíxols, el Paleozoico se halla a 1363 m por debajo del fondo y encima del mismo reposan 1100 m de arcillas, limos y areniscas atribuidas a la Fm. Alcanar, y 214 m de sedimentos paleógenos; los espesores del Plio-Cuaternario son prácticamente despreciables.

En el sondeo Roses 3-2 (3°18'E y 41°44'N), muy cercano al anterior, el Paleozoico tiene carácter brechoide y se sitúa a 2817 m de profundidad, por debajo de materiales miocenos (1481 m) y paleógenos (1336 m); en la serie paleógena hay niveles de sal intercalados.

Cabe señalar que parte de los materiales paleógenos atravesados en estos sondeos son probablemente materiales de pre-rift, y que en zonas próximas, tanto del Empordà como del Rosselló, hay materiales mesozoicos y terciarios de pre-rift intercalados entre el zócalo y los materiales sin y post-rift.

Los materiales pre-pliocenos llegan a aflorar en los abruptos taludes continentales de Provenza, Córcega, Cerdeña, Menorca, en el sector de los cañones de Blanes, La Fonera y, quizás, el Cap de Creus en Catalunya, y en los escarpes de Mazarrón y de Emile Baudot, indicando que esos sectores han sufrido una evolución distinta de la del resto de los márgenes de la cuenca. Situando estos sectores en el mapa de la Fig. 34 se observará que coinciden con zonas de transición entre corteza continental y corteza oceánica; cabe, por tanto, esperar que en tales zonas de transición se produzca una subsidencia diferencial entre los sectores con corteza continental y los sectores con corteza oceánica o continental muy adelgazada que favorecerá el afloramiento de materiales ante-mesinienses (MAUFFRET et al., 1978).

La síntesis de los datos existentes, expuestos en sus líneas generales a lo largo de este capítulo, y especialmente la integración de las informaciones paleomagnéticas y sísmicas procedentes de los diferentes sectores de la cuenca han permitido a REHAULT et al. (1984) presentar el esquema de la Fig. 34 . En él se pone de manifiesto la existencia de tres ejes de expansión oceánica orientados N/30°-N40° en la cuenca ligur y el Golfo de León, NW-SE entre Menorca y Cerdeña, y N50°-N70° en la cuenca argelina. Tal reconstitución refleja la existencia del sistema de tres micro-placas ya reseñado anteriormente. Perpendicularmente a los ejes de expansión se habrían desarrollado diversas fallas transformantes cuya dirección oscilaría entre NNW-WNW. Las más importantes de estas fallas interpretadas como transformantes serían 1) la de Cap Melé-Cap Corse, que cierra por el NE el dominio oceánico en el Mar Ligur; 2) la de Cassidaigne-Asinara, entre la desembocadura del Ródano y el Estrecho de Bonifacio; y 3) la del NE de las Baleares. El compartimento crustal continental-oceánico del Golfo de León, orientado en dirección NW-SE, queda perfectamente delimitado por las fallas de Cassidaigne-Asinara y del NE de las Baleares.

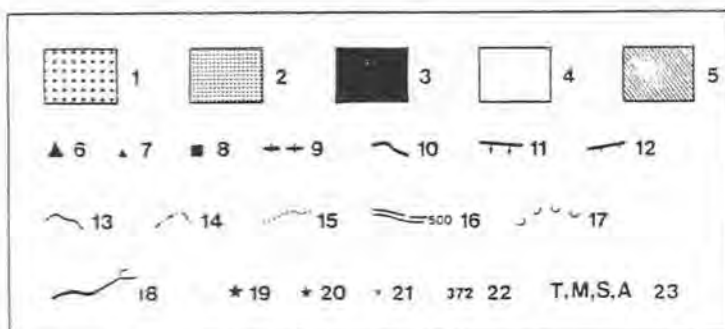
Numerosas fallas normales paralelas en general a los actuales márgenes continentales y/o a los supuestos ejes de expansión completan el cuadro estructural.

E. Bosquejo geológico de la periferia de la cuenca, con mención especial a las costas occidentales del Golfo de León y al Norte de Catalunya

Naturalmente, la periferia de la cuenca del Mediterráneo nor-occidental también registra los eventos ocurridos desde la obertura inicial hasta nuestros días. Pero en realidad su estructura actual es el fruto de la superposición de esos eventos a otros más antiguos (particularmente, las orogénesis alpina y hercínica).

Los materiales hercínicos (Fig. 35) forman macizos, cuyo

Leyenda de la Fig. 35



1: Zócalo hercínico; 2: Fosas neógenas; 3: Vulcanismo oligo-pleistoceno en tierra; 4: Materiales mesozoicos y terciarios afectados por la orogénesis alpina, y cortejo ofiolítico de Córcega; 5: Afloramientos de materiales ante-pliocenos en los márgenes continentales; 6: Vulcanismo submarino oligo-pleistoceno aflorante o alcanzado en sondeos; 7: Vulcanismo oligo-pleistoceno en tierra, no cartografiado a la escala del mapa; 8: Anomalías magnéticas principales (probablemente debidas a la presencia de vulcanismo oligo-pleistoceno no aflorante); 9: Altos estructurales principales; 10: Principales líneas de fractura en tierra (fallas normales, cabalgamientos); 11: Escarpe o falla en el margen continental, grabens; 12: Límite probable de las masas alóctonas en los márgenes continentales; 13: Contacto geológico no mecánico; 14: Límite de las evaporitas mesinienses con potentes paquetes de sal; 15: Límite de las evaporitas mesinienses con delgados niveles de sal o sin sal; 16: Isópacas del Plio-Cuaternario(m); 17: Límite de la plataforma continental; 18: Principales cañones submarinos; 19: Sondeos marinos de gran penetración cuyos resultados han sido publicados (D.S.D.P. y otros); 20: Sondeos de reconocimiento petrolífero en el "offshore" cuyos resultados no han sido publicados y sondeos en tierra; 21: Continuidad dudosa de los límites a que se refiera; 22: Numeración de los sondeos del D.S.D.P.; 23: Sondeos Tramuntana, Mistral, Sirocco y Autan en la plataforma continental del Golfo de León.

Procedencia de los datos: propios y I.F.P.-CNEXO(BIJU-DUVAL et al.), 1974 (documento base); I.G.M.E. (JULIVERT et al.), 1977 (geología en tierra); B.R.G.M. (BODELLE et al.), 1980 (geología en tierra y afloramientos ante-pliocenos en el margen continental); RYAN et al., 1973 (sondeos D.S.D.P.); CRAVATTE et al., 1974 (sondeos en la plataforma continental del Golfo de León); SERRA-RAVENTOS, 1975 (afloramientos ante-pliocenos en el margen catalán); BELLON y LETOUZEY, 1977 (vulcanismo); BIJU-DUVAL y MONTADERT, 1977 (vulcanismo y límites evaporitas mesinienses); GALDEANO y ROSSIGNOL, 1977 (anomalías magnéticas); HSU et al., 1978 (sondeos D.S.D.P.); MAUFFRET, 1979 (vulcanismo); BELLAICHE et al., 1979 (vulcanismo); MALDONADO y STANLEY, 1979 (Cañón de Menorca); LEFEBVRE, 1980 (grabens del Golfo de León); REHAULT, 1981 (vulcanismo); MAUFFRET et al., 1982 (afloramientos ante-pliocenos); ZAMARREÑO y VAZQUEZ, 1983 (vulcanismo).

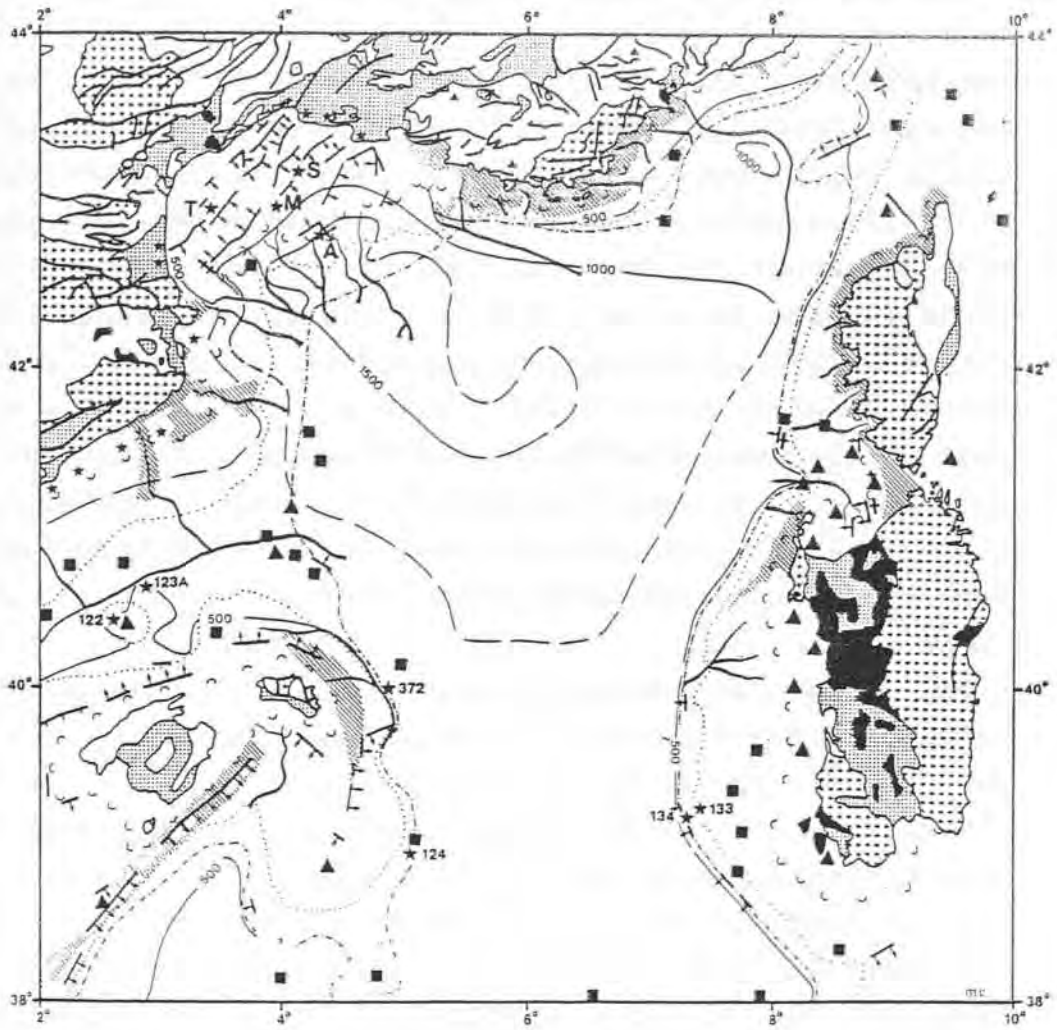


Fig. 35.- Esquema geológico del Mediterráneo nor-occidental. Véase leyenda en la página anterior

parentesco geológico es indudable, en numerosos lugares, circundando todo el Mediterráneo nor-occidental: Cerdeña, Córcega, Provenza, Pirineos, Catalánides y Menorca. Al parecer, Provenza representaría la continuación oriental de los Pirineos, aunque a partir de Narbona y hacia el Este tal continuidad no se muestra de manera franca. La prolongación de la zona axial pirenaica en el mar plantea un grave interrogante: o bien se incurva hacia el NE, o bien ha sido interrumpida por un sistema de fallas de dirección NE-SW que, en tal caso, tendría valor transformante (DURAND-DELGA, 1981). Añadiendo aún un poco más de complejidad el asunto, REHAULT et al. (1984) postulan la existencia de un alto estructural de dirección NW-SE, y que interpretan asimismo como una falla transformante, contra el cual morirían en su prolongación hacia el SW los grabens oligocenos de la plataforma del Golfo de León (Fig.35).

El Mesozoico aparece bordeando los macizos hercínicos y también formando pequeñas manchas aisladas como el macizo del Montgrí, en Girona. Su estructura, juntamente con la de los materiales terciarios pre-orogénicos, es muy compleja como consecuencia de las diversas fases de deformación que les han afectado; a ambos lados de los Pirineos son frecuentes tanto los pliegues como los cabalgamientos en sentidos opuestos. Para un mayor detalle acerca de las edades de las deformaciones y la distribución de las estructuras resultantes, remitimos al lector a los mapas geológicos con memoria publicados por el I.G.M.E. y el S.G.F., y al "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares" de JULIVERT et al. (1977).

Las fosas formadas durante el período distensivo ocupan los espacios existentes entre los materiales hercínico-alpínicos (Fig.35) y en ellas, lógicamente, el relleno está constituido fundamentalmente por materiales neógenos y cuaternarios que se superponen a los materiales deformados previamente. En el sector nor-oriental de la cuenca destacan las fosas del Vallès-Penedès, del Alto y Bajo Empordà, del

Rosselló, del bajo Aude y del Ródano. Las direcciones estructurales que controlan las fosas varían de un lugar a otro: ENE/NE - WSW/SW en el Vallès-Penedès, el bajo Aude y el Ródano, NW-SW en el conjunto del Empordà, y E-W en el Rosselló y el Bajo Empordà. La dirección dominante en la región NE-SE, se corresponde con la dirección del eje expansivo que determinó la obertura de este sector de la cuenca, y que es quien controla también la dirección de los márgenes. Existe también, por supuesto, un sistema bien desarrollado de fallas conjugadas claramente visibles en las fotografías de satélite (DONVILLE, 1976).

El periodo distensivo ha estado caracterizado en toda el área por frecuentes eyecciones volcánicas que aprovechan las redes de fracturas. Las más extensas se hallan en Cerdeña. En el sector nor-occidental hay rocas volcánicas neógenas en las Columbretes, en Baleares, en la Cataluña oriental y en la región de Cap d'Adge-Montaña Negra, amén de numerosos pitones submarinos (Fig. 35).

II. BATIMORFOLOGÍA DEL GOLFO DE LEÓN: ANTECEDENTES

Entre las más antiguas cartas y esquemas batimorfológicas del Mediterráneo nor-occidental y las más recientes, obtenidas con los modernos sistemas "sea-beam" y "sea-mark", hay una diferencia sustancial, tal como puede observarse comparando el esquema de la Fig. 36, debido a BOURCART (1959), con la carta batimétrica original que presentamos en esta Tesis.

Según refieren BELLAICHE et al. (1983), las primeras mediciones conocidas de la batimetría del Golfo de León las efectuó PRUVOT a finales del siglo XIX, utilizando el escandallo: entre 1934 y 1937, MARTI y ANTHOINE ya emplearon la ecosonda; en 1946, BOURCART extendió las investigaciones batimétricas al glacis continental. El resultado de estos trabajos fueron las primeras cartas batimétricas que hacían referencia al Golfo de León: PRUVOT (1893-94) y MARTI (1937).

Entre los años 50 y la actualidad se ha ido publicando un buen número de descripciones y esquemas morfológicos, y de mapas batimétricos que han permitido mejorar progresivamente el conocimiento de la batimorfología del Golfo de León.

Entre los documentos aparecidos a lo largo de dicho período, la batimetría de la totalidad del margen continental está trazada en las cartas del Instituto y el Museo Oceanográficos de Mónaco (1952, 1972 y otros), BOURCART (1959, 1960), BOURCART y ENARD (1959), PFANNENSTIEL (1960), GIERMAN (1962), MENARD et al. (1965), MIKHAYLOV (1965), ALLA et al. (1969), PANNEKOEK (1969), ALLAN y MORELLI (1970, 1971), RYAN et al. (1970), CARTER et al. (1972), I.F.P.-C.N.E.X.O, (1974), GENNESSEAU Y VANNEY (1979), GOT et al. (1979) -Fig. 37 -, MONTI et al. (1979), REHAULT (1981) y D.S.N.O.-C.O.I. (1982), bastantes de las cuales son cartas batimétricas de

todo el Mediterráneo o de toda la cuenca occidental. La mayoría de las mismas han sido construídas a partir de las diversas cartas previamente publicadas, a las que se les han ido añadiendo paulatinamente datos originales. Así, por ejemplo, la carta de ALLA et al. (1969), e incluso algunas posteriores aún retoman en gran parte la carta batimétrica del Golfo de León confeccionada por MARTI en 1937.

También han visto la luz en las últimas décadas algunas cartas que se refieren exclusivamente a sectores concretos del Golfo de León (OLIVER; 1961; AGARATE et al., 1967; GOT, 1973; DANOY, 1983) y, en los últimos años, especialmente al abanico submarino del Ródano (BELLAICHE et al., 1980; ORSOLINI et al., 1981-82; BELLAICHE et al., 1983; DROZ, 1983).

A las referencias precedentes deben añadirse las cartas de posicionamiento en coordenadas Toran y Loran y las cartas náuticas publicadas con relativa periodicidad por las oficinas hidrográficas de algunos países como Alemania, España, Estados Unidos, Francia, Inglaterra, Italia y Rusia; todas ellas cuentan con un trazado batimétrico cuya calidad es desigual.

Por último, están los mapas fisiográficos en colores editados por la "National Geographic Society" y algún otro organismo parecido.

En todas estas cartas se pone de manifiesto la existencia de tres elementos batimorfológicos principales en el Golfo de León:

1) Una plataforma continental muy extensa y plana ($< 1^\circ$ de inclinación, con una anchura máxima de 72 kms -CARTER et al., 1972-). Dentro de la región estudiada, la plataforma únicamente se estrecha hasta desaparecer prácticamente enfrente de la península del Cap de Creus y del macizo de Les Gavarres, en Girona.

2) Un gran número de cañones submarinos, separados por

los correspondientes interfluvios, que entallan el borde de la plataforma continental, situado en promedio a unos 150 m de profundidad, y que se extienden hasta el glacis continental inferior. En su recorrido descendente algunos cañones devienen tributarios de los más importantes, produciéndose una clara jerarquización de la red de drenaje submarino. Los cañones más profundamente encajados en la plataforma son el de Cap de Creus y el de La Fonera, y a ello se debe la gran estrechez de la misma entre sus cabeceras y la línea de costa.

3) Un importante cuerpo deposicional, situado al E de la región estudiada, que constituye un abanico submarino típico: el abanico del Ródano. Las recientes cartas batimétricas confeccionadas a partir del sistema "sea-beam" han mostrado el trazado meandriforme del cañón que vertebra el abanico (BELLAICHE et al., 1983). La superficie ocupada por el abanico sedimentario del Ródano sería de unos 10.000 km^2 (BELLAI-CHE et al., 1981), con una anchura máxima de 100 kms y una longitud aproximada de 250 kms (DROZ, 1983).

En cuanto a la denominación de los cañones submarinos del Golfo de León existe un cierto confusionismo debido a la gran cantidad de nombres con que han sido designados por los diversos autores.

A título ilustrativo, señalaremos que al Cañón de Montpellier se le ha llamado también Martí, Aiguesmortes y Arles. Incluso hay algún nombre que ha sido empleado para designar cañones distintos. Y prácticamente no hay ni un sólo cañón al que no le hayan sido aplicados al menos dos nombres distintos.

Remitimos al lector interesado en los detalles de esta laberíntica "evolución" toponímica a los artículos de VANNEY y GENNESSEAU (1979) y CANALS et al. (1982).

Por nuestra parte, a lo largo de toda esta Tesis emplearemos exclusivamente los nombres explicitados en la Fig. 38.

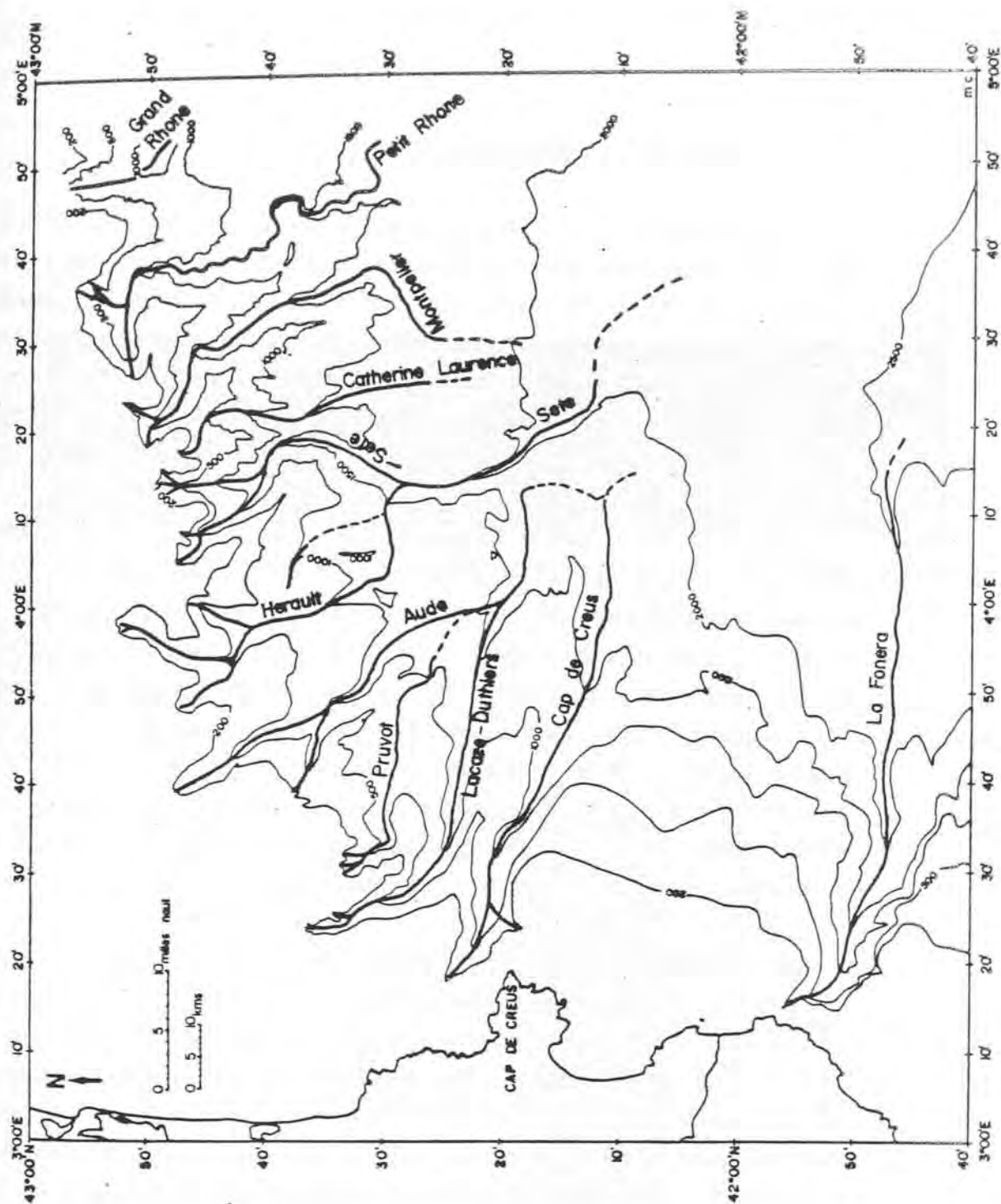


Fig. 38.— Mapa de situación y denominación de los cañones submarinos del margen continental de Girona y el Golfo de León.

III. LA COLUMNA SISMOESTRATIGRÁFICA

El progreso en el conocimiento de la evolución geológica del Mediterráneo nor-occidental, de la que hemos tratado en el capítulo anterior, ha discurrido paralelamente con los esfuerzos para caracterizar la estratigrafía sísmica de la cuenca, acerca de los cuales STANLEY (1977) nos ofrece una completa recopilación que arranca a partir de los artículos pioneros de HERSEY (1965) y MOSKALENKO (1965).

La caracterización sismoestratigráfica más ampliamente aceptada en la actualidad es la que considera que la columna estratigráfica del Mediterráneo nor-occidental, definida a partir del estudio de los perfiles de sísmica de reflexión, puede ser dividida en cuatro grandes unidades (Fig. 39) denominadas, desde la base hacia el techo D, C, B y A (ALLA et al., 1972). Queremos recalcar que estas unidades han sido definidas en y para las partes más profundas de la cuenca por lo que su extrapolación hacia las plataformas continentales debe hacerse tomando las debidas precauciones.

La unidad D está constituida por los sedimentos acumulados entre la obertura inicial de la cuenca (Oligoceno) y la crisis de salinidad fini-miocena. Su espesor es muy variable ya que se adapta a las irregularidades topográficas de un basamento acústico tectónicamente inestable, tal como corresponde a las fases de rift y de expansión oceánica de la cuenca, sincronas con la deposición de la unidad D. Por tal razón, los espesores existentes en los grabens y depresiones serán en varios órdenes de magnitud mayores que los existentes en áreas topográficamente más elevadas. Este hecho es claramente observable en perfiles de edad equivalente existentes en algunos de los sectores actualmente emergidos que circundan la cuenca, como por ejemplo en las cubetas miocenas de la Serra Nord mallorquina (RODRIGUEZ, 1984). De todos modos, en el centro de la cuenca la unidad D sólo

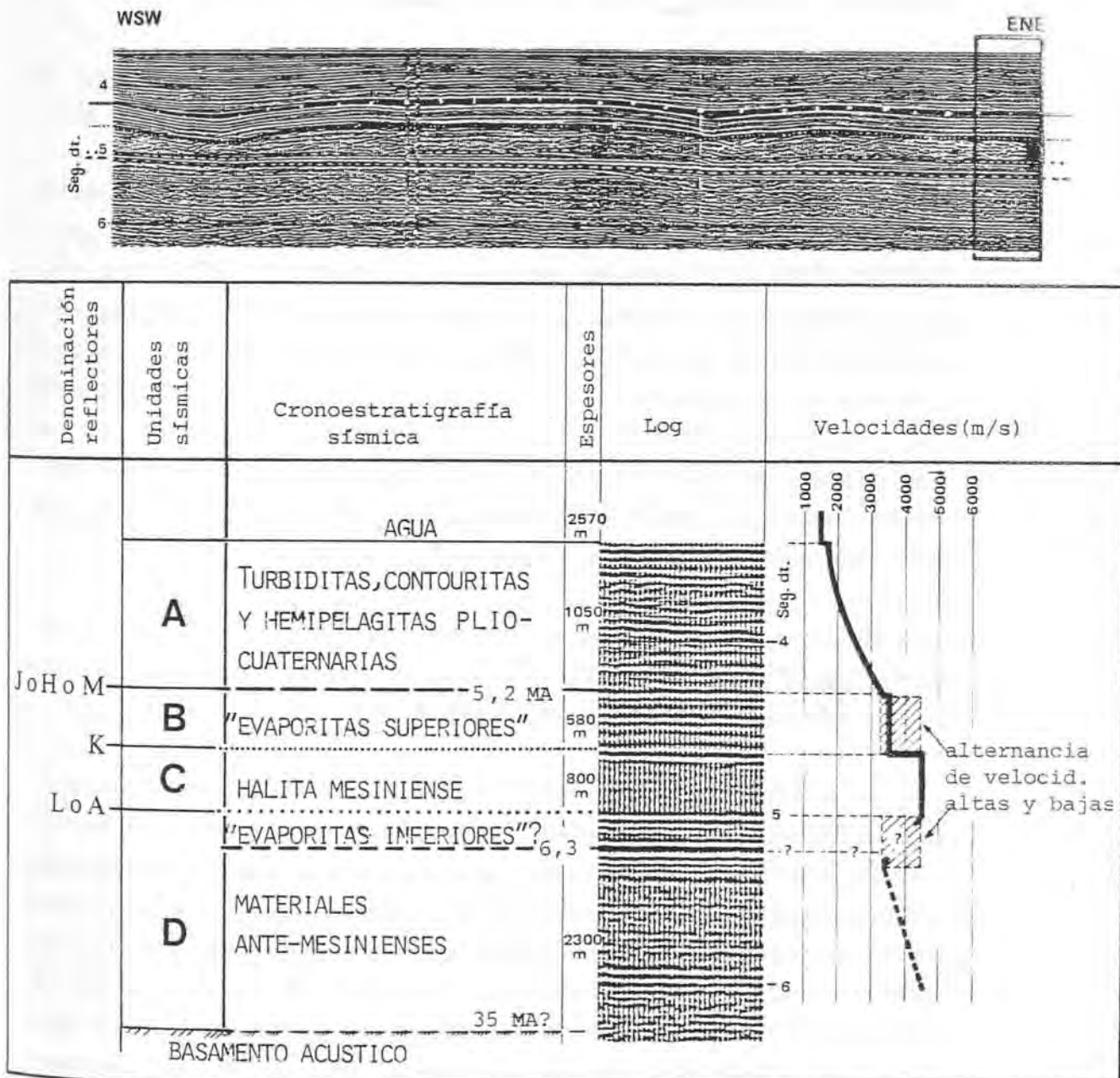


Fig. 39 .- Columna sismoestratigráfica del Golfo de León profundo (modificado de MONTADERT et al.(1978).

es alcanzable mediante perfiles de sísmica de reflexión de gran penetración y perfiles de sísmica de refracción; en cambio, en los bordes de la cuenca dicha unidad puede ser alcanzada sísmicamente utilizando sistemas de tipo "sparker" de penetración débil a media e incluso puede llegar al afloramiento (MAUFFRET et al., 1982; CANALS et al., 1983b).

En los sectores del centro de cuenca suele admitirse un espesor medio de unos 3 ó 4 kilómetros (BIJU-DUVAL et al., 1978) para el conjunto de la unidad D. Los sondeos del D.S.D.P. han permitido el muestreo de los términos superiores de esta unidad (880 metros muestreados en el D.S.D.P. "Site" 372, en el margen del Este de Menorca) a la vez que han revelado la presencia de importantes discontinuidades litológicas en el interior de la misma (HSU et al., 1978a). Las unidades sísmicas 3, 4 y 5 del D.S.D.P. "Site" 372 quedan englobadas dentro de la unidad D. Además, según las definiciones de ALLA et al. (1972), también las "Evaporitas inferiores" fini-miocenas (MONTADERT et al., 1978) deberían ser incluidas dentro de la unidad D (Fig. 39).

El llamado reflector L (MONTADERT et al., 1970) o A (BULLERET y BYRAMJEE, 1974), situado a más de dos segundos bajo el fondo, separa las unidades C y D.

La unidad C se caracteriza por ser totalmente transparente (Fig. 39), y ello se debe a que está compuesta por la halita masiva acumulada durante la crisis de salinidad mesiniense. Hacia los márgenes de la cuenca se acuña hasta desaparecer; su distribución coincide con la de las evaporitas mesinienses incluyendo niveles delgados de sal de la Fig. 32. Esta unidad es claramente disharmónica, con una base plana y un techo ondulado en mayor o menor medida según los sectores. A ella se debe la formación de los diapiros que constelan el fondo de la cuenca. En el centro de la cuenca su potencia media puede ser estimada en 800-1000 m. La unidad C no está representada en los sedimentos muestreados en el sondeo 372 del D.S.D.P.

La separación entre las unidades C y B está definida por el denominado reflector K, el cuál hacia los márgenes se convierte en una superficie de erosión que se desarrolló mientras en el centro de la cuenca se iba acumulando la sal de la unidad C.

La unidad B puede ser asimilada a las denominadas "Evaporitas superiores" que cierran el episodio evaporítico mesiniense. Está constituida por diversos reflectores, muy bien marcados y conformes entre sí (Fig. 39). Es la unidad sísmica 2 del sondeo 372 del D.S.D.P., cuya litología consiste en alternancias de yesos, margas nannofosilíferas y tramos de margas varvadas; aflora en el Escarpe de Menorca, en donde ha sido muestreada con técnicas ligeras (CANALS et al., 1983). Alcanza espesores máximos de 500 a 600 metros.

En los márgenes de la cuenca la unidad B onlapa la superficie de erosión intramesiniense citada anteriormente (BIJU-DUVAL y MONTADERT, 1977). Sus reflectores son concordantes con el techo de la unidad C, presentando por tanto toda la unidad un aspecto ondulado que tiende a atenuarse a medida que se va ascendiendo en la columna sismoestratigráfica. Sus límites coinciden con los de las evaporitas delgadas de la Fig.32.

El reflector que separa la unidad B de la unidad A ha recibido nombres diversos: H según ALINAT et al. (1966), MAUFFRET (1969), MONTADERT et al. (1970), BUROLLET y BYRAM-JEE (1974); M según RYAN et al. (1970, 1973); J según ALLA et al. (1972).

La unidad A incluye los materiales depositados durante el Plio-Cuaternario. En ella se distinguen en el Mar Ligure una secuencia inferior semitransparente, con reflectores de escasa amplitud y a menudo discontinuos, y una secuencia superior muy bien estratificada afectada por abundantes ca-

nalizaciones, biseles y deslizamientos (ALINAT et al., 1970). Las características diferenciales entre una y otra serían debidas a una naturaleza litológica distinta, siendo más homogénea y hemipelágica la secuencia inferior y más heterogénea, turbidítica y contourítica la secuencia superior. No obstante, el aspecto más transparente de la secuencia inferior también puede ser debido en parte a la atenuación de la señal sísmica a medida que aumenta la profundidad. El límite entre una y otra secuencia, tal como han sido definidas en el Mar Ligur, está marcado por el llamado reflector G, el cual podría coincidir con el límite entre el Plioceno y el Cuaternario (ALLA et al. 1972; MAUFFRET; 1979). En el Golfo de León profundo la identificación del reflector G presenta algunas dificultades ya que a menudo el paso de la secuencia inferior transparente a la superior bien estratificada es gradual (ALLA et al., 1972). Buena prueba de ello es que el reflector G no está trazado en la mayor parte de los perfiles de sísmica de reflexión publicados (BUROLLET y BYRAMJEE, 1974; MONTADERT et al., 1978; HSU et al., 1978b; etc.). Éste únicamente puede ser trazado con absoluta certeza si se cuenta con el apoyo de sondeos (RYAN y CITA, 1978; MAUFFRET, 1979).

Señalemos que los sondeos del D.S.D.P. en aguas profundas de los márgenes peri-baleares y los sondeos de la C.F.P. en la plataforma del Golfo de León han mostrado el escaso valor cronostratigráfico de las rupturas en el tipo de sedimentación durante el Plio-Cuaternario. Así, en el sondeo D.S.D.P. 124, al SE de Menorca, la ruptura principal separa el Plioceno inferior del Plioceno superior (RYAN et al., 1973). En otros casos, tal ruptura no se produce. Por ejemplo, en los sondeos D.S.D.P. 122 y 123 (Golfo de Valencia) tanto el Cuaternario como el Plioceno tienen un carácter predominantemente turbidítico y contourítico, mientras que en el sondeo D.S.D.P. 372 (Este de Menorca) dominan los materiales hemipelágicos con posibles contouritas (HSU et al., 1978a). Por último, en otros sectores, especialmente en aguas poco profundas, puede producirse un número relativamente elevado

de cambios en el tipo de sedimentación dentro del intervalo Plio-Cuaternario; sería el caso de los sondeos de la plataforma continental del Golfo de León (CRAVATTE et al., 1974), fuertemente influenciada por las oscilaciones eustáticas plio-cuaternarias.

Todo ello refleja sin duda las diversas condiciones imperantes en las distintas provincias fisiográficas del Mediterráneo nor-occidental durante el Plio-Cuaternario.

La unidad A equivale a la unidad sísmica 1 del D.S.D.P. "Site" 372, y su espesor medio en el Mediterráneo nor-occidental estricto está comprendido, según ALLA et al. (1972), entre 800 y 1200 m. No obstante, en el talud inferior y el glacis del Golfo de León supera los 1500 m, debido fundamentalmente a la acumulación de los aportes rodanianos (Fig.38).

En conjunto, en donde las unidades A, B, C y D están bien desarrolladas se alcanzan espesores de más de 7 kms, acumulados entre el Oligoceno y la actualidad (BIJU-DUVAL y MONTADERT, 1977). La tasa de sedimentación media resultante es de >20 cms/1000 años.