GEOMORFOLOGÍA
Principios, Métodos y Aplicaciones

Javier de Pedraza Gilsanz

Colaboradores:

Rosa María Carrasco González, Andrés Díez Herrero, José Francisco Martín Duque, Aurora Martín Ridaura, Miguel Ángel Sanz Santos

Javier de Pedraza Gilsanz

GEOMORFOLOGÍA
Principios, Métodos y Aplicaciones

Rosa María Carrasco González, Andrés Díez Herrero, José Francisco Martín Duque, Aurora Martín Ridaura, Miguel Ángel Sanz Santos (colaboradores)

Editorial Rueda
Porto Cristo, 13 (Parque de Lisboa)
28924 Alcorcón (Madrid)

Tel. (91) 619 27 79 • Fax (91) 610 28 55

Autor de la obra:

Javier de Pedraza Gilsanz

Colaboradores:

Rosa María Carrasco González
Coautora en los capítulos 6, 7, 8 y 14

Andrés Díez Herrero
Coautor en los capítulos 9 y 13.3

José Francisco Martín Duque
Coautor en los capítulos 5 y 16

Aurora Martín Ridaura
Coautora en el capítulo 10

Miguel Ángel Sanz Santos
Coautor en el capítulo 11

La revisión de originales, selección y elaboración del material gráfico, ha sido responsabilidad de todos los autores antes mencionados.

Láminas: págs. 6, 48, 74, 302, 356 y 368, son una aportación de Mariano Carabias.

Las ilustraciones fotográficas que se indican, han sido cedidas amablemente por: Eduardo Acaso (7.9), Luis Bartolomé (9.15, 9.20, 10.2, 10.4, 10.6, 11.4, 12.3, 13.4, 13.11, 14.3), Cristino José Dabrio (8.8a), Adolfo Eraso (12.1), Mª Ángeles Gilmartín (10.3), Miguel Ángel Luquero (13.10), Luis Alberto Martín (12.4, 13.3) y Leticia Pinilla (11.11).

Delineación: Agustín Blanco Argüello.

Foto de portada: facetado trapezoidal en el Valle del río Calchaquí (Salta, República Argentina).

© Javier de Pedraza Gilsanz (1996).

© Editorial Rueda, S. L., Madrid (1996).

I.S.B.N.: 84-7207-087-5

Depósito Legal: M-8040-1996

Tecnología Gráfica, S. L.

PRÓLOGO

Al ser la «capa más externa» de la Geosfera, soporte directo para las actividades biológica y antrópica, el relieve terrestre constituye un objeto de interés múltiple. Esto hace que los enfoques analíticos en torno a él sean variados, si bien destacan tres fundamentales: los fisonómico-paisajísticos, centrados en aspectos configuracionales; los genético-evolutivos, que analizan relaciones dinámicas; y los ecológicos, que consideran la función del relieve como «medio» para los seres vivos.

Desde el punto de vista formal, la Geomorfología es la ciencia que trata de unificar todos los aspectos antes señalados y tanto geógrafos como geólogos quienes, preferentemente, se ocupan de ellos. Este hecho implica una duplicidad coyuntural, es decir, profesional y académica, cuyas repercusiones a nivel científico son difícilmente evaluables. Por lo general, el método geológico está más polarizado hacia los análisis dinámico-temporales y el geográfico a los descriptivo-paisajísticos; el primero aparece asociado al desarrollo de la experimentación, cuantificación e interpretaciones genético-evolutivas; el segundo a las correlaciones espaciales o regionalización y la interpretación genético-ambiental.

El planteamiento anterior debe entenderse como un juicio orientativo, pues hay una notable falta de clarificación en estos temas: ni geólogos ni geógrafos han llegado a la síntesis adecuada que centre la posición académica de la Geomorfología. La realidad funcional muestra que entre especialistas en Geografía Física y Geología de Superficie o del Cuaternario (dentro de las cuales suele incluirse a la Geomorfología), las relaciones científicas, metodológicas y de trabajo, son mayores que entre los primeros y especialistas en otras ramas de la Geografía, o los segundos y otras de la Geología. Estas circunstancias propician la convergencia interdisciplinar, superando compartimentaciones académicas hoy obsoletas; en realidad la Geomorfología actual está adquiriendo un «status» autónomo similar a otras Ciencias de la Tierra.

Al llevar a cabo esta obra se ha intentado aprovechar lo mejor de la coyuntura geomorfológica actual, planteándola desde la síntesis entre teorías, métodos y contenidos, derivados de las diversas «escuelas, campos o tendencias geomorfológicas». Es de esperar que la procedencia académica, pues en estos casos siempre actúa como condicionante, no haya limitado la consecución del objetivo propuesto.

En lo referente a los contenidos y dada la dispersión temática existente en el campo de la Geomorfología General, hay aspectos (históricos, métodos de análisis, teorías evolutivas, entre otros) para los cuales han sido necesarios desarrollos conceptuales y metodológicos muy teóricos, hasta cierto punto academicistas. Frente a ellos, otros son mucho más concretos y coyunturales (relaciones procesos geomorfológicos y riesgos naturales, tipos de relieves y paisajes, geometría del terreno y clasificaciones territoriales, etc.) posibilitando el equilibrio entre lo teórico y práctico en el conjunto de la obra.

Entendiendo que el análisis de las «formas» del terreno necesita un soporte gráfico de cierta envergadura, éste se ha cuidado expresamente. Como en otros campos científicos, estos contenidos tienen una función complementaria al precisar muchas descripciones y aportar nuevos datos, si bien aquí, además resultan imprescindibles para entender determinados conceptos.

Finalmente, sólo queda destacar un deseo: que en alguna medida la presente obra contribuya a la consolidación de la Geomorfología, tanto en el campo académico como profesional.

ÍNDICE

PARTE PRIMERA. Consideraciones sobre los fundamentos y métodos de la Geomorfología 7

1. Evolución de los conocimientos en Geomorfología 9

1.1. Precedentes remotos, hasta el siglo XVIII: del creacionismo religioso al catastrofismo sociocultural 9
1.2. Antecedentes directos de la Geomorfología: evolucionismo o historia natural 12
1.3. La Geomorfología como ciencia 17
1.4. La Geomorfología en España: breves apuntes 31

2. El análisis geomorfológico 35

2.1. Fundamentos de la Geomorfología 35
2.2. Enfoques dominantes en el análisis geomorfológico 36
2.2.1. Los factores en el análisis geomorfológico 40
2.2.2. Los procesos en el análisis geomorfológico 40
2.3. Síntesis general. Estructura de los contenidos en esta obra 44

PARTE SEGUNDA. Configuración de las formas del terreno: Morfografía 49

3. Morfometría o geometría del relieve 51

3.1. Procedimiento de análisis morfométrico: articulación de elementos 52
3.1.1. La pendiente: tipologías y escalas (primer nivel) 52
3.1.2. Articulación entre segmentos de pendiente a lo largo de un perfil topográfico (segundo nivel) 53
3.1.3. Variaciones y contrastes entre segmentos a lo largo de un perfil del terreno (tercer nivel) 54
3.1.4. Articulación entre perfiles definiendo formas bidimensionales (cuarto nivel) 56
3.1.5. Articulación entre las superficies dando formas o geometrías tridimensionales (quinto nivel) 56
3.2. Indicaciones prácticas 56

4. Fisiografía o estructura del relieve 63

4.1. Clasificaciones del relieve: bases fisiográficas y genéticas 64
4.2. Indicaciones prácticas 68
4.2.1. Procedimiento para realizar la clasificación fisiográfica de un territorio 68

PARTE TERCERA. Morfogénesis básica: procesos y formas unitarias 75

5. Procesos de meteorización y edáficos 77

5.1. Factores que controlan la modalidad y eficacia de la meteorización 80
5.2. Productos de la meteorización: formaciones superficiales características 81
5.3. Meteorización y edafogénesis 86
5.4. Características y componentes del suelo 87

5.5. Evolución del suelo: desarrollo de horizontes ... 94
5.6. Sistemática y taxonomía de los suelos ... 95
5.7. Indicaciones prácticas ... 102

6. Procesos gravitacionales y análisis de vertientes ... 109

6.1. Principios físicos generales ... 110
6.2. Ocurrencia de los procesos y factor de seguridad o *safety* ... 111
6.3. Tipologías de los fenómenos gravitacionales ... 113
6.4. Análisis de vertientes ... 117
6.5. Indicaciones prácticas ... 123

7. Procesos periglaciares ... 127

7.1. Ambientes periglaciares ... 127
7.2. Acciones elementales: dinámica en los fenómenos de hielo–deshielo ... 129
7.3. Productos periglaciares: materiales y formas ... 132
7.3.1. Formaciones superficiales ... 132
7.3.2. Formas del modelado ... 141
7.4. Indicaciones prácticas ... 142

8. Procesos glaciares ... 147

8.1. Dinámica glaciar: carácter general ... 148
8.2. Dinámica glaciar: balance de masa ... 158
8.3. Acciones elementales en un glaciar: formas y depósitos ... 160
8.3.1. La erosión ... 160
8.3.2. El transporte ... 162
8.3.3. La sedimentación: tipos de *tills* ... 165
8.4. Concatenación de acciones elementales: formas y depósitos mayores ... 168
8.5. Fenómenos fluvioglaciares: acción de las aguas de fusión ... 170
8.6. Variaciones glaciares a lo largo del tiempo: ritmos evolutivos ... 176
8.7. Variaciones glaciares a lo largo del tiempo: causas más probables ... 181
8.8. Tendencias evolutivas del clima a escala global: hipótesis glaciares ... 183
8.9. Cronología y paleotemperaturas asociadas al glaciarismo cuaternario ... 187
8.10. Indicaciones prácticas ... 192

9. Procesos fluviales ... 199

9.1. Fundamentos hidrológicos ... 199
9.1.1. Generación y concentración de la escorrentía ... 199
9.1.2. Régimen hídrico fluvial ... 201
9.1.3. Crecidas y estiajes ... 201
9.2. Bases de la hidráulica fluvial ... 204
9.2.1. El flujo del agua ... 205
9.3. Las acciones elementales en una corriente fluvial ... 207
9.3.1. La erosión ... 207
9.3.2. El transporte ... 210
9.3.3. La sedimentación ... 212
9.3.4. Concatenación de las acciones elementales ... 212
9.4. Formas fluviales elementales ... 217
9.4.1. Secciones del conducto: cauces y canales ... 221
9.4.2. El trazado general de las corrientes fluviales: geometría y dinámica ... 224
9.4.2.1. Corrientes fluviales rectilíneas ... 226
9.4.2.2. Corrientes fluviales múltiples: *anabranch*, *braided* y anastomosadas ... 226
9.4.2.3. Corrientes fluviales meandriformes ... 230
9.5. Formas y depósitos fluviales mayores ... 237
9.5.1. Abanicos aluviales ... 238
9.5.2. Sistemas de terrazas ... 240
9.6. Indicaciones prácticas ... 246

10. Procesos eólicos ... 259

10.1. Acciones elementales de erosión, transporte y sedimentación: materiales y formas ... 260
10.1.1. La erosión ... 260

10.1.2. El transporte ... 261
10.1.3. La sedimentación ... 262
10.2. Concatenación de las acciones elementales: formas y depósitos mayores ... 268
10.3. Indicaciones prácticas ... 268

11. Procesos litorales ... 275

11.1. Dinámica de las aguas marinas litorales ... 278
11.1.1. El oleaje ... 278
11.1.2. Las mareas ... 281
11.1.3. Corrientes de ribera, costeras o litorales ... 281
11.2. Productos característicos de la dinámica litoral: morfología costera ... 284
11.2.1. Fenómenos destructivos y modelados resultantes ... 284
11.2.2. Fenómenos constructivos y formas resultantes ... 285
11.2.3. Síntesis general: tipos de costas ... 294
11.3. Indicaciones prácticas ... 295

PARTE CUARTA. Morfogénesis compleja: tipos de relieves y asociaciones morfológicas ... 303

12. Relieves climáticos ... 305

12.1. Zonas árticas y subárticas ... 309
12.2. Zonas intertropicales ... 309
12.3. Zonas templadas ... 312

13. Relieves litológicos ... 317

13.1. Relieves volcánicos ... 318
13.2. Relieves graníticos ... 324
13.3. Relieves cársticos ... 329
13.4. Otros grupos litológicos ... 336
13.5. Relieves residuales ... 337

14. Relieves estructurales ... 341

14.1. Relieves estructurales por su génesis ... 343
14.2. Relieves estructurales por su dimensión espacial ... 345

PARTE QUINTA. Evolución del relieve: sucesiones morfológicas ... 357

15. Modelos evolutivos del relieve ... 359

15.1. Superficies de erosión: significado y tipologías ... 361
15.2. Interacción dinámica ... 364
15.3. Modalidades denudadoras en los continentes ... 365
15.4. Estados evolutivos: sucesiones y sustituciones de formas ... 366

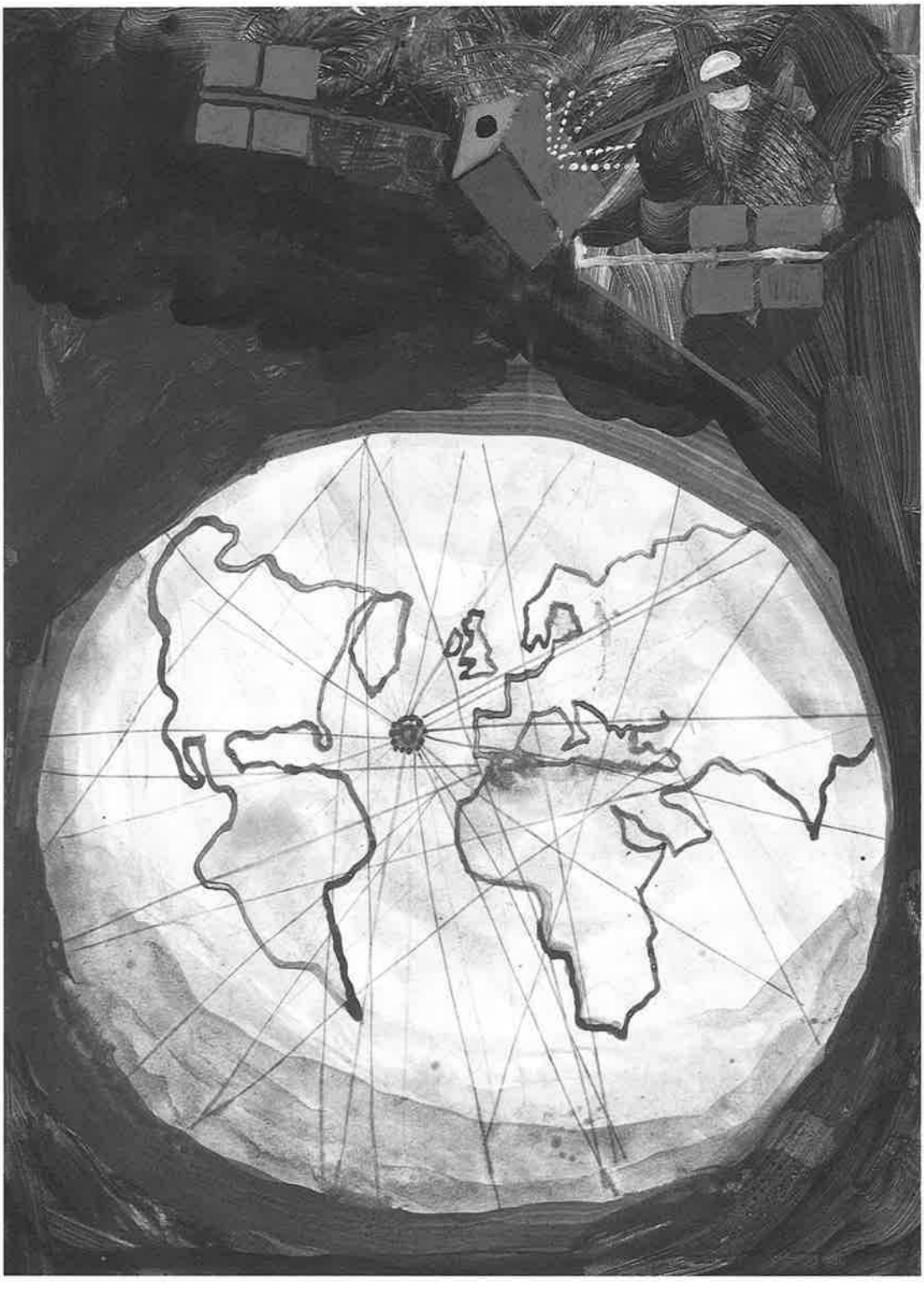
PARTE SEXTA. Consideraciones finales: perspectivas, técnicas y aplicaciones ... 369

16. Geomorfología práctica y aplicada. Aspectos generales ... 373

16.1. Cartografía geomorfológica ... 374
16.2. Modelos cualitativos de potencialidad según factores ... 375
16.2.1. Propuesta para evaluar cualitativamente potencialidades a la erosión pluvial y de arroyada ... 375
16.3. Campo de aplicación de la Geomorfología ... 381
16.3.1. Geología Económica e Ingeniería ... 383
16.3.2. Riesgos naturales ... 383
16.3.3. Planificación territorial, evaluación y corrección de impactos ambientales ... 384

REFERENCIAS ... 389

ÍNDICE DE TÉRMINOS ... 403



Parte Primera

CONSIDERACIONES SOBRE LOS FUNDAMENTOS Y MÉTODOS DE LA GEOMORFOLOGÍA

Según su significado etimológico, la Geomorfología es la ciencia que analiza las formas de la superficie terrestre.

Como ocurre con todas las definiciones etimológicas, la expuesta anteriormente no deja de ser una referencia primaria: ni delimita claramente el objeto de estudio, ni establece un objetivo específico.

Para superar ese problema en cualquier ciencia, basta recurrir a sus aportaciones al conjunto general de los conocimientos. Sin embargo, la diversidad temática contenida en las obras de Geomorfología hace difícil concretar al respecto.

Esa «indefinición» geomorfológica muchos la asocian a la juventud y escasa autonomía que aún tiene en el contexto de las Ciencias de la Tierra. Ciertamente, la Geomorfología apenas acaba de abandonar la tutela de otras ciencias como la Geografía Física, Geología del Cuaternario, Geología Física, Geodinámica Externa, etc., donde tradicionalmente ha sido incluida.

Frente a los anteriores, otros consideran la dispersión académica el principal obstáculo para llegar a un método unificado en esta ciencia; a su juicio, hay notables diferencias entre los enfoques geográfico (o hecho por los geógrafos) y geológico (o hecho por los geólogos).

Juventud y coyuntura académica puede que contribuyan a la falta de uniformidad y concreción en muchos campos. Sin embargo, el problema principal radica en los mismos fundamentos geomorfológicos, que no permiten establecer «límites referenciales netos», al menos por el momento.

Dadas estas circunstancias y problemas, parece oportuno comenzar un tratado de Geomorfología General planteando sus aspectos históricos y metodológicos. Independientemente de lo que pueda aportar a la Filosofía e Historia de la Ciencia, este capítulo pretende orientar al lector acerca de la estructura y enfoque general establecidos para la presente obra.

1

EVOLUCIÓN DE LOS CONOCIMIENTOS EN GEOMORFOLOGÍA

Al presentar una relación de hechos secuenciales, la Historia permite conocer circunstancias imprescindibles para situar el momento actual; en una ciencia, esas circunstancias son las que rodean la evolución correspondiente a sus enfoques metodológicos. De acuerdo con ello, el objetivo prioritario en este apartado, más que personas, lo constituyen las aportaciones al campo de la Geomorfología y aquellos aspectos conceptuales y culturales asociados a dichas aportaciones.

Con esos fines, se analizará la historia de la Geomorfología desde una perspectiva amplia, es decir, dilatada en el tiempo y flexible al valorar qué conocimientos merecen calificarse como «geomorfológicos».

1.1. PRECEDENTES REMOTOS, HASTA EL SIGLO XVIII: DEL CREACIONISMO RELIGIOSO AL CATASTROFISMO SOCIOCULTURAL

En un planteamiento formalista de máxima rigidez académica, como suele hacerse normalmente, habría que situar los inicios de la Geomorfología a finales del siglo XIX o principios del XX. Sin embargo, hay innumerables documentos anteriores a esa fecha en los cuales aparecen referencias directas al relieve, procesos que lo originan y formas que lo componen. De hecho los tres pilares básicos o fundamentales en Ciencias de la Tierra, por tanto también para la Geomorfología, existían ya desde épocas

DESTACADOS NATURALISTAS Y FISIÓGRAFOS DEL MUNDO GRECO-ROMANO

- Aristóteles (384-322 a. C.). Al igual que sitúan el nacimiento de la Geometría en Pitágoras, para las Ciencias Naturales suele hacerse en Aristóteles. Con su «Tratado de los Animales» (posiblemente también escribió otros sobre las plantas y los minerales, pero no se han conservado), inicia el método básico de estas ciencias: observar-describir-clasificar.

De Aristóteles parte la idea según la cual, los «elementos» entonces conocidos (agua, aire, tierra y fuego) no eran cuerpos primarios sino los distintos aspectos adoptados por una sustancia única, «la materia prima», que podía transformarse conforme las circunstancias de frío y calor.

Ese principio de la trasformación, lo utilizó para explicar las aguas que «contenía el interior de la Tierra» y eran expulsadas por los volcanes y manantiales. En lo que puede considerarse un «ciclo hidrológico primario», relacionó lluvia e infiltración consecuente, con ríos y manantiales; a su entender, las aguas de éstos últimos procedían de las primeras.

- Heródoto (485-425 a. C.) y Estrabón (54 a. C.-25 d. C.), son verdaderos naturalistas y geógrafos. Describen fenómenos naturales, paisajes y población de muchas regiones entonces consideradas «remotas»; de Estrabón partió la comparación entre la fisonomía de la Península Ibérica y una «piel tendida» que, en los tiempos modernos y actuales, dio lugar al simbolismo con «la piel de toro».

Todos estos sabios, particularmente Heródoto, interpretaron las llamadas «piedras del trueno» o «juegos de la Naturaleza» como restos de animales y plantas petrificados, es decir, «fósiles».

remotas: en el mundo antiguo hubo relatores o «descriptores» del Entorno Natural (fisiógrafos), «escritores», representadores o referenciadores de lugares (cartógrafos) y «analistas» de los fenómenos naturales y su causalidad (naturalistas).

A pesar de lo anterior, la cultura previa al nacimiento del «uniformitarismo» estuvo dominada por el estatismo creacionista, la fuerza de los dioses, y un catastrofismo mítico y de leyendas (figura 1.1); así llegaron a dar fecha para la «creación de la Tierra»: según los cálculos hechos en 1654 por el Dr. John Lightfoot siguiendo la metodología del arzobispo J. Ussher, habría ocurrido el día 26 de octubre del año 4004 a. C. «a las nueve de la mañana», es decir, hacía unos 6000 años.

Esa datación, basada en la «cronología bíblica», era un signo de la cultura dominante y las posturas críticas, incluso radicalmente opuestas, no fueron asimiladas por la sociedad; baste recordar que ya en el siglo XV, Leonardo da Vinci estableció la edad del Planeta en unos 200.000 años, ...¡como mínimo!

A lo largo de este período histórico, tal como señalan algunas obras (ver al respecto, Thornbury, 1960 y Taton, 1988), la aproximación al estudio del relieve fue muy diferente en cada época. Partiendo de los elementos culturales condicionantes, pueden establecerse las etapas siguientes:

- *La Filosofía de la Naturaleza*, corresponde a la antigüedad clásica greco-latina. Abarca, *grosso modo*, desde los siglos V ó VI antes de Cristo hasta la Era Cristiana.

Culturalmente es un período **catastrofista fatalista**: los fenómenos asociados a la dinámica terrestre son considerados la manifestación de los dioses y su consecuente mensaje de «premio o castigo».

A pesar de lo anterior, surgen ya los primeros trabajos para explicar esas «manifestaciones»: observan, relacionan y describen sus propiedades e intentan clasificarlas. Así aparece la división entre «hechos sociales» y «fenómenos espontáneos», que conduce a una Filosofía de la Naturaleza.

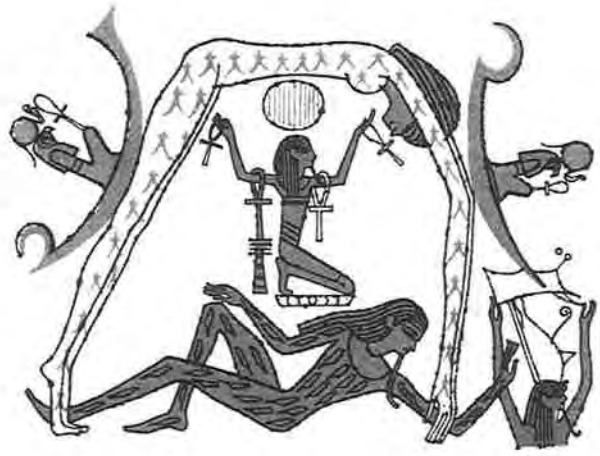
- *El paso de la Filosofía a la Física de la Naturaleza*, tiene lugar durante un dilatado período histórico, que comienza casi con la Era Cristiana y culmina en el Renacimiento (o siglos XV-XVI), aunque se prolonga hasta el siglo XVIII.

Con las aportaciones de la cultura cristiana, el «fatalismo» da paso al «libre albedrío», «creacionismo» y «antropocentrismo»; las consecuencias de estas ideas religioso-culturales son notables.

Aceptando un «principio absoluto» (el de la Creación Divina) o «principio de todas las causas remotas primarias», cobra importancia la idea según la cual tanto los fenómenos naturales como las personas fueron creados por Dios y dejados a su «libre albedrío». Esta tendencia queda resumida perfectamente en las afirmaciones que realizara Bernard Palissy: «*Está escrito en el Génesis que Dios creó todas las cosas en seis días y que el séptimo descansó; pero Dios no creó estas cosas para dejarlas ociosas, sino que cada una cumple su deber*» (tomado de: Taton, 1988, t. 4, pág. 124).

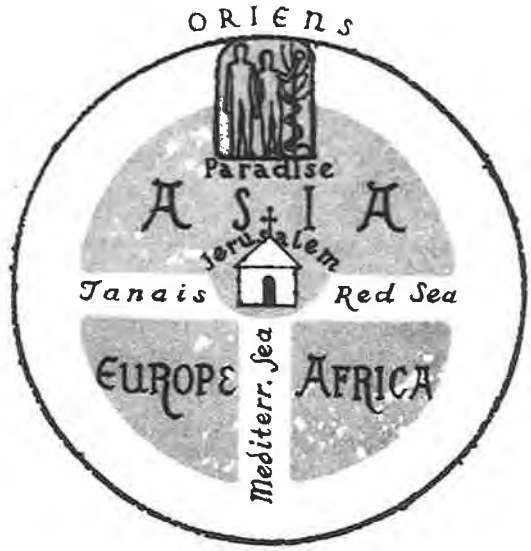
Conocer «ese deber» y qué leyes lo regulan, daba paso a una Física separada de la Metafísica tanto cultural como académicamente: la Física será, ante todo, aquella ciencia que analiza «causas próximas o inmediatas» para conocer los fenómenos naturales, por ello se ocupará de todo cuanto puede observarse, medir y reproducir.

(a)



(b)

(c)



(d)

Figura 1.1. Algunas ideas del mundo (en Beiser, 1969).

(a) Los babilonios imaginaban la Tierra como una montaña hueca, sostenida y rodeada por el mar; en la cúpula se movían el Sol, la Luna y las estrellas.
(b) Los egipcios consideraban la Tierra como un dios yacente y el cielo como una diosa inclinada; entre ellos, sentado, el dios de la atmósfera sustenta los cielos. El Sol, en su barca, bogaba todos los días hacia la muerte nocturna.
(c) Los hindúes concibieron la Tierra sostenida por elefantes que provocaban terremotos al moverse. Los elefantes se apoyaban sobre una tortuga, que representaba al dios Visnú, la cual descansaba sobre una cobra, símbolo del agua.
(d) Los cristianos de la Edad Media basaban las ideas cosmológicas en sus concepciones religiosas. Dividían la Tierra en tres continentes; Jerusalén estaba en el centro y el Jardín del Edén en Asia. El nombre Tanais corresponde al río Don.

EL ANÁLISIS COMPARADO Y LA ESTRUCTURACIÓN DE LOS CONOCIMIENTOS

- Con Leonardo da Vinci (1452-1519), por sus trabajos y personalidad, culmina la Física de la Naturaleza: experimentación, observación y análisis comparado (lo que hoy conocemos como actualismo), son una constante en su labor. Desde las Ciencias de la Tierra, destacan el método y conclusiones obtenidos estudiando la llanura del río Po: al medir la velocidad de sedimentación y el espesor en los aluviones, dedujo que éstos habían necesitado para depositarse, «como mínimo», 200.000 años.

- Palissy (1510-1590) y Steno (1638-1686), son también destacados naturalistas. Bernard Palissy, junto a da Vinci, consolida la interpretación correcta de los fósiles; su gran obra, sin embargo, consistió en estructurar los conocimientos acerca de un fenómeno natural, la Hidrología, elaborando una obra (Discours admirables de la nature des eaux et fontaines, ...) que puede valorarse como la primera aproximación a un tratado científico. Nicolaus Steno definió el «estrato», considerándole la unidad temporal y deposicional para estudiar los sedimentos; también planteó el «principio de la superposición».

Consecuencia de este planteamiento y hasta cierto punto del «antropocentrismo», es el desarrollo creciente de la Ingeniería, que trata de modificar, aprovechar y controlar los fenómenos naturales.

Durante este período hay un tímido despegue en la «Física de los procesos terrestres», consolidando más tarde una Física de la Tierra.

- *Dinámica Natural, Física de la Tierra o Geología Dinámica*, marcan una separación neta entre los fenómenos físicos *per se* y en tanto son «procesos terrestres».

En esta etapa, que corresponde a los últimos años del siglo XVIII y principios del XIX, surge la preocupación por el análisis «causa-efecto».

Mientras algunos científicos investigan los fenómenos naturales activos, otros profundizaron en conocimientos relativos a la antigüedad de rocas y fósiles.

Con las aportaciones debidas a los primeros surgió una Física centrada en fenómenos terrestres, es decir: Física de la Tierra, Geología Dinámica y, en general, lo que hoy son las Ciencias de la Tierra.

La especialización será cada vez más notoria y tendente a una sectorialización temática, bien por sus fuentes básicas de energía (endógenas o internas y exógenas o externas), bien por su manifestación o efectos (aluviones, erosión, morrenas, terremotos, volcanes, etc.).

Foto 1.1. Monumento erigido por la villa de Chamonix (Alpes de Saboya) al naturalista Horace Bénédict de Saussure, en recuerdo a su labor científica en los Alpes y como promotor de la primera ascensión al Mont Blanc, cuya cima aparece al fondo.

1.2. ANTECEDENTES DIRECTOS DE LA GEOMORFOLOGÍA: EVOLUCIONISMO O HISTORIA NATURAL

Durante los siglos XVIII y XIX, paralelamente al análisis dinámico próximo a la Física tradicional, aparece una escuela netamente histórica que trata de interpretar la Tierra desde una perspectiva secuencial.

El punto inicial para esta fase de los conocimientos sobre la Tierra, es la progresiva aceptación del creacionismo bíblico como una alegoría religiosa y no un relato de los hechos: la edad de la Tierra, según demostraban todos los datos, era mucho mayor a la atribuida mediante la cronología del Génesis.

Partiendo de la tesis anterior y la aceptación generalizada del libre albedrío para los fenómenos naturales, sin negar el creacionismo o «principio absoluto de las causas remotas o primarias», comienzan a investigar en busca de «principios para las causas actuales» que regulan los fenómenos observables.

Comparando aquellos «terrenos ya establecidos» con

LOS AGENTES EROSIVOS Y EL MÉTODO CATASTROFISTA

- Euler (1707-1783), Guetthar (1715-1786) y Desmarest (1725-1815), centran sus análisis en los ríos y aportan conocimientos generales sobre la hidrodinámica, el primero, y sobre el origen de los valles o «morfología fluvial», los segundos. Línea similar sigue Lamarck (1744-1829), autor de un tratado sobre Hidrogeología, crítico con la cronología bíblica y la obra de Cuvier. Sin embargo, ante el prestigio de éste último, las ideas de Lamarck no transcenderían hasta años más tarde.

- De Saussure (1740-1799), médico y naturalista ginebrino, desarrolló un método para el estudio del relieve y unas técnicas para la presentación de los resultados, que él mismo asoció a los términos Geología y geólogo tal cual lo entendemos hoy (1). En sus trabajos concretos, destacan las observaciones sobre la dinámica torrencial y glaciar, así como la estructura y litología de los Alpes.

- Cuvier (1769-1832), prestigioso paleontólogo, establece una armonía entre ciencia, cultura y religión. Para explicar los cambios que se detectan mediante el registro fósil (aparición y desaparición de especies), recurre a sucesivas «revoluciones» ocurridas en la Tierra; la más reciente de ellas fue el Diluvio Universal bíblico. Este planteamiento respetaba las creencias religiosas (explicaba la aparición de nuevas especies por sucesivas creaciones) y las ideas dominantes en la cultura de su tiempo (explicaba la desaparición de especies mediante grandes catástrofes naturales, similares a las que soportaba de cuando en cuando la sociedad, por terremotos, volcanes, etc.); así nació el catastrofismo como una teoría científica, posteriormente matizada con el neocatastrofismo.

- Surell (1813-1887) era ingeniero experto en hidráulica y, siguiendo una línea más experimental que Saussure, elaboró todo un conjunto de principios básicos en Morfodinámica, como: concepto de erosión remontante, perfil de equilibrio y, en parte, nivel de base. Todos ellos aparecieron recogidos en su obra «Études sur les torrents des Hautes-Alps» publicada en 1841.

(1) El origen del término **Geología** parece remontarse a la Edad Media. Entonces sirvió para designar el estudio de todo lo «terrestre o terrenal», por oposición a lo «divino»; Derecho, Agricultura, Mineralogía, etc., eran por igual, objetivos geológicos.
La utilización con el significado que consolida Saussure, se atribuye al danés M.P. Escholt en su obra, de 1657, *Geologia Norvegica.* Ver R. Taton (ed.), *Historia General de las Ciencias*, vol. II, Tomo 5 «La Ciencia Moderna» (1450-1800), Orbis, Barcelona, 1988.

otros similares pero en formación, dedujeron ciertas semejanzas: acumulaciones de bloques y cantos rodados fuera del dominio de los ríos, fósiles marinos en las rocas continentales, estratos antiguos inclinados frente a la disposición horizontal de sedimentos depositados recientemente, etc. Todo ello condujo a la formulación de un principio general: las «causas» que estaban modificando la faz de la Tierra en ese momento, eran las mismas que lo habían hecho en tiempos remotos. Esto quedaba resumido en la reflexión, debida a Hutton (1726-1797), «el presente es la llave del pasado» y en los principios del **uniformitarismo**, **actualismo** y **evolucionismo** (ver cuadro 2.1).

La reflexión de Hutton fue clave para el inicio de la **Historia Natural** y, aunque la expuso a mediados del siglo XVIII, no consolida hasta que su amigo y discípulo Playfair (1748-1819) publicara en el año 1802 la obra «Ilustraciones de la Teoría Huttoniana de la Tierra». Esta circunstancia, pudo deberse a la notoriedad cultural que tuvo la polémica con el alemán Werner (1749-1817) respecto al origen de las rocas volcánicas y graníticas: Werner defendía la precipitación química en un primitivo gran océano (**teoría neptunista**) y Hutton la fusión y expulsión posterior (**teoría plutonista**).

En lo referente a la Geomorfología, destacan dos campos o áreas de conocimiento (no etapas, ya que en gran parte son contemporáneas) que influyeron en su desarrollo durante este período histórico, y son:

- *La Historia Natural*, organizada con ese nuevo método de análisis, posibilita las correlaciones en el tiempo.

Parte del principio según el cual, independientemente de su modalidad, los fenómenos naturales muestran una secuencia o sucesión que permite separar «antiguo o histórico» y «actual o presente»; dado que lo segundo es

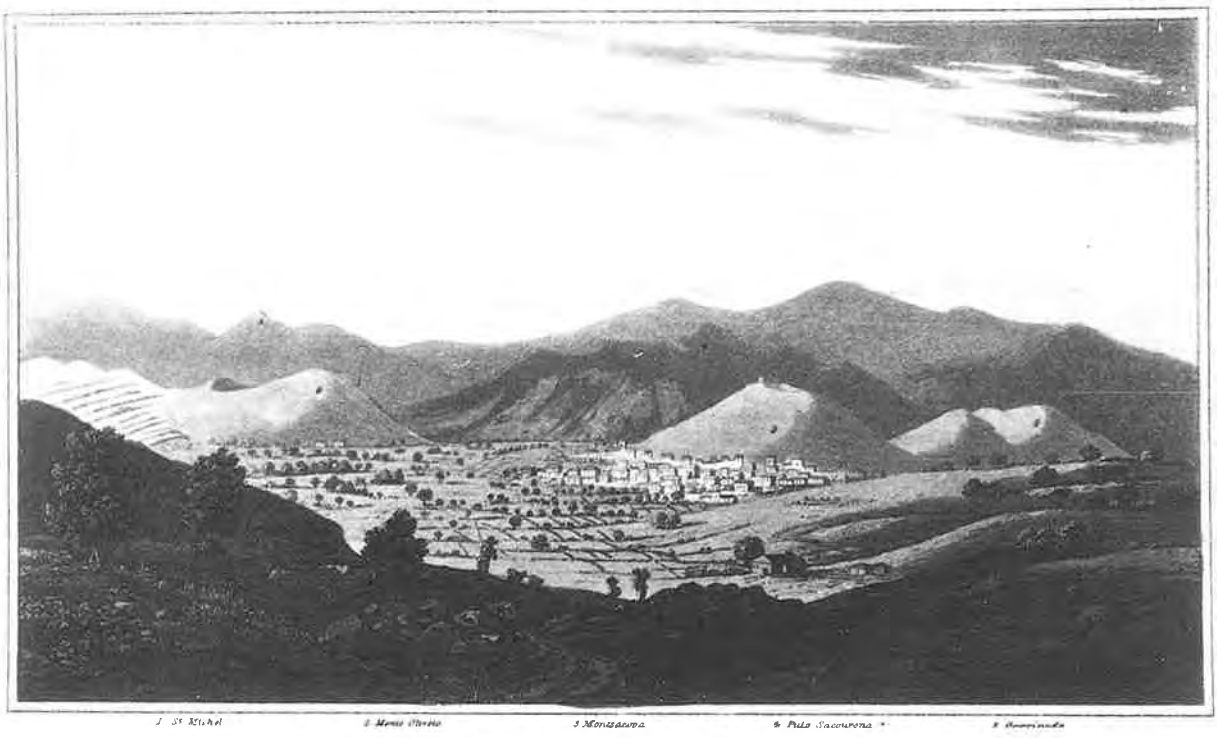


Lámina 1.1. Volcanes de Olot; lámina contenida en la obra de Lyell, *Principles of Geology*, vol. III, 1833. Tomada de la reedición facsímil de 1990-1991.

consecuencia de lo primero, comparando «signos históricos y datos actuales» pueden deducirse todo tipo de relaciones entre ambos: semejanza, paralelismo, identidad, sucesión, etc.

Este método, que algunos denominan **histórico natural** o **actualístico**, constituye uno de los pilares básicos donde se apoya la Geomorfología.

- *Fisiografía y dinámica exógena o externa* son el resultado de la progresiva especialización en la Física de la Tierra o Dinámica Natural, consolidada durante el período anterior (finales del siglo XVIII).

De acuerdo con dicha especialización, aparecen dos campos bien definidos: la «dinámica interna o procesos endógenos» y la «dinámica superficial, externa o procesos exógenos».

Las relaciones directas entre procesos exógenos y modelado terrestre, condujeron a su estudio prioritario al intentar explicar formas del relieve. Deben considerarse, por tanto, precedente directo para los «procesos geomorfológicos» en su vertiente dinámica más estricta, es decir, acciones físico-químicas; éstas, acabarían siendo imprescindibles al realizar interpretaciones morfogenéticas.

Las descripciones fisonómicas dieron lugar a la Fisiografía, entendida como la ciencia de los «grandes conjuntos del relieve» más tarde llamados «paisajes». Dicha ciencia está considerada por muchos el precedente directo de la Geomorfología; circunstancia que explica el hecho por el cual, tanto desde los campos del conocimiento geológico como geográfico hayan sido reivindicadas sus aportaciones. De cualquier modo, la Fisiografía apareció siempre como una «herramienta» fundamental para el análisis geomorfológico, ocupándose en los aspectos más globales del relieve.

CONSOLIDACIÓN DEL MÉTODO ACTUALÍSTICO

El método histórico-natural o actualístico nació gracias a la labor de:

- Hutton (1726-1797), introductor del sistema o teoría para explicar fenómenos pasados ocurridos en la Tierra, mediante su referencia, comparación, o correlación con los que ocurren en la actualidad.

- Playfair (1748-1819) consolida el trabajo desarrollado por Hutton y formula el principio del «uniformitarismo» o la permanencia de las causas «actuales» durante la evolución de la Tierra.

- Lyell (1797-1875), al generalizar la aplicación del análisis histórico comparado «tanto al mundo de lo orgánico como inorgánico», e introducir el concepto de «gradualismo secuencial» en respuesta al catastrofismo.

- Darwin (1809-1882), que apoyándose en los trabajos de Lyell consolida el método histórico-natural mediante la teoría sobre la evolución de las especies biológicas; es decir, el «evolucionismo».

A pesar de estas ideas renovadoras desligando fenómenos naturales y «Diluvio Universal bíblico», a principios del siglo XIX los clérigos-geólogos William Buckland y Adam Sedgwick explicaron la presencia de depósitos similares a los fluviales, pero fuera de la llanura aluvial, como el producto de grandes desbordamientos ocurridos durante un «diluvio universal»; esta teoría es conocida como «diluvialista». De ella partieron los términos ***alluvium*** *(****aluvial****, depósitos en las llanuras fluviales actuales) y* ***diluvium*** *(****diluvial****, depósitos aluviales de antiguas avenidas, en general terrazas). Así puede encontrarse en muchos mapas geológicos españoles de la serie antigua, realizados hasta los años 1950.*

La vida y obra de todos estos científicos ha sido ampliamente debatida y estudiada. Hay frecuentes citas parciales a su trabajo y análisis epistemológicos respecto a la innovación metodológica que introdujeron; las referencias directas son:

- J. Hutton, «Theory of the Earth, or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution and restoration of land upon the Globe», *R. Soc. Edinburgh Trans.*, 1, 209-304, 1785 (publicada en 1788). Precedente de la obra que publicara en 1795.
- También puede consultarse la obra anterior en el volumen 5 de *Contributions to the History of Geology*, G.W. White (ed.), Hafner, N. York, 1973, que corresponde a una reimpresión facsímil.
- J. Hutton, *Theory of the Earth, with Proofs and Illustrations*, vol. I, Cadell & Davies (London) y W. Creech (Edinburgh), 1795. Igualmente reimpresa facsímil en Hafner, N. York, 1959.
- J. Playfair, *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, Cadell and Davies (London) y W. Creech (Edinburgh), 1802. Reeditada en facsímil por University of Illinois Press (1956) y Dover, N. York (1964).
- C.R. Darwin, *On the Origin of Species by Means of Natural Selection*, John Murray, London, 1859.
- C.R. Darwin, *El origen de las especies*, Serbal, Barcelona, 1983. Edición abreviada de la obra original.
- C. Lyell, *Principles of Geology: Being an Attempt to Explain the Former Changes of the Earth's Surface by Reference to Causes now in Operation*, 3 vol., John Murray, London, 1830-1833.
- C. Lyell, *Elementos de Geología*, Imprenta de Antonio Yenes, Madrid, 1847. Traducción realizada por Ezquerra del Bayo, con «adiciones sobre los terrenos de España».
- C. Lyell, *Principles of Geology*; con una nueva introducción por M.J.S. Rudwich, Univ. Chicago Press, 1990-1991, 3 vol. Reedición facsímil de la obra original publicada entre 1830 y 1833.

Como obras más destacadas que reproducen parcialmente y comentan las anteriores, pueden consultarse:

- A. Hallam, *Grandes controversias geológicas*, Labor, Barcelona, 1985.
- R. Taton, *Historia General de las Ciencias*, 18 tomos, Orbis, Barcelona, 1988.
- D.B. McIntyre, «James Hutton y la filosofía de la Geología», en C.C. Albritton (ed.), *Filosofía de la Geología,* CECSA, México, 1970.
- C.A.M. King (ed.), *Landforms and Geomorphology*, Dowden, Hutch. & Ross, Stroudsburg, 1976.
- C.C. Albritton (ed.), *Philosophy of Geohistory: 1785-1970*, Dowden, Hutch. & Ross, Stroudsburg, 1975.
- R.J. Chorley, A.J. Dunn y R.P. Beckinsale, *The history of the study of landforms or the development of Geomorphology, vol. 1 Geomorphology before Davis*, Methuen y J. Wiley & Sons, London, 1964.

«TEORÍA GLACIAR» Y LAS «LEYES DEL MODELADO»

- Agassiz (1807-1873) es un excelente ejemplo del científico que asimila y unifica los métodos de la tradicional Física de la Tierra y la nueva Historia Natural; bajo esta óptica debe ser valorada su «teoría glaciar».

Basándose en las aportaciones de otros naturalistas que habían investigado ese fenómeno (fundamentalmente Charpentier y Venetz) y tras analizar la dinámica glaciar actual procediendo a su correlación histórica mediante los signos adecuados (depósitos, sobre todo «bloques erráticos», y modelados), Louis Agassiz define un período con gran avance de los hielos, al que denominó ***época glaciar*** *e hizo equivalente al Cuaternario y opuesto al Diluvial. Por primera vez aparecía una hipótesis que enunciaba modificaciones globales en la superficie terrestre durante etapas prehistóricas: los hielos habrían llegado a cubrir gran parte del Hemisferio Norte y no sólo las montañas.*

- Powell (1834-1902) y Gilbert (1843-1918), desarrollan una línea claramente fisiográfica y otra genética o de los procesos del «modelado». Ambos trabajaron en el suroeste árido de los Estados Unidos, sentando las bases para los análisis morfogenéticos y las clasificaciones fisiográficas; esto es: la Geomorfología.

Powell introduce el concepto de ***nivel de base local*** *como una referencia regional del «mínimo nivel para la erosión»; esto permitiría años más tarde definir la penillanura. También procede de Powell la primera clasificación genética de los valles, estableciéndolos como:* ***antecedentes*** *y* ***sobreimpuestos****, según se hayan originado previamente o con posterioridad a la estructura tectónica que cortan; y* ***consecuentes****, que discurren a favor de la pendiente general.*

Gilbert realizó los primeros trabajos cuantitativos aplicados a las redes fluviales y algunos estudios sobre la evolución del último período glaciar en Norteamérica. Sus aportaciones siguen siendo básicas para entender la morfología y dinámica fluvial; a él se deben conceptos como: ***escultura*** *(procesos erosivos o del modelado) y* ***estructura*** *(factores «geognósticos[1]», condicionantes del modelado);* ***competencia*** *(máximo tamaño que es capaz de arrastrar una corriente fluvial como carga de fondo) y* ***capacidad*** *(carga máxima total que es capaz de transportar una corriente fluvial); y las* ***leyes del modelado****.*

Éstas últimas, que se asocian al concepto de «perfil longitudinal de equilibrio» formulado por Surrel y al «nivel de base local» introducido por Powell, son:

- Ley de la estructura. A igualdad de acción, la «escultura» progresa más fácilmente en las rocas menos resistentes.

- Ley de la escultura y la pendiente. La capacidad de los agentes erosivos para «esculpir» el terreno, es tanto mayor cuanto mayor es la pendiente.

- Ley de la estructura y la igualdad de la acción. La erosión depende de la resistencia en los materiales y la pendiente: los ríos ajustan ésta última según el tipo de roca, para conseguir una acción uniforme a lo largo de su recorrido.

- Ley de las divisorias. La relación entre pendiente y caudal es inversa: a mayor caudal, menor pendiente necesaria para el flujo; esto implica una agudización o exageración del relieve en las cabeceras fluviales dado su menor caudal.

- Ley de la igualdad de acción e interdependencia. Cada uno de los elementos del sistema erosivo influye a los otros: una variación local, se propaga a todo el sistema hasta restablecer el equilibrio dinámico.

Ver al respecto:

- A.V. Carozzi (ed.), *Studies on Glaciers Preceded by the Discourse of Neuchâtel by Louis Agassiz*, Hafner, N. York, 1967 (reedición comentada de la obra original de L. Agassiz «*Études sur les glaciers*», publicada en 1840).
- J.W. Powell, *Exploration of the Colorado River of the West*, Dover, N. York, 1961 (reimpresión de la obra original de 1875).

Powell escribió en 1895 una segunda obra que incluye, además de los aspectos científicos, otros costumbristas y de aventura; dicha obra está editada en castellano como: *La exploración del gran Cañón del Colorado*, LAERTES, Barcelona, 1983.

- J.W. Powell, *The Physiography of the United States*, Nat. Geol. Soc. Monogr. 1, 1896.
- G.K. Gilbert, *Report on the Geology of the Henry Mountains*, U.S. Geogr. Geol. Surv. of the Rocky Mountain Region, 3, 1880, 2ª ed.
- G.K. Gilbert, *Glaciers and Glaciation*, Doubleday, Page & Co., N. York, 1903.

Obras que reproducen parcialmente y comentan las anteriores, son:

- A. Hallam, *Grandes controversias geológicas*, Labor, Barcelona, 1985.
- R. Taton, *Historia General de las Ciencias*, 18 tomos, Orbis, Barcelona, 1988.
- C.A.M. King (ed.), *Landforms and Geomorphology*, Dowden, Hutch. & Ross, Stroudsburg, 1976.
- S.A. Schumm (ed.), *River Morphology*, Dowden, Hutch. & Ross, Stroudsburg, 1972.
- R.J. Chorley, A.J. Dunn y R.P. Beckinsale, *The history of the study of landforms or the development of Geomorphology, vol. 1 Geomorphology before Davis*, Methuen y J. Wiley & Sons, London, 1964.

(1) **Geognóstico**, derivado de *geognosia*, neologismo no registrado por la Real Academia y que ha sido utilizado como equivalente a Geología y geológico. Este término lo introdujo el alemán Werner (1749-1817) que, adoptándolo de una propuesta previa, generalizó para expresar la disciplina que él explicaba, es decir: «la tierra sólida como conjunto y localización, origen, propiedades e interpretaciones de los minerales y rocas que la componen». Su uso en Fisiografía se debe a Gilbert, que lo emplea para denominar los condicionantes litológicos en la acción de los agentes del modelado; Davis, sin embargo, también incluye en este concepto la estructura tectónica.

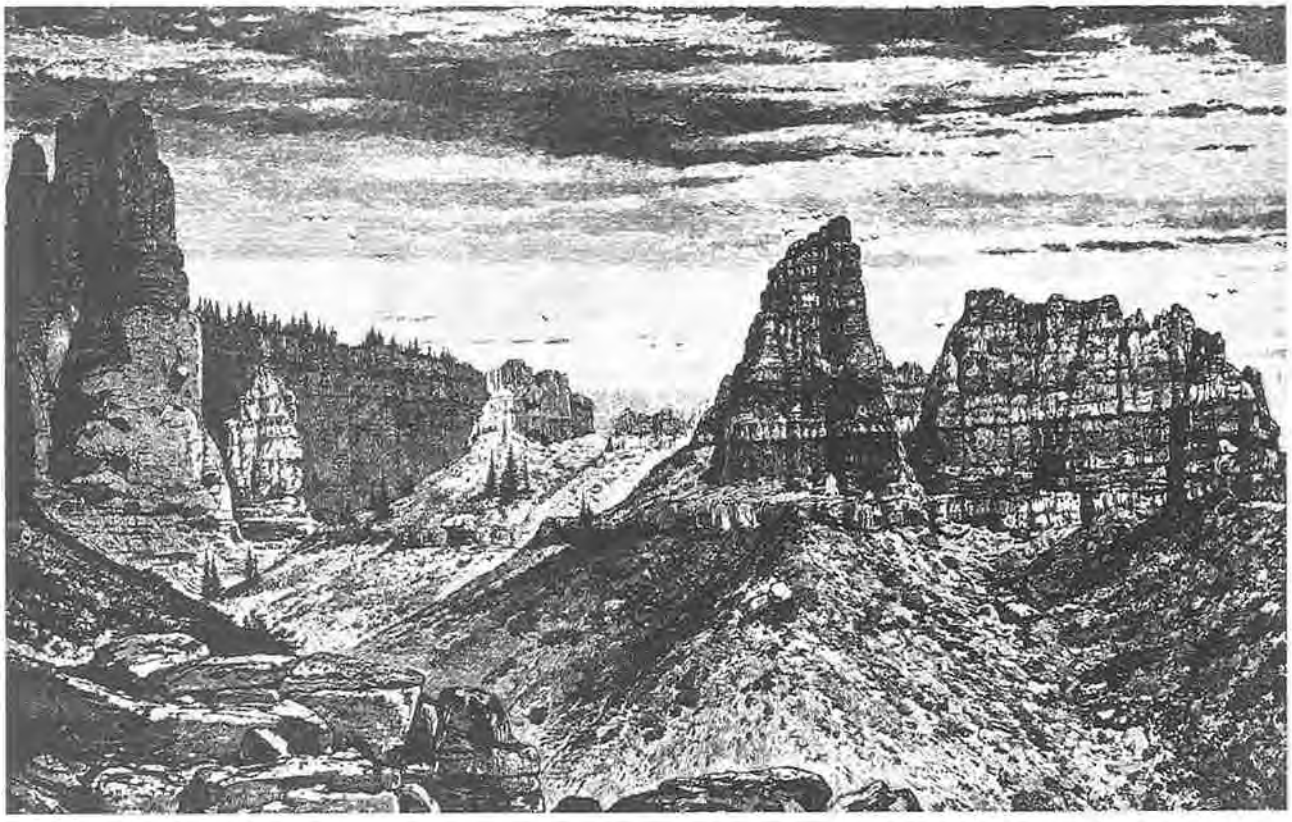


Lámina 1.2. Dibujo que representa el paisaje de Riscos Pink, en el altiplano de Paunsagunt. Esta lámina es una de las incluidas en el segundo libro publicado por J.W. Powell sobre el Cañón del Colorado. Dicha obra, aparecida en 1895, está profusamente ilustrada y recoge las investigaciones geológicas, geográficas y antropológicas de la expedición a dicho lugar.

1.3. LA GEOMORFOLOGÍA COMO CIENCIA

A pesar de las críticas a que fuera y sigue siendo sometida su obra, fue William Morris Davis quien ideó el primer método de análisis estrictamente geomorfológico; su formulación no deja dudas al respecto: «*All the varied forms of the lands are dependent on -or, as the mathematician would say, are function of- three variable quantities, which may be called structure, process, and time* (Toda la variedad de formas del terreno están reguladas por -o, como dirían los matemáticos, son función de- tres variables, que pueden ser denominadas estructura, proceso, y tiempo)» (W.M. Davis, *The Geographical Cycle*, pág. 19, 1899; ref. 1973).

Geometría (**forma**), factores condicionantes sobre las acciones modeladoras (**estructura**: litología, tectónica, vulcanismo, etc.), acciones modeladoras o factores ambientales (**procesos**) y tiempo o factor evolutivo (**estado**), son componentes o conceptos básicos en el método geomorfológico que, matizados cuanto se quiera hoy, proceden de la obra de Davis.

Destacando la magnitud de esa obra, la Geomorfología no habría alcanzado su estado actual sin otra aportación fundamental: la peculiaridad en los procesos del modelado. Ésta fue una labor más dispersa, sin un responsable concreto y, por tanto, menos personalizada; en lo esencial, se atribuye a una escuela europea de Geomorfología Climática.

- Los inicios de la Geomorfología: el ciclo geográfico del relieve

A finales del siglo XIX, aparecen los primeros textos considerados geomorfológicos por su enunciado y contenidos. Corresponden a *Les Formes du Terrain*, de los franceses De La Noë y Margerie, publicado en 1888; y la *Morphologie der Erdoberfläche*, debida al austroalemán

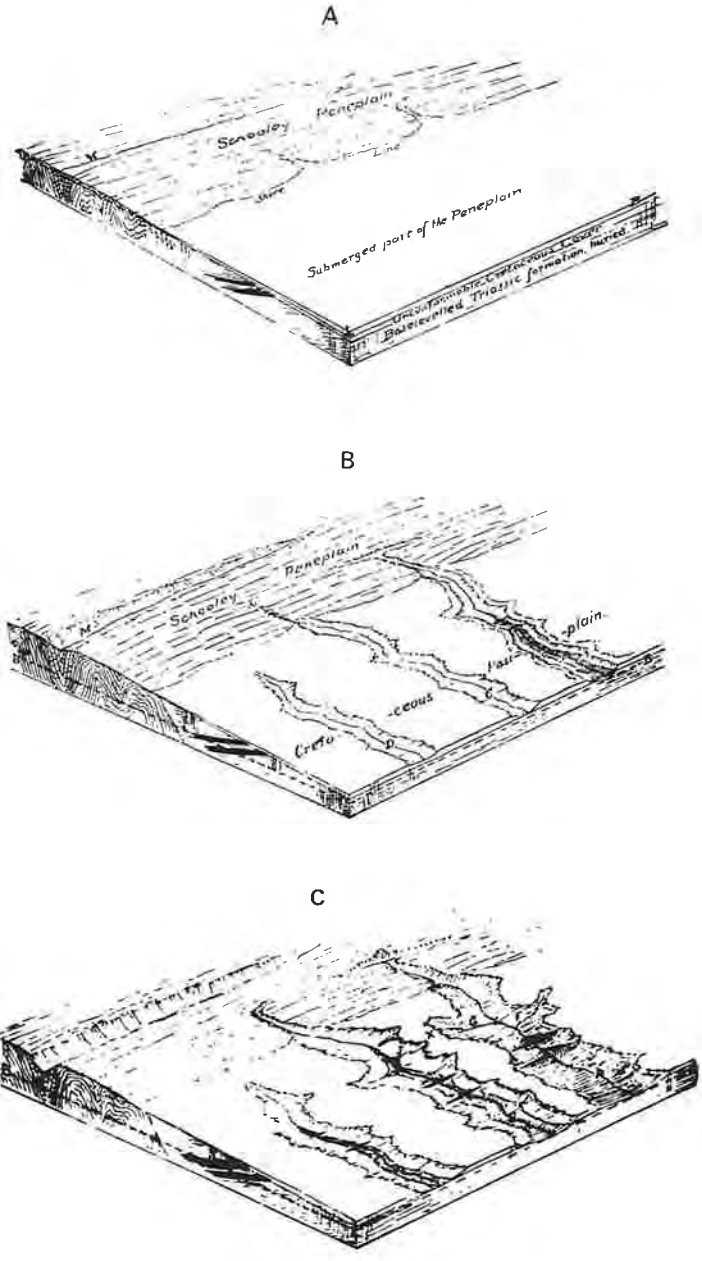


Lámina 1.3. Bloques diagrama realizados por Davis, ilustrando la evolución en la penillanura de Schooley (New Jersey, EE.UU.). La serie completa, formada por seis bloques, fue publicada en el *National Geographic Magazine*, vol. 1, 81-110, 1889.

Albrecht Penck y publicado en 1894. Sin negarles otros valores, estas obras hoy son referidas dado su carácter precursor y no por sus contenidos.

Como se ha señalado, muchos autores sitúan el nacimiento de la Geomorfología en los trabajos del norteamericano Davis, incluso lo hacen en una obra: *The Geographical Cycle* (El ciclo geográfico). Su gran aportación fue presentar la primera interpretación global del relieve según un modelo histórico-evolutivo.

Teniendo en cuenta ciertos precedentes y, sobre todo, la metodología introducida por Davis, algunos geomorfólogos centraron su labor en la **cronología de las denudaciones** y la generalización de los **ciclos erosivos**. Mediante secuencias sedimentarias correlativas, pretenden establecer y datar fases de arrasamiento ocurridas a lo largo de la historia geológica; a la vez, basándose en los rasgos característicos de los procesos implicados y las fisonomías resultantes, formulan ciclos evolutivos del relieve o «ciclos de erosión» en distintos ambientes.

Aunque la labor de Davis consolidara esta metodología, abordar «secuencias erosivo-sedimentarias» globales, tanto espacial como temporalmente, fue iniciativa de Ramsay (1846) y McGee (1888): el primero estudió las «rasas o planicies marinas» en Gales, el segundo las «planicies continentales» en los Montes Apalaches de Norteamérica. Así pues, la propuesta de Davis respecto a la «cronología de las denudaciones», contenida en varias obras publicadas entre 1889 y 1909, se limitó a hipotetizar una correlación entre «ciclos erosivos» y sucesivas posiciones del nivel de base a lo largo del tiempo.

La máxima generalización siguiendo estos métodos, corresponde a las obras de Baulig (1935) y L.C. King (1967, 1976).

Baulig realizó un intento de cronología universal apoyándose en los fenómenos **glacioeustáticos** (variaciones en el nivel del mar durante el Cuaternario, controladas por los períodos glaciar-interglaciar y a escala mundial) y en las ideas que Suess desarrollara en 1888 respecto al **eustatismo diastrófico** (variaciones en el nivel del mar controladas por la modificación de su cuenca).

En cuanto a L.C. King, dedujo una secuencia universal de arrasamientos, es decir, grandes planicies a escala mundial durante los tiempos geológicos. Al propugnar un modelo alternativo al de Davis conocido como la **pediplanación**, desliga estos fenómenos del nivel de base y los asocia a desplazamientos en la actividad orogénica, según períodos y áreas geográficas.

Respecto a los «ciclos de erosión», término que sustituye al inicial de «ciclo geográfico», muchos autores generalizaron el modelo davisiano mediante su aplicación, más o menos matizada, a diferentes ambientes climáticos, distintas litologías y otros procesos de la dinámica terrestre y no sólo fluviales; el mismo Davis admite la singularidad de los fenómenos en «clima árido» o los «procesos glaciares», y más tarde acabaría por aceptar ciclos específicos en ambos medios. Otros ciclos descritos fueron: en ambientes de sabana (Wayland, 1933; ref. 1975), en ambiente periglaciar (Peltier, 1950; ref. 1973), de los procesos cársticos (Cvijič, 1918), etc.

A pesar de las limitaciones, estos métodos dieron lugar a trabajos destacables por su carácter globalizador, habiendo contribuido todos ellos al avance y desarrollo que experimentó la Geomorfología durante la primera mitad del siglo XX. En este contexto pueden incluirse: el *Tratado de Geografía Física* debido a Martonne (1909, ref. 1964 - 1968); análisis policlimáticos de los ciclos erosivos, como

EL CICLO GEOGRÁFICO DEL RELIEVE

En 1899 el geógrafo y geólogo norteamericano William Morris Davis, publicaba un artículo en la revista Geographical Journal que, a juicio de muchos, significó la introducción del primer método de análisis estrictamente geomorfológico: se trata del «ciclo geográfico», también denominado con posterioridad «ciclo del relieve» y «ciclo de erosión».

Según la tesis expuesta por Davis en ese trabajo, el modelado terrestre experimenta una evolución a lo largo del tiempo, cuyo desarrollo puede referenciarse mediante etapas o «estados» secuenciales identificables por morfologías «tipo» o características.

Establecer los estados y sus rasgos morfológicos en detalle era poco menos que imposible, por lo cual Davis hubo de recurrir al simbolismo (comparó el desarrollo del paisaje con los seres vivos) y reduccionismo (limitó los estados evolutivos a tres) formulando la historia del relieve según: ***juventud***, ***madurez*** *y* ***senectud***.

Las características en cada estado o etapa no fueron precisadas por Davis y siempre estuvieron sujetas a la especulación y redefinición. En general, a la etapa juvenil le asignó una orografía escasamente contrastada (valles poco definidos, divisorias difusas, pendientes originales según factores tectónicos, etc.) y con gran energía potencial o de posición. A medida que pasa el tiempo aparecen valles que agudizan las divisorias, llegando a la madurez con formas del modelado más nítidas y abundantes. La senectud está marcada por una vuelta a modelados con pocos contrastes pero, frente a la etapa juvenil, sin apenas energía de posición: el terreno ha quedado reducido a casi una llanura, es decir, una ***penillanura*** *(figura 1.2).*

El proceso evolutivo tiene lugar mediante la jerarquización hidrográfica y la ampliación de los valles, hasta reducir interfluvios y divisorias a «casi una llanura»; la acción erosiva «modal» para desarrollar dicha penillanura, corresponde a ríos bien canalizados, con abundante caudal y permanencia. Estas condiciones fueron denominadas por Davis «erosión normal», al valorarlas como las más abundantes y persistentes sobre la superficie de la Tierra, frente a otras «erosiones excepcionales» causadas por ríos en zonas semiáridas, viento en las áridas o glaciares en clima frío.

Agentes de erosión excepcional y actividad volcánica son en este modelo «accidentes dentro del ciclo», es decir, etapas pasajeras; una vez superadas y recuperada la dinámica erosiva de las redes fluviales «tipo», la evolución retorna a su ciclo «normal» hacia la penillanura.

Desde la perspectiva davisiana, la tectónica es el proceso antagónico al modelado y actúa mediante secuencias impulso-calma: el primero crea relieves e introduce modificaciones en los materiales (pliegues, fallas, flexuras, etc.) que, junto a su composición, constituyen la ***estructura*** *sobre la cual actuarán los procesos del modelado durante la etapa de calma tectónica.*

La evolución general puede quedar modificada por etapas intermedias de impulso tectónico; son interrupciones que paralizan la acción modeladora y, una vez cesa dicho impulso, recupera su actividad en otras condiciones de mayor energía de posición. Estos fenómenos, denominados por Davis ***rejuvenecimientos*** *o* ***reactivaciones***, *implican un retroceso en la tendencia hacia los arrasamientos.*

La concatenación sucesiva de rejuvenecimientos que impiden el arrasamiento total, define una evolución policíclica; así se han explicado muchas morfologías escalonadas, especialmente en macizos antiguos.

- La obra de Davis ha sido comentada parcial o totalmente en múltiples trabajos. Destaca como uno de los más completos el de R.J. Chorley, R.P. Beckinsale y A.J. Dunn, *The history of the study of landforms or the development of Geomorphology, vol. 2, The life and work of William Morris Davis*, Methuen, London, 1973.
- Las referencias al artículo de Davis se hacen según la reproducción contenida en: E. Derbyshire (ed.), *Climatic Geomorphology*, Macmillan, 1973. También puede consultarse al respecto la obra de: J. Gómez Mendoza, J. Muñoz Jiménez y N. Ortega Cantero, *El pensamiento geográfico*, Alianza Universidad, 1982.
- Todos las aportaciones científicas de Davis están prácticamente recopiladas en su obra *Geographical Essays*, publicada en 1909 y reeditada en 1954 en Dover, N. York. En ella recoge tanto la teoría del «ciclo geográfico» en sí mismo, como las derivadas de las discusiones que mantuvo con otros autores respecto a la validación de dicha teoría como modelo evolutivo del relieve.

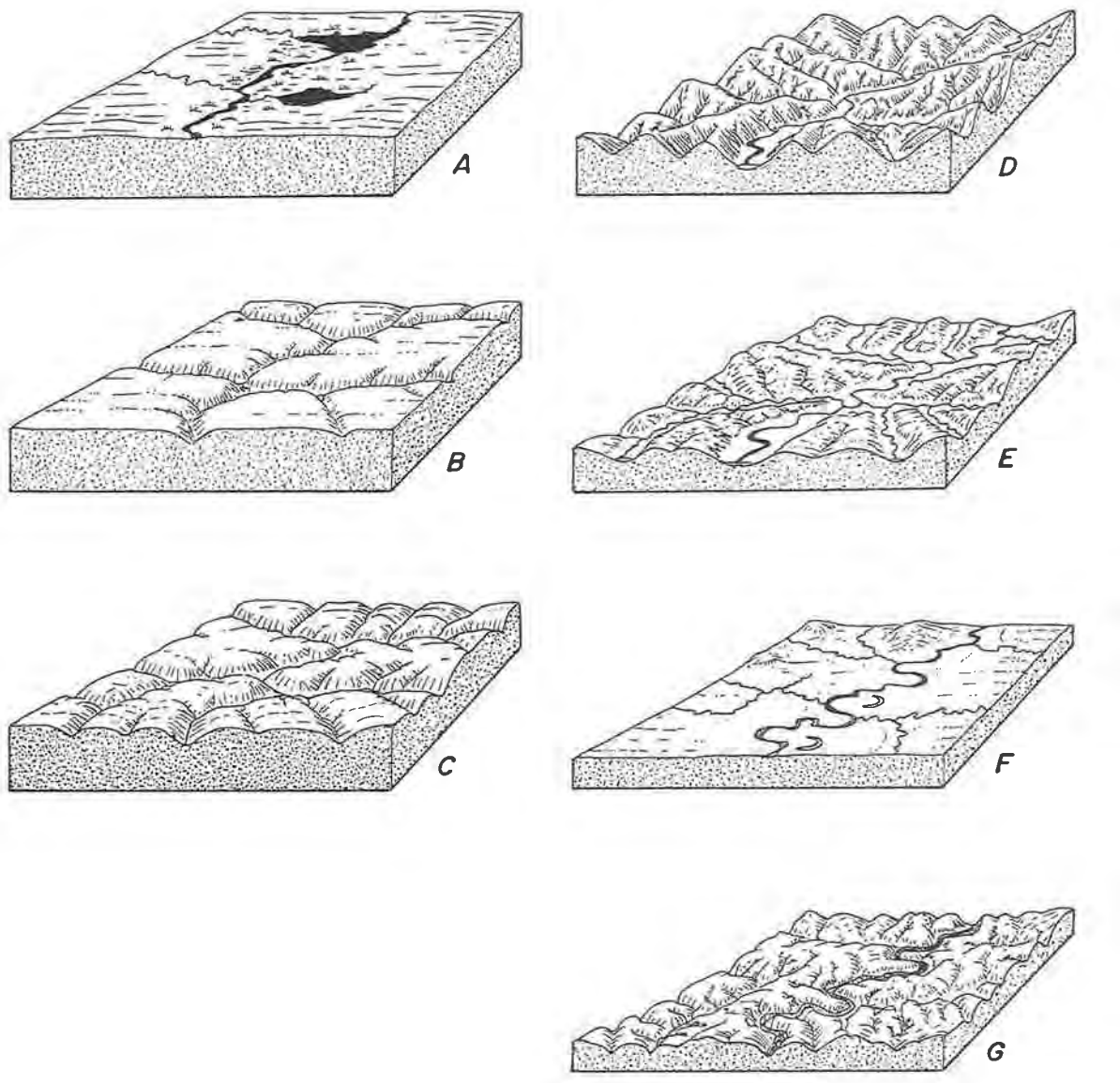


Figura 1.2 Esquema interpretativo del «ciclo de erosión» o «ciclo geográfico del relieve» (según Raisz; en Strahler, 1974).

A, estado inicial de relieves insignificantes y mal drenaje; B, juventud inicial, hay una profundización en los valles y se mantiene la culminación plana; C, el final del estado de juventud exagera las pendientes en laderas y valles, quedando residuos llanos en las divisorias; D, durante la madurez van agudizándose las divisorias, formando cerros, crestas, etc.; E, el final de la madurez ha formado llanuras aluviales amplias; se reducen las vertientes y rebajan las divisorias, que toman un aspecto redondeado; F, en la senectud hay grandes llanuras aluviales por solape o ensanchamiento y coalescencia, que dejan algunos relieves residuales alomados o *monadnock*; G, el levantamiento de la región implica su rejuvenecimiento e inicio de un segundo ciclo.

el realizado por Birot (1960); los *Principios de Geomorfología* de Thornbury (1954, ref. 1960); y la *Geomorfología* de Engeln (1948); entre otros.

Cronología de las denudaciones y ciclos de erosión bajo diferentes climas y agentes, enfocan el análisis geomorfológico en su dimensión más generalista e histórica; lo cual hoy se considera imprescindible para llegar a una **Geomorfología Global**, superando la especialización a que ha conducido el estudio sectorial de los procesos morfogenéticos.

EL ENFOQUE CLIMÁTICO: «MADUREZ Y COROLOGÍA» EN LAS FORMAS DEL MODELADO. ANALOGÍAS CON LOS SUELOS

Aunque la investigación de estos temas se iniciara en Europa, el primero en proponer un concepto funcional sobre las relaciones clima-morfología, fue el geógrafo norteamericano Sauer.

Basándose en las ideas de Gilbert (ver apartado 1.2), Sauer establece la génesis del paisaje desde el «antagonismo» entre los factores ***geognósticos*** *y* ***climáticos****. Sobre el papel de los segundos dice: «We may say confidently that the resemblance or contrast between natural landscapes in the large is primarily a matter of climate. We may go farther and assert that under a given climate a distinctive landscape will develop in time, the climate ultimately cancelling the geognostic factor in many cases. (Podemos afirmar con seguridad, que los aspectos o contrastes de un paisaje natural, en general y primariamente, son originados por el clima. Incluso podemos ir más lejos y afirmar que, bajo un clima dado, a lo largo del tiempo acaba formándose un paisaje natural característico; en última instancia y en muchos casos, el clima termina borrando las influencias geognósticas)» (C. Sauer, «The morphology of landscape», 1925, pág. 39).*

Esta consideración morfogenética, aun sin citarlo explícitamente su autor, fundamenta el concepto de lo que es una ***zona morfoclimática****.*

Junto a otros aspectos, Sauer se refiere concretamente a la zonalidad de los paisajes naturales (distribución según las franjas o zonas latitudinales) y la ***corología*** *(estudio de las formas del terreno siguiendo un método de correlación geográfica basado en sus analogías y ecología). En este sentido, no hace sino aplicar en el campo de la Geomorfología los conceptos y métodos de Edafología; así: grados de madurez del suelo, que marcan la primacía de lo climático sobre los materiales de origen; tiempo, como factor en el desarrollo de esa madurez; zonalidad, corología y relaciones ecológicas (hoy planteadas en muchos casos como Biogeografía); etc. Todos esos conceptos se deben a los trabajos que realizara Dokuchaev (1883) sobre los suelos «chernozems» rusos, y a la labor de sus discípulos o seguidores consolidando la Ciencia del Suelo.*

- Los procesos climáticos o del modelado como base de referencia en la Morfogénesis

A finales del siglo XIX y principios del XX, es decir, al mismo tiempo que Davis enunciaba su modelo, varios naturalistas germanos investigaban en diversas regiones de la Tierra: es el caso de Walther y Passarge, que en 1900 y 1904 publican sendas obras relativas a los paisajes africanos, y del barón von Richthofen cuyo estudio sobre Asia aparecía entre 1882 y 1886. Estas consideraciones dieron a conocer una «variedad» paisajística y morfológica que contrastaba con la «simplicidad» descrita por Davis en su modelo del «ciclo geográfico». Consecuentemente, la llanura única y el proceso dominante o de «erosión normal» fueron conceptos sometidos a crítica desde el primer momento.

A la generalización davisiana se opondrían también los conceptos de **zonalidad climática**, propuesto por Vladimir Köppen en 1901, y **zonalidad edáfica**, implícito en la obra de Dokuchaev en 1883.

Reforzando las tesis anteriores, estaban las observaciones realizadas por Bryan (1922), Lawson (1915), McGee (1897), y otros (ver Adams, 1975), en el suroeste semiárido de los Estados Unidos de Norteamérica. Sus conclusiones mostraban la eficacia denudadora de las corrientes esporádicas no encauzadas (arroyos, arroyada pluvial en manto, arroyada pluvial en reguero, etc.), capaces de elaborar planicies muy diferentes a la penillanura y que denominaron *pediments*.

Todas esas aportaciones constituyeron otra tendencia en la interpretación del relieve: corresponde al «enfoque climático y los procesos del modelado». Fueron trabajos centrados en fenómenos actuales específicos y de ellos derivó el análisis geomorfológico estructurado: clasificación de las formas según su proceso genético y éstos, a su vez, definidos según un agente (ríos, glaciares, viento, etc.) o un contexto climático.

El enfoque climático predominó en la Geomorfología europea asociado a la Geografía Física, a veces a una Geomorfología Regional y sobre todo a una Fisiografía del paisaje. Casi desde sus inicios dio origen a dos escuelas o tendencias muy netas: una más preocupada por la cualificación, cuantificación y definición de cada proceso y sus relaciones con los parámetros meteorológicos o elementos del clima (precipitación, temperatura, insolación, humedad del suelo, etc.); otra más polarizada hacia las correlaciones o «corología» de los procesos y, en definitiva, las zonificaciones.

El contraste entre esas dos tendencias se pone de manifiesto a raíz del «Primer Congreso de Morfología de las Zonas Climáticas» (ver Thorbecke, 1927) y en la reacción de Passarge (ref. 1973) que, ese mismo año, criticó los

Cuadro 1.1. Algunos ejemplos de clasificaciones climatogenéticas (según Wilson, 1968).

TÉRMINO	DEFINICIÓN	EJEMPLO: ENUNCIADO CUALITATIVO
Sistema de procesos climáticos (C.P.S.) (Wilson, 1968)	Concepto que relaciona factores climáticos y procesos geomorfológicos.	La acción del viento está limitada, fundamentalmente, al clima seco. El C.P.S. árido, interviene allí donde la precipitación es escasa y la evaporación intensa. Está caracterizado por la acción eólica, procesos de desecación (con la formación de cristales salinos) y tormentas poco frecuentes pero violentas.
Región paleomorfogenética (Wilson, 1968)	Región donde las formas del relieve reflejan el clima y los procesos pasados.	Gran parte de la cuenca del Congo fue una región morfogenética árida durante las etapas glaciares, tal como atestigua la presencia de dunas fósiles que pueden ser datadas por radiometría.
Región morfogenética (Peltier, 1950)	Región donde las formas del relieve reflejan el clima y los procesos actuales.	El Sáhara, constituye una región donde el sistema morfogenético árido es permanente. Su clima y paisaje son característicos de dicho sistema.
Sistema morfogenético (Cotton, 1958)	Concepto que relaciona clima, procesos y formas del relieve.	La acción eólica está asociada al clima seco e implica la formación de dunas y cubetas de deflación. El sistema morfogenético árido actúa allí donde las precipitaciones son escasas y la acción eólica, junto a la evaporación y desecación, es intensa. Su paisaje está definido por dunas, cubetas de deflación, pavimentos desérticos, fondos salinos, fragmentación de las rocas por cristales de sal, alteración subcutánea, arroyos, suelos estructurados (fisuras poligonales de retracción, por ejemplo), etc.

Nota: respetando íntegramente el cuadro original, deben citarse otros autores que contribuyeron a consolidar, matizar o apoyar las clasificaciones aludidas como morfogenéticas. Es el caso de: Passarge (1926, ref. 1973) con «las grandes zonas del paisaje» y, hasta cierto punto, la «paleomorfología»; Sauer (1925) y la «zona morfoclimática»; Cholley (1950) y los «sistemas de erosión»; Büdel (1948; ref. 1973a) con la «zona morfoclimática y climatogenética»; Tricart y Cailleux (1965) y la «región morfoclimática».

fundamentos de las clasificaciones zonales en Geomorfología y propone como alternativa las regionalizaciones fisiográficas o paisajísticas.

Siguiendo la línea crítica que iniciara Passarge, pero con planteamientos más radicales y no coincidentes, el alemán Julius Büdel (1948 y 1963, ref. 1973 y 1973b; 1977, ref. 1982) discute el error conceptual que supone asociar en una misma clasificación climática lo configuracional (formas del terreno) y lo genético (procesos del modelado). Tratando de evitar ese problema, Büdel propone una Geomorfología Climática, a la que deberían asociarse las clasificaciones morfoclimáticas (relaciones entre formas del terreno y las zonas climáticas) y una Geomorfología Climatogenética, a la que deberían asociarse las clasificaciones morfogenéticas (relaciones entre los procesos morfológicos y los tipos de clima).

En las clasificaciones posteriores, nunca llegó a desarrollarse adecuadamente esa propuesta de Büdel; conceptos como: «sistema morfogenético», «región morfogenética», «sistema de erosión», «región paleomorfogenética» y «sistema de procesos climáticos», aunque tratan de centrar mejor los aspectos genéticos, siguen mezclando al mismo nivel agentes de la dinámica terrestre (ríos, glaciares, viento, etc.) y zonas climáticas (cálida-húmeda, sabana, árida, templada y fría), tal como puede apreciarse en el cuadro resumen 1.1.

Como en el caso de los métodos histórico-evolutivos, tampoco aquí las limitaciones impidieron consolidar nuevos campos que, en general, consideran la dinámica actual como punto de partida para abordar la Morfogénesis. A nivel formal, esos planteamientos concretaron en dos áreas bien definidas: la que dio lugar a análisis casuísticos y cuantificación de los procesos (Geomorfología Dinámica); y aquélla otra preocupada por las relaciones ambientales y la distribución de dichos procesos según contextos climáticos (Geomorfología Climática).

EL NIVEL DE CUMBRES (GIPFELFLUR) Y LA ESCALERA DE PIEDEMONTE (PIEDMONTTREPPE)

Albrecht Penck (1919) observó en los Alpes que las cimas mostraban un nivel topográfico medio (isoalturas), al que denominó ***nivel de cumbres*** *(gipfelflur). Ante la imposibilidad de asociar su génesis a procesos actuales (glaciares y periglaciares), lo explicó como una superficie de erosión generada durante el Plioceno cuando la cordillera estaba aún elevándose. Este fenómeno era posible dado que, según A. Penck, en la consolidación de una cordillera el levantamiento inicial es muy lento y permite actuar a la erosión nivelando el relieve.*

Para Walther Penck (1924), el «nivel de cumbres» era una ***superficie primaria*** *(primärrumpf) o previa a la consolidación del macizo montañoso, separando así dicho proceso y el arrasamiento total ocurrido tras su consolidación; a éste segundo corresponde otra llanura o* ***superficie final*** *(endrumpf), y sería equivalente con la penillanura descrita en el «ciclo geográfico».*

Partiendo de esas observaciones y teorías, W. Penck desarrolla un modelo para explicar los ***relieves escalonados*** *presentes en muchos macizos montañosos reactivados tectónicamente. Sus ideas, en gran parte debidas a los estudios que realizara en la Sierra de Córdoba (Andes argentinos), han sido aplicadas a otras montañas, entre ellas el Sistema Central español.*

Según W. Penck (figura 1.3) este tipo de fisonomías, a las que denominó ***escalera de piedemonte*** *(piedmonttreppe), son originadas mediante levantamientos expansivos-crecientes (domo en expansión o abombamiento expansivo y acelerado) en varias etapas: la primera, con levantamiento muy lento, permite la conclusión de una* ***planicie primaria*** *(primärrumpf) que luego quedará colgada formando el nivel de cumbres (gipfelflur) o* ***superficie cimera*** *(dachfläche); las posteriores, con levantamiento acelerado, no permiten el desarrollo de la* ***penillanura final*** *(endrumpf) al quedar interrumpidos los arrasamientos cuando sólo se han originado pequeños rellanos o superficies restringidas, que quedarán formando escalones o mesetas en el relieve (piedmontflächen).*

Las obras en las que se describe este modelo son:
- A. Penck, «Die Gipfelflur der Alpen», *Sitzber. Preuss. Akad. Wiss.*, Berlin, 17, 1919.
- W. Penck, *Morphological Analysis of Land Forms*, Hafner, N. York, 1972 (2ª edición en inglés de la obra original: «Die Morphologische Analyse», *Geogr. Abh.*, 2, 1924).

- El papel de la tectónica en el relieve: la interacción dinámica

En la consideración davisiana, claramente manifiesta por su modelo del ciclo geográfico, la «estructura» es el conjunto de factores «geognósticos» que condicionan la acción modeladora.

Desde esa perspectiva, la dinámica endógena juega un papel «estático», casi pasivo, durante la acción modeladora: establece los contrastes topográficos iniciales y aporta la energía potencial para el «ciclo del relieve». Este planteamiento fue discutido ampliamente por los geomorfólogos Albrecht y Walther Penck (padre e hijo).

A. Penck siguió una línea de investigación poco conectada con los temas evolutivos globales del relieve; en realidad era un cuaternarista y su labor estuvo encaminada a estudiar los cambios ambientales durante el Pleistoceno y la cronología de las glaciaciones. De hecho, la obra cumbre de A. Penck fue debida a su trabajo en los Alpes junto a Brückner y dio lugar a la trilogía *Die Alpen im Eiszeitalter*, publicada entre 1901 y 1909; en ella presentan la cronología cuaternaria según las glaciaciones Günz, Mindel, Riss y Würm.

Destacan también en la labor de A. Penck (1894) las reseñas sobre el clima y la morfología de la Península Ibérica: extensión del glaciarismo para algunas montañas españolas, teorías sobre el predominio del clima árido en la Meseta a lo largo del Terciario y origen post-Cretácico del Sistema Central, entre otras cuestiones.

Además de esos trabajos, se deben a A. Penck las ideas previas del modelo que posteriormente desarrollaría su hijo Walther y valorado como la única alternativa al «ciclo del relieve o geográfico». El punto básico en esa alternativa, en realidad una explicación complementaria, considera la siguiente hipótesis: los períodos de calma tectónica necesarios para elaborarse una penillanura según el modelo davisiano, son prácticamente inexistentes a lo largo de la historia geológica.

Albrecht y Walther Penck, lo que realmente formularon fue una teoría sobre **interacción dinámica** en la morfogénesis; esto es: la velocidad diferencial con la cual se produce un impulso tectónico, provoca desfases y, a su vez, el predominio de levantamientos «creando relieves» o arrasamientos «generando planicies». Según este modelo, durante la «creación del relieve» no cesa la actividad de los procesos erosivos o modeladores y, por lo mismo, durante la «generación de una planicie» erosiva, no hay razón para que cese la actividad tectónica.

Asociado a su modelo global del relieve, Walther Penck aportó otros conceptos, teorías e hipótesis de gran utilidad para el análisis geomorfológico actual; así: **sedimentos correlativos**, conjunto de depósitos singenéticos y por ello

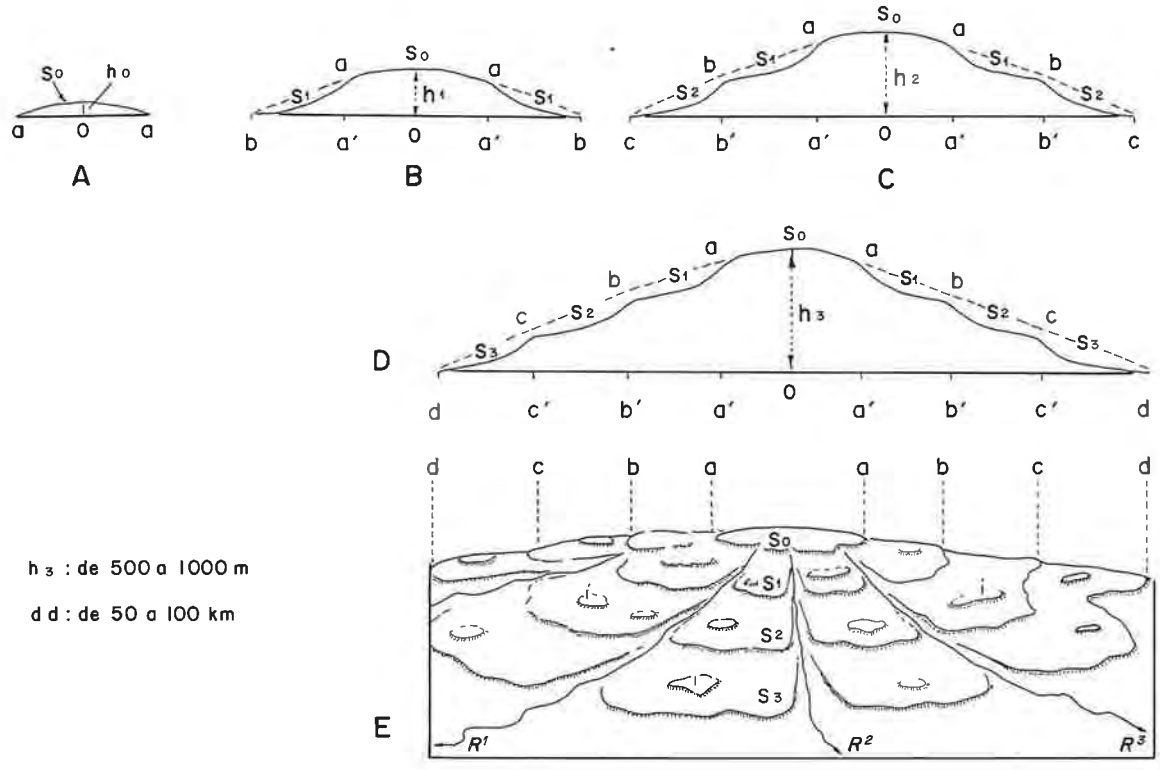


Figura 1.3. Esquema ilustrando el modelo de W. Penck (1924, ref. 1972) para explicar un relieve con sucesivas planicies escalonadas o escalera de piedemonte (*piedmonttreppe*). Basado en Klein (1985).
A, levantamiento inicial que, según un domo en expansión, genera una bóveda; **B**, arqueamiento de la superficie primaria o *primärrumpf*, cuyas zonas externas o marginales son atacadas por la erosión a la vez que la bóveda central continúa elevándose hasta quedar colgada; así se forma un primer rellano de piedemonte, el S_1; **C** y **D**, en las siguientes etapas, el ascenso creciente produce un levantamiento acelerado que irá dejando sucesivos escalones (S_1, S_2, S_3, etc.); al mismo tiempo, la superficie primaria queda configurada como cumbres o *gipfelflur* (S_0); **E**, estabilizado el levantamiento, el relieve estará definido por llanuras escalonadas (*piedmonttreppe*): una superficie de cumbres (S_0; *gipfelflur* o *dachfläche*) y varios niveles de piedemonte (*piedmontflächen*; S_1, S_2, S_3, etc.) con relieves residuales tipo *inselberg*. Mediante este modelo han explicado la génesis del Sistema Central español, cuya morfoestructura presenta una superficie de cumbres y tres escalones (Schwenzner, 1936, ref. 1943; Pedraza ,1978).
Símbolos: a, b, c, d, y a', b', c', referencias para los perfiles; R^1, R^2, R^3, red hidrográfica.

Foto 1.2. Cimas en una zona de los Alpes: la uniformidad general correspondiente a las culminaciones o «isoalturas», sirvió a A. Penck para definir el «nivel de cumbres» (*gipfelflur*). En primer término aparece el valle de Chamonix-Argentière, al fondo destacan los macizos de Dientes de Midi y Gran Monte Ruan (Alpes franco-suizos).

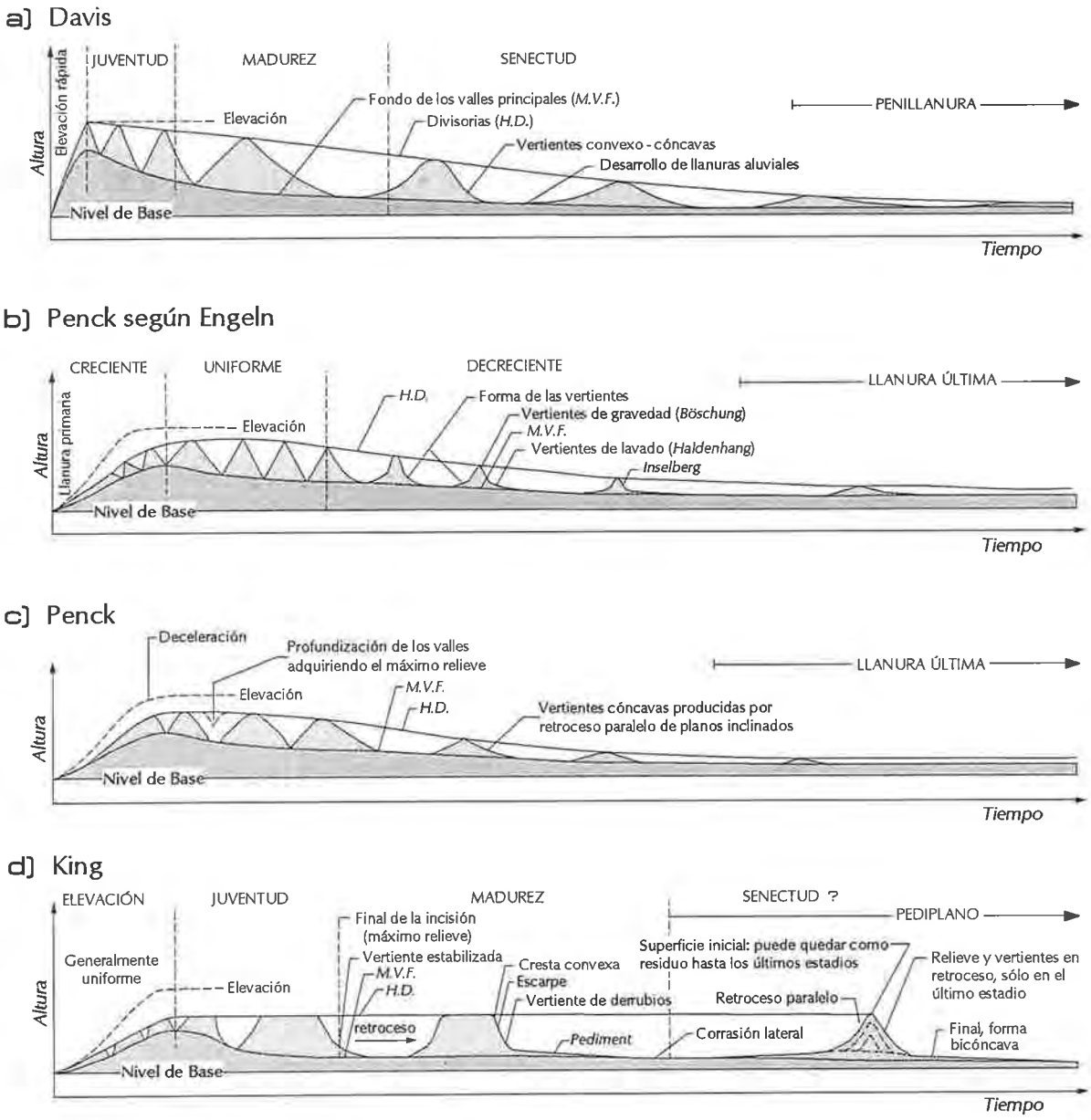


Figura 1.4. Diferentes interpretaciones sobre la evolución del relieve (en Thornes y Brunsden, 1977).
a) modelo de Davis: evolución por «decaimiento o declinación» en las vertientes y formación de una penillanura con relieves residuales cóncavo-convexos; **b** y **c**) modelo de W. Penck (según Engeln y según el propio Penck): evolución por reemplazamiento en las vertientes (los estados iniciales, por retroceso paralelo) formando una llanura final o última, con relieves residuales contrastados; **d**) modelo de L.C. King: evolución por retroceso paralelo en las vertientes y formación de una pedillanura con residuos muy contrastados o *inselbergs*.

correlacionables con una forma erosiva o del modelado; generación de **pendientes diferenciales** según predomine la erosión (vertientes cóncavas o *aufsteigende*) o el levantamiento (vertientes convexas o *absteigende*), y cuando hay equilibrio (vertientes rectilíneas o *gleichförmige*); y **retroceso paralelo de las vertientes**, constancia de una inclinación y una altura mínimas para los interfluvios, a pesar del retroceso en la vertiente. Este último concepto sirvió a L.C. King para explicar el suyo sobre la pediplanación, y ambos contrastan con el propuesto por Davis de progresivo decaimiento y reducción en los interfluvios (figura 1.4).

Walther Penck murió joven, a los 35 años, y su obra pudo publicarse gracias a la recopilación y edición que

Foto 1.3. Escalonamiento del relieve en el Sistema Central español (Sierra del Valle). Se distingue, de izquierda a derecha: una superficie de piedemonte, la ladera inferior, un rellano intermedio o de parama, un segundo tramo de ladera y la superficie de cumbres.

efectuara su padre Albrecht. De esta forma, lo que a juicio de muchos era una alternativa prometedora, quedó incompleta y ciertamente sin continuadores.

Los análisis geomorfológicos en relación con la dinámica tectónica, quedaron prácticamente abandonados o supeditados a la Geología Estructural. La única excepción procede del ruso Gerasimov, que en 1946 introduce el término **morfoestructura** para denominar unos relieves complejos producto de la acción conjunta entre tectónica y modelado; también se deben a Gerasimov (1959) y a su discípulo Meščerjakov (1968), los primeros estudios de Neotectónica.

- Evolución reciente y tendencias actuales

Dada la ausencia de perspectiva histórica, valorar cualquier acontecimiento próximo resulta difícil; en el caso de la Geomorfología también ocurre así. A nivel general, puede significarse este período por la aparición inicial (entre los años treinta y sesenta) de dos tendencias muy netas, hoy difuminadas en un intento de síntesis.

Una de ellas corresponde a la Geomorfología europea y consolida la línea tradicional iniciada por las escuelas germana, rusa y francesa a principios del siglo XX; es fisiográfica, regionalista y globalizadora, al pretender integrar todos los aspectos asociados al relieve. De ella proceden métodos y tratados generales de Geomorfología organizados según la trilogía ya clásica: Climática, Estructural y Dinámica.

Dentro de esa tendencia, la labor más unificada y próxima a lo que suele llamarse una «escuela» fue la francesa; individualmente, sin embargo, está también presente en otros países. Sus aportaciones dieron un impulso importante a la cartografía (en la que destacan muchos geomorfólogos del Este de Europa), varias obras de Geomorfología General con un método peculiar por su carácter descriptivo, y frecuentes análisis epistemológicos que parten de la labor de Cholley (1950) y sus conceptos del «antagonismo entre sistemas de erosión».

Los geomorfólogos que siguen esta tendencia son autores de tratados cuyo denominador común, manteniendo enfoques diferenciales, es la generalización: los contenidos muestran una metodología analítico-descriptiva, e implican tanto los procesos como sus morfologías asociadas. Este tratamiento aparece en las obras de: Tricart y Cailleux (varios tomos, que se inicia en 1965), Derruau (1956, ref. 1978), Birot (1958); igualmente, los americanos Thornbury (1954, ref. 1960) y Engeln (1948); etc.

Frente a la tendencia anterior, hay otra que comenzó de forma dispersa en países y autores, pero con un elemento común: analizar los procesos geomorfológicos sectorialmente, proceder a su cuantificación, y definir parámetros sobre la configuración geométrica de las formas o las relaciones dinámicas del proceso.

Investigaciones pioneras en este campo fueron las de Hjulström (1935, ref. 1976), acerca del transporte de sedimentos, y Horton (1932, 1945), sobre las características de las cuencas de drenaje. Más tarde surgieron las de Strahler (1950) en Morfometría, Glen (1952) y Nye (1952) para dinámica glaciar, Fournier (1960) sobre arrastre de material por arroyada y Young (1963) analizando la geometría y evolución de las vertientes, entre otros.

Siguiendo ese método llegaron a realizarse una serie de trabajos referenciales aplicando las Matemáticas y la Física en este campo. Lo primero condujo a una Geomorfología Cuantitativa, a veces denominada Morfometría, lo segundo a una Geomorfología Teórica; ambas, tras un notable desarrollo, quedaron muy centradas en temas relacionados con las vertientes y geometría fluvial. Obras significativas al respecto, fueron las publicadas por autores como: Dury (1970), Chorley (1972), Scheidegger (1970), Leopold, Wolman y Miller (1964), etc.

Partiendo de la obra de Horton y su procedimiento metodológico «causa-efecto» (procesos hidrológicos y forma en la cuenca de drenaje), aparece un grupo que, habiéndose especializado en procesos fluviales, utiliza la casuística de esos procesos para formular «teorías generales» sobre el origen y evolución del relieve.

EL ANTAGONISMO ENTRE SISTEMAS DE EROSIÓN: LAS CRISIS CLIMÁTICAS COMO FACTOR DETERMINANTE

En 1950 el geomorfólogo francés J. Cholley, sin tener en cuenta planteamientos zonales pero concediendo notable importancia al factor climático, introduce el concepto de ***sistema de erosión*** *para referir cada agente morfogenético individualizado y sus acciones correspondientes; ligados al anterior aparecen dos conceptos complementarios: «factores subordinados» y «factor predominante».*

Según las consideraciones de este autor, el sistema está definido por una serie de «procesos» que forman un conjunto estructurado: no es una simple asociación, hay interdependencia entre ellos y a la vez cada uno goza de autonomía para otras implicaciones. Entre los «procesos» que configuran cada sistema hay un o unos agentes predominantes, dado que son esenciales para definirlo (p. ej.: hielo en el glaciar, viento en el eólico), frente a otro u otros subordinados (p. ej.: viento en el glaciar, hielo en el eólico).

Cada sistema genera su morfología propia y peculiar en equilibrio con él, que será degradada al producirse un cambio en las condiciones que lo definen y ser reemplazado por otro; las morfologías correspondientes, antiguas en degradación y nuevas en desarrollo, pueden coexistir durante lapsos de tiempo variables. El proceso de «cambio» en las condiciones que conducen al reemplazamiento, es un fenómeno controlado por el clima.

Estos planteamientos han tenido menos trascendencia de la que cabría esperar pues, matizados adecuadamente, dan una base teórica para el análisis de ***sucesiones-sustituciones geomorfológicas****. Tanto Tricart en su dilatada y abundante obra, como Reynaud en un trabajo epistemológico, apoyan sus discusiones teóricas en aportaciones de Cholley, si bien enfocadas desde una «dialéctica» entre Geomorfología davisiana y antidavisiana, según el esquema: «davisiana y estructural» como «precientífica» (no basada en métodos científicos), frente a la «climática» que sería la «verdadera» y científica.*

La obra de Cholley utiliza aportaciones teóricas del Estructuralismo Sociológico y por tanto se presta a innumerables consideraciones «dialécticas». Sin embargo, también hay una propuesta metodológica para enfocar los problemas evolutivos en Geomorfología; Tricart y Reynaud, lejos de potenciar dicha propuesta, derivan hacia campos excesivamente teóricos, cuando no ideológicos, y tratan más la sociología de los conocimientos que el conocimiento en sí mismo. Obviando esas limitaciones e independientemente de otros valores, todos estos trabajos consolidan el concepto de «antagonismo entre los sistemas de erosión» (o la «dialéctica», según alude frecuentemente Reynaud) y las «crisis climáticas» como determinante en las sucesiones o reemplazamientos entre ellos.

Ver al respecto:
- A. Cholley, «Morphologie structurale et Morphologie climatique», *Ann. Géogr.*, LIX(317), 1950.
- En el caso de los planteamientos atribuidos a J. Tricart, este autor los presenta en varias obras, bien del «Traité de Géomorphologie» que iniciara junto a A. Cailleux (ejemplo: *Introdution a la Géomorphologie Climatique*, SEDES, Paris, 1965), bien individualmente (ejemplo: *Géomorphologie Structurale*, SEDES, Paris, 1968).
- A. Reynaud, *Épistémologie de la Géomorphologie*, Masson, Paris, 1971.

Dicho grupo lo inicia Strahler continuando la labor de Horton, y prosigue con varios alumnos suyos de la Universidad de Columbia (EE.UU.), como Schumm, Melton y Chorley; sus métodos, en principio cuantitativos y morfométricos, dieron paso a otros interactivos para abordar los procesos. Independientemente de sus aportaciones particulares, la más destacada en conjunto fue introducir la «teoría de sistemas» para los análisis geomorfológicos.

Estos métodos han demostrado ser muy adecuados al estudiar procesos exógenos y formas simples asociadas genéticamente a ellos. También, y aunque los resultados sean discutibles al abordar modelos globales, su contribución teórica es esencial para investigar el fenómeno evolutivo; así lo demuestran planteamientos como: **equilibrio dinámico**, **régimen permanente**, **umbrales geomórficos** y **respuestas complejas**.

Esas tendencias propiciaron un notable desarrollo en la Geomorfología anglosajona, la más influyente durante los últimos años. De este área sociocultural proceden los tratados de Geomorfología más modernos y completos que han aparecido recientemente, como son los de Chorley *et al.* (1984), Selby (1985) y Summerfield (1991).

Las experiencias para apoyar el análisis geomorfológico en la nueva matemática, dieron resultados muy desiguales hasta el momento; así ocurre con la **teoría de las catástrofes** (o matemática de los espacios topológicos) y las **geometrías fractal**.

Tanto en la teoría de las catástrofes como en las geometrías fractal, subyace una filosofía que trata de cualificar y cuantificar fenómenos naturales discontinuos y/o de configuración y distribución irregular; estas propiedades y funcionamiento, son inherentes a las formas del relieve y su dinámica.

MODELOS DE EQUILIBRIO Y TEORÍA DE SISTEMAS EN GEOMORFOLOGÍA

Desde el campo de la Geomorfología, los conceptos sobre el equilibrio en las formas del terreno han sido formulados según varios modelos, así:

*- **Modelos de decaimiento o equilibrio estable finalista**. En 1875 Powell (1) introduce el concepto de nivel de base, como «la referencia a escala regional sobre la capacidad erosiva de un río». Este concepto sirvió a Davis para definir la penillanura (2) como una zona con mínima energía de posición y, por tanto, escasos contrastes topográficos. Esas condiciones serían el estado de máximo equilibrio a que tiende todo relieve y se consigue cuando los ríos han labrado un perfil acorde a su nivel de base regional; por tanto, son ríos nivelados (graded rivers).*

*- **Modelos dinámicos o equilibrio metaestable de transiciones**. Apoyándose en las «leyes del modelado» que introdujera Gilbert (1), Mackin (3) redefine el concepto de río nivelado e introduce el de «equilibrio dinámico», esto es: «un río nivelado es aquél que, con un caudal disponible y unas características determinadas en el canal, durante un período de años su pendiente está estrictamente ajustada proporcionándole la velocidad requerida para transportar la carga que le suministra la cuenca de drenaje. El río nivelado es un sistema en equilibrio y, ante cualquier cambio en los estímulos externos, los factores que lo controlan generan un desplazamiento según una dirección tendente a absorber los efectos de dicho cambio» («Concept of the Graded River», Geol. Soc. Am. Bull., 59, 1948, pág. 471; trad.). En este planteamiento, contrario a lo que ocurre con el introducido por Davis, el equilibrio siempre será provisional: puede alcanzarse en cualquier estado evolutivo, por lo que no precisa una tendencia determinante hacia un «estado final».*

*- **Modelos de régimen permanente o equilibrio indiferente**. Asumiendo ese concepto de equilibrio dinámico, Hack (4) propone un sistema de ajustes continuos o «régimen permanente» (steady state). Éste no implica una tendencia ni provisional (tal como formulara Mackin) ni final o definitiva (tal como formulara Davis); es decir, el nivel (graded) no controla el equilibrio de un río, sino su potencialidad erosiva a lo largo del régimen permanente.*

*- **Modelos termodinámicos y de inestabilidad permanente**. La generalización de estos conceptos aplicándolos a la historia evolutiva, conduce a redefinir la teoría davisiana del estado final representado por la penillanura como tendencia «normal» en todo relieve.*

Aplicando la «teoría de sistemas» y conceptos termodinámicos, Chorley, Leopold et al. y Chorley et al. (5), formulan nuevas hipótesis al respecto. En líneas generales, estos autores consideran que el sistema geomorfológico es abierto y en él no cabe el concepto de «estado final o estático», una especie de «clímax, tal como utilizan en Biología». Dicha situación implicaría un «orden casi perfecto» y un crecimiento ilimitado en la entropía, lo cual contradice el 2º principio de la termodinámica. Su alternativa introduce supuestos de inestabilidad permanente y valora el equilibrio según sea la «tendencia hacia un nuevo cambio o estado», es decir, una combinación entre «equilibrio dinámico» y «régimen permanente».

Como se deduce de lo expuesto, hay varias hipótesis para explicar la tendencia del sistema geomorfológico a lo largo de su evolución; en el momento actual las más notorias son: finalista, dinámica o termodinámica, de régimen permanente y una combinación de éstas últimas (figura 1.5).

---

(1) Los conceptos de Powell y Gilbert son los ya comentados y referenciados (ver apartado 1.2).

(2) Aunque Davis introduce este término en 1889, la definición detallada la realizaría años más tarde en un artículo de respuesta a R.S. Tarr y en el desarrollo del «ciclo geográfico» descrito previamente; ver al respecto:
- W.M. Davis, «Topographic development of the Triassic formation of the Connecticut Valley», *Am. J. Sci.*, 37, 1889.
- W.M. Davis, «The rivers and valleys of Pennsylvania», *Natl. Geogr. Mag.*, 1, 1889.
- W.M. Davis, «The Peneplain», *Am. Geol.*, 22(B), 1899.
- R.S. Tarr, «The Peneplain», *Am. Geol.*, 21, 1899.
Los dos últimos trabajos citados aparecen parcialmente reproducidos en A.G. Adams (ed.), *Planation Surfaces*, Dowden, Huch. & Ross, Stroudsburg, 1975.

(3) Este artículo puede consultarse también en S.A. Schumm (ed.), *River Morphology*, Dowden, Huch. & Ross, Stroudsburg, 1972.

(4) - J.T. Hack, «Interpretation of erosional topography in humid temperate regions», *Am. J. Sci.*, 258-A, 1960.
- J.T. Hack, «Dynamic equilibrium and landscape evolution», en W.N. Melhorn y R.C. Flemal (eds.), *Theories of Landform Development*, State Univ. New York, Binghamtom, 1975.

(5) - R.J. Chorley, *Geomorphology and General System Theory*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 500-B, 1962.
- L.B. Leopold y W.B. Langbein, *The concept of Entropy in Landscape Evolution*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 500-A, 1962.
- R.J. Chorley, S.A. Schumm y D.E. Sudgen, *Geomorphology*, Methuen, London, 1984.

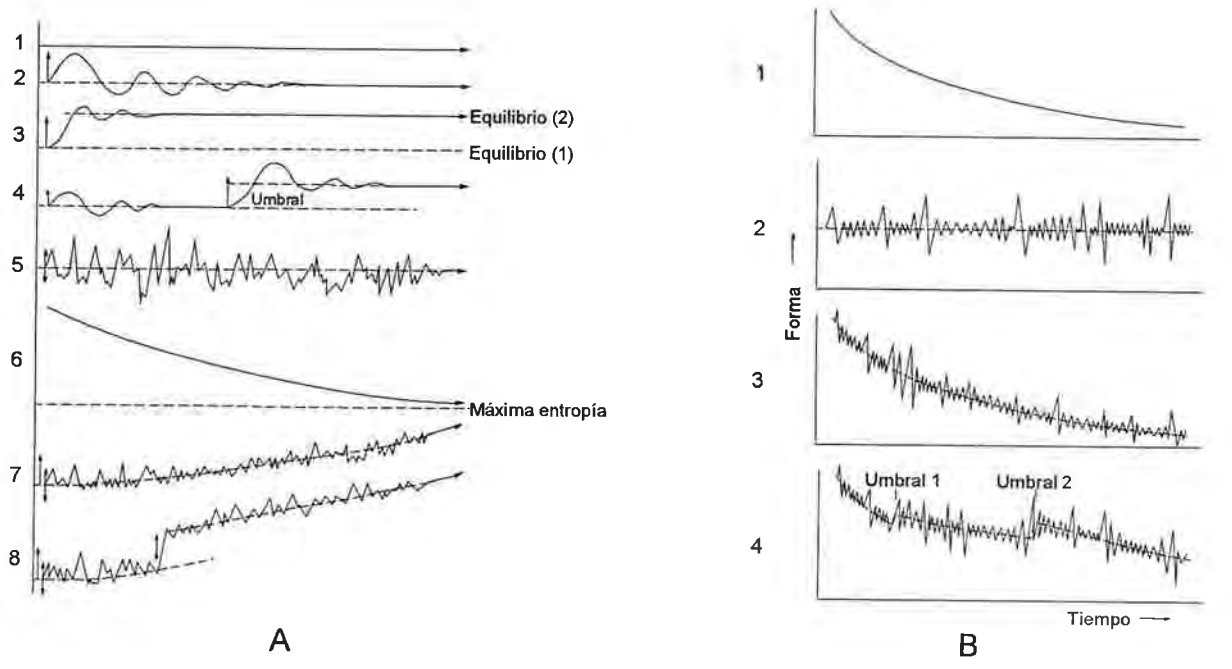


Figura 1.5. Esquema representando diferentes tipos de equilibrio a lo largo de la evolución geomorfológica.

A) Según Chorley y Kennedy (1971). 1, *estático*: sistema en el que no se producen cambios, absolutos o relativos, en un período de tiempo; 2, *estable*: sistema que tiende a regresar a su estado de partida, al haber sufrido una modificación limitada; 3, *inestable*: sistema que ante un determinado estímulo inicia un desplazamiento progresivo y, por lo general, le conduce a un nuevo equilibrio estable; 4, *metaestable*: sistema en equilibrio estable, hasta que un estímulo de una magnitud determinada le hace sobrepasar un «umbral de cambio» y «salta» a otro nivel, también de equilibrio estable; 5, *régimen permanente*: sistema que mantiene variaciones limitadas alrededor de un valor medio estable; 6, *termodinámico*: sistema desplazándose hacia un máximo de entropía y mínimo trabajo, es decir, con degradación progresiva en su libertad de movimiento; 7, *dinámico*: sistema con fluctuaciones continuas alrededor de un valor medio que, a su vez, se desplaza progresivamente; 8, *dinámico metaestable*: sistema que combina el equilibrio dinámico y el metaestable.

B) Según Chorley y Beckinsale (1980). 1, *decaimiento o degradación*: equivale al A-6 (termodinámico); 2, *régimen permanente*: idéntico al A-5; 3, *dinámico*: sistema en decaimiento o degradación como el B-1 y A-6, pero con oscilaciones de cambio fluctuando en torno a una media o línea de equilibrio que, a su vez, se desplaza hacia una degradación; corresponde al equilibrio dinámico A-7, pero en «decaimiento»; 4, *dinámico metaestable*: idéntico al definido en A-8, si bien aquí destaca su desplazamiento hacia un máximo de entropía o «sistema en decaimiento», algunos autores consideran que la evolución geomorfológica se ajusta a este modelo en los primeros momentos pasando posteriormente a un sistema de «equilibrio dinámico», casi en «régimen permanente» (Schumm, 1977).

Abandonado el campo de lo fisiográfico en tanto representaba «análisis regionales a gran escala, equivalentes a paisajes» (Salisbury, 1907; E. Hernández-Pacheco, 1934; Passarge, 1919-1921), hoy muchos proponen su recuperación (Baker, 1986); esto obedece al fracaso de las diferentes alternativas que, con cierto aire renovador, algunos pretendieron frente a la clásica Fisiografía; ejemplo: la Geomorfología de los grandes conjuntos del relieve o Megageomorfología (Gardner y Scoging, 1983).

La Geomorfología actual desarrolla o consolida nuevas tendencias, como son: aplicación de los procesos exógenos al análisis de riesgos naturales y cambios globales (erosión, desertización, inundaciones, variaciones glaciares y climáticas, etc.); análisis sistémico; modelización y técnicas experimentales; retorno a la Geomorfología Evolutiva, en tanto implica fenómenos generales; nacimiento y/o renacimiento de otras ocupaciones (caso de la Geomorfología Planetaria y Submarina); etc.

Estos temas, asociados al nuevo enfoque fisiográfico y la búsqueda de métodos para abordar la interacción dinámica, configuran una Geomorfología más integral, que es la tendencia futura en esta Ciencia.

LA NUEVA MATEMÁTICA APLICADA EN GEOMORFOLOGÍA: UMBRALES Y TEORÍA DE LAS CATÁSTROFES; ESTRUCTURACIÓN DEL RELIEVE Y ANÁLISIS FRACTAL

El desarrollo de nuevas teorías y métodos en el campo matemático, ha tenido desigual incidencia en Geomorfología; así ocurre con la teoría de las catástrofes y el análisis fractal.

Para explicar la evolución en los sistemas naturales, se ha recurrido frecuentemente al concepto de «umbral» como valor límite a partir del cual tienen lugar transformaciones sustanciales: sean cambios de estado en la materia, modificaciones en la tendencia de un proceso (p. ej.: paso de una acción de transporte a una de sedimentación), etc.

Tomando como modelo las redes fluviales y considerando los procesos geomorfológicos un sistema de relaciones complejas y en muchos casos discontinuas, Schumm (1) introdujo los conceptos de umbral geomórfico y respuesta compleja para cualificarlos; en esencia, establece unos umbrales de cambio regulados por condiciones externas al sistema o extrínsecas (p. ej.: clima, tectónica, acción antrópica, etc.) y otros por las intrínsecas o internas (cambios desarrollados por el propio sistema).

El ***umbral geomórfico*** *(geomorphic threshold) tal como lo define Schumm, es inherente a los cambios en el relieve y, por ello, un umbral intrínseco que desarrolla el propio sistema a lo largo del tiempo como respuesta a una situación «crítica». Dicha situación puede estar provocada inicialmente por estímulos externos o extrínsecos pero, cuando se produce, es una reacción propia del sistema.*

Planteamiento similar a éste, aunque más teórico y no apoyado en investigaciones experimentales, está en el trabajo de Reynaud (2). Trasladando a la Geomorfología conceptos filosóficos del Estructuralismo, este autor propugna una modalidad evolutiva para el relieve mediante cambios sustanciales o saltos cualitativos a partir de otros simplemente acumulativos, es decir: la acumulación de cambios no sustanciales, puede generar rupturas que modifican la tendencia evolutiva; «rupturas epistemológicas», las denomina Reynaud.

Tal como señalara Schumm, las anomalías en el comportamiento del sistema geomorfológico son la esencia del mismo y por ello, ante un estímulo «aparentemente controlado», la ***respuesta*** *del sistema será más* ***compleja*** *a la que cabría esperar de acuerdo con dicho estímulo y los factores externos implicados.*

Esto sugiere muchos cambios como algo no predecible, instantáneo y sin enlace con los sucesos previos que han condicionado la evolución; son transformaciones calificables conceptualmente como catastróficas, o en el contexto metodológico de la teoría de catástrofes.

La ***teoría de las catástrofes*** *(3) tiene su aplicación a situaciones cuyo estado final, nuevo, o subsiguiente, no es predecible. Mediante unos «espacios topológicos» o funciones tipo, llegan a conocerse condiciones límite o umbrales para los que cabe esperar saltos cualitativos en la tendencia evolutiva del sistema. Con estas formulaciones, el problema está al delimitar las variables adecuadas capaces de aportar datos significativos.*

En las ***geometrías fractal*** *(4) el campo de aplicación idóneo es la Morfografía, y su base conceptual las invarianzas de las propiedades estructurales cualquiera que sea la escala.*

Las formas del terreno y sus procesos generadores definen secuencias articuladas, pues cada componente se origina mediante otros más sencillos: entre la pendiente elemental y un relieve complejo o entre la acción dinámica y un sistema de procesos, hay unas jerarquías estructuradas con una «constancia rítmica en su articulación»; es decir, «fractal». Dado que la formulación matemática introduce un parámetro de «constancia» (la dimensión fractal, D), resulta muy adecuada para la correlación geométrica a diferentes escalas.

En síntesis y según esta teoría, la presencia de «formas irregulares en la Naturaleza» (fractal o fraccionales), son «ritmos geométricos» que mantienen una constancia en su estructura, aun cuando haya compartimentaciones o agrupaciones, en teoría, infinitas. Así pues, deben aparecer un número de objetos (N), con una dimensión característica (r) que satisfaga la ecuación fractal; también aquí, el objetivo prioritario es determinar esa dimensión característica.

---

(1) - S.A. Schumm, «Geomorphic threshold and complex response of drainage systems», en M.E. Morisawa (ed.), *Fluvial Geomorphology*, Binghamton State Univ., N. York, 1973.
- S.A. Schumm, *The Fluvial System*, John Wiley & Sons, N. York, 1977.

(2) - A. Reynaud, *Épistémologie de la Géomorphologie*, Masson, Paris, 1971.

(3) Esta teoría fue desarrollada inicialmente por el matemático R. Thom («Topological models in biology», en C.H. Waddington, ed., *Towards a theoretical biology, 3, Drafts*, Edinburgh Univ. Press, 1970) y también por E.C. Zeeman («A catastrophe machine», en C.H. Waddington, ed., *Towards a theoretical biology, 4, Essays*, Edinburgh Univ. Press, 1972). Ha sido aplicada a Geomorfología Fluvial en algunos trabajos, ver al respecto:
- W.L. Graf, «Catastrophe theory as a model for change in fluvial systems», en D.D. Rhodes y G.P. Williams (eds.), *Adjustment of the Fluvial Systems*, Allen & Unwin, Boston, 1982.
- W.L. Graf, «Applications of Catastrophe Theory in Fluvial Geomorphology», en M.G. Anderson (ed.), *Modelling Geomorphological Systems*, Wiley & Sons, Chichester, 1988.

(4) Este tipo de análisis fue desarrollado por el matemático B.B. Mandelbrot («How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension», *Science*, 156, 1967) y ha sido aplicado en múltiples problemas de Ciencias de la Tierra. Como trabajo más directo en el campo de la Geomorfología, puede consultarse el monográfico de la revista *Geomorphology*, 5 (1992).

Lámina 1.4. Dibujo del Circo de Gredos, contenido en la obra de Felipe Martín Donayre: *Descripción física y geológica de la provincia de Ávila* (1879). Los trabajos provinciales realizados por la Comisión del Mapa Geológico, supusieron un notable avance en el conocimiento fisiográfico y geomorfológico de España.

1.4. LA GEOMORFOLOGÍA EN ESPAÑA: BREVES APUNTES

Todas las etapas descritas previamente para la evolución de la Geomorfología a nivel mundial están representadas en España, si bien no hay una coincidencia cronológica exacta.

Los antecedentes remotos más claros de la misma, corresponden a la labor del benedictino fray Jerónimo Feijoo (1676-1764). El descubrimiento de América y la explicación de su poblamiento, hicieron surgir nuevas hipótesis teológicas y científicas. Feijoo, en oposición al francés Isaac de La Peyrère, niega la existencia de hombres «pre-adamitas», considerando que los habitantes del «nuevo mundo» procedían del «viejo» y colonizaron esas tierras gracias a cambios en la configuración de los continentes; para dichos cambios, concede un papel importante a la acción de terremotos. Las ideas globales de Feijoo eran claramente «catastrofistas», entendido este concepto en la misma línea que años más tarde desarrollaría el destacado paleontólogo Cuvier (1769-1832), es decir: argumentaba «grandes revoluciones en el Orbe Terráqueo» y, como demostraban restos de conchas y peces petrificados «de origen inequívocamente marino», los continentes habían estado inundados por aguas, fenómeno no explicable únicamente mediante el Diluvio Universal, sino por «retirada del mar o elevación de las montañas» (ver al respecto: Capel, 1985).

El franciscano José Torrubia (1698-1761), discute las tesis de Feijoo respecto al origen de las montañas y, al contrario, defiende las «diluvialistas», «creacionistas» y el «fijismo dinámico», es decir: considera que no hay relieves de génesis reciente. Aspectos, todos ellos, que aparecen expuestos en su obra *Aparato para la Historia Natural española* (1754, ref. 1994).

Los antecedentes directos deben situarse en Guillermo Bowles. Este naturalista de origen irlandes recorre la Península Ibérica en busca de yacimientos minerales, y en la *Introducción a la Historia Natural y a la Geografía Física de España* (1775, ref. 1982), además de describir su estructura geológica y configuración geográfica general, explica detenidamente los procesos de «descomposición» y erosión de las rocas; conceptos como «erosión diferencial», «socavamiento o zapamiento», «encajamiento fluvial» y, en suma, «llanura de arrasamiento», están implícitos en las aportaciones de Bowles.

Línea similar a la anterior siguen Antonio de Ulloa (1718-1795) y Antonio de Pineda (1753-1792), que efectuaron observaciones, medidas y clasificaciones botánicas, geográficas y geológicas, fundamentalmente en América.

Foto 1.4. Los naturalistas Eduardo y Francisco Hernández-Pacheco, notables impulsores de la Geomorfología española.

Antonio de Pineda llevó a cabo estos trabajos en la expedición que dirigía Alejandro Malaspina, realizada de 1789 a 1794 y notable precedente de la que años más tarde efectuara el británico Darwin a bordo del *Beagle* (ver Cerezo, 1987). Como dato curioso, merece reseñarse que el mejor ejemplo de glaciar de piedemonte, el Malaspina en Alaska, debe su nombre al marino italo-español. Entre 1752 y 1771 se organizan las «colecciones de minerales» de Antonio de Ulloa y Franco Dávila, germen del Real Gabinete de Historia Natural (1776) y actual Museo Nacional de Ciencias Naturales (ver Barreiro, 1944).

Contemporáneos de los anteriores son Louis Proust (1754-1826) y Antonio José Cavanilles (1745-1804). El primero, conocido por sus *Anales del Real Laboratorio de Química de Segovia* (obra de 1791, reeditada en 1991), en otros trabajos (ver por ejemplo: Proust, 1799) describe la erosión y sedimentación de algunos ríos, haciendo especial hincapié en las terrazas. Cavanilles, naturalista y sobre todo botánico, interpreta el relieve siguiendo teorías uniformitaristas y métodos que ya aplicara H. B. de Saussure en los Alpes. También se debe a su labor junto a otros científicos, la creación de los *Anales de Historia Natural* que se publicaron desde 1799 a 1804. Prueba de todas esas inquietudes, es que en 1847 ya había una edición en castellano (traducida por J. Ezquerra del Bayo) de la obra de Lyell *Principles of Geology*.

Esta etapa culmina entre mediados y finales del siglo XIX, coincidiendo con la creación de organismos y sociedades científicas como: la Comisión del Mapa Geológico, que consolida en 1873 aunque sus inicios datan de 1849, y precedente de los sucesivos «institutos geológicos» o «geológico y mineros»; la Real Sociedad Española de Historia Natural (1871), núcleo científico que favorecería el desarrollo del Museo Nacional de Ciencias Naturales, cátedras de esa disciplina, o la Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas (actual Consejo Superior de Investigaciones Científicas); y la Sociedad Geográfica de Madrid (1876). Ver al respecto: Martínez Sanz (1982), y Gómez Mendoza y Ortega Cantero (1992).

Tanto las «descripciones físicas y geológicas provinciales», como los boletines y anales editados por dichos organismos, favorecieron el desarrollo de la Geomorfología en años posteriores. Sirvan como ejemplo la *Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid*, realizada por C. del Prado (1864, ref. 1975) o los trabajos del gaditano J. Macpherson, en especial su *Ensayo de la historia evolutiva de la Península Ibérica* (1901).

A partir de esos antecedentes, la Geomorfología española consolida a principios de siglo en una escuela eminentemente fisiográfica que, como se ha señalado al describir la historia general, destaca junto a otras europeas y la norteamericana.

El mejor representante de dicha escuela fue E. Hernández-Pacheco (1872-1965) y su obra cumbre posiblemente sea la *Fisiografía del Solar Hispano*, publicada en 1955 y 1956, que completa y precisa la anterior (de 1934) *Síntesis fisiográfica y geológica de España*. Sus aportaciones científicas y labor promotora potenciaron el desarrollo de la Geomorfología, siendo la Universidad Central de Madrid, reales sociedades de Historia Natural y Geográfica, o la Comisaría de Parques Nacionales, lugares donde realizó su actividad.

Junto a Hernández-Pacheco, y completando esa línea fisiográfica, aparece la figura de J. Dantín Cereceda y su investigación acerca de las regiones naturales españolas, recogida en varias obras (1912, 1922, 1942).

Asociados a las descripciones fisiográficas, o de forma sectorial e independiente, aparecieron trabajos que ya pueden calificarse como enteramente geomorfológicos. Dos problemas que suscitaron gran interés fueron los referentes al clima de la Meseta durante el Terciario y el origen del Sistema Central. Respecto al primero, las ideas de A. Penck (1894) sobre un predominio de la aridez prevalecerían mucho tiempo, siendo utilizadas por geomorfólogos modernos como Schwenzner (1936, ref. 1943), Birot (1937) y Birot y Solé Sabarís (1954). Sin embargo, tanto Botella (1884) como Calderón (1884 y 1884b) ya habían señalado la presencia de etapas húmedas en ese período; hipótesis que consolidó más tarde E. Hernández-Pacheco (1914) y han demostrado los trabajos actuales.

Respecto al origen del Sistema Central, acabaría demostrándose correcta la hipótesis de A. Penck y no la de Macpherson, es decir: la no existencia de estas montañas en el Cretácico. Ambas posibilidades serían discutidas por geomorfólogos españoles y extranjeros: E. Hernández-Pacheco, O. Schmieder, J. Schwenzner, L. Fernández Navarro, L. Solé Sabarís, etc. (ver Pedraza, 1994b).

Lámina 1.5. Mapa de suelos de la Península Luso-Ibérica a escala 1:1.500.000. Fue realizado en 1937 por el destacado naturalista Emilio Huguet del Villar, siguiendo una metodología considerada pionera y precedente de las clasificaciones analíticas actuales; también se debe a este autor uno de los primeros estudios sobre el glaciarismo de la Sierra de Gredos.

En este período, las investigaciones del Cuaternario están asociadas a la Paleontología, Prehistoria, Arqueología y Geomorfología, sobre todo fluvial y glaciar.

El estudio integral de las terrazas observando todos esos aspectos mencionados, fue una de las dedicaciones predominantes; en ella nuevamente sobresale E. Hernández-Pacheco por la síntesis que realizara en 1928. J. Royo y Gómez, en sus trabajos acerca de las formaciones terciarias de la Meseta, centra la problemática creada en torno a «los llamados aluvial y diluvial»; ver por ejemplo las memorias de los mapas geológicos nº 559 y 560 de la serie antigua, publicados en 1929 y 1928, respectivamente. Procede recordar, que ese «diluvial» llegó a citarse como «morrenas glaciares» procedentes de la cercana Sierra de Guadarrama.

En cuanto al análisis de la morfología glaciar, recibió un gran impulso con H. Obermaier al introducir la metodología que Penck y Brückner (1901-1909) habían aplicado en los Alpes; también contribuyó a ello la labor del mismo A. Penck en España. En este caso, junto a H. Obermaier y J. Carandell, destacan C. Vidal Box, J. Gómez de Llarena, F. Hernández-Pacheco, etc. (ver Martínez de Pisón y Antón Burgos, 1981).

Otros factores que contribuyeron al desarrollo de la Geomorfología en estos primeros años del siglo XX, son: la creación de la Comisaría o Junta de Parques Nacionales (1917), de la cual fue delegado E. Hernández-Pacheco que dirigió la edición de varias guías (Covadonga, Ordesa, Guadarrama); la publicación de algunos ensayos y obras sobre Geomorfología, como la de S. Passarge (1931), traducida por J. Gómez de Llarena, o las «Notas sobre Geomorfología» de éste último (1929); y la celebración del XIV Congreso Geológico Internacional (Madrid, 1926), con la participación activa de muchos de los geomorfólogos antes citados elaborando síntesis geológicas y guías al respecto (Sierra Morena y Llanura Bética, Sierra de Guadarrama, Despeñaperros, etc.).

Tras el obligado paréntesis de los años de guerra y postguerra, nace una nueva inquietud geomorfológica claramente polarizada en dos ámbitos: geográfico y geológico. Junto a los temas anteriores y recuperando las aportaciones de geólogos y geomorfólogos alemanes (Schmieder, Fischer, Schwenzner, Schröder, etc.), cobran interés otros de evolución geomorfológica, superficies de erosión y Geomorfología Regional. Científicos como C. Vidal Box, E. y F. Hernández-Pacheco, L. Solé Sabarís y M. de Terán son responsables de este renacimiento de la Geomorfología en España (ver Gutiérrez Elorza, 1994b).

La apertura hacia otros ámbitos académicos, fundamentalmente el anglosajón o países del Este europeo, y nuevas condiciones socioculturales, supusieron un notable desarrollo para esta ciencia en la década de los años 1970. Autores, temas, ámbitos académicos y publicaciones científicas, inicialmente muy dispersos, consolidan en una sociedad de Geomorfología constituida el año 1986. Sus inicios coinciden con la superación de los estudios regionales (sin duda básicos y aún por completar) para profundizar en temas sobre procesos actuales, cartografía, aplicación, desarrollo teórico y conceptual, etc.; muchos de estos trabajos, que serán citados a lo largo de esta obra a propósito de las descripciones de procesos, comienzan a publicarse en la revista *Cuaternario y Geomorfología*, las *Monografías*, y *Cuadernos Técnicos* que edita dicha Sociedad Española de Geomorfología.

2

EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Mediante los datos que aporta la revisión histórica, es posible precisar el campo geomorfológico y clarificar sus fundamentos; así: la Geomorfología tiene por objeto de estudio la parte abiótica de la Tierra y como objetivo deducir las configuraciones presentes en su superficie a lo largo del tiempo, usando un método histórico-natural.

Dentro del sistema global Tierra puede definirse un «subsistema geomorfológico», natural-abiótico y sólido-mineral, en interrelación con otros (líquido, gaseoso, biótico, incluso antrópico) de la superficie terrestre.

Teniendo en cuenta esas implicaciones, algunos utilizan el término «Litosfera» al calificar el objeto de estudio en Geomorfología; con ello pretenden destacar el carácter pétreo (*litos*) frente a la parte líquida, gaseosa y orgánica. Sin embargo, tras consolidar la «tectónica global», Litosfera denomina una «capa» específica en la estructura terrestre; por ello, para establecer el subsistema mineral interactivo con los restantes (Biosfera, Atmósfera, Hidrosfera, Antroposfera), el nivel de referencia adecuado es la **Geosfera** (Pedraza y Centeno, 1987).

2.1. FUNDAMENTOS DE LA GEOMORFOLOGÍA

El objeto de dedicación en Geomorfología es la capa más externa de la Geosfera o, en su caso, de otros planetas; aquélla, debe entenderse como un medio o subsistema que interacciona con los restantes presentes en la Tierra: lo biótico, líquido, gaseoso y antrópico, constituyen agentes que toman parte en la morfogénesis.

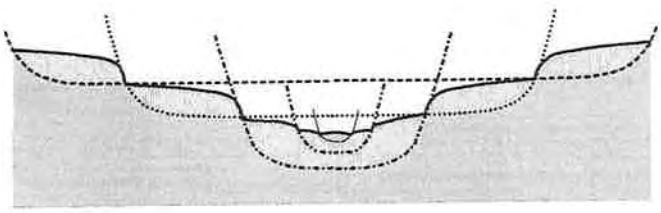
La pretensión general con la Geomorfología es analizar las formas del terreno; en ciertos aspectos consiste en una topografía analítica, por lo cual muchos aluden a la coincidencia de objetivos entre Geomorfología y Topología o morfo-topografía. Sin embargo, reconociendo ciertos paralelismos entre lo morfológico y topográfico, la geometría de la superficie terrestre constituye la referencia inicial para el análisis geomorfológico que, en su fin último, debe explicarla según datos funcionales o genéticos.

La superficie terrestre, actual o topográfica, puede considerarse la síntesis o simplificación de otras que fueron sucediéndose a lo largo de la historia geológica del Planeta; así pues: *el objetivo fundamental en Geomorfología, es deducir los antecedentes de la superficie terrestre y, en su caso, predecir posibles configuraciones futuras.*

A partir de esta definición, es factible hacer las siguientes precisiones:

- En la configuración de la Geosfera pueden acotarse dos superficies: una topográfica, unitaria y evidente; otra geomorfológica, no unitaria ni evidente. La primera es cartografiable y medible directamente; la segunda puede cualificarse como un conjunto de formas subyacentes tras la superficie topográfica, por lo cual requiere un método científico para deducir sus contrastes: dicho método es el **actualístico** (figura 2.1).
- Las implicaciones paisajísticas asociadas a toda forma del terreno, introducen en el campo de las descripciones globales sintéticas, conocidas normalmente como fisiográficas o fisonómicas.
- El sistema de relaciones dinámicas que originaron las formas del terreno, introducen a la Geomorfología en el campo de los procesos interactivos. En este contexto, la autonomía o peculiaridad morfogenética pertenece a los procesos del modelado.

Según estas precisiones, los objetivos formales en Geomorfología son: cualificar y cuantificar la geometría del terreno, o **Morfometría**; delimitar fisonomías según sus relaciones con otros componentes en el paisaje, o **Fisiografía**; analizar el sistema de relaciones entre formas



St : Superficie evidente, topografía.

Sg : Superficie deducida geomorfológicamente. Implica las distintas secuencias de encajamiento.

------- 1ª ····· 2ª -·-·-· 3ª

-·-·-·- 4ª ——— 5ª

Figura 2.1. Diferencias entre la superficie topográfica (St) y las sucesivas superficies geomorfológicas (Sg) que pueden reconstruirse en un sistema de terrazas fluviales.

del terreno y acciones debidas a agentes de la dinámica terrestre, o **Morfogénesis**; y establecer las secuencias o sucesiones que ha seguido el relieve hasta adquirir su configuración actual, o **Morfoevolución**.

El método propio o peculiar utilizado en Geomorfología, como puede deducirse a partir de los conceptos fundamentales que lo definen (cuadro 2.1), *es el* ***actualístico***, por cuanto sirve para delimitar su campo conceptual frente a otros conocimientos; lo cual no impide que las investigaciones geomorfológicas utilicen también métodos y técnicas propias de otras ciencias afines o auxiliares.

Reafirmando lo mencionado inicialmente, dicho método implica un *objetivo geomorfológico primordial: explicar la superficie terrestre, en tanto representa la síntesis del conjunto de morfologías que fueron sucediéndose durante su evolución.*

El método actualístico tiene su fundamento en las correlaciones espacio-temporales o equiparación, según los tiempos geológicos, entre: procesos, agentes que los desencadenan, acciones que conllevan y productos consecuentes. En este tema, como señalan algunos autores (Simpson, 1975; Hooykaas, 1975; Hallam, 1985), no debe confundirse un método o modo de investigar (como el actualístico o uniformitarista-metodológico), con un sistema o teoría que abarca todo y fue deducido mediante aquel método (caso del sistema uniformitarista o uniformitarismo-sustantivo, del catastrofista, gradualista, etc.).

Siguiendo ese método, las Ciencias de la Naturaleza han llegado a elaborar teorías, modelos y postulados, tales como: «deriva continental», «teoría glaciar», «sucesiones climáticas, florísticas, faunísticas», etc. La aplicación concreta que cada investigador hace de dichos modelos, se apoya en fundamentos uniformitaristas o no, catastrofistas o gradualistas, cíclicos o lineales, etc., pero siempre actualísticos.

Las técnicas de trabajo utilizadas en Geomorfología, siguen siendo las tradicionales: documentación bibliográfica; observación y toma de datos en campo; analítica en laboratorio; además del análisis y elaboración de resultados en gabinete.

El desarrollo instrumental, hace que los procedimientos para la ejecución de esas técnicas sean muy variados. Su enumeración sería prolija aquí y hay tratados específicos al respecto a los cuales se remite para mayor información (ver, p. ej.: Morisawa, 1976; Goudie, 1981; Gardiner y Dackombe, 1983; Sala y Gallart, 1988; Slaymaker, 1991). Guías para campo, manuales de laboratorio, y textos sobre Geomorfología General o centrados en procesos específicos, completan esta base documental.

Las fuentes de información geomorfológica a las que se aplican esas técnicas, son:

- Documentos y bibliografía. Textos, fotos históricas, láminas, grabados, pinturas, relatos de acontecimientos naturales y/o sociales asociados a ellos, etc.
- Cartografía. Mapas, planos, cortes, bloques diagrama, o similares, de todo tipo y antigüedad.
- Campo. Incluye datos geomorfológicos generales y de procesos actuales, no sólo físicos sino también biológicos y sociales cuando interfieran con aquéllos.

La toma de datos y su elaboración, es una práctica estandarizada y queda resumida en el cuadro 2.2. En él aparecen los objetivos, procedimientos e instrumental más usuales; éstos dos últimos sólamente son referidos como indicación.

Hay que considerar también la labor de otros especialistas y laboratorios para obtener ciertos datos; caso, por ejemplo, de dataciones absolutas, mineralogía de arcillas, modelos experimentales, química de suelos, etc.

Finalmente resta precisar que, ante lo costoso de los modelos experimentales para simulación en laboratorio, cada día se recurre con mayor frecuencia a las parcelas experimentales en campo y a los modelos digitales.

2.2. ENFOQUES DOMINANTES EN EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Como ocurriera en otros campos del conocimiento, a medida que la Geomorfología consolidaba los atributos propios de una ciencia explicativa, ha ido desarrollando su metodología analítica; si bien, en este caso, aún quedan algunos aspectos no definidos o polémicos.

En principio, no hay demasiados problemas en lo referente al estudio de los «rasgos configuracionales» del relieve: Morfometría y Fisiografía son procedimientos adecuados para delimitar geometrías, y establecer sus relaciones espaciales sobre el terreno y con otros elementos de la superficie terrestre.

Geomorfología Fisiográfica y Geomorfología Morfométrica, a veces denominada Cuantitativa, tuvieron en su momento un notable protagonismo y actualmente deben contribuir a la Geomorfología General.

Los aspectos «evolutivos» del relieve resultan siempre problemáticos pues, como ocurre en todo estudio histórico, hay una limitación intrínseca a la hora de interpretar el pasado: es preciso ajustarse a los datos disponibles que, en

Cuadro 2.1. Conceptos fundamentales en Geomorfología.

CONCEPTOS GLOBALES RELATIVOS A LA MODALIDAD EVOLUTIVA

Uniformitarismo. Está basado en las aportaciones de Hutton (1795, ref. 1959) y ha sido expresado según varias alternativas; en su formulación primordial, considera que las causas (niveles energéticos) de los fenómenos naturales han permanecido constantes a lo largo de los tiempos geológicos.
No uniformitarismo. Implícito en el anterior; establece, por tanto, que las causas (niveles energéticos) de los fenómenos naturales han sufrido modificaciones a lo largo de los tiempos geológicos.
Catastrofismo. Introducido por Cuvier (1877), fue reformulado más tarde y, por ello, a veces lo denominan **neocatastrofismo**. Analiza el proceso evolutivo como series discontinuas de sucesos, con rupturas a lo largo de la historia geológica; en consecuencia, no son predecibles. Esta teoría no tiene en cuenta cómo han evolucionado las causas (niveles energéticos), pues trata de sus efectos (resultados o productos).
Gradualismo. Al igual que los anteriores ha sido conceptuado de diversas maneras, pero siempre opuestas al catastrofismo. Analiza el proceso evolutivo, o ciertos fenómenos del mismo, como una serie continua a lo largo de la historia geológica; en consecuencia, hay sucesos predecibles en base a los datos aportados por la población correspondiente a sucesos previos de la misma especie. El gradualismo no debe identificarse con el uniformitarismo, ya que no considera las causas (niveles energéticos) sino sus efectos (resultados o productos).
Linealidad. Explica la evolución como una secuencia única, es decir, un desplazamiento progresivo sin repeticiones.
Ciclicidad. Explica la evolución como un conjunto de secuencias limitadas que, por tanto, generan repeticiones.

CONCEPTOS GLOBALES RELATIVOS AL NIVEL FUNCIONAL

Antagonismo dinámico. Desarrollado inicialmente por Gilbert (1880) y redefinido por Davis (1899), plantea la morfogénesis según el antagonismo entre procesos endógenos o creadores del relieve (a veces aludido como morfoestructura) y procesos exógenos o niveladores de esos relieves (a veces aludidos como modelado o morfoescultura).
Interacción dinámica. Implícito en las aportaciones de W. Penck (1924), explica la morfogénesis en base a una interacción entre la tectónica (elevación) y erosión (modelado). Este concepto hace referencia al equilibrio-desequilibrio en los niveles energéticos: intensidad, modalidad, o localización en el espacio y tiempo.
Sistema geomórfico o geomorfológico. Las formas del terreno presentan una serie de interrelaciones con diferentes categorías, que deben ser analizadas en el contexto sistémico. Chorley (1962) y Chorley y Kennedy (1971) definen los siguientes niveles: «sistema morfológico» (morfográfico, si se prefiere, ya que trata las relaciones geométricas y espaciales), «sistema en cascada» (dinámico, pues trata las relaciones entre agentes y acciones energéticas), y «sistema proceso-respuesta» (morfogenético, pues trata las relaciones entre geometrías-agentes-acciones, es decir, los procesos morfológicos).
Jerarquías y estructuración morfológica. En Geomorfología han surgido múltiples clasificaciones del relieve. Éstas compartimentan el territorio en unidades geométricas y hasta cierto punto temporales, organizadas jerárquicamente. Para correlacionar esas unidades, las clasificaciones geométricas han de complementarse con otras genéticas estructurando las acciones dinámicas: al igual que a las formas sencillas y compuestas les separan unas categorías geométricas, al proceso elemental le separan del complejo unas categorías de acciones dinámicas.

Siguiendo las consideraciones anteriores, en esta obra se propone una jerarquización geométrica según los niveles: elemento morfológico, forma sencilla, forma compuesta y conjunto de formas. Estas geometrías deberán correlacionarse con sus categorías genéticas equivalentes, que son: acción físico-química elemental (erosión, transporte, sedimentación, meteorización, etc.); procesos o sistemas de acciones (fluvial, glaciar, eólico, etc.) y conjunto de procesos (o sucesión de éstos en el espacio y tiempo, según la secuencia que proceda).
Magnitud y frecuencia. Conceptos de aplicación general a todos los procesos; refieren la organización final o resultado en función de su intensidad (magnitud) y temporalidad. Ésta última comprende: la de su desarrollo (duración), aquélla que media entre dos secuencias consecutivas (recurrencia), y número de ellas en un «lapso» de tiempo determinado (frecuencia).
Sucesión geomorfológica. Formulado por Thornbury (1954, ref. 1960), establece que toda forma del terreno procede de la degradación o sustitución de otra, con la cual presenta una relación de continuidad o ruptura.
Análisis geomorfológico comparado. Concepto general propio de la Historia Natural. Para los estudios geomorfológicos significa un sistema de correlación entre formas y procesos, tanto a nivel espacial (correlación geográfica) como temporal (correlación evolutiva o histórica).
Superposición geomorfológica. Basado en la «superposición estratigráfica», a nivel geomorfológico se expresa: toda forma del terreno es posterior a la que sustituye, degrada, fosiliza o modifica, pudiendo presentar residuos de ésta, asimilados o no por la nueva morfología.
Sedimentos correlativos. Formulado por W. Penck (1924), considera la correspondencia entre formas de denudación y los materiales derivados de su génesis; es por tanto aplicable a fenómenos erosivo-sedimentarios coetáneos.
Rasgos diferenciales del modelado. Establece, en consideración explícita de Thornbury (1954, ref. 1960), que cada forma o grupo de ellas resulta de procesos peculiares o característicos.
Finalismo del relieve. Implícito en las aportaciones de Davis (1899), puede formularse: todo contraste topográfico continental que sobrepasa un nivel energético mínimo, tiende a reducirse hasta llegar de nuevo a ese mínimo.

Nota: El **actualismo** normalmente queda incluido en esta categoría de conceptos e identificado con el uniformitarismo, haciendo ambos equivalentes al gradualismo. Sin embargo, tal como expresan algunos autores (Hooykaas, 1975; Simpson, 1975), el «actualismo» debe entenderse como un «método o sistema» de investigar la historia de la Tierra, basado en las correlaciones entre fenómenos no coetáneos.

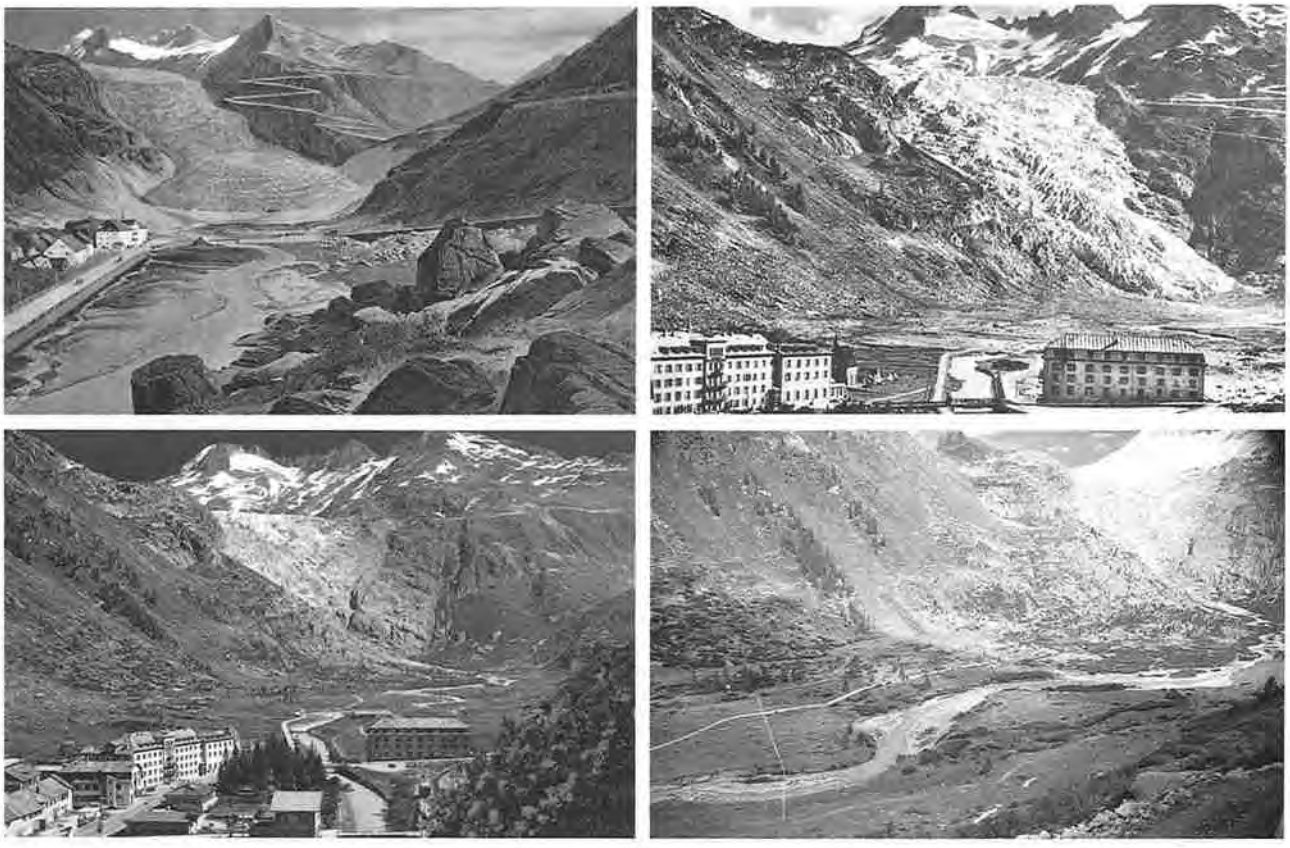


Foto 2.1. Utilización de documentos históricos para obtener datos y referencias morfológicas: variaciones recientes en el glaciar del Ródano (noreste del Oberland Bernés, Alpes suizos). El glaciar actual ha quedado confinado a un pequeño valle en las cimas del Dammastock: parte de la cuenca que durante el Pleistoceno alimentó el «gran glaciar del Ródano», cuyo recorrido finalizaba en el lago Leman. Las imágenes muestran la evolución desde finales de la «Pequeña Edad Glaciar» hasta la actualidad: la superior izquierda corresponde a una litografía de 1870, cuando la lengua descendió hasta el fondo del valle formando barreras de *seracs* y un derrame en abanico o pequeño glaciar de «piedemonte»; la superior derecha es una fotografía postal de 1915, una vez desaparecida la zona de desbordamiento y con el frente formando una lengua simple; en la inferior izquierda, fotografía postal de 1965, la lengua está confinada al límite del umbral que separa ambos valles, desbordándolo ligeramente; la imagen inferior derecha, fotografía realizada en octubre de 1991, muestra la posición de la lengua aún más retrasada, sin llegar a desbordar el umbral.

general, son escasos. A pesar de ello, este campo también presenta cierta tradición metodológica que arranca con la obra de Davis y su modelo evolutivo o «ciclo geográfico del relieve» (ver apartado 1.3).

Sin duda, los temas más problemáticos y discutidos siempre hacen referencia a cuestiones «genéticas»; esto no es extraño, ya que los procesos constituyen la base de todo análisis geomorfológico y, por tanto, están sujetos a múltiples planteamientos conceptuales.

Un primer enfoque para estas cuestiones, podría referirse como «alternativa genético-evolutiva»; surgió con la aplicación estricta del modelo desarrollado por Davis (*op. cit.*) y estudia el relieve estructurándolo según unos procesos básicos (nivel genético), explicados siguiendo la metodología cíclica (nivel evolutivo). Así se plantearon varias obras de Geomorfología General, donde los procesos geomorfológicos son equiparados a «ciclos de erosión» en diferentes contextos climáticos y dinámicos.

La profundización en las relaciones dinámicas, dio paso a metodologías mucho más especializadas, menos generalistas. De ellas parten aquellos enfoques que conceden a los procesos una categoría preponderante en el análisis geomorfológico: no consideran aspectos configuracionales y evolutivos, o los hacen subsidiarios de los dinámicos. Con estas alternativas, las mayores controversias surgen al establecer criterios para definir y delimitar los «procesos geomorfológicos».

Ciertas perspectivas no otorgan singularidad a dichos procesos; por tanto, consideran que todos los agentes de la dinámica terrestre, sean exógenos o endógenos, están implicados al mismo nivel en la morfogénesis. Esta metodología es común a muchos autores procedentes del

Cuadro 2.2. Obtención y elaboración de datos.

LUGAR:	**C A M P O**		**L A B O R A T O R I O**		**G A B I N E T E**		
FINALIDAD:	RECONOCIMIENTO	MEDIDAS, MUESTREOS, EXPERIMENTOS	ANÁLISIS	EXPERIMENTACIÓN	TOMA DE DATOS	MODELACIÓN	ELABORACIÓN
OBJETIVOS	Identificar, catalogar y situar: formas, materiales y agentes de la dinámica.	Obtener materiales, documentos y registros de datos sobre fenómenos físicos; realizar cubicaciones, medidas de parámetros geométricos de las formas; control de flujos de masas sólidas, líquidas y gaseosas. Realización de experimentos *in situ*, naturales o simulados.	Establecer las características, físicas, dinámicas y edad de las muestras.	Ensayos reproduciendo condiciones naturales. Estudio de modelos a escala (simulación).	Obtener características de formas y procesos, por métodos indirectos.	Cualificar el comportamiento de los procesos, por cálculo matemático.	Aunar datos, relacionar, describir, representar y concluir teorías, postulados, etc.
PROCEDIMIENTO	Realización de itinerarios, control de puntos y/o zonas. Descripción de propiedades que son características y observables. Delimitaciones cartográficas. Elaboración de una sectorialización o clasificación previa.	REALIZACIÓN: Conjuntamente con los reconocimientos (puntos o zonas no autónomos) o en lugares predefinidos (puntos o zonas autónomos) considerados como estaciones. CARÁCTER: En estaciones, zonas o puntos de muestreo que tienen una permanencia o son transitorias y están dotadas de instrumental fijo o portátil. TIPO DE OPERACIÓN: La toma de datos puede realizarse por procedimiento manual o automático. La frecuencia de dicho muestreo puede ser excepcional, secuencial (rítmicamente o no), permanente (de forma continua o discontinua, con o sin ritmicidad) o careciendo de orden establecido. TIPO DE DATO: Puede ser directo, si es accesible el objeto o fenómeno muestreado; indirecto, caso contrario, como una muestra de sondeo, o un perfil de un lecho glaciar obtenido por geofísica. TÉCNICA: Puede ser próxima (*in situ* o a pocos metros) o remota. ENTIDAD DEL OBJETO: De todo tipo que nos indique geometría o dinámica (rocas, flujos de masa, actividad biológica o social que afecta o ha sido afectada por los procesos, etc.).	Análisis físicos: ensayos geotécnicos, mecánicos, granulométricos, microscopía, rayos X, etc. Análisis químicos: contenido en elementos significativos, materia orgánica, reacciones características, etc. Análisis biológicos: sobre todo dendrocronología, polen, etc.	Ciertos ensayos físicos y reacciones químicas realizados en el proceso analítico, son ya en cierto modo una experimentación. En general trata de reproducir en el laboratorio unas condiciones naturales, a las que somete la muestra. En los modelos experimentales a escala, el fundamento es el mismo, aunque trabaja con un proceso.	Manejo de documentación bibliográfica, cartográfica y de otro tipo, como fotos históricas, láminas, relatos, etc. Teledetección: incluyendo aquí la fotointerpretación (aérea o espacial) y el procesado de imágenes espectrales, térmicas, y la radargrafía.	Preparación de datos adquiridos en otras fases, de campo, laboratorio y gabinete. Establecimiento de las posibles ecuaciones y/o elaboración de los modelos digitales.	Selección de datos. Síntesis cartográfica. Discusión y conclusión de clasificaciones, modelos y teorías. Redacción de memoria.
INSTRUMENTAL/ MATERIAL	Mapa topográfico o a veces temáticos. Libreta de campo y/o ficha descriptiva.	CARTOGRÁFICO-TOPOGRÁFICO: Mapas, planos, brújula, altímetro, taquímetro, teodolito, *GPS*, etc. DE MUESTREO: Para sólidos (incluida nieve, hielo) y líquidos; menos frecuente en gases. Martillo, cincel, sonda, bolsas, recipientes, etiquetas, tamiz, etc. DE MEDIDA Y CONTROL DE PROCESOS: En general se trata de medir flujos de masa (sólida, líquida o gaseosa) y/o su resultado. Ello implica estaciones experimentales completas (meteorológicas, hidrológicas, glaciológicas, sedimentológicas, fotográficas-cartográficas, etc.) o parciales (aforos, clavos de vertiente, estacas, etc.).	En general hoy tienden a montar laboratorios muy complejos, que se especializan en técnicas analíticas. A la vez hay otros más generales, con aparatos sencillos para docencia e investigación muy básica.	Variables; van desde simples «estufas» para ciclos de calor o «ciclones» de secado, a la simulación de ríos, arroyada, vertientes, etc.	Biblioteca, archivos. Estereóscopos, restituidores. Equipo de procesado de imágenes.	Bibliográfico. De procesado automático.	Cartográfico, manual y automático. Para procesado y elaboración de datos (procesador matemático, S.I.G., etc.).

ámbito anglosajón que, aborden procesos específicos o temas generales, utilizan procedimientos cercanos a los de Geología Física: aspectos tectónicos, sedimentológicos, e incluso petrológicos, aparecen tratados al mismo nivel que los estrictamente morfológicos o, a lo sumo, con ligeros matices diferenciales.

Frente a lo anterior, desde otros puntos de vista próximos a lo que dio en llamarse escuela climática, han llegado a definir la Geomorfología como «la ciencia de los procesos del modelado»: dado que los procesos exógenos o externos controlan las acciones erosivas y modelan la superficie terrestre, les asignan la categoría de «geomorfológicos».

Al atenerse estrictamente a ese planteamiento, tienen serias dificultades para interpretar formas del terreno cuyo origen primario no se debe, o sólo en parte, al modelado; es el caso de morfologías asociadas a procesos constructivos o formadores del relieve, como las volcánicas, tectónicas y algunas sedimentarias. Tratando de resolver el problema, aquéllos que siguen esta alternativa realizan los análisis geomorfológicos mediante los **factores del relieve**, es decir: dividiendo la Geomorfología en Estructural, Litológica y Climática.

Un tercer enfoque, hasta cierto punto síntesis de los anteriores, consiste en estructurar el análisis geomorfológico según diferentes **niveles de complejidad**: considera los procesos al mismo nivel que las formas elementales y unitarias; sin embargo, para explicar asociaciones de formas a escala regional, recurre a la interacción dinámica y los factores dominantes. Así lo plantea esta obra y se fundamenta a continuación.

2.2.1. Los factores en el análisis geomorfológico

A nivel teórico y conceptual, la Morfogénesis o interpretación genética del relieve ha de entenderse como un proceso unitario: la dinámica exógena controla la tipología y eficacia en los procesos del modelado, sin embargo, también se ve afectada por su interferencia con la dinámica endógena, sobre todo la tectónica y volcánica; al mismo tiempo y aunque éstas últimas controlen la génesis primaria de muchas formas, los «retoques» introducidos por la acción modeladora han sido determinantes para su fisonomía definitiva.

De acuerdo con lo anterior, la cualificación de los factores del relieve en la morfogénesis, exige establecer un modelo que asuma y explique la interacción entre las dinámicas endógena y exógena.

Las relaciones entre todos aquellos factores implicados en la génesis del relieve, son sumamente complejas. No es extraño, por tanto, que éste siga siendo un tema «latente» en el campo de la Geomorfología Teórica, y sin enfoques claros o determinantes: dado su control sobre ciertos agentes del modelado, se trata de conocer qué función desempeña o desempeñó la tectónica al configurarse las formas del terreno; también interesa conocer el papel que han podido jugar las diferentes «tasas de denudación», en levantamientos y deformaciones tectónicas de detalle responsables de ajustes morfogenéticos a escala local.

Dada la multiplicidad en las relaciones posibles, las dificultades para proceder a estas investigaciones son notorias; sin embargo, intentando evitar errores conceptuales básicos, deberían estudiarse mejor aquéllas que pueden considerarse paradigmáticas en el momento actual.

Clima, tectónica y vulcanismo deben catalogarse como **factores dinámicos**: definen el tipo de proceso y su mayor o menor incidencia en un territorio. Región morfoclimática, estructura tectónica y litología, constituyen **factores estáticos**: son características primarias del terreno, sobre las cuales actúan los factores dinámicos para elaborar nuevas morfologías.

En cada momento y lugar, la morfogénesis está controlada por factores dinámicos; los estáticos se limitan a «interferir» con ellos, modificando su tendencia hacia el desarrollo de formas «propias o peculiares». Dicha interferencia puede conducir a la aceleración o ralentización en la morfogénesis y, a su vez, la «desaparición» rápida de morfologías previas, o su «permanencia»: el primer caso origina «sustituciones» de antiguas fisonomías por otras nuevas; el segundo, «herencias» con formas residuales, sobreimpuestas o diferenciales.

Ejemplo paradigmático en el funcionamiento de los factores estáticos, es la litología: según el tipo de materiales, puede aparecer una morfogénesis acelerada o atenuada; sobrepasados ciertos límites por algunas propiedades de la roca, podría llegarse a morfogénesis diferenciales (aparición de «relieves residuales de resistencia»); al coincidir ciertos grupos litológicos con otros fenómenos (p. ej.: rocas graníticas y climas cálido-húmedos, rocas solubles y presencia de agua junto a una estructura propicia, etc.), llegarán a desarrollarse «relieves característicos» como los cársticos y graníticos.

La región (o zona) morfoclimática, la estructura tectónica y la litología volcánica, resultan más complejas de cualificar como factores estáticos; esto obedece a la casi indisoluble unidad entre lo dinámico y estático. Por ello, aunque sea posible aproximar su funcionalidad, en tanto no aparezcan nuevos datos al respecto deberán abordarse estos temas asumiendo ciertas limitaciones conceptuales; así se planteará en la Parte Cuarta correspondiente a los «tipos de relieves».

2.2.2. Los procesos en el análisis geomorfológico

Las formas del terreno son fisonomías sobre la superficie terrestre y, por tanto, están sometidas en todo momento a las acciones de la dinámica externa; incluso aquéllas cuyo origen primario fue endógeno o subacuático, una vez exhumadas o emergidas, quedan también expuestas a esas condiciones.

Esta «persistencia» en las acciones de la dinámica externa y, consecuentemente, su protagonismo morfogenético, está considerado casi un principio básico por la práctica totalidad de los geomorfólogos actuales. Sin embargo, la formalización concreta para dicha consideración ha originado diferentes interpretaciones.

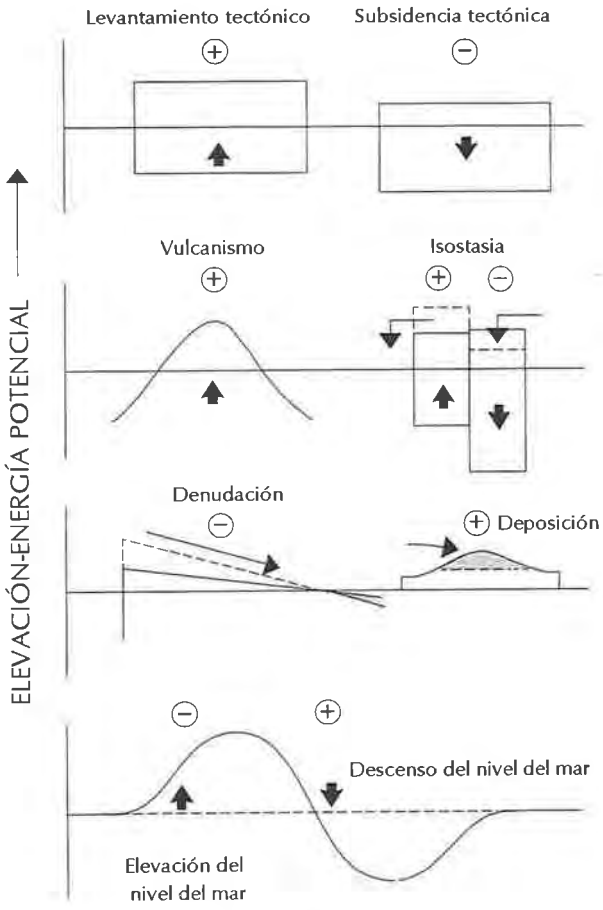


Figura 2.2. Esquema de las variaciones en los niveles energéticos, teniendo en cuenta la interacción dinámica endógena-exógena (en Summerfield, 1991).

En algunos enfoques, aun reconociendo que hay formas asociadas a otros procesos (tectónicos, volcánicos, litológicos, etc.), la categoría geomorfológica se reserva para aquéllos debidos a la dinámica externa.

Frente a la solución anterior, la tendencia actual camina hacia interpretaciones más globales de la Geomorfología (el término Geomorfología Global, está utilizándose como título general en algunos tratados). Desde esta perspectiva, *la Morfogénesis debe explicarse como un fenómeno complejo, estructurado según niveles o escalas en base a las implicaciones regionales, histórico-evolutivas e interacción dinámica.*

Ambos conceptos, **persistencia en las acciones** de la dinámica externa y **complejidad morfogenética**, son el punto de referencia primordial para definir los procesos geomorfológicos.

Las acciones de la dinámica externa han sido clasificadas desde varios campos y con diferentes objetivos: tanto petrólogos sedimentarios y estratígrafos, como hidrólogos y edafólogos, también recurren a ellas para sus análisis e interpretaciones genéticas.

Desde el planteamiento geomorfológico para estos temas, los criterios delimitadores más comunes fueron los siguientes: relaciones-dependencia del clima y su zonación, estableciendo los «procesos o sistemas de procesos climáticos»; capacidad y modalidad erosivo-denudadora, apareciendo así los «sistemas de erosión o del modelado»; y tipos de agente-acciones-productos característicos que, sean morfológicos o no, configuran los «procesos exógenos», «externos» o «superficiales».

Entre procesos climáticos, del modelado y exógenos, hay muchos puntos de coincidencia, pero su fundamento es distinto y también lo son las propuestas a que da lugar su aplicación en Geomorfología.

Una clasificación climática para los procesos de la dinámica externa, no considera las acciones litorales ni gravitacionales y otras, como las fluviales y eólicas, aparecen en

ANOTACIONES AL PROBLEMA DE LA INTERACCIÓN DINÁMICA

A nivel de proceso global, que se manifiesta durante toda la morfogénesis, puede hacerse un planteamiento sencillo en términos energéticos.

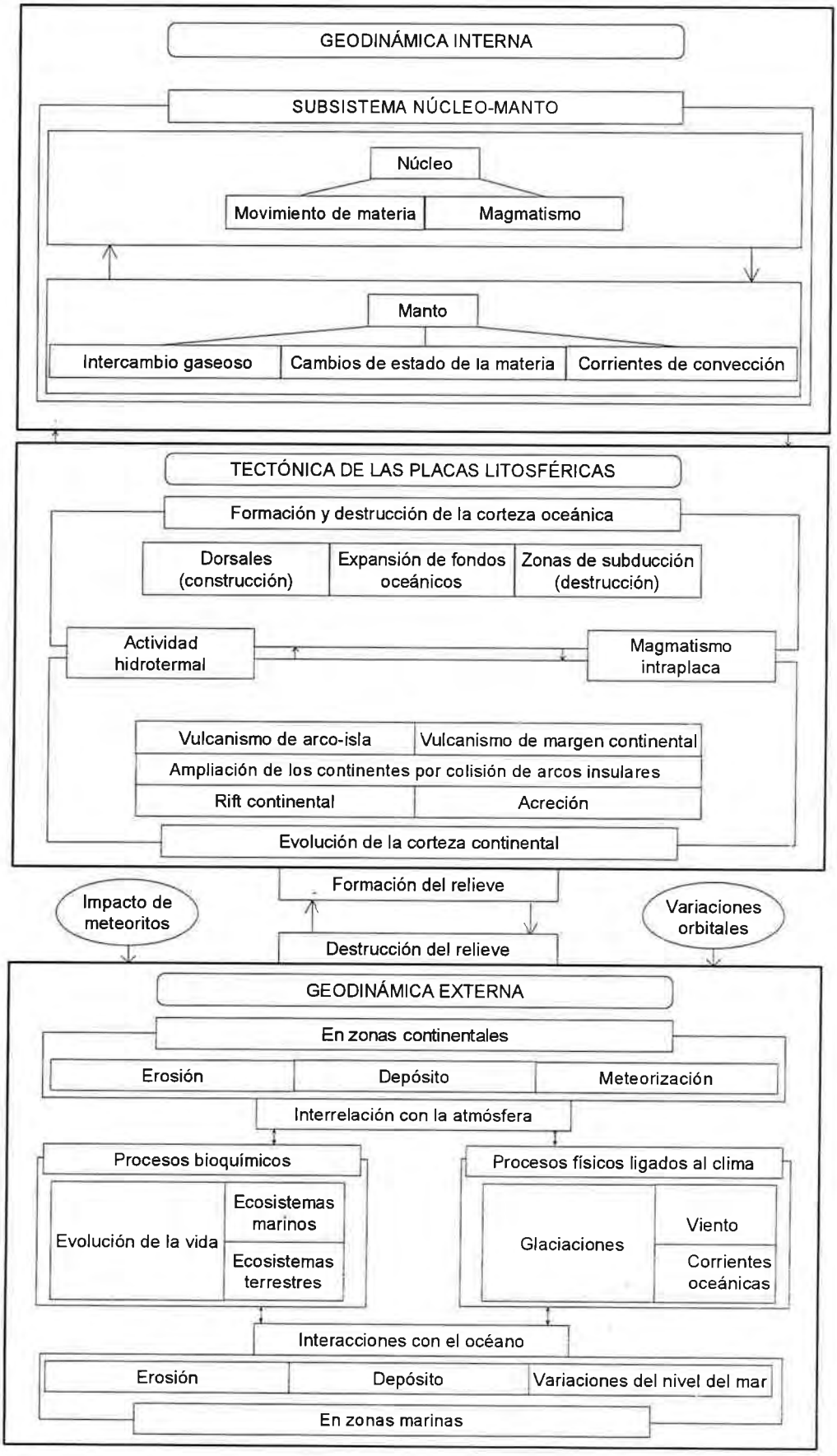
Derivada de la energía acumulada en su interior (calor remanente y neoformado, incidencia por desequilibrios o reorganizaciones en los materiales), la Tierra presenta una dinámica interna que renueva los materiales en la Corteza y a la vez los deforma; esto se manifiesta en superficie mediante la creación y organización del relieve con una energía diferencial de posición (cuadro 2.3).

Al mismo tiempo y derivada de esa energía diferencial de posición, así como la captada del exterior (energía solar), la Tierra presenta una dinámica externa que reorganiza los materiales en su superficie y a la vez los modela; esto se manifiesta en cambios de ubicación, a veces composición, tendentes a uniformizar el relieve y su energía diferencial (cuadro 2.3).

A esta escala geodinámica global, la interacción dinámica en la morfogénesis deberá analizarse en términos de niveles energéticos (figura 2.2).

Partiendo de lo anterior, el problema está en concretar la interacción para los procesos morfogenéticos específicos; por ejemplo: ¿cómo influye en la génesis de una terraza fluvial la tasa de elevación o subsidencia?, ¿cómo influye en la morfología de las vertientes la tectónica?, etc.

Cuadro 2.3. El sistema Tierra: representación de los procesos geológicos activos a una escala temporal desde miles hasta millones de años (NASA, 1988).



varios contextos; el problema deriva del procedimiento básico utilizado en las mismas: son asociaciones a escala regional (o zonal), según el control que sobre cada fenómeno pueda ejercer el factor clima.

El «modelado» es una abstracción, que sirve para catalogar y separar los procesos constructivos o generadores del relieve (básicamente endógenos), frente a los destructivos o modeladores de formas específicas (básicamente exógenos); en estos casos el problema surge cuando deben situarse formas con origen exógeno constructivo, es decir, asociadas a sedimentación-agradación, o las que tienen un origen tecto-erosivo, vulcano-erosivo, o similar.

Por tanto, la base más adecuada para establecer las implicaciones de la dinámica externa en la morfogénesis está en los procesos exógenos. Éstos pueden analizarse mediante sus características intrínsecas e independientemente que sus productos luego constituyan un objeto para estudios morfológicos (una forma), sedimentológicos (un cuerpo de roca), estratigráficos (una secuencia de sedimentación), edafológicos (un suelo), etc.

Así, los procesos exógenos conforman la base referencial para abordar los geomorfológicos y ambos forman parte de todos aquéllos que intervienen en la dinámica general de la Geosfera o procesos geodinámicos.

Un ***proceso geodinámico****, es el conjunto o sistema de relaciones que se establecen entre las acciones desarrolladas por agentes de la dinámica terrestre y sus productos o resultados.*

- **Los agentes** son medios para transferir energía y por ello su cualificación básica tiene en cuenta las fuentes de la misma; es decir, endógenas y exógenas. Dentro de éstas, hay que recurrir a criterios diversos para la clasificación, siendo lo más común referir elementos dinámicos como: ríos, glaciares, viento, placas litosféricas, magma, etc.

PLANTEAMIENTO DE LA MORFOGÉNESIS DESDE LA PERSPECTIVA DE LA LÓGICA MATEMÁTICA Y LA TEORÍA DE SISTEMAS

Los procesos de la dinámica terrestre pueden ser formulados según la siguiente relación lineal:

$$AGENTE\ \{A\} \Rightarrow ACCIONES\ \{Ca\} \Rightarrow PRODUCTO\ \{R\}$$

siendo:

$\{A\}=\{a_1; a_2; ...; a_n\}$=\{ríos, glaciares, viento, gravedad, placas litosféricas, magma, etc.\}; conjunto universal formado con todos los agentes de la dinámica en la Geosfera.

$\{Ca\}=\{Ca_1; Ca_2; Ca_3; ...; Ca_n\}$=\{arranque-erosión, traslado-transporte-denudación, sedimentación-agradación, descomposición-desagregación, agregación, deformación, etc., de los materiales\}; conjunto universal formado con todas las acciones que ejercen los agentes (elementos del conjunto A): ha sido definido como «conjunto genético» o «sistema en cascada».

$\{R\}=\{R_r; R_{te}; R_{es}; R_f\}$=\{rocas, estructuras tectónicas, cuerpos estratiformes, formas de terreno\}; conjunto universal formado con todos los productos derivados de las acciones (elementos del conjunto Ca) a lo largo del tiempo. En este sentido:

$\{R_f\}$=Conjunto de las fisonomías o formas del terreno, es un subconjunto de R (pues toda forma del terreno es un producto de Ca); así pues $R_f=\{f_1; f_2; f_3; ...; f_n\}$. $\forall f \in R$ y $R_f \subset R$, siendo f una forma del terreno. Este conjunto ha sido definido como «conjunto geométrico» o «sistema morfológico».

El sistema de relaciones, $\Re$, más frecuentes entre los elementos de estos conjuntos son: espaciales (morfométricas y fisiográficas), temporales (cronológicas y evolutivas) y dinámicas (genéticas).

La ***Morfogénesis*** *explica el origen de las formas del terreno, y su fundamento consiste en establecer el sistema de relaciones que proceda, $\Re$, entre los elementos de $\{R_f\}$ y $\{Ca\}$ para una región determinada y en un período de tiempo definido.*

Las consideraciones aquí expuestas, se basan en los trabajos:

- J. Pedraza, «Consideraciones previas», en *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama*, Tesis Doct., Univ. Complutense, 1978 (inédita).
- J. Pedraza, «Geomorfología y Geología: consideraciones epistemológicas», *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 80 (1), 1982.

Las referencias a los tipos de sistemas se hacen siguiendo a:

- R.J. Chorley, *Geomorphology and General Systems Theory*, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 500B, 1962.
- R.J. Chorley y B.A. Kennedy, *Physical Geography*, Prentice Hall, London, 1971.

- **Las acciones** debidas a estos agentes, en su nivel más elemental e individual, tienen naturaleza físico-química: descomposición-fragmentación, arranque o erosión, transporte o denudación, sedimentación o agradación, desnivelación, etc.; dado su carácter no histórico, pueden suponerse inmutables a lo largo del tiempo. Para las acciones que proceden de la actividad biológica e incluso humana, sus efectos son reductibles a la categoría físico-química; por ejemplo, una rotura en los materiales es una acción mecánica, sea producida por una raíz, una máquina, explosivos o el hielo ambiental.

- **Los productos** son aspectos o configuraciones, componentes minerales, secuencias deposicionales, etc., presentes en la Geosfera. Por sus propiedades y desde este punto de vista, se han considerado tradicionalmente los siguientes: rocas (materiales), estratos (secuencias), formas del terreno (o configuración superficial) y estructuras tectónicas (configuración interna).

- **Los procesos geodinámicos** forman un conjunto de acciones articuladas a lo largo del tiempo; este tiempo debe ser entendido como las secuencias o sucesiones de acciones (es decir, tiempo geológico) y no sólo como el lapso que necesita cada una de ellas para desarrollarse (es decir, tiempo físico newtoniano).

De acuerdo con lo anterior, en Geomorfología hay que valorar tanto la esencia y cualidad de las acciones, como su secuencia o sucesión; acciones con la misma naturaleza, articuladas según secuencias o sucesiones distintas, generan productos muy diferentes. Por este motivo, al igual que aparecen formas simples y compuestas según unas jerarquías geométricas, también hay categorías genéticas y son las responsables de la «complejidad morfogenética» ya aludida.

En un esquema simplificativo, es posible describir esas **categorías genéticas** como sigue:

1ª) **Acciones elementales** o procesos físico-químicos unitarios e inmanentes: descomposición, desagregación, arranque-erosión, transporte, sedimentación-agradación y desnivelación, fundamentalmente.

2ª) **Conjunto de acciones articuladas** a través del tiempo. Constituyen los procesos genéticos referenciales en Geomorfología o Morfogénesis; a su vez, quedan estructuradas en tres niveles de acuerdo con los productos generados.

a) Procesos elementales

Son los procesos exógenos en el sentido más estricto y configuran articulaciones o secuencias de acciones modales y características para cada agente-producto.

A este nivel, el sistema geodinámico es estable o metaestable y constituye un «sistema físico» frente al «sistema histórico» o evolutivo (Schumm, 1977). Corresponde a desarrollos temporales de muy corta duración, ya que, una vez establecidos los elementos implicados, apenas hay estímulos externos; sería, por ejemplo, un río funcionando sin interferencia tectónica, con estabilidad climática y escasa influencia directa de las vertientes sobre el lecho o canal.

Sus productos asociados son los **elementos morfológicos** y las **formas simples**: una llanura aluvial, tipos de canales, una duna, un complejo morrénico, una cuenca de recepción, etc.

b) Procesos complejos o morfogenéticos

Se trata de los «procesos elementales» funcionando como un sistema abierto y acumulativo a lo largo del tiempo; esto da lugar a un producto compuesto.

Son la realidad funcional del sistema geodinámico: cada conjunto de acciones modales que caracterizan el proceso elemental, interferirán entre sí y con las de otros procesos; esto genera productos en los cuales intervienen, no sólo el tipo de acciones, sino también la modalidad e intensidad de la interferencia entre todas ellas.

Corresponden al «sistema histórico» antes aludido y es el caso, por ejemplo, de un río con modificaciones en su nivel de base por causas tectónicas o climáticas, dando lugar a sobreexcavación, abandono de la antigua llanura aluvial y formación de una terraza.

Sus productos asociados son las **formas mayores** o **compuestas**, que pueden llegar a tener categoría de **unidades geomorfológicas**: un sistema de terrazas, una vertiente, una cuenca glaciar, un sistema de dunas, etc.

c) Sucesión o asociación de procesos morfogenéticos

Analiza las secuencias que presentan los procesos morfogenéticos unitarios a lo largo del espacio y en el tiempo: corresponden al «sistema geodinámico global» y definen la historia evolutiva para cada región. A esta escala hay una interferencia e interrelación total entre procesos endógenos y exógenos, por lo cual pueden aparecer secuencias muy complejas en la sucesión y asociación morfogenética.

El producto asociado en este nivel son los **tipos de relieves** y su campo de análisis el ámbito regional.

2.3. SÍNTESIS GENERAL. ESTRUCTURA DE LOS CONTENIDOS EN ESTA OBRA

La Geomorfología es la ciencia que estudia las formas del relieve, en tanto éstas son analizables como un producto de los agentes de la dinámica terrestre durante los tiempos geológicos.

Su **método** es el histórico-natural y sus **objetivos** fundamentales consisten en establecer el sistema de relaciones o interrelaciones geométricas, genéticas y evolutivas, que puedan plantearse entre los diferentes grupos de formas que articulan el relieve.

Los enfoques o niveles de aproximación analíticos, son muy variados: del conceptual, sobre los fundamentos y teorías, al experimental e instrumental para obtener datos; del global o grandes conjuntos del relieve, al particular en morfologías de detalle; desde descripciones fisonómicas,

EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO SEGÚN LA MORFOGÉNESIS

La identificación, descripción, clasificación y explicación de las formas del terreno, puede ser abordada mediante los procesos que las originan y según los siguientes niveles:

A) Procesos exógenos y formas unitarias

Analiza los «procesos» de la dinámica externa, en tanto son responsables del «modelado» sobre la superficie terrestre, los «depósitos correlativos» a dicho modelado y las «formas asociadas» a esos depósitos.

Desde el punto de vista secuencial, este nivel se subdivide en dos:

1º) «El geodinámico elemental» o conjunto de acciones individuales (erosión, transporte, sedimentación), que generan elementos y formas simples (una pendiente, un escarpe, una llanura aluvial, una duna, etc.).

2º) «El morfogenético unitario» o conjunto de acciones elementales articuladas (recurrentes en el espacio y tiempo), inductoras también de la articulación entre los elementos y formas simples para dar formas compuestas; éstas pueden ser unidades geomorfológicas (un sistema de aterrazamiento, una cuenca glaciar, una vertiente, etc.).

En esta obra, ambos niveles quedan agrupados según el esquema metodológico siguiente:

*- **Agente** que caracteriza el proceso: tipo, definición, propiedades, distribución, dinámica, etc., en cada caso (meteóricos, edáficos, gravitacional, periglaciar, glaciar, fluvial, eólico y litoral).*

*- **Acciones elementales**: modalidades y funcionalidad de éstas; en general, transformación, arranque o erosión, movilización o transporte y sedimentación.*

*- **Productos morfológicos**: formas y jerarquías resultantes de las acciones elementales individuales o articuladas en el tiempo; elementos, formas simples y formas compuestas (p. ej.: barras aluviales-llanura aluvial-terrazas-sistema de terrazas).*

B) Tipos de relieves y asociaciones de formas

Es el análisis morfológico a escala regional. Trata de identificar fisonomías características o «conjuntos de formas», cuya homogeneidad se debe a sus relaciones genéticas: proceden de las «asociaciones-sucesiones» que presentan los procesos geodinámicos en un espacio o región definida a lo largo del tiempo y debidas al control que ejercen los «factores del relieve». Las asociaciones o conjuntos de formas, corresponden a cada uno de los factores allí donde sean dominantes; así aparecen:

*- **Relieves climáticos**: regiones cuya fisonomía responde a asociaciones características de una secuencia de procesos controlados por el clima.*

*- **Relieves litológicos**: regiones cuya fisonomía responde a asociaciones características de una secuencia de procesos dirigidos por la composición de los materiales o controlados por la petrogénesis.*

*- **Relieves estructurales**: regiones cuya fisonomía responde a asociaciones características de una secuencia de procesos dirigidos por la disposición de los materiales o controlados por la tectónica.*

a la formulación de relaciones funcionales.

Por lo que respecta a la estructura para exponer los contenidos en tratados de Geomorfología, lo más común en las últimas décadas fue organizarlos bajo tres grandes apartados:

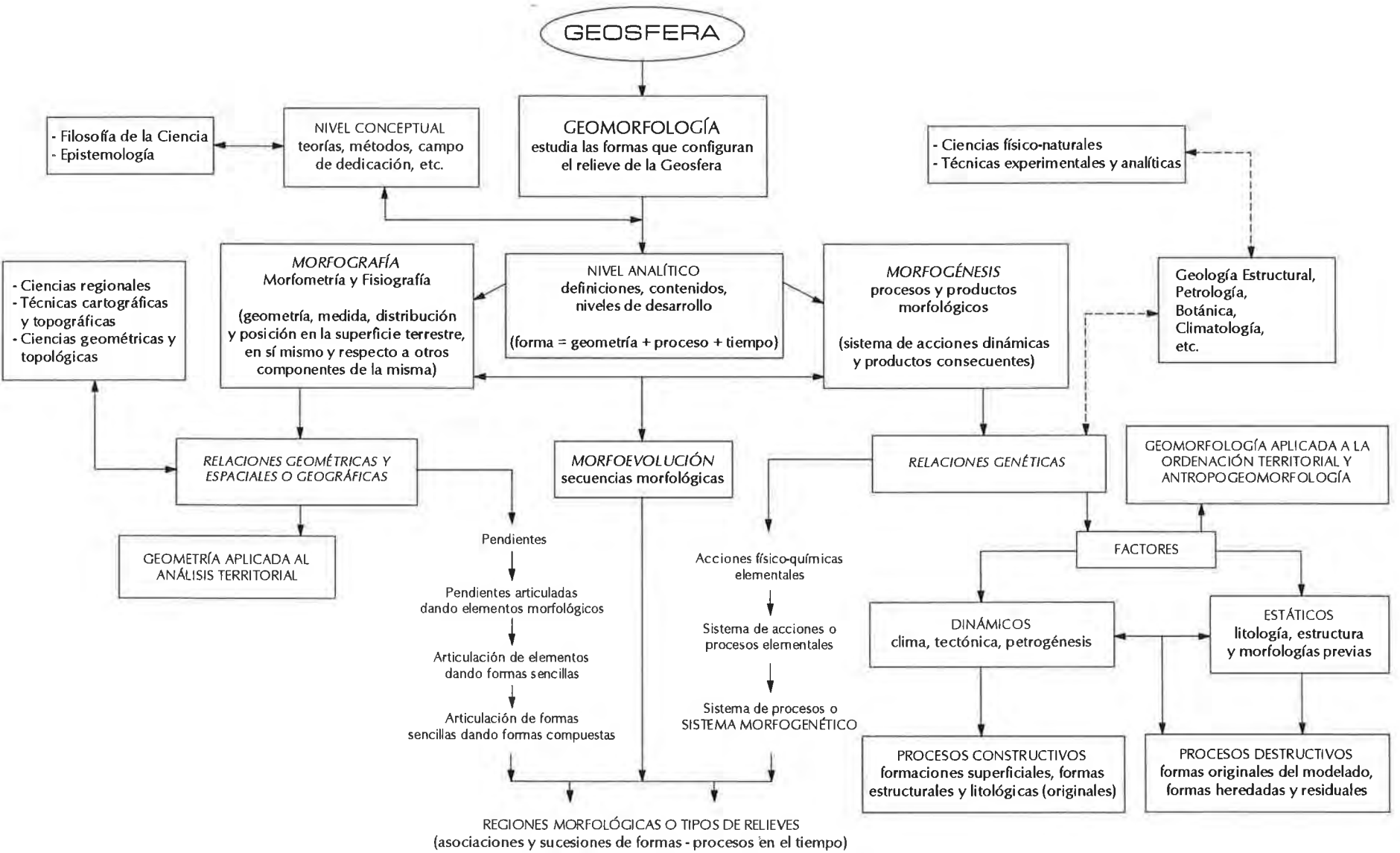
- **Geomorfología Climática**. Incluye tanto el análisis de los procesos, como las formas asociadas a una zona o región climática; razón por la cual muchos consideraban ambos campos separadamente, dejando los procesos en una Geomorfología Dinámica y las relaciones entre el clima y grupos de formas para la estrictamente Climática.

- **Geomorfología Estructural**. Abarca tanto las formas cuya génesis primaria se debe a la tectónica o el vulcanismo, como aquellos procesos y formas cuya configuración final deriva de la interferencia entre estructura tectónica o litología con «agentes del modelado»; razón por la cual, también aquí llegó a separarse una Geomorfología Estructural de otra Litológica, apareciendo incluso una Geomorfología Tectónica y otra Volcánica.

- **Geomorfología Histórica**. Siempre tuvo un significado poco claro, pues algunos autores la consideraron una «Historia de la Geomorfología», aunque la mayoría plantean en este contexto y bajo esa denominación los temas relativos a las asociaciones-sucesiones de formas, es decir, secuencias evolutivas y paleomorfología.

Esta estructuración simplifica demasiado la heterogeneidad presente en los factores del relieve y, lo que es más problemático, mezcla factores dinámicos y estáticos: clima, tectónica, vulcanismo, sedimentación (o, si se prefiere, petrogénesis), corresponden al primer grupo; región o zona climática, estructura geológica, litología, etc., en tanto son productos de la dinámica, corresponden al segundo.

Cuadro 2.4. El análisis geomorfológico; esquema general.



La metodología introducida por Davis resulta totalmente válida para afrontar el análisis y clasificación del relieve; por ello, aquí será punto de referencia prioritario la que algunos autores (Derbyshire *et al.*, 1981) denominan «ecuación de la Geomorfología», esto es: toda forma del terreno (F), es función (f) del proceso (P) y los materiales (M) a través del tiempo (dt), ó F = f (P, M) dt.

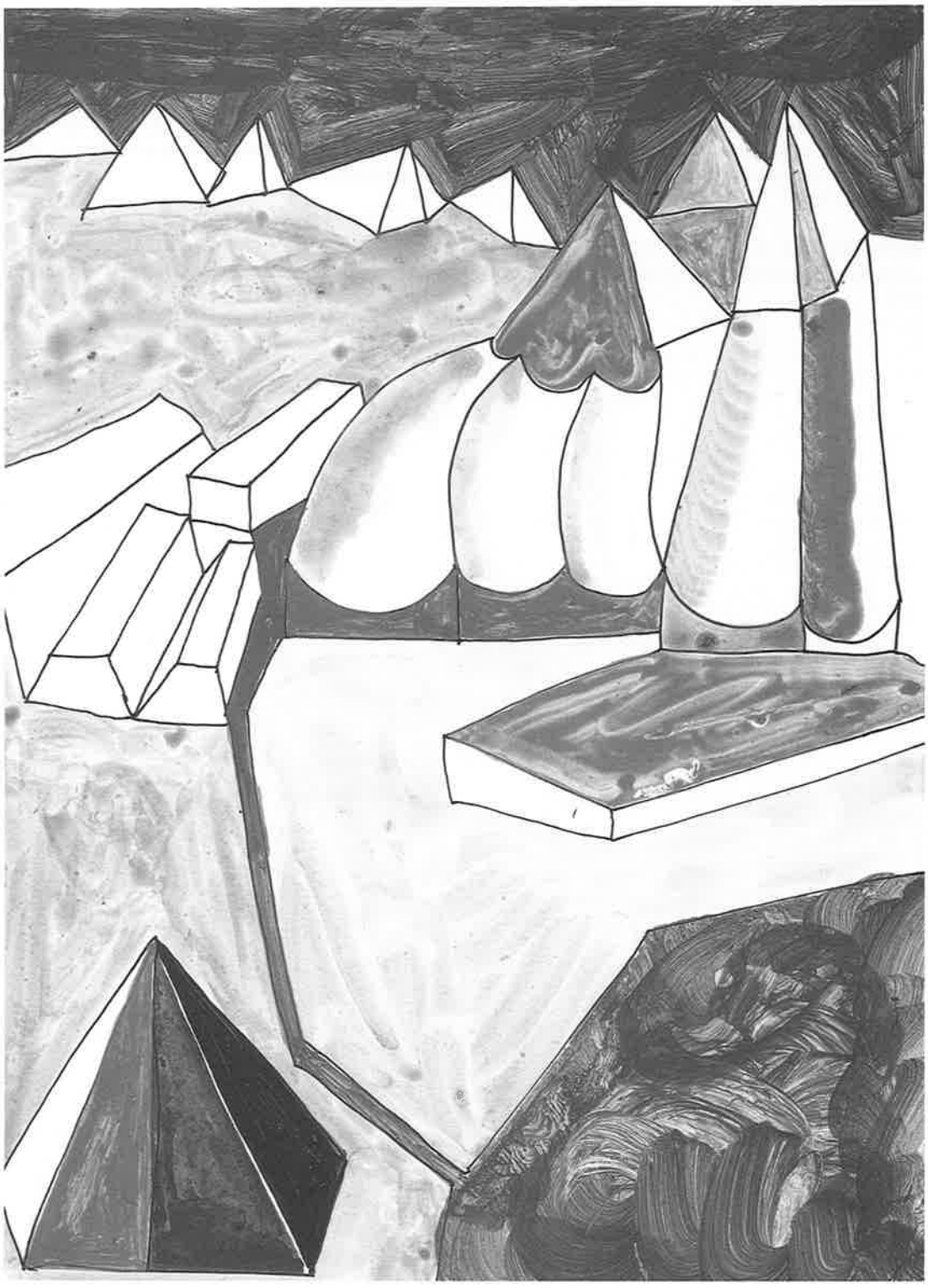
Partiendo de esa ecuación deben investigarse las implicaciones según los factores del relieve, sean dinámicos o no, y establecer aquellas relaciones que proceda tanto a nivel configuracional, como genético o evolutivo. Así se plantea en esta obra, considerando por ello los apartados siguientes (cuadro 2.4):

A) **MORFOGRAFÍA**. Tratada en la Parte Segunda, aborda los aspectos geométricos, topológicos y fisiográficos del relieve.

B) **MORFOGÉNESIS**. Engloba un amplio conjunto de temas que en otras obras aparecen con denominaciones diversas, en general: Geomorfología Dinámica, Climática, Estructural o Litológica; sistemas o procesos morfogenéticos, sistemas de erosión, etc.

Aquí se analizan aspectos genéticos del relieve según dos niveles: uno, los procesos exógenos y morfogenéticos unitarios, desarrollados en la Parte Tercera (meteorización, suelos, gravitacionales, periglaciares, glaciares, fluviales, eólicos y litorales); el otro, los tipos de relieves, que comprende la Parte Cuarta (climáticos, litológicos y estructurales).

C) **MORFOEVOLUCIÓN**. A la cual se dedica la Parte Quinta, analizando los problemas que plantea el establecimiento de secuencias o sucesiones morfológicas a lo largo del tiempo.



Parte Segunda

CONFIGURACIÓN DE LAS FORMAS DEL TERRENO: MORFOGRAFÍA

La Morfografía agrupa el conjunto de técnicas, procedimientos y métodos, utilizados para determinar atributos configuracionales del relieve y, en base a ellos, conocer el sistema de relaciones espaciales que caracterizan a las formas del terreno.

Los atributos configuracionales hacen referencia a parámetros tales como: límites, medida, fisonomía, posición y distribución de los componentes del relieve sobre la superficie terrestre; resulta evidente, por tanto, su fundamento topológico (geométrico o matemático) y fisiográfico (fisonómico o geográfico).

Durante el desarrollo histórico de la Geomorfología, esos dos fundamentos iniciales fueron matizándose: la Topología dio paso a la Cartografía, y el análisis geométrico del terreno quedó reducido a aspectos dimensionales mediante una Geomorfología Cuantitativa; la Fisiografía fue abandonada y las relaciones geográficas pasaron a integrarse en el contexto de las genéticas.

Dadas estas circunstancias, muchos autores entienden la Morfografía actual como un conjunto de técnicas auxiliares, normalmente aplicadas al analizar cada proceso (fluviales, glaciares, vertientes, etc.). Debe considerarse, sin embargo, que esas técnicas configuran un procedimiento general, y éste no puede ser otro que el morfográfico.

La importancia que ha adquirido el análisis sectorial, o Morfografía aplicada a cada proceso, no debe impedir el desarrollo de la Morfografía General, pues sus objetivos siguen siendo válidos; éstos son: identificar contrastes primarios del relieve para su descripción, medida y representación, así como establecer las relaciones que los ligan a otros componentes del «paisaje». Es, por tanto, un método de aproximación primario al análisis y clasificación del relieve.

Aun cuando sean posibles otros enfoques, aquí se plantea la Morfografía dividida en dos partes: Morfometría y Fisiografía; sus aspectos aplicados serán objeto de atención al describir cada proceso.

3

MORFOMETRÍA O GEOMETRÍA DEL RELIEVE

La Morfometría se ocupa de los parámetros espaciales con categoría geométrica, es decir, tipología y dimensiones en las formas del terreno, así como todo el conjunto de procedimientos matemáticos que sirven para su catalogación.

Al objeto de llegar a establecer correspondencias entre la geometría del terreno y los procesos que la originan, nacía en la década de los años 1930 lo que dio en llamarse Geomorfología Cuantitativa que, en realidad, es Morfometría. Con los datos obtenidos, intentaron llegar a unos valores característicos aptos para su generalización como leyes morfométricas.

En opinión de algunos autores (Hart, 1986 y Evans, 1972, por ejemplo), el problema con esos enfoques está en la subsidiariedad que otorgan al análisis geométrico frente al genético, es decir, de lo configuracional frente a lo dinámico. Lo configuracional es prioritario en Geomorfología y constituye un «sistema morfológico» (Chorley, 1962; Chorley y Kennedy, 1971) o «conjunto geométrico» (Pedraza, 1978, 1982), dentro del cual debería ser fácil establecer relaciones «intrínsecas» o internas; dicho de otro modo, determinar relaciones que impliquen a las formas *per se* y no en tanto aparecen asociadas a unos procesos. Se trata de evitar la dependencia del análisis morfográfico y recuperar así la primacía de los estudios generales frente a los sectoriales.

Sin embargo, como bien puede comprobarse por el ejemplo del cuadro 3.1, los «parámetros morfográficos», también denominados «leyes» (término demasiado pretencioso que actualmente casi no se usa), en su mayoría aún son asociables a cada proceso dentro de una Morfografía Aplicada o sectorial.

Para evitar estos problemas conceptuales y formales, el análisis morfométrico debe estar basado en su unidad de referencia, y ésta no es otra que la **pendiente del terreno**.

Un concepto fundamental, la **complejidad de las formas**, establece: *toda forma del terreno es susceptible de ser descompuesta en otra u otras más sencillas, hasta llegar a la unitaria o elemental, la superficie planar, representada por una pendiente.*

De acuerdo con lo anterior, aislar formas del terreno sobre el conjunto general del relieve, implica detectar los cambios y rupturas en la inclinación del mismo. Para esta labor son fundamentales las técnicas topográficas y su aplicación conduce a resultados como: mapas de pendientes y contornos de formas; histogramas superficie-altura; cálculos concretos de pendientes, alturas, trazado, geometría y desarrollo de las superficies, entre otros.

Cuadro 3.1. Parámetros morfográficos (en Hart, 1986).

a. Propiedades morfométricas de una cuenca de drenaje

1. perímetro (p)
2. área (a)
3. altitud máxima (H_{max})
4. altitud mínima (z)
5. desnivel (H_{max}- z = r)
6. desnivel relativo (100 r/p 5280 = R)
7. circularidad (C)
8. longitud total de canales de orden u (l_u)
9. longitud total de todos los canales (Σl_u)
10. densidad de drenaje ($\Sigma l_u/a$ = D)
11. número de canales de orden u (n_u)
12. número total de canales (Σn_u)
13. frecuencia de drenaje ($\Sigma n_u/a$ = F)
14. número de rugosidad (Dr/5280 = H)
15. relación de bifurcación ($n_u/n_{u+1} = R_b$)
16. integral hipsométrica ($I = \int_0^{100} da/dr$)

b. Algunas propiedades morfométricas de las playas

1. ángulo máximo de pendiente (θ)
2. altura del perfil (Ht)
3. longitud del perfil (Lg)
4. ángulo medio de pendiente (Ht/Lg = senα)
5. longitud de la sección de máximo ángulo (L_{sm})
6. proporción de la longitud total del perfil ocupada por la sección de máximo ángulo ($L_{sm}100/Lg = SM_L$)
7. altura/longitud integral
8. promedio D_{84} D_{50} y D_{10} en el tamaño de grano para la sección con máximo ángulo.
9. porosidad media o relación de vacíos del material en la sección de máximo ángulo (V_R)
10. penetrabilidad media del material en la sección de máximo ángulo (P)

3.1. PROCEDIMIENTO DE ANÁLISIS MORFOMÉTRICO: ARTICULACIÓN DE ELEMENTOS

Los procedimientos para el análisis morfométrico son muy variados, si bien todos tienen el mismo fundamento: clasificar geométricamente el relieve, siguiendo un sistema progresivo y estructurado en niveles de aproximación según la fisonomía del terreno.

3.1.1. La pendiente: tipologías y escalas (primer nivel)

Partiendo del concepto básico, la inclinación del terreno respecto a la horizontal, deben establecerse baremos de medida, ya sean cuantitativos (grados o porcentajes) o cualitativos (expresión literal).

Los baremos usuales son cuantitativos, y refieren grados (entre 0° y 90°) del ángulo de inclinación o porcentaje en la misma (el 100% representa un ángulo de 45°), es decir, relación porcentual entre elevación (altura) y desplazamiento en la horizontal (distancia proyectada).

Para analizar formas del terreno tiene gran importancia el **sentido de la inclinación**, pues permite reflejar morfologías cuya inclinación es opuesta (p. ej., ambas laderas de un valle) o suplementaria (p. ej.: techos, extraplomos, etc.), sea cual fuere el valor de la pendiente; por lo general, no suelen calificarse como sentido positivo o negativo, sino «directo» e «inverso» o, simplemente, «sentidos opuestos», «cambio de sentido», etc.

Foto 3.1. Vertientes con sentido en la inclinación opuesto. Cabecera del río Jerte (Valle del Jerte).

Los valores absolutos de la pendiente, aquéllos que no consideran el sentido en la inclinación, se organizan según **rangos** o **escalas**. Éstas, además de otras utilidades cartográficas, sirven para acotar contrastes morfométricos: tramos con distinta inclinación, sean rectilíneos o curvilíneos y, dentro de éstos, horizontales, verticales, intermedios o cóncavos y convexos, respectivamente.

Tabla 3.1. Baremo de las pendientes y relación con las formas, procesos y actividades más comunes en Europa Central (según E. Scholz, en Demek, 1972).

PENDIENTE	MORFOLOGÍA MÁS COMÚN	PROCESOS BÁSICOS	OBSERVACIONES
0° - 30' Plano	Llanura aluvial, llanura proglaciar, superficies de erosión y terrazas.	Ausencia total de lavado y deslizamientos.	Adecuado para cultivos, urbanización, infraestructura viaria, etc.
0° 30' - 2° Casi plano	Similar al anterior; *sandur*, planicies onduladas, *pediments* y relieves tabulares.	Congelifluxión, regueros poco incisivos y solifluxión incipiente.	Idem anterior.
2° - 5° Débilmente inclinado	Ondulado en zonas de *tills* (morrenas) basales, *drumlis*, fondos de valle y relieves tabulares.	Movimiento en masa, solifluxión, procesos fluviales, inicio de erosión en reguero y lavado.	Riesgo de erosión del suelo en zonas de cultivo. Posible el cultivo mecanizado. Aceptable para asentamientos urbanos.
5° - 15° Muy inclinado	Valles en montañas medias, morrenas terminales y relieves estructurales monoclinales tipo cuesta.	Movimientos en masa, erosión en manto y reguero, fenómenos de *creep* e inicio de deslizamientos.	Transporte difícil con vehículo, poco apto para infraestructuras. Difícil el cultivo mecanizado e imposible en zonas con pendiente >7°
15° - 25° Débilmente escarpado	Laderas en montañas medias, escarpes de falla, terrazas, etc. Relieves estructurales monoclinales tipo cuesta.	Erosión lineal muy incisiva. Peligro de destrucción del suelo; conos de deyección; deslizamientos y caídas.	25° es el límite de congelifluxión. Terreno adecuado para bosque y pastoreo. No apto para infraestructuras.
25° - 35° Escarpado	Relieves estructurales tipo *hogbacks*, crestas y acantilados costeros en areniscas, calizas, o similares.	Erosión lineal muy incisiva, riesgo extremo de erosión del suelo, deslizamientos, caídas, avalanchas, etc.	Límite de vehículos especiales, no utilizable en agricultura o construcción. Adecuado para bosque.
35° - 55° Precipicio	Escarpes en gargantas, crestas y acantilados en areniscas, calizas, o similares.	Caídas en masa, deslizamientos y colapsos.	Terreno límite para uso forestal y paso caminando.
> 55° Vertical	Cornisas y acantilados en calizas, areniscas o similares.	Caídas, colapsos, deslizamientos y desagregación granular.	De difícil utilización. Terreno muy escarpado.

Estas escalas a veces se ajustan mediante baremos con utilidad aplicada ya que, en primera aproximación y a nivel general, marcan la casuística para determinados fenómenos; un ejemplo aparece en la tabla 3.1.

3.1.2. Articulación entre segmentos de pendiente a lo largo de un perfil topográfico (segundo nivel)

Analiza variaciones en la inclinación según su tendencia altimétrica. Para ello deben definirse los siguientes parámetros:

- *Variaciones en la pendiente*. Toda modificación en el valor de la inclinación del terreno. Éstas pueden ser: **progresivas**, cuando no se detecta ninguna inflexión; **cambios**, si hay inflexiones suaves; y **rupturas**, si hay inflexiones netas.

- *Segmento*. Cada porción comprendida entre dos cambios o rupturas de pendiente sucesivas. Pueden ser: **horizontal** o **subhorizontal**, terreno poco inclinado con pendiente constante, menor de 3-5°; **rectilíneo**, terreno inclinado, con pendiente constante, superior a 3-5°; **cóncavo**, terreno inclinado, de pendiente variable progresivamente creciente con la altura; **convexo**, terreno inclinado, de pendiente variable progresivamente decreciente con la altura. Cóncavo y convexo se determinan tomando como referencia la situación del observador y no el concepto matemático (valor relativo de la función, respecto a la tangente en un punto).

Para clasificar estos segmentos hay modelos estándar, casi todos basados en la metodología que desarrollara Young (1972); aquí se propone uno con sensibles modificaciones al respecto (figura 3.1), ya que tiene en cuenta el signo de los cambios de inclinación.

Foto 3.2. Variaciones en la pendiente: decaimiento progresivo formando un *glacis* de vertiente, disectado por la red hidrográfica. Formación detrítica terciaria en la Meseta Norte (Los Huertos, Segovia).

Foto 3.3. Variaciones en la pendiente: ruptura entre un acantilado o cornisa calcárea y su talud de derrubios. Relieves estructurales en el macizo de la Verrerie (Prealpes de Annecy).

3.1.3. Variaciones y contrastes entre segmentos a lo largo de un perfil del terreno (tercer nivel)

Consiste en asociar segmentos y establecer su relación de cambio o continuidad. Para estas operaciones deben tenerse en cuenta unos orígenes de referencia, tanto en las altitudes (origen altimétrico) como las inclinaciones (sentido de la inclinación). Ambos son necesarios al medir tendencias en el relieve a lo largo de un perfil del terreno que, por los elementos que trata, se denomina **perfil morfométrico**.

En el análisis hay que considerar los siguientes parámetros (las indicaciones numéricas, son ejemplos referidos al perfil modelo de la figura 3.1A):

- *Desarrollo de un segmento*. Corresponde a la longitud del mismo (p. ej., el desarrollo en 2 es mayor que en 7).

- *Energía del relieve de un segmento*. Contraste entre su energía de posición en relación con el desarrollo; puede expresarse por: diferencia de altura entre los puntos extremos del segmento, frente a la distancia entre esos dos puntos (p. ej., la energía en 10 es mayor que en 2).

- *Secuencia*. Es la asociación de varios segmentos contiguos (p. ej., del 5 al 13).

- *Cambios en el sentido de la inclinación*. Paso de una inclinación a otra opuesta; su pendiente normalmente se expresa a partir del origen de ángulos suplementario respecto al inmediato anterior (p. ej., entre los segmentos 15 y 17).

- *Tendencia del relieve*. Variaciones en la energía de posición para un segmento en relación con sus contiguos.

- *Carácter en los cambios y rupturas de pendiente o inclinación*. Tipología según el carácter del segmento a que da paso dicha variación, esto es: **rectilínea**, **cóncava** o **convexa**, al pasar desde un segmento a otro con esa naturaleza (p. ej., entre los segmentos 16-17, 2-3 y 26-27, respectivamente) y **positiva** o **negativa**, según la tendencia en la energía de posición del segmento a que da paso (p. ej., entre 5-6 y 21-22, respectivamente). Éstas últimas, como muestra la figura 3.1B, se determinan comparando la energía correspondiente a los puntos del nuevo segmento, con la que tendrían sus homólogos (la prolongación del segmento anterior), supuesto no hubiera existido ninguna variación o cambio de segmento.

- *Tipologías de los segmentos*. Se clasifican a partir de los cambios y rupturas en la pendiente o inclinación, apareciendo: segmentos de **fondo**, **cima**, **estabilización** y **tránsito**. Los segmentos de fondo y cima implican un cambio en el sentido de la inclinación y presentan rupturas del mismo signo al articularse con los segmentos contiguos: dos positivas en los primeros y dos negativas en los segundos (p. ej., el 11 y el 16, respectivamente). Los segmentos de estabilización y tránsito no implican un cambio en el sentido de la inclinación y presentan rupturas diversas al articularse con los segmentos contiguos: los primeros, una positiva y otra negativa; los segundos, de cualquier signo (p. ej., el 2 y el 8, respectivamente). Salvo los segmentos de tránsito, todos los demás son horizontales o subhorizontales e incluso ligeramente curvilíneos.

- *Puntos neutros*. Marcan cambios en el sentido de la inclinación, producidos sin un segmento intermedio de cima o fondo (p. ej., entre 19 y 20 está situado N_2).

- *Secuencia continua*. Aquella asociación de segmentos que mantiene la misma tendencia en los cambios, sea creciente o decreciente (p. ej.: 13-14-15).

Todos los parámetros definidos hasta aquí son independientes respecto al sentido del desplazamiento; al introducir este elemento de relatividad entre segmentos de cima, estabilización y fondo, hay un orden para la secuencia y, según se establezca el origen, el sentido será **ascendente** o **descendente**. Ejemplo: los segmentos comprendidos entre

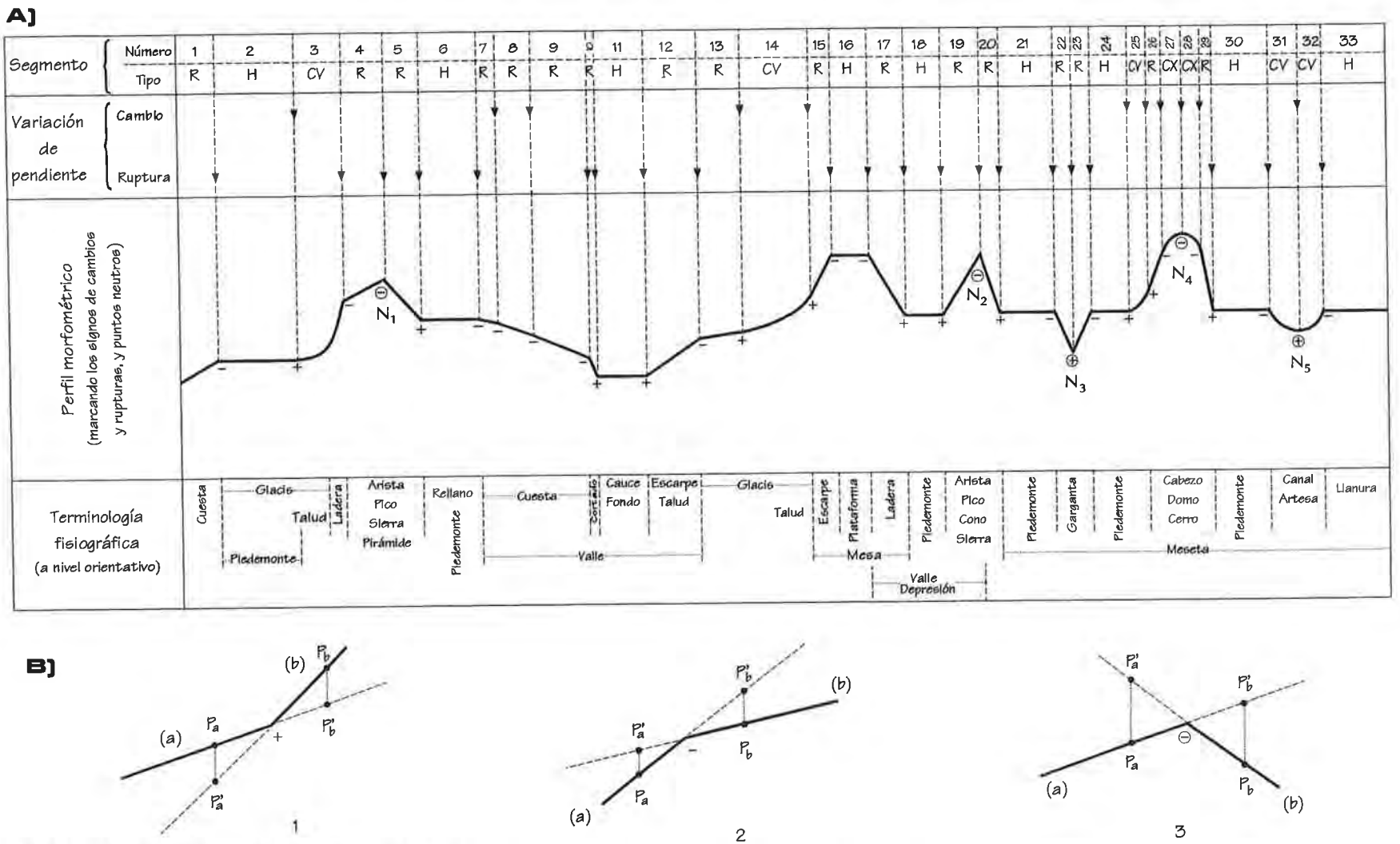


Figura 3.1. Perfiles morfométricos y parámetros asociados.
(A) Perfil morfométrico idealizado, mostrando: cambios y rupturas de pendiente positivas (+) y negativas (-); tramos, del 1 al 33, horizontales (H), rectilíneos (R), cóncavos (CV) o convexos (CX) y puntos neutros (N). Los signos circunscritos (⊕ y ⊖) corresponden a cambios y rupturas en los puntos neutros.

(B) Esquema ilustrativo del sistema gráfico para determinar cambios o rupturas de pendiente positivas (+) o negativas (-).
(a) y (b) segmentos del cambio de pendiente por paso de (a) a (b) o de (b) a (a); P_a y P_b son puntos en cada segmento; P'_a y P'_b son los homológos de los puntos anteriores en la correspondiente prolongación del segmento; línea discontinua (-----) prolongación del segmento precedente.
1. Tendencia positiva, tanto de (a) a (b) por acentuación del crecimiento, como de (b) a (a) por atenuacion del decrecimiento.
2. Tendencia negativa, tanto de (a) a (b) por atenuación del crecimiento, como de (b) a (a) por acentuacion del decrecimiento.
3. Tendencia negativa, tanto de (a) a (b), como de (b) a (a) por paso de tendencia creciente a decreciente.

11 y 15 forman secuencia ascendente (11-12-13-14 y 15) o descendente (15-14-13-12 y 11) según esté el origen en el segmento 11 ó 15, respectivamente.

Considerando esos modelos, en un análisis hacia el nivel posterior, procede detectar «valores clave» que conllevan modificaciones en el perfil morfométrico. Es el caso, entre otros, del «ángulo característico primario», definido como el de mayor frecuencia en una vertiente para una vegetación, clima o roca; también el «ángulo límite», máximo o mínimo, útil para separar dos formas contiguas o dos procesos; por ejemplo: la arroyada no es factible con ángulos de pendiente inferiores a «n» grados, un acantilado es un tramo de vertiente con ángulo de pendiente superior a «n» grados, etc. Determinar estos ángulos, precisa realizar muestreos estadísticamente representativos.

3.1.4. Articulación entre perfiles definiendo formas bidimensionales (cuarto nivel)

Partiendo de los **contrastes del relieve** (cambios en la inclinación a lo largo de varios perfiles), se determinan líneas de variación en la pendiente que, a su vez, sirven para separar superficies, sean planas, cóncavas, convexas o mixtas. Éstas últimas son los elementos geométrico-topológicos básicos que, mediante su articulación, definen las formas del terreno (figura 3.2).

Todos esos elementos permiten realizar mapas de pendientes, contrastes del relieve, unidades morfométricas, energía del relieve, etc. Su elaboración puede hacerse mediante técnicas y cálculo manual o automático, y todos ellos son la base para la **cartografía morfométrica**, frecuentemente denominada «morfográfica» (nombre no apropiado al carecer de referencias y datos fisiográficos).

3.1.5. Articulación entre las superficies dando formas o geometrías tridimensionales (quinto nivel)

Trata de aislar porciones del terreno que, mostrando una entidad matemática (geométrica) y signos adecuados, suelen estar asociadas con algún proceso geomorfológico.

El procedimiento estandarizado en estos trabajos es el «morfotopográfico» o, como lo denominaron inicialmente, «topológico» (Deraison, 1969; Gloriod, 1969; Sandoval, 1991): parte de mapas topográficos y analiza las isohipsas (curvas de nivel), determinando contrastes del relieve o unidades morfométricas para identificar formas del terreno (figuras 3.2 y 3.3).

Un paso posterior que tuvo gran desarrollo en su momento, fue la «geometrización»; esto es: determinar la ecuación matemática para las formas del terreno, más o menos idealizadas, según su grado de ajuste a figuras geométricas. El nivel más sencillo corresponde a las «similitudes»; su objetivo es asignar a las formas del terreno una geometría aproximada susceptible de ser definida mediante una ecuación (figuras 3.3 y 3.4). Mayor complejidad presenta la búsqueda de ecuaciones que satisfagan las geometrías del terreno o «ecuaciones de la superficie topográfica real».

La pretensión con estos cálculos, era universalizar ecuaciones correspondientes a las geometrías del terreno asociadas a cada proceso; sin embargo, la dificultad para alcanzar resultados concretos hizo decaer los trabajos; en realidad, sólo se llegó a ecuaciones aproximativas para la cuenca fluvial (figura 3.5).

3.2. INDICACIONES PRÁCTICAS

Como cabe deducir de los contenidos expuestos en apartados anteriores, el análisis morfométrico suele ser eminentemente práctico, y su herramienta de trabajo fundamental son mapas e instrumental topográfico. Lo más frecuente es utilizar escalas 1:50.000 ó 1:25.000, alternando campo y gabinete, si bien esto dependerá de los objetivos propuestos.

Las actividades de campo habituales consisten en levantamientos topográficos, comprobaciones de perfiles y medidas específicas. En gabinete, lo normal es realizar trabajos sobre mapas y elaboración de datos; para este último objetivo se han estandarizado las hojas de cálculo, técnicas de cartografía automática y, recientemente, sistemas de información geográfica (SIG o *GIS*).

Al analizar varios perfiles, hay que proceder con cada uno de ellos (ver figura 3.1) y posteriormente correlacionarlos tratando de detectar elementos equivalentes; por ejemplo: segmentos, cambios en el sentido de la inclinación, rupturas de pendiente o similares. Esas correlaciones permiten determinar líneas maestras o guía, al unir puntos equivalentes en dos o más perfiles; comprendidas entre esas líneas aparecen las superficies, con sus correspondencias geométricas.

En lo referente al mapa de pendientes, como paso previo deberá establecerse el baremo de intervalos, para lo cual hay que tener en cuenta unos criterios de prioridad; éstos son: tendencia general del relieve, escala y objetivo del trabajo. La tendencia general del relieve delimita la población real o familias de pendientes, según sean terrenos poco o muy contrastados; la escala condiciona la equidistancia y ésta la capacidad para obtener información en puntos intermedios; el objetivo impone unas inclinaciones críticas o guía, que sirven para delimitar fenómenos o formas del terreno. Un ejemplo ya elaborado aparece en la tabla 3.1, y tiene utilidad para Morfometría Aplicada ya que relaciona las inclinaciones con la casuística de algunos procesos.

Al realizar estos mapas, como ocurre generalmente en todos los trabajos de cartografía, puede seguirse el procedimiento manual o automático.

Para el primero hay que calcular los espaciados entre curvas de nivel correspondientes a cada ángulo, es decir, la distancia en la horizontal o proyectada a escala del mapa. En su ejecución, lo más útil será construir una regleta (en papel milimetrado, normalmente) representando los espaciados, y desplazarla sobre el mapa para marcar cada tramo de pendiente con el color que proceda.

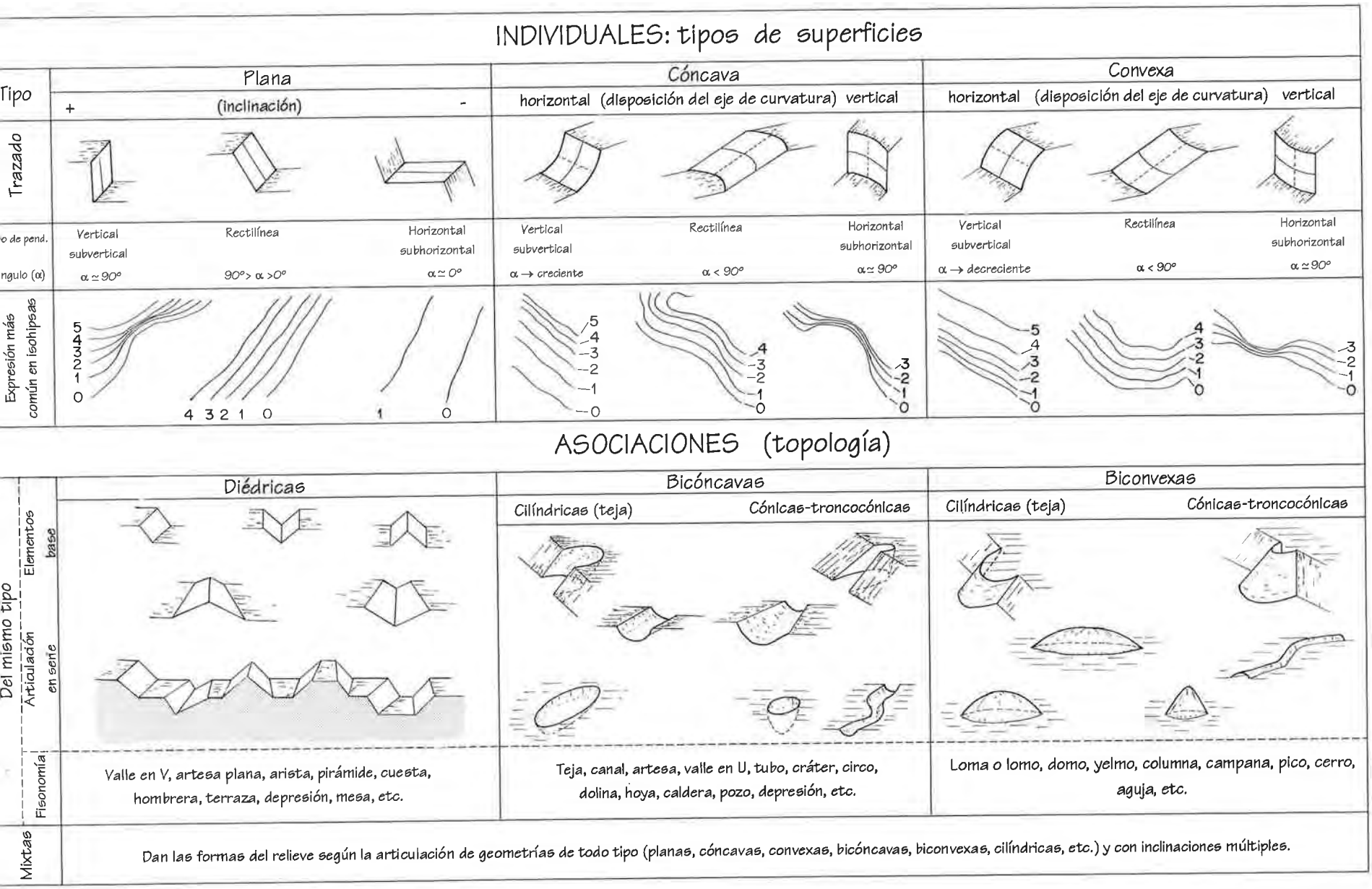
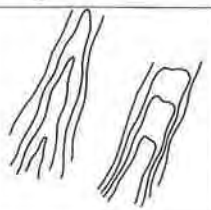
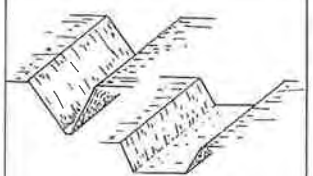
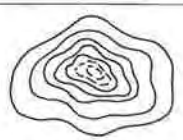
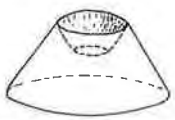


Figura 3.2. Elementos geométrico-topológicos que pueden diferenciarse en el análisis morfográfico.

AGENTE/ PROCESO	EXPRESIÓN EN CURVAS DE NIVEL	IDEALIZACIÓN GEOMÉTRICA	INDICACIÓN DE ECUACIONES APROXIMATIVAS
Glaciar			Mezcla de paraboloide elíptico truncado $\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} - 2cz = 0$ y cilindro parabólico $y^2 - 2px = 0$
Fluvial			Ángulo diedro entre dos planos que se cortan $\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 0$ o tres planos formando dos diedros
Volcánico			Dos troncos de cono opuestos, incluído uno en otro $ax^2 + by^2 - c^2z^2 = 0$
Torrencial			Cono de segundo orden doblemente truncado $\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} - \frac{z^2}{c^2} = 0$ o dos conos opuestos separados por un diedro entre dos planos

(a)

(d)

(c)

(b)

Figura 3.3. Ejemplo de clasificación morfotopográfica y «geometrización», indicando las ecuaciones matemáticas aproximadas.
Las fotografías corresponden a las siguientes zonas: (a) valle glaciar del Zêzere (Sierra de la Estrella); (b) valle del río Pirón (Segovia); (c) cono volcánico en el Pico del Teide (Tenerife); (d) torrentera en la vertiente sur del Brévent (valle de Chamonix, Alpes franceses).

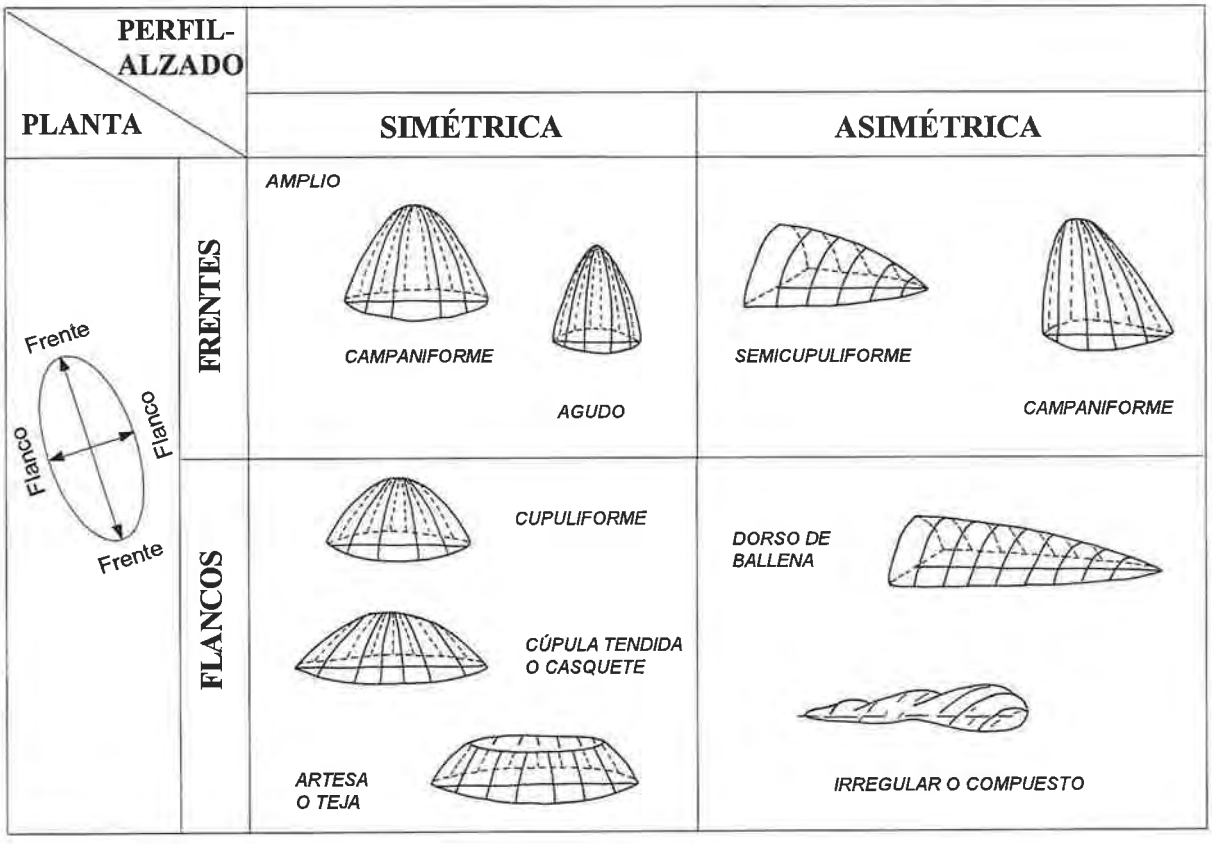


Figura 3.4. Ejemplo de geometrización idealizada para formas dómicas graníticas (según Pedraza *et al.*, 1989).

Foto 3.4. Morfologías dómicas en rocas graníticas. A la izquierda, domo campaniforme agudo simétrico: frente sur de El Pájaro (La Pedriza de Manzanares, Sistema Central). A la derecha, domo en cúpula tendida o casquete: El Yelmo, confluencia entre los ríos Cofio y Alberche (Sistema Central).

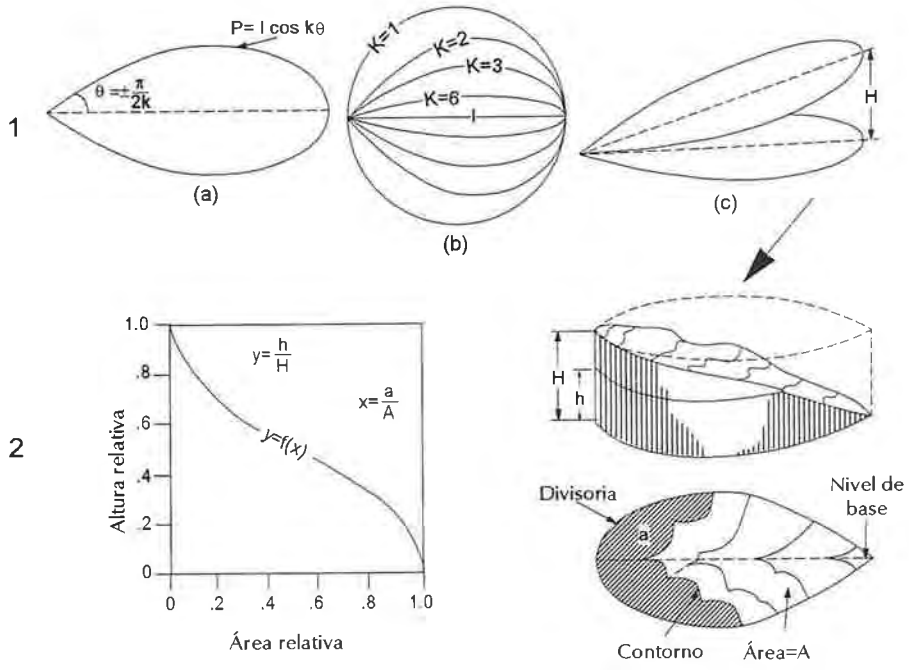


Figura 3.5. Algunos ejemplos de ecuaciones morfométricas: la lemniscata.

1. Modelo aplicable a una cuenca de drenaje. Miller (1953) definió una «relación de circularidad», según: área de la cuenca/área del círculo del mismo perímetro. Sin embargo, Chorley y Morley (1959) consideran que la geometrización adecuada es la «lemniscata». En (**a**), aparece la ecuación de esta figura geométrica, donde K es una constante ≥1 y su valor es: $K = l^2 \pi/4S$; siendo «l» el diámetro mayor y «S» el área. En (**b**), se muestran las distintas configuraciones de la «lemniscata» según el valor de K; para K = 1 es un círculo. En (**c**), aparece la lemniscata tridimensional utilizable para calcular integrales hipsométricas según el método de Strahler (1952).

2. Integral y curva hipsométrica. Los parámetros característicos para la cuenca son: H, desnivel total; h, altura de cada contorno sucesivo; A, superficie total; a, superficie para cada tramo definido por un contorno con altura h. Así puede calcularse la ecuación de la curva hipsométrica, y = f(x) y la integral hipsométrica, que es el área definida bajo la curva (Strahler, 1952 y Leopold *et al.*, 1964).

Los cálculos automáticos siguen diferentes procedimientos, pero todos utilizan programas de representación gráfica, generales o específicos (cartografía automática), asociados a una base de datos sencilla (p. ej., hoja de cálculo) o compleja (con gestores para dicha base); con la digitalización y tratamiento que proceda, se obtiene el mapa o mapas deseados.

La información puede importarse (adquisición de datos) mediante mallas, isolíneas o polígonos. El sistema por malla trabaja con cuadrículas o celdillas unidad, de dimensión variable según la escala del trabajo (a escala 1:50.000, lo más común es 1 cm^2); superponiéndola al mapa se toman los datos requeridos (cota máxima, mínima, media, etc.) según marque el procedimiento (en el centro de la celdilla, en los vértices o nudos, etc.).

En los otros sistemas deben digitalizarse líneas (cartografía de isolíneas; p. ej.: carreteras, ríos e isohipsas) o superficies con la misma cualidad (cartografía por polígonos; p. ej.: de agua, vegetación y cultivos).

Para realizar mapas de pendientes son necesarias todas las isohipsas, bien como líneas o transformadas a polígonos si lo exige el sistema; así ocurre en los de información geográfica (SIG). Éstos últimos, constituyen el procedimiento idóneo para trabajos que necesitan una base de datos compleja y georreferenciada: mapas fisiográficos, de riesgos, síntesis territoriales, o similares. Tratándose de pendientes, salvo que los mapas se integren en algún trabajo como los citados, estas técnicas desbordan las necesidades requeridas.

La realización de mapas morfométricos es sencilla una vez analizados varios perfiles: basta representar todos los contrastes geométricos identificados en los mismos, siguiendo para ello, como se ha indicado, un procedimiento manual o automático.

Como ocurre en todo tipo de cartografía geomorfológica, tampoco en la morfométrica hay una metodología normalizada. Por ese motivo, el trabajo fundamental será la elaboración de la leyenda y su correspondiente simbología. Estas limitaciones pueden paliarse acudiendo a algunos métodos pioneros en este campo, como los de Savigear (1965), autor del esquema que aparece en la figura 3.6, Demek (1972) y el CNRS (1970).

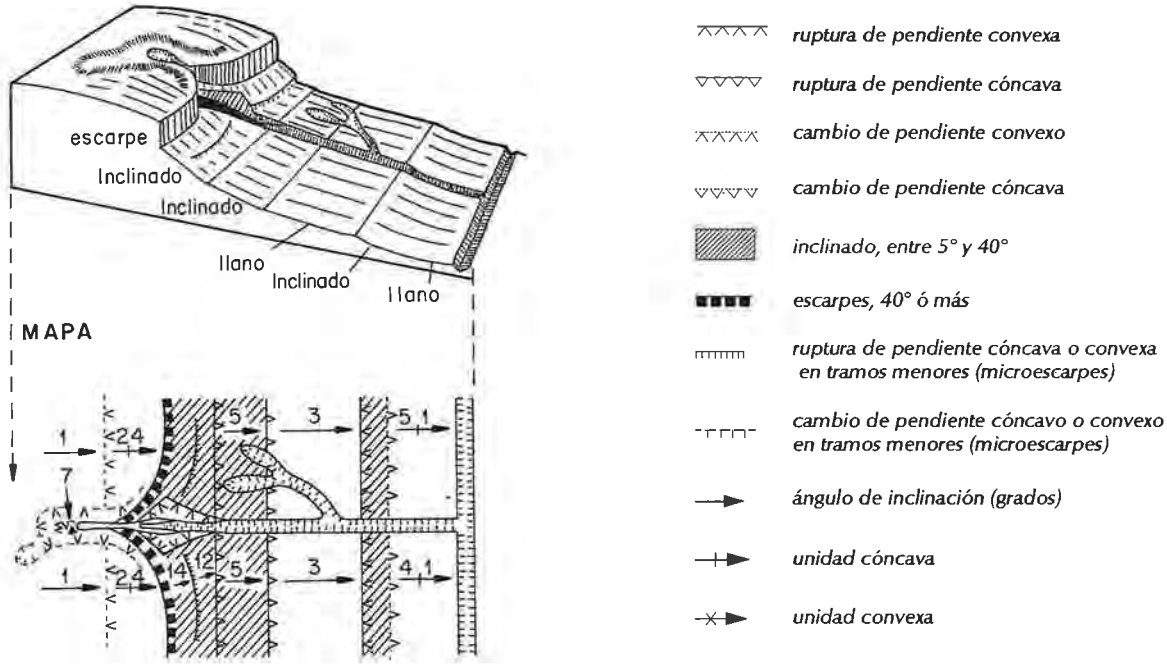


Figura 3.6. Simbologías utilizadas en la cartografía morfométrica (según Savigear, 1965).

Unidades fisiográficas en el Sistema Central. El escalonamiento del relieve es un rasgo fisonómico destacado y característico de aquellas montañas que, como le ocurriera al Sistema Central, tienen su origen en la reactivación tectónica de una antigua penillanura; también contribuyen a perfilar esos rasgos, los encajamientos fluviales excavados sobre depósitos recientes (cuencas sedimentarias que bordean dichos macizos). En la imagen, pueden apreciarse las siguientes unidades: llanuras fluviales del río Cega (en primer término); escarpes y cuestas estructurales (en el centro, sobre coberteras mesozoicas de borde); llanuras o plataformas estructurales (también en el centro y sobre coberteras mesozoicas de borde); rampas o piedemontes, formando continuidad con las plataformas estructurales; laderas (al fondo); y finalmente, cimas o cumbres (definiendo el horizonte). Las tres últimas unidades pertenecen al dominio de la sierra, sobre el zócalo cristalino. Cuenca del río Cega, vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama.

4

FISIOGRAFÍA O ESTRUCTURA DEL RELIEVE

El «sistema superficie terrestre», puede enfocarse como un conjunto de relaciones e interacciones entre todos sus componentes. Parte de estas relaciones tienen un carácter «espacial con entidad geográfica» y el análisis geomorfológico recurre a ellas para obtener datos acerca de: dónde se sitúan, cómo se distribuyen y qué otros elementos se asocian con las formas del terreno. Corresponde a la Fisiografía abordar este campo, es decir: *determinar atributos configuracionales que permitan situar dichas formas en el contexto regional al que pertenecen.*

Las Ciencias de la Naturaleza presentan componentes geográficas muy netas, siendo especialmente notorio en Botánica, Hidrología, Climatología, Edafología y Geomorfología; hasta tal punto, que todas ellas constituyen la base principal para elaborar compendios de Geografía Física.

Particularizando lo anterior, en Geomorfología hay aspectos que cumplen o deberían cumplir una función similar a la Biogeografía, Edafogeografía, Hidrografía, etc.; esta «Geografía de las configuraciones del terreno», por desarrollo histórico y fundamento, no puede ser otra que la Fisiografía.

Desde la perspectiva fisiográfica, los rasgos morfológicos son un componente más de la superficie terrestre y contribuyen a definir sus paisajes con gran variedad de fisonomías que, en primera aproximación, corresponden a contrastes orográficos y topográficos; en definitiva geométricos. Por tanto, el objetivo fisiográfico es: *analizar, describir y cualificar el sistema de relaciones que ligan a las formas del terreno con los restantes elementos que configuran la superficie terrestre.*

La visión anterior no deja de tener sus objetores: hay quienes consideran la Fisiografía, bien un modo incorrecto para aludir a la Geografía Física, bien el precedente «no explicativo» de la Geomorfología; en cualquier caso, sin entidad científica.

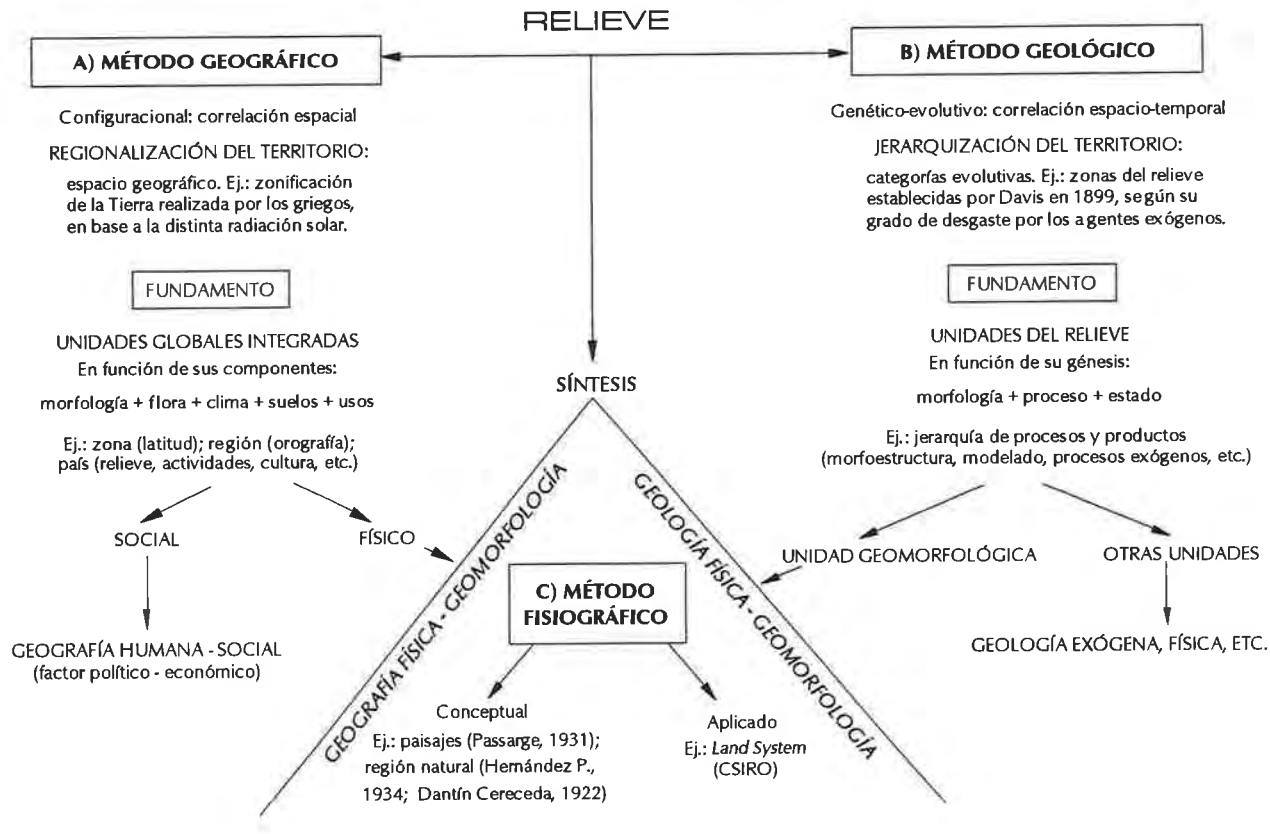
Tal como la entendieron muchos naturalistas, caso del español Eduardo Hernández-Pacheco, la Fisiografía fue y sigue siendo, ante todo, un procedimiento generalista para el análisis primario del relieve terrestre. Su método es fundamentalmente descriptivo y su dedicación está en las configuraciones básicas del terreno: Passarge (1931) aludía a una Morfografía o Fisiografía, como «las formas topográficas según su carácter externo»; Salisbury (1907) ó Fenneman (1916, ref. 1928) la consideraron la ciencia de los «grandes conjuntos fisonómicos del territorio» o «regiones fisiográficas».

El «método fisiográfico» permite describir los paisajes, englobando también la clasificación de grandes conjuntos territoriales en base a su asociación con otros elementos o componentes del Medio Natural (sean abióticos, bióticos e incluso antrópicos).

En Geomorfología, como en cualquier otra ciencia de la Naturaleza, debe acudirse a ese método para: *identificar, situar, describir y, en suma, organizar el territorio según porciones naturales o «casi naturales» (llámense regiones, unidades, paisajes, conjuntos, etc.), que presentan fisonomías características y bien diferenciadas respecto a las de su entorno.*

El análisis fisiográfico da por supuestas toda una serie de relaciones complejas, que subyacen tras cada «fisonomía o fenosistema» y constituyen la «fisiología o criptosistema» del paisaje. Éstas últimas tienen un carácter funcional, objetivo de los estudios genéticos; en Fisiografía

Cuadro 4.1 Métodos de clasificación del relieve.



sólo preocupa su «manifestación sintética», es decir, el «aspecto» a que dan lugar.

Estos planteamientos siguen la obra de notables geógrafos, geólogos, paisajistas y, en suma, naturalistas, que trataron el tema. Por ejemplo, Siegfried Passarge utilizó frecuentemente morfografía y «fisonomía» para referirse al aspecto externo de las formas, y «fisiología» para los funcionales o genéticos (ver al respecto su obra, *Geomorfología*, editada en castellano en 1931).

Eduardo Hernández-Pacheco separa netamente lo «configuracional» frente a lo «funcional», asignando al paisaje la primera cualidad. Así queda reflejado en su conferencia *El paisaje en general y las características del paisaje hispano* (Real Academia de Ciencias, 1934b), donde define la fisonomía del terreno, o paisaje, como la «manifestación sintética de una serie de relaciones subyacentes».

La actualización y renovación de estas ideas en España, se deben a la destacada labor de Fernando González Bernáldez. En su obra *Ecología y paisaje* (1981), alude al «fenosistema» como lo superficial, externo, visual o perceptivo en forma de panorama, escena o paisaje, y al «criptosistema» como el conjunto de relaciones subyacentes o funcionales tras la escena observada.

Tomando como referencia la obra de estos naturalistas, lo fisiográfico debe considerarse centrado en aspectos configuracionales del relieve: analiza sus rasgos primarios y trata de relacionarlos con otros elementos o componentes del paisaje, según su estructura espacial en la superficie terrestre.

De acuerdo con los planteamientos expuestos, descripción y clasificación primaria del relieve son los fundamentos básicos del análisis fisiográfico.

4.1. CLASIFICACIONES DEL RELIEVE: BASES FISIOGRÁFICAS Y GENÉTICAS

Como quedó reflejado al plantear el análisis geomorfológico (capítulo 2), uno de sus fundamentos son las correlaciones espaciales y, a tal fin, es prioritario clasificar el Territorio; el método geomorfológico sigue un procedimiento que compartimenta el relieve, obteniendo así unidades cuyos rasgos distintivos son su homogeneidad fisonómica o fisiográfica (cuadro 4.1).

Los primeros métodos para las clasificaciones fisiográficas se deben a Powell (1896), Salisbury (1907) y Fenneman (1916, ref. 1928), que realizaron la regionalización del territorio de los Estados Unidos de Norteamérica; también al alemán Passarge (1919-1921), al definir el *landschaft* o paisaje natural. Metodología similar a éstas, fue utilizada por E. Hernández-Pacheco (1934, 1955-1956)

Cuadro 4.2. Clasificación del relieve siguiendo criterios geográfico–regionales; comarcas naturales de la provincia de Segovia (Bullón Mata y Sanz Herráiz, 1977).

ZONAS		COMARCAS NATURALES
I.	AYLLÓN-RIAZA	1. Relieve plegado; 2. Cabeceras de los ríos Riaza y Vadillo; 3. Llanuras onduladas del pie de la Sierra; 4. Valle del río Aguisejo; 5. Páramos.
II.	PEDRAZA	1. Somosierra; 2. Cabeceras de los ríos San Juan y Cega; 3. Navafría; 4. Superficie de piedemonte; 5. Pasillos subsecuentes.
III.	SEGOVIA	1. Cabecera del Eresma; 2. Atalaya-Matabueyes; 3. Superficie de piedemonte.
IV.	VILLACASTÍN	1. Valle del río Voltoya; 2. Alineación del Caloco; 3. Sierras de Quintanar-Malagón; 4. Superficie de Villacastín.
V.	CAMPIÑAS ONDULADAS	1. Campiñas cerealistas; 2. Valles de los ríos Pirón y Eresma; 3. Horst de Sta. María la Real de Nieva.
VI.	TIERRA DE PINARES	1. Tierra de Pinares; 2. Páramos del Norte; 3. Zonas endorreicas.
VII.	LA SERREZUELA	1. Límite Oeste; 2. Dorso de cuesta; 3. Frente de cuesta; 4. Límite Este; 5. Orla de conglomerados.
VIII.	SEPÚLVEDA	1. Valles; 2. Superficie culminante.

Cuadro 4.3. Clasificación del relieve siguiendo criterios mixtos físico–geológicos; fisiografía en la provincia de Madrid (Gallardo y Pérez González, 1983).

UNIDADES (Geológico-estructurales)	LITOLOGÍA Dominios		FISIOGRAFÍA Regiones
SIERRA	Intrusivas Metamórficas (con áreas poco extensas de pizarras, esquistos, cuarcitas, calizas y margas)	Topografía (factor físico secundario)	Rampa Vertientes Cumbres
DEPRESIÓN	Arcosas Arenas y gravas Calizas Yesos y margas yesíferas Conglomerados		Colinas Valles: llanuras aluviales, terrazas medias y terrazas bajas Páramo «Yesos» (1): escarpes, llanuras, depresiones Raña

(1) Los yesos y margas yesíferas no dan unidades fisiográficas definidas, pero como el factor litológico tiene tanta importancia, se ha considerado oportuno mantener una región fisiográfica de yesos y distinguir posteriormente subregiones o comarcas en función de la topografía.

y Dantín Cereceda (1912, 1922, 1942), para diferenciar las «regiones naturales españolas».

Al igual que en otros campos de la Geomorfología, en la clasificación del relieve hay dos tendencias muy netas: una más preocupada por la correlaciones espaciales, otra polarizada hacia las evolutivas. La primera puede calificarse como configuracional o geográfica, la segunda genética y, hasta cierto punto, geológica (ver cuadro 4.1).

Las clasificaciones configuracionales o próximas a ellas (cuadro 4.2), tienen su fundamento en las regionalizaciones y definen una tendencia geográfico-naturalista o físico-geográfica. Su referencia primaria está en las fisonomías del relieve y delimitan porciones del territorio en base a la armonía de sus componentes múltiples: roca, suelo, morfología, flora, incluso actividades antrópicas de carácter primario; esas porciones pueden calificarse como «regiones o paisajes».

Las clasificaciones genéticas (figura 4.1) tienen su fundamento en los métodos histórico-naturales y como objetivo llegar a definir «unidades geomorfológicas». Un agente (río, glaciar, gravedad, etc.), su ambiente o medio (ladera, litoral, desierto, etc.) o sus productos (terrazas, valles, aluviones, morrenas, campos de dunas, etc.) son los elementos o criterios para delimitar la unidad. Este tipo de clasificaciones son la base para las cartografías morfogenética y geomorfológica; con la primera se realizan mapas de procesos actuales y formaciones superficiales, con la segunda suelen representarse unidades y elementos geomorfológicos.

Engeln (1948) fue quien formalizó el concepto de unidad geomorfológica, aunque el punto de partida hay que situarlo en los trabajos de Davis (1899, ref. 1973). Este autor definió la unidad del relieve, la forma, como la fisonomía originada por las acciones de cada agente, al actuar sobre una estructura (rocas, estructura geológica) a lo largo del tiempo.

Clasificaciones configuracionales y genéticas pueden seguir vías paralelas, incluso netamente autónomas. Sin embargo, dado que las correlaciones geomorfológicas implican relaciones espaciales, genéticas y evolutivas, deben apoyarse en ambas metodologías para llegar a establecer porciones territoriales globalizadas. Estas porciones tienen categoría de paisajes o «tipos de relieves» y se las identifica, primariamente, por su fisonomía y morfografía características (cuadros 4.3 y 4.4). Así pues, uno de los objetivos básicos de la Fisiografía es contribuir a las regionalizaciones o **clasificaciones del territorio**.

Las clasificaciones del territorio, compartimentan éste

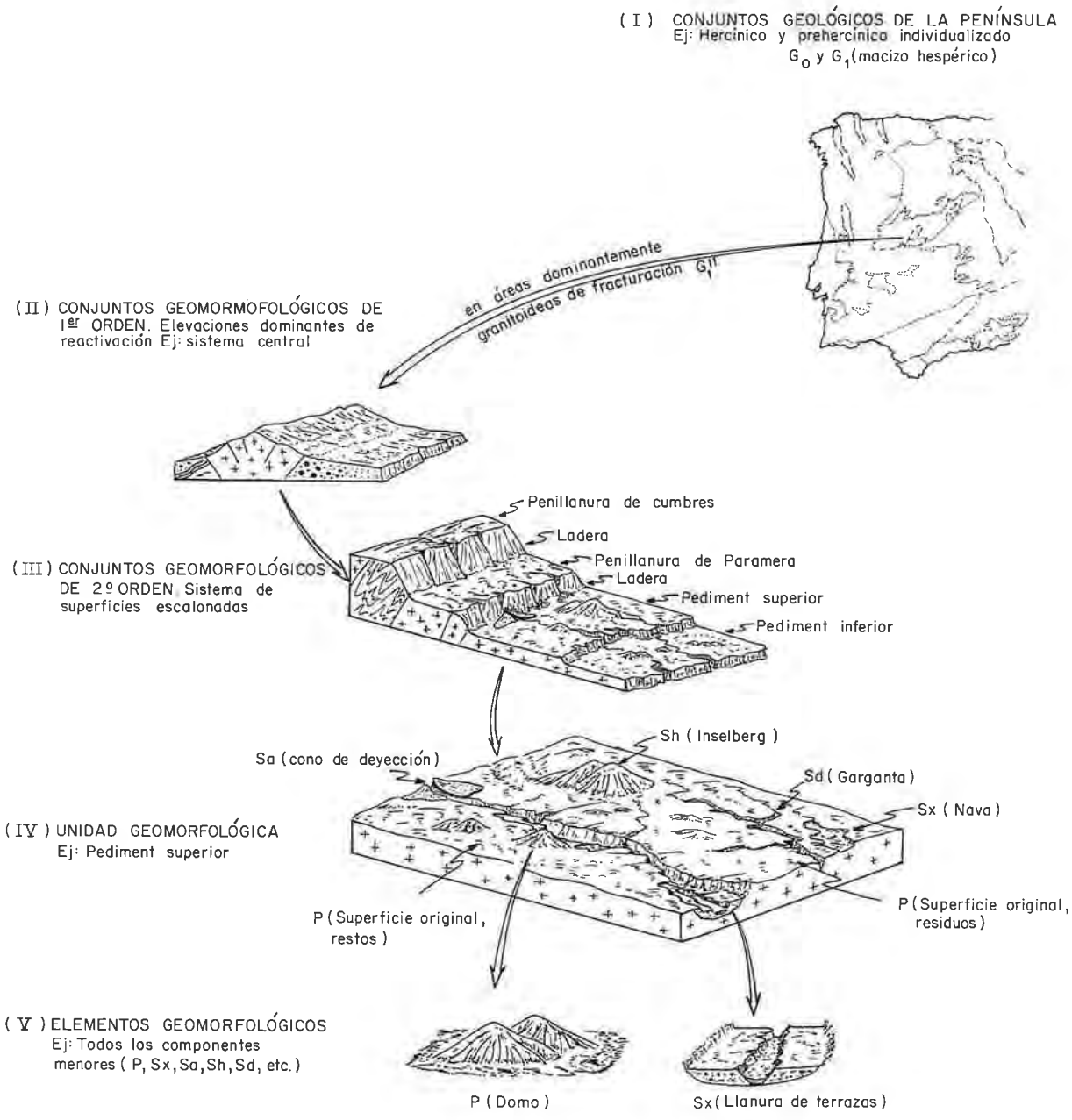


Figura 4.1. Clasificación del relieve para un sector del Sistema Central español, separando conjuntos, unidades y elementos (según Pedraza, 1978). Especificación de las diferentes tipologías genéticas en los elementos propios (P) y sobreimpuestos por: herencia (Sh), agradación (Sa), degradación (Sd) y mixtos (Sx).

en porciones interdependientes según rangos y niveles, es decir, lo categorizan o jerarquizan. El rango hace referencia a las características que posee cada unidad: cuanto más «general» sea la unidad, más «global» será el sistema de relaciones y, al mismo tiempo, cuanto más «específica o particular» sea la primera, más «parciales o sectoriales» son las segundas. Desde un rango «superior» se pasa a los siguientes, más bajos, por sucesivas compartimentaciones (subdivisiones) y de uno «inferior» a los más elevados, por sucesivas integraciones (asociaciones). El nivel hace

Cuadro 4.4. Clasificación del relieve siguiendo criterios fisiográficos; unidades del Mapa Fisiográfico de la Provincia de Madrid (según Pedraza et al., 1986).

REGIÓN	UNIDADES FISIOGRÁFICAS	
SIERRA	Cimas o Planicie de Cumbres	
	Planicie de Parameras	
	Laderas	
	Piedemonte	tipo Rampa
		tipo Depresión o Valle
TRANSICIONES		
	Llanuras intermedias	Campiñas y Vegas
DEPRESIÓN	Páramos	

referencia al número de orden que corresponde a cada jerarquía o categoría entre todas las definidas; así, el primer nivel u orden puede ser la unidad más global (de clasificar compartimentando) o la más sectorial (de clasificar integrando).

Las jerarquías y categorías en que se subdivide el relieve varían según los trabajos, si bien todos presentan pautas comunes (figuras 4.1 y 4.2): las categorías generales suelen responder a criterios físico-geológicos o grandes estructuras orográficas, las intermedias equivalen a regiones fisiográficas y las específicas responden a elementos variados, por lo general un agente de la dinámica terrestre o una geometría sencilla; hay una unidad referencial, o intento de aislarla como tal, que responde a criterios fisonómicos (configuracionales) y fisiológicos o funcionales (genéticos). Las unidades con mayor rango posibilitan correlaciones a escala regional; los rangos menores o particulares, tienen una función eminentemente analítica y cartográfica, tanto de los procesos como sus productos.

A raíz de varios trabajos (Christian y Stewart, 1968), estos procedimientos se aplican en agricultura, planificación, obras públicas, etc., lo que ha originado una dispersión metodológica notable. Sin embargo, sea cual fuere la metodología, también para la aplicación hay un punto de convergencia: *delimitar porciones territoriales homogéneas, que se supone van a tener comportamiento uniforme y dar una misma respuesta ante su manipulación por el hombre.*

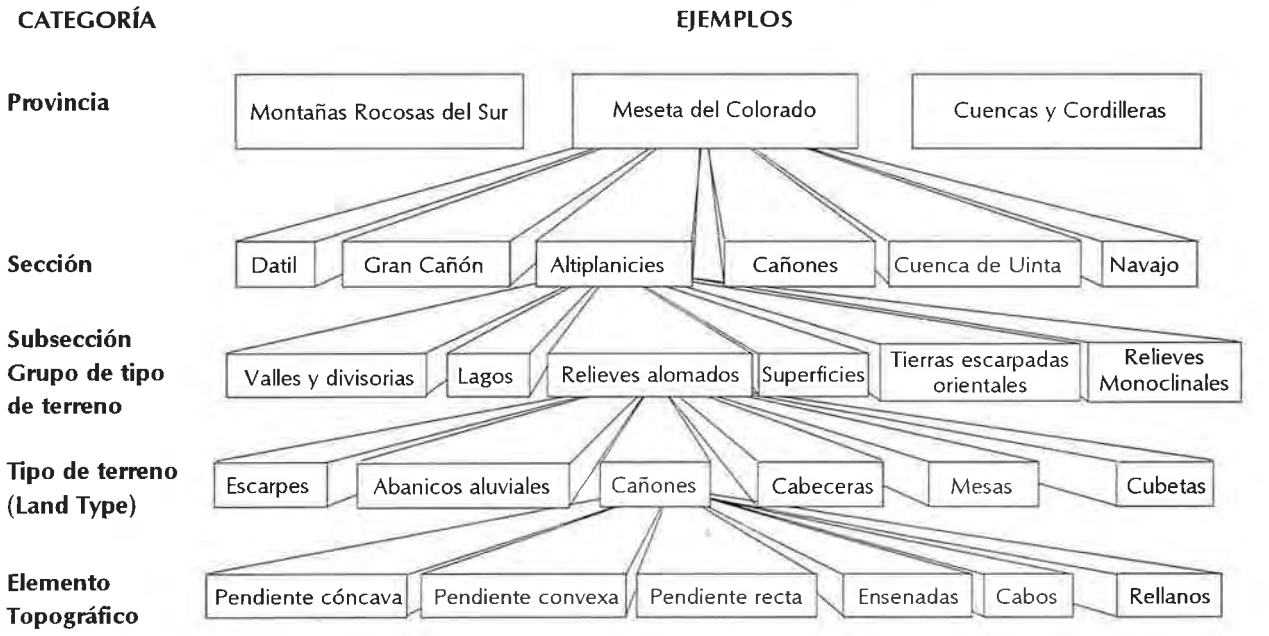


Figura 4.2. Clasificación del relieve en categorías fisiográficas, aplicada a una zona de la Meseta del Colorado, EE.UU. (según Godfrey, 1977).

4.2. INDICACIONES PRÁCTICAS

Dada su cualidad de análisis integrados, las clasificaciones del territorio deben apoyarse en una información exhaustiva y precisa, tanto a nivel de detalle como general o global. Desde el punto de vista conceptual, pueden considerarse trabajos de síntesis y correlación sobre las características y componentes del Medio Natural, manejando datos a veces dispersos y siempre variados; todo ello sin olvidar la actividad antrópica, fundamentalmente la derivada de los usos primarios del suelo, ya que contribuye a definir o modificar muchos rasgos territoriales.

Por ese motivo, una clasificación «completa» separando todas las categorías posibles resulta muy laboriosa, requiere gran experiencia, y un buen conocimiendo de las características del «entorno regional»; lo más frecuente es recurrir a otras simplificadas que sólo definen uno o dos niveles jerárquicos.

En cuanto al procedimiento para llevar a cabo el trabajo, depende de la metodología: si se sigue una secuencia «tipo deductiva», partirá de las síntesis geográficas (regiones naturales) para llegar a unidades temáticas (formas del terreno, formaciones vegetales, usos del suelo, etc.); si la secuencia es «tipo inductiva», partirá desde las unidades temáticas para llegar a la síntesis geográfica.

Teniendo en cuenta sus objetivos hay tres tipologías básicas de clasificaciones: metodológicas, de reconocimiento y aplicadas. Las dos últimas son al mismo tiempo utilitarias, ya sea con fines de investigación o para trabajos directamente asociados al uso del territorio; las primeras tratan problemas conceptuales sobre estructura y contenido, es decir: cuál o cuáles son los niveles a definir, y parámetros que deben juzgarse relevantes al asignar rango o categoría a las diferentes unidades delimitadas.

Pese a los intentos unificadores (ver cuadro 4.1), no todas las clasificaciones metodológicas pueden considerarse integrales. Éstas se basan en la síntesis de los parámetros (componentes, elementos o características), mientras otras dan prioridad a alguno y le asignan un carácter dominante: la síntesis deriva de la generalización y sólo aparece en unidades con mayor rango. Ejemplo de las primeras, es decir, metodológicas integrales, son las regionalizaciones geográficas o fisiográficas. Ejemplo de las segundas, metodológicas generalizadoras pero no integrales, son las regionalizaciones biogeográficas, edáficas, hidrográficas, climáticas y geomorfológicas, entre las principales; todas ellas observan el territorio unitariamente sólo en los niveles con mayor rango y por tanto deben calificarse como «sectoriales».

Las clasificaciones sectoriales más frecuentes persiguen objetivos de «reconocimiento o correlación», y tienen como finalidad situar en su contexto regional algún elemento cualificado prioritario. Para dichos fines el interés está centrado en las porciones con menor rango, y son definidas detalladamente; eso se hace, por ejemplo, respecto a las unidades y elementos geomorfológicos en clasificaciones del relieve (ver figuras 4.1 y 4.2).

La «aplicación» en agricultura o ingeniería civil, aun utilizando procedimientos similares, da resultados muy heterogéneos. Ocurre así porque estos trabajos supeditan las metodologías a la utilidad y, en general, sólo preocupa la unidad referencial o de síntesis y los parámetros que debe englobar.

Otros aspectos de estos análisis territoriales, hacen referencia a su utilidad docente e investigadora en Ciencias de la Tierra: prospectiva, reconocimiento, correlación y clasificación del territorio, son básicos para esas ciencias y sus estudios regionales.

Valorando la dificultad que supone realizar jerarquizaciones territoriales «completas» (ver figura 4.1), han aparecido alternativas con fines eminentemente didácticos. Su procedimiento sigue la metodología convencional, si bien permiten clasificar el relieve de forma simplificada; así puede comprobarse en la siguiente propuesta, basada en un trabajo previo (Pedraza *et al.*, 1994).

4.2.1. Procedimiento para realizar la clasificación fisiográfica de un territorio

Supuesto un territorio base equivalente a una hoja del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 y aplicándolo a la Península Ibérica, la clasificación consta de las siguientes etapas:

1ª) Contexto regional: ***sectores o zonas fisiográficas***

Utilizando los mapas topográficos a escala 1:800.000 ó 1:400.000 que incluyan el territorio problema, deberán determinarse zonas o sectores que, con categoría de formación o asociación, mantienen una homogeneidad en sus características.

Es una labor eminentemente bibliográfica, aun cuando puede complementarse mediante la prospectiva de campo. Monografías regionales (botánicas, geológicas, geográficas, etc.) y cartografías temáticas, son la base del trabajo.

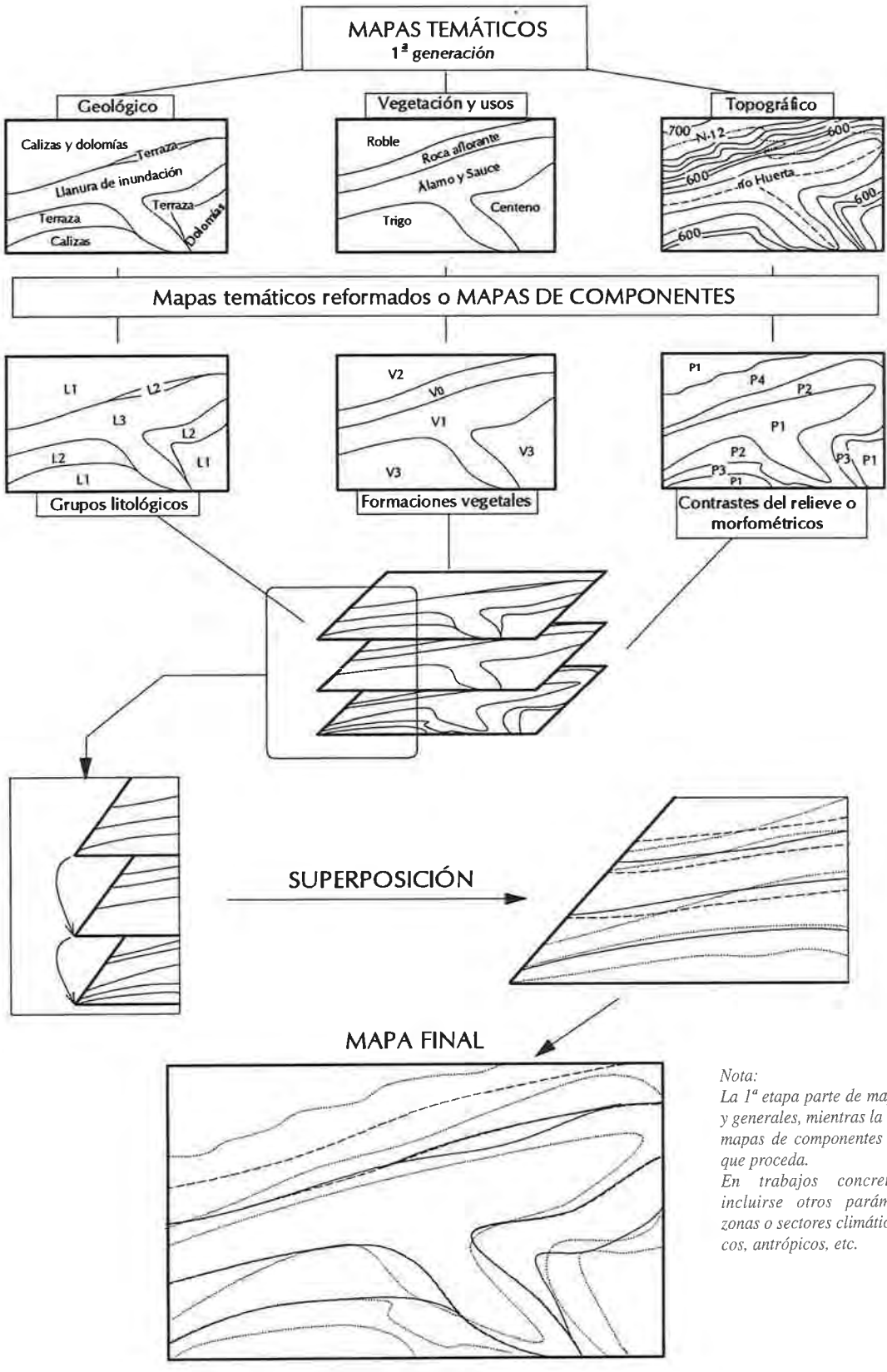
Como resultados, deben obtenerse:

a) cartografía de las zonas con su leyenda.

b) descripción de cada zona o sector cualificando adecuadamente sus atributos más relevantes, tanto específicos como generales, y que sirven para identificarla (según sus rasgos peculiares) o asociarla a las restantes zonas o sectores (según sus rasgos comunes).

La técnica para el trabajo puede ser directa o indirecta. En el primer caso la delimitación cartográfica será posterior a la síntesis o integración de los atributos. En el segundo, el procedimiento a seguir es el inverso: parte de los sectores o zonas que figuran en cada mapa temático, redefiniéndolos para obtener unidades correlacionables entre sí; mediante superposición cartográfica de los mismos se obtienen sectores o zonas fisiográficas (figura 4.3), y posteriormente hay que concretar los atributos o características más relevantes dentro de cada zona; este último proceso pertenece a la correlación y síntesis entre atributos sectoriales.

Lo más útil será proceder según la modalidad indirecta, dado que resulta menos teórica y la ejecución está perfectamente estructurada.



Nota:
La 1ª etapa parte de mapas temáticos y generales, mientras la 6ª lo hace con mapas de componentes y a la escala que proceda.
En trabajos concretos deberán incluirse otros parámetros, como zonas o sectores climáticos, hidrológicos, antrópicos, etc.

Figura 4.3. Esquema indicativo para el procedimiento y técnica de superposición.

2ª) Contrastes morfométricos generales y ***sectores*** *o* ***zonas morfométricas***

Dentro de cada sector o zona fisiográfica y a escala 1:200.000 ó 1:100.000, se determinan los contrates generales del relieve. Para ello hay que realizar un análisis orográfico-topográfico del mapa, siguiendo el procedimiento descrito al respecto en el apartado 3.1.

Como resultados, deben obtenerse:

a) cartografía de zonas morfométricas y su correspondiente leyenda.

b) descripción de cada zona, en la que consten los parámetros configuracionales que las identifican: pendientes, desarrollos de los segmentos y asociaciones, altura, orientación, superficie, etc.

3ª) ***Unidades fisiográficas***

Partiendo del mapa de zonas morfométricas procede su reconversión a unidades fisiográficas; para ello basta asignar a cada una de esas porciones morfométricas, aquellos atributos y caracteres que le correspondan por su pertenencia a un sector o zona fisiográfica.

La técnica aconsejada al realizar la correspondencia para establecer las unidades, es la superposición. De aparecer distorsiones en la cartografía final, hecho que puede ocurrir por defectos en los cambios de escala, deberá procederse previamente a un reajuste configuracional entre todas las zonas.

Como resultados, deben obtenerse:

a) cartografía y leyenda, determinando el ámbito territorial que ocupa cada unidad. En principio es el mapa de las zonas morfométricas, si bien, la superposición con los sectores o zonas fisiográficas puede obligar a reajustar algunas unidades.

b) descripción de cada unidad, donde se especifiquen sus rasgos y denominación. Para estos datos deberán agruparse las características morfométricas y fisiográficas del sector al que pertenece cada unidad. Finalmente, procede establecer su nomenclatura según la terminología adecuada; ejemplo: cerro, sierra, valle, páramo, otero, etc.

4ª) Contrastes del relieve a nivel de detalle y ***unidades morfométricas***

Dentro de cada unidad fisiográfica, ya sobre el mapa base a escala 1:50.000, deberá procederse de la misma manera que se hizo para la etapa 2ª.

Como resultados, deben obtenerse:

a) el mapa morfométrico y su correspondiente leyenda: constituye el «conjunto geométrico».

b) descripción de cada unidad, teniendo presentes los parámetros configuracionales que la identifican, especialmente su geometría o topología.

5ª) Sistema de ***relaciones espaciales*** *de distribución*

Esta etapa constituye un paso hacia la explicación de las formas del terreno: considerando su distribución sobre la superficie terrestre, determina las relaciones que ligan a dichas formas (una «morfografía tipo») con otros elementos o «componentes» del espacio geográfico (rocas, vegetación, suelo, red hidrográfica, actividad antrópica, etc.). Aun cuando el sistema de relaciones espaciales sea muy amplio, pueden resumirse en los siguientes casos:

- *Coincidencia.* Ambos, «componentes» y «morfografía tipo», pueden aparecer unidos o no, indistintamente. Es el caso más frecuente.
- *Identificación.* Siempre que estén presentes ambos elementos, «componentes» y «morfografía tipo», aparecen unidos y no muestran otra posición; p. ej.: fondos de valle y vegetación de ribera.
- *Asociación.* Siempre que estén presentes ambos elementos, «componentes» y «morfografía tipo», aparecen unidos, pero al menos uno de ellos muestra posiciones que lo relacionan con otros elementos; p. ej.: arenas, gravas etc., de barras aluviales, y fondos de valle (los primeros siempre se asocian al segundo, pero no al revés).
- *Exclusión.* Estando presentes ambos elementos, «componentes» y «morfografía tipo», nunca aparecen unidos; p. ej.: crestones rocosos y pastizal.

6ª) ***Correspondencias*** *entre el conjunto geométrico y el sistema de relaciones*

Consiste en asignar a cada unidad morfométrica determinada (etapa 4ª, conjunto geométrico), las relaciones que la ligan con todos y cada uno de los elementos del entorno regional (el sector o zona fisiográfica) donde se localiza. De todas las relaciones posibles, deben considerarse sobre todo aquéllas que tengan carácter relevante a nivel de factores del relieve, es decir, que contribuyan a definir los procesos geomorfológicos. Es importante verificar la correspondencia mediante los sectores o zonas fisiográficas, pues algunas relaciones, como la de exclusión, sólo pueden detectarse a ese nivel.

Como resultados, deben obtenerse:

a) un listado de relaciones.

b) una nueva cartografía que reestructure las unidades morfométricas, de acuerdo con las relaciones que le correspondan; al realizar esta cartografía podrá seguirse el procedimiento de la etapa 1ª, es decir, mediante superposición cartográfica (figura 4.3). En este caso deben utilizarse mapas de componentes, si bien elaborados adecuadamente.

c) definición de posibles causas para las relaciones que afectan a cada unidad.

Hasta esta etapa se ha seguido un método de clasificación eminentemente configuracional, sin embargo, el análisis de causalidad introduce un cambio cualitativo hacia la clasificación genética.

De elegir esa opción, habrá de abordarse cada proceso implicado en la génesis de las unidades y establecer correspondencias entre el sistema de acciones que lo caracterizan (deducidas mediante sus factores) y la geometría del terreno (definida por la unidad morfométrica problema).

Esta última realización forma parte del procedimiento morfogenético y da paso a clasificaciones para obtener unidades y elementos geomorfológicos (ver figura 4.1).

De acuerdo con ello, precisa un estudio pormenorizado del sistema de acciones para cada proceso, lo cual será tratado en los próximos capítulos.

Si el interés está en seguir el procedimiento para una clasificación configuracional, existen dos alternativas posibles:

i) finalizar en la etapa 3ª, es decir, con las unidades fisiográficas.

ii) proseguir la clasificación realizando una equivalencia entre unidades morfométricas (determinadas en la 4ª etapa) y posibles unidades y elementos geomorfológicos. Para ello deberán abordarse las etapas 5ª y 6ª sin analizar las implicaciones de causalidad que conllevan las relaciones espaciales (punto c); en este caso, hay que asignar a las unidades obtenidas una denominación informal, como puede ser «elementos del relieve».

*7ª) **Jerarquías del terreno** y clasificación final*

De proseguir la clasificación según lo recomendado en el párrafo anterior (6ª ii), bastará elaborar un esquema que recoja secuencialmente las diferentes categorías y sus correspondientes unidades territoriales; puede servir como modelo el cuadro 4.5.

Cuadro 4.5. Modelo orientativo de ficha para agrupar las unidades diferenciadas en la clasificación del relieve (toma como referencia el Sistema Central español).

ZONA O SECTOR FISIOGRÁFICO	UNIDADES FISIOGRÁFICAS	ELEMENTOS DEL RELIEVE
Macizo Hespérico en la Provincia Guadarrámica...	Fondos de valle en los que predomina la vegetación de ...	Cuestas con ... Terrazas en ... Aluvial ...
	Cimas sobre roquedos de ... sin formaciones arbóreas ni arbustivas, con hidrografía ...	Lomas con ... Crestas en ... Aristas ... ...
Macizo Hespérico en la Provincia Gredense	Fondos de valle ...	...
	Cimas Mayores	...
	Cerros ...	... ...

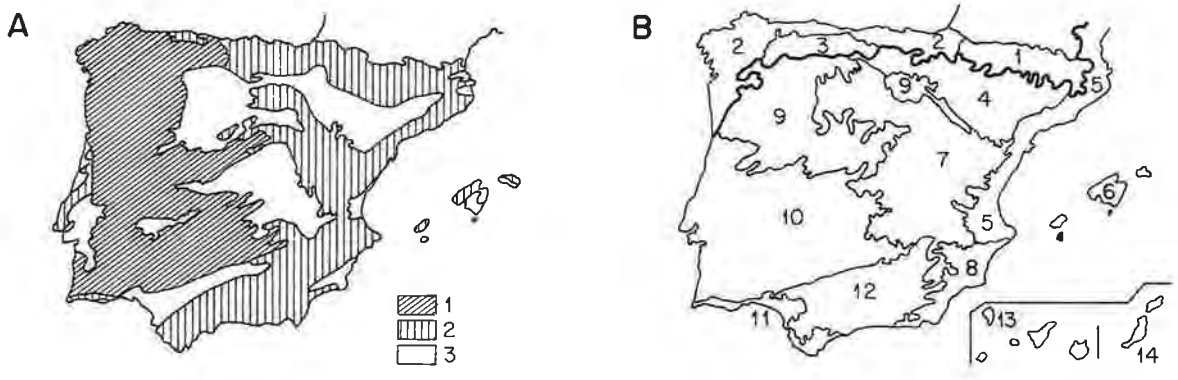


Figura 4.4. Esquema indicativo para definir sectores o zonas fisiográficas en la Península Ibérica, Canarias y Baleares.

A. Regiones o conjuntos geológicos. Síntesis realizada a partir del Mapa Geológico 1: 1.000.000 (ITGE, 1994): 1, Macizo Hespérico (dominio silíceo, proterozoico y paleozoico); 2, cordilleras y montañas alpinas de plegamiento (dominio carbonático o mixto, mesozoico y paleógeno); 3, depresiones y fosas subsidentes (dominio detrítico arcillo-arenoso, con facies químicas locales, cenozoico). El Archipiélago Canario forma un conjunto autónomo de islas volcánicas (dominio basáltico, cenozoico).

B. Regiones y provincias biogeográficas (según Rivas-Martínez, 1987): *Región Eurosiberiana*: 1, Pirenaica; 2, Cántabro-Atlántica; 3, Orocantábrica. *Región Mediterránea*: 4, Aragonesa; 5, Catalano-Valenciano-Provenzal; 6, Balear; 7, Castellano-Maestrazgo-Manchega; 8, Murciano-Almeriense; 9, Carpetano-Ibérico-Leonesa; 10, Luso-Extremadurense; 11, Gaditano-Onubo-Algarviense; 12, Bética. *Región Macaronésica*: 13, Canaria Occidental; 14, Canaria Oriental.

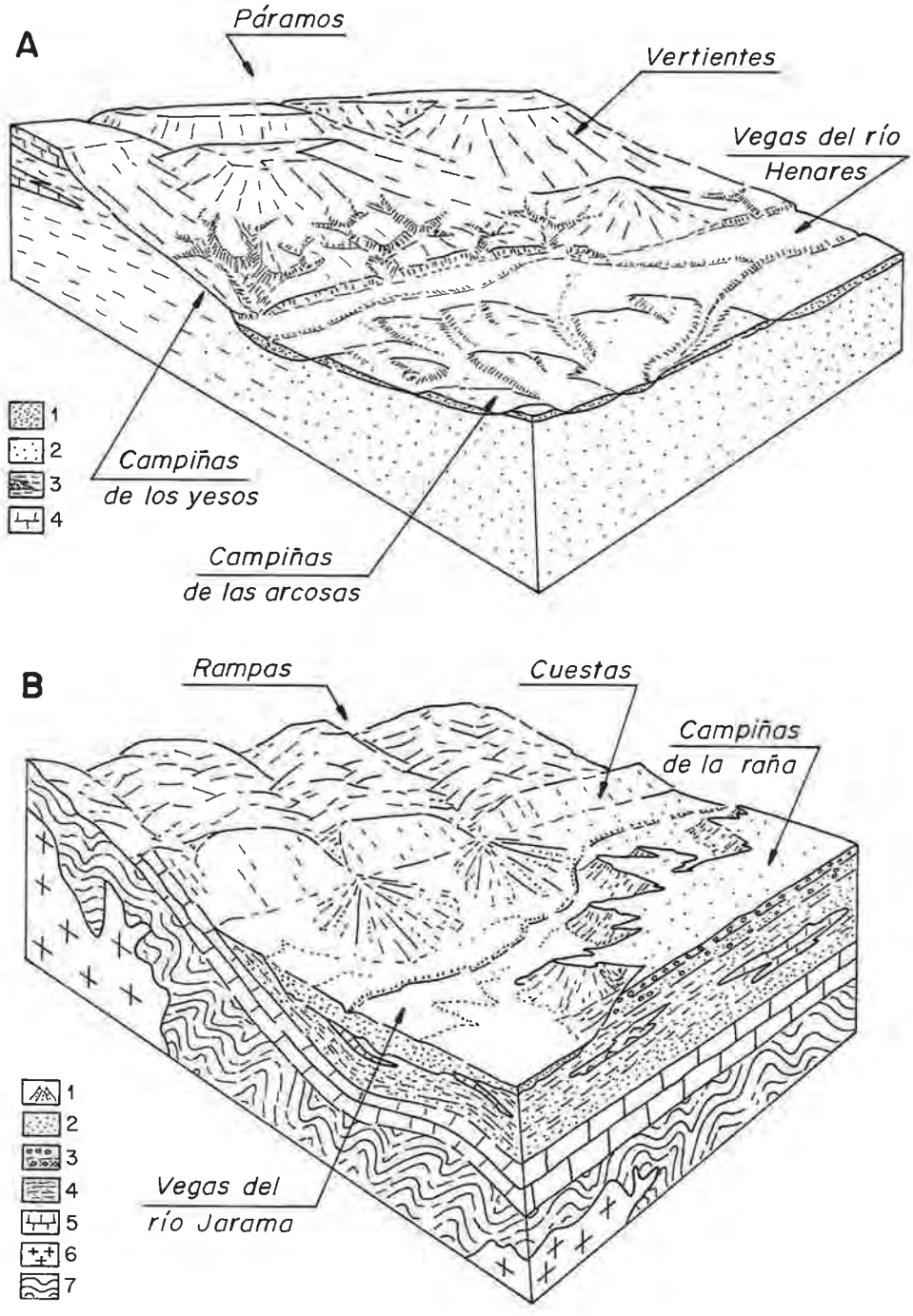


Figura 4.5. Ejemplo de unidades fisiográficas definidas para la fosa del Tajo; Mapa Fisiográfico de Madrid (Pedraza *et al.*, 1986).

A. En el interior de la cuenca, entorno de Alcalá de Henares. Símbolos: 1, gravas , arenas y limos (fluvial, Cuaternario); 2, arcosas (Terciario); 3, margas, yesos, arcillas y calizas (Terciario); 4, calizas del Páramo (Neógeno).
B. En la zona de contacto macizo-cuenca, entorno de Patones de Abajo. Símbolos: 1, aglomerados y gravas (conos de deyección, Cuaternario); 2, gravas, arenas y limos (fluvial, Cuaternario); 3, arcosas y raña (Neógeno); 4, arcillas y yesos (Paleógeno); 5, arenas, margas, calizas y dolomías (Cretácico); 6, granitoides (Carbonífero-Pérmico); 7, pizarras (Ordovícico).

SÍNTESIS GENERAL: EL ANÁLISIS MORFOGRÁFICO

Se ocupa de identificar los contrastes primarios del relieve, proceder a su descripción, medida y representación; también al establecimiento de las relaciones espaciales, sean geométricas o geográficas.

Según esos objetivos y el método para abordarlos, la Morfografía se divide en:

*A) **Morfometría o geometría del relieve***

Realiza la «parametrización» (medida y cuantificación) de las formas del terreno, en tanto son equiparables a geometrías específicas; por extensión, también incluye la cuantificación de procesos en relación con las formas que generan (sobre todo fluviales, glaciares y litorales).

La unidad en Morfometría es la pendiente y de ella, mediante sucesivas articulaciones, derivan las restantes formas.

El procedimiento de análisis está basado en aproximaciones, así:

1ª) La pendiente y sus tipologías: concepto, valor, escalas, etc.

2ª) El perfil del terreno como conjunto de pendientes definiendo segmentos: tipos (rectilíneo, cóncavo, convexo), cambios y rupturas en los mismos.

3ª) Variaciones y contrastes entre segmentos a lo largo de un perfil: desarrollo, sentido y tipología de los cambios y rupturas.

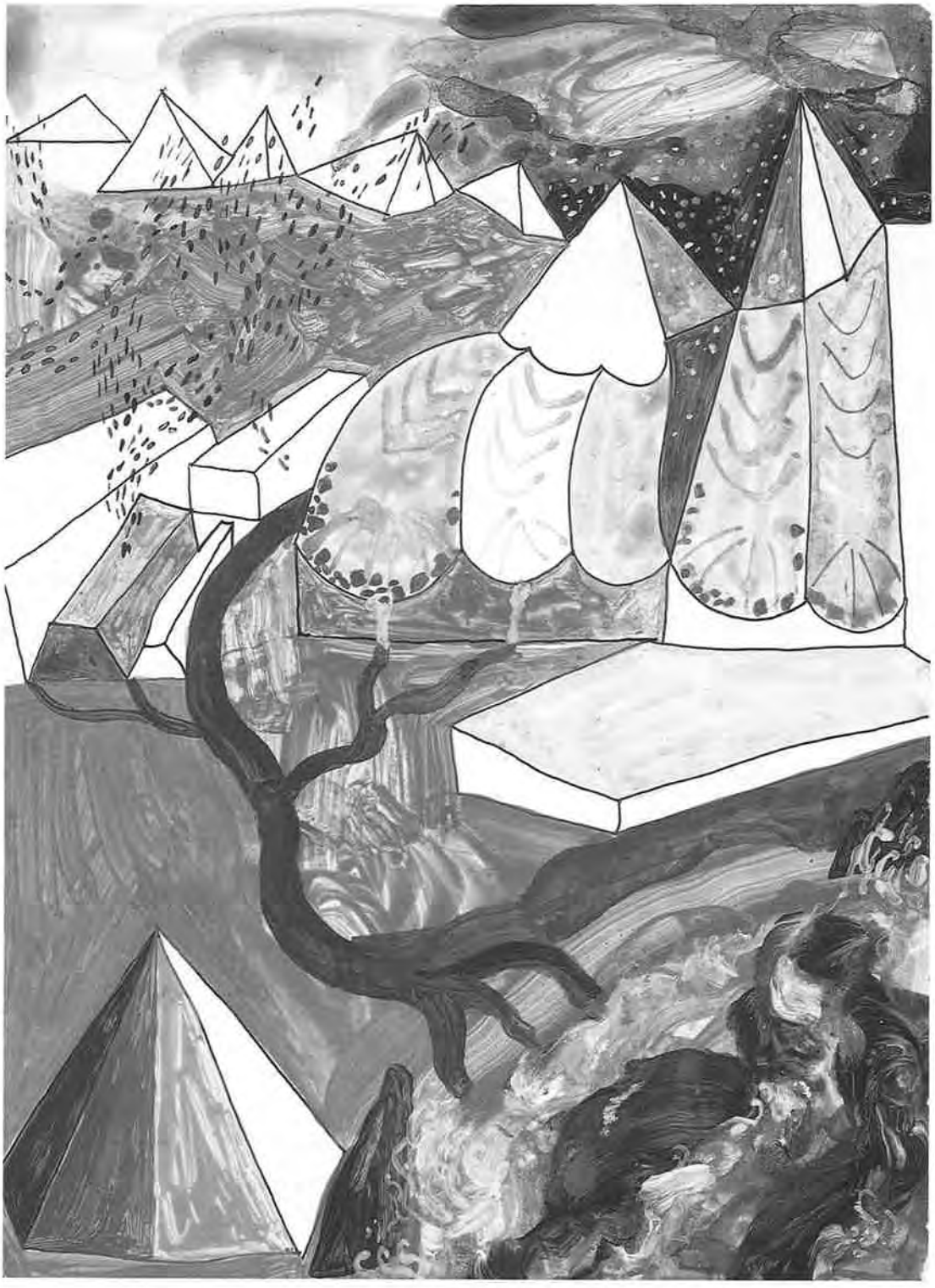
4ª) Las geometrías bidimensionales (superficies) generadas por la articulación entre perfiles: mapas de pendientes, de contrastes y energía del relieve, etc.

5ª) Articulación entre las superficies dando formas o geometrías tridimensionales: tipos de formas.

*B) **Fisiografía o estructura del relieve***

Tiene como objetivo establecer aquellas relaciones espaciales de situación que afectan a las formas, es decir, las debidas a su localización sobre la superficie terrestre. Por extensión, también trata posibles relaciones entre las formas del terreno y otros elementos que componen dicha superficie.

En Fisiografía la unidad básica es la fisonomía homogénea que, hasta cierto punto, puede considerarse a nivel de región, comarca o paisaje natural. Su procedimiento de análisis consiste en la prospectiva territorial, dirigida a referenciar descriptivamente los atributos de carácter geográfico que presentan las formas del terreno: localización, extensión, relaciones con otros elementos, límites, etc.; en definitiva, una «clasificación del relieve».



Parte Tercera

MORFOGÉNESIS BÁSICA: PROCESOS Y FORMAS UNITARIAS

Acorde con el modelo para estructurar los procesos geodinámicos (capítulo 2), la ***morfogénesis básica*** *tiene como objetivo explicar formas del terreno cuyas configuraciones pueden considerarse «modales» y deben su origen a la articulación «no aleatoria» entre acciones de la dinámica terrestre. Son, por tanto, procesos y productos «referenciales» para el análisis geomorfológico.*

La consideración teórica anterior, queda formalizada mediante los procesos exógenos y las morfogénesis correspondientes. A su análisis se dedica esta Parte Tercera y, siguiendo el modelo ya citado, la descripción tiene lugar según el esquema: carácter del agente, definido por sus atributos intrínsecos y el ambiente que lo representa; dinámica o modalidad de las acciones elementales (fenómenos físico-químicos de arranque, removilización y deposición); y modificaciones introducidas en la configuración del relieve por esa dinámica.

El grupo de fenómenos a describir, que coincide con los aludidos como «procesos o sistemas morfogenéticos» en algunos tratados de Geomorfología, son: ***meteorización y edáficos***, ***gravitacionales-vertientes***, ***periglaciares***, ***glaciares***, ***fluviales***, ***eólicos*** *y* ***litorales****. Todos ellos se delimitan según la referencia primaria aportada por el carácter de su agente, es decir: ambiente biofísico, gravedad, cambio de fase sólido-líquido del agua, agua en fase sólida permanente, agua líquida encauzada, viento, y zona de transición entre las aguas estabilizadas y los terrenos emergidos.*

La aproximación a estos procesos sigue una secuencia que, aun siendo sólo referencial, tiene un fundamento teórico, así:

1°) Supuesto un terreno recién emergido o exhumado, al entrar en contacto con el ambiente atmosférico sufre la meteorización-edafización; ésta modifica las características de los materiales haciéndoles más vulnerables a otras transformaciones.

2°) A la etapa anterior le sigue el arranque y tránsito hacia las zonas inferiores o piedemontes; son procesos gravitacionales y periglaciares, junto a la arroyada (a veces asimilada a lo fluvial, otras a la vertiente o gravitacional, otras a lo nival), los que ejercen estos fenómenos de transporte primario o inicial.

3°) Los grandes evacuadores de material hacia terrenos deprimidos (valles, mares y lagos), es decir, las cuencas sedimentarias, son ríos y glaciares.

4°) Finalmente, el litoral es la «puerta que da paso» a cuencas donde pueden estabilizarse los productos transportados e iniciar un nuevo ciclo.

Los procesos eólicos quedan en un punto intermedio, dada su localización sobre llanuras litorales, fluviales, fluvio-glaciares y áridas.

No considerar aquí, salvo casos particulares, los procesos subacuáticos en zonas profundas (lacustres o marinas), obedece a que estos temas tienen un enfoque prioritariamente sedimentológico. Sin embargo, lo submarino, al igual que los procesos antrópicos, muestran claros fundamentos morfológicos y empiezan a ser referidos a nivel de «tipos de relieves».

La meteorización puede ser analizada, bien como una acción presente en los restantes procesos (edafización, petrogénesis, etc.), bien como un proceso exógeno más. Se ha optado por la segunda alternativa dado que, en realidad, las acciones meteóricas llevan a la descomposición-disgregación de las rocas originando otros materiales y, a veces, nuevas formas del terreno. No obstante, esta alternativa dista mucho de ser unánimemente aceptada.

5

PROCESOS DE METEORIZACIÓN Y EDÁFICOS

Brunsden, siguiendo a Reiche y Keller, define la meteorización según: «*un proceso general que experimentan los materiales en la Litosfera, como respuesta a las condiciones de proximidad o contacto con la Atmósfera, Hidrosfera y Biosfera*» (Brunsden, 1979, pág. 73); es, por tanto, una «adaptación» y principalmente la sufren aquellas litologías cuyo enlace mineral y agregación corresponden a ambientes de altas presiones y temperaturas.

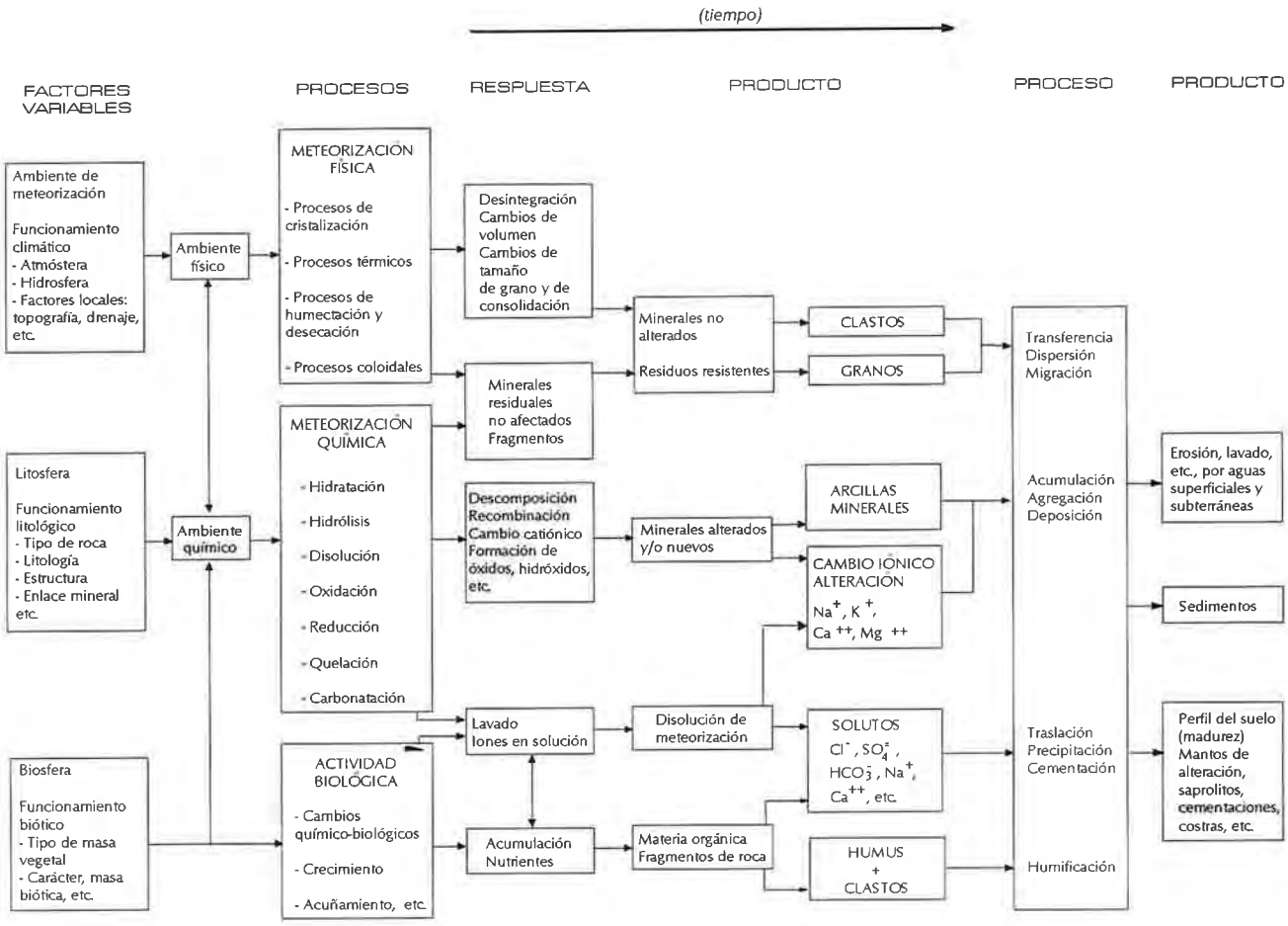
Sometidos dichos materiales a las condiciones reinantes en la superficie terrestre, bajas presiones y temperaturas, su «adaptación» queda manifiesta por una serie de transformaciones físicas y químicas. Las primeras son acciones mecánicas que, en general, conducen a la **desagregación** o **fragmentación** de las rocas, dando partículas, granos, gránulos y bloques; se deben a las tensiones puestas en juego durante los cambios de volumen (expansión y expansión-contracción) y acuñamientos que sufren los materiales por: empapamiento-desecación, crecimiento de cristales, termoclastismo, crecimiento de raíces, alivio de carga, etc. Las transformaciones químicas conducen a la **descomposición** de los minerales, a veces llamada genéricamente **corrosión**, si bien este término suele reservarse para referir la erosión o «desgaste» por disolución; la descomposición está producida mediante una serie de reacciones como: hidrólisis, hidratación, disolución, oxidación-reducción, carbonatación, y quelación, como procesos básicos (cuadros 5.1 y 5.2).

La acción conjunta de todos esos fenómenos a lo largo del tiempo, genera notables cambios en la composición y configuración de las rocas superficiales. Dichos cambios afectan a los materiales según (cuadro 5.1):

- Evolución hacia estados de mayor equilibrio con las condiciones ambientales en las interfases Atmósfera-Hidrosfera-Litosfera.
- Transformaciones irreversibles, que los hacen pasar desde estados masivos a otros clásticos o plásticos.
- Modificaciones de volumen, densidad, tamaño de grano, consolidación, permeabilidad, etc.
- Formación de nuevos minerales.
- Concentración de minerales menos alterables, que quedan como residuos.
- Movimientos de transferencia, traslación, dispersión y agregación, que implican nuevos yacimientos.
- Preparación de las rocas facilitando su erosión y transporte en etapas subsiguientes.

Desde esta perspectiva la meteorización debe considerarse un conjunto de acciones articuladas, cuyos productos característicos son las alteritas o formaciones superficiales alteríticas; partiendo de ellas tiene lugar el inicio y desarrollo del suelo.

Cuadro 5.1. Diagrama general sobre los factores y procesos de meteorización (según Brunsden, 1979).



ACTUACIÓN CONJUNTA DE LAS ACCIONES DE METEORIZACIÓN

Las transformaciones debidas a la meteorización física originan cambios texturales en las rocas, variando su compacidad y hace que sean más deleznables o fácilmente desagregables. Estas modificaciones en los materiales, favorecen la penetración del agua necesaria para las transformaciones químicas y facilitan el desarrollo conjunto de gran variedad de reacciones; entre las más comunes se encuentran:

- Hidratación-deshidratación-oxidación. Propio de minerales con estructura laminar y ricos en hierro, que tienen cierta facilidad para fijar agua entre sus capas (hidratación y expansión) y posteriormente liberarla (deshidratación y contracción). El fenómeno conlleva al mismo tiempo un debilitamiento en los enlaces y favorece otro tipo de reacciones, especialmente la oxidación. A nivel general, esto se traduce en aumentos y disminuciones del volumen intergranular provocando el desmoronamiento de la roca; un ejemplo típico tiene lugar en los granitoides.

- Carbonatación-disolución-precipitación. Es característico en rocas carbonáticas y está condicionado por la incorporación y liberación de CO_2 al sistema, lo cual conduce a la disolución-precipitación del carbonato y, a su vez, genera corrosión-acumulación de material.

- Hidratación-carbonatación-hidrólisis. Es una secuencia de reacciones tendentes a la hidrólisis total en los materiales silicatados. En primer lugar hay una adsorción de agua (hidratación) ionizada (carbonatación) sobre la superficie del mineral, posteriormente se produce el intercambio catiónico entre éstos y la solución acuosa (hidrólisis). Ésta última puede realizarse por etapas (hidrólisis parcial) que, según las condiciones ambientales y el tipo de material, generan productos específicos entre los cuales destacan los minerales de arcilla.

- Disolución-oxidación. Muchas rocas solubles en realidad sólo lo son en parte de sus componentes; otros, a los que se considera impurezas, suelen quedar como residuos insolubles muy vulnerables a la oxidación.

Cuadro 5.2. Tipos de meteorización.

TIPO		PROCESOS BÁSICOS	CONTRIBUCIÓN A LA MORFOGÉNESIS, EDAFOGÉNESIS Y GENERACIÓN DE FORMACIONES SUPERFICIALES
FÍSICA	Lajamiento	Formación de diaclasas paralelas o subparalelas a la superficie del terreno, por alivio de carga al ser eliminados los materiales suprayacentes.	Fragmentación de la roca en lanchas, láminas (descamación).; desarrollo de formas específicas de carácter dómico.
	Crecimiento de cristales	Aumento de volumen por cambios de fase del agua; congelación (cristales de hielo) o evaporación (cristales salinos).	Crioclastia en ambientes periglaciares, formación de derrubios por desagregación en bloques y granular. Haloclastia en ambientes áridos y semiáridos, costas y urbanos; descamación de la roca.
	Termoclastia	Modificaciones sucesivas del volumen general de la roca, por dilatación-contracción térmica.	Efecto muy limitado en la roca, posibles roturas y desagregación; es importante en zonas áridas.
	Hidratación física	Humectación-desecación. Modificaciones generales del volumen de la roca, por adsorción-desorción de agua entre los vacíos intergranulares o planares de la red, que provoca expansión-contracción.	Efecto limitado en la generación de productos de meteorización, pero de gran importancia en geotecnia allí donde hay suelos expansivos que pueden dificultar las cimentaciones. Posible higroclastia con hinchamiento en arcillas, minerales micáceos y sales.
QUÍMICA	Hidrólisis	Reacción de cambio catiónico que origina la progresiva destrucción de los minerales, sobre todo silicatados. En realidad, es una hidro-carbo-hidrólisis, es decir, hidratación, carbonatación y cambio catiónico (reemplazamiento de cationes por iones H^+). En esencia, puede considerarse como una reacción inversa a la de ÁCIDO + BASE = SAL + AGUA. Esto es: mineral silicatado + agua = óxido o hidróxido + ácido silícico (equivalente a la sal) (base) (ácido) Ej.: $SiO_4FeMg + 2\ H_2O = Mg(OH)_2 + FeO + SiO_3H_2$ Esta reacción es una desilicificación total, pudiendo producirse otras parciales, según el ambiente. Así: mineral silicatado 1 + agua = mineral silicatado 2 + ácido silícico + (óxido, hidróxido o carbonato). El mineral silicatado 1, es más complejo que el 2, y así, en sucesivas etapas, llega a la desilicificación total. Las etapas más comunes son: bisialitización, monosialitización y alitización (ver figura 5.3).	Proceso más común de descomposición en las rocas cristalinas, dando lugar a arcillas de neoformación. Generación de arenizaciones, *gores*, mantos meteorizados, y similares, que posibilitan el desarrollo de morfologías en rocas cristalinas, sobre todo graníticas. También se asocia a este proceso la formación de cretas (silcretas, ferricretas), duricretas y, en general, suelos residuales de tipo latenítico (férricos) y bauxíticos (alumínicos); figura 5.3.
	Hidratación química	Absorción o incorporación del agua a la estructura molecular de una sustancia mineral, verificando cambios químicos en la misma. Esto puede implicar variaciones de volumen y solubilidad. Ej.: (HEMATITES) $2\ Fe_2O_3 + 3\ H_2O \rightleftarrows 2\ Fe_2O_3 \cdot 3\ H_2O$ (LIMONITA) ó (ANHIDRITA) $SO_4Ca + 2\ H_2O \rightleftarrows SO_4Ca \cdot 2\ H_2O$ (YESO)	Es un fenómeno importante en la generación de nuevos minerales que, al modificar sus propiedades, pueden ser más vulnerables a otras alteraciones. La hidratación acompaña a otras muchas reacciones, en especial la hidrólisis, y favorece la disolución.
	Carbonación o carbonatación	Introducción de CO_2 en el interior de un fluido. Una reacción de carbonación muy común, es la disolución del CO_2 en agua formando ácido carbónico o bicarbónico disociados, que ioniza aquélla: Ej.: $CO_2 + H_2O \rightarrow CO_3^{=} + 2\ H^+$ ó $(CO_3H)^- + H^+$ También: proceso de alteración química que implica la transformación de minerales que contienen Ca, Mg, K, Na ó Fe, en carbonatos o bicarbonatos de estos metales, debido a la acción del CO_2 contenido en el agua. Un sinónimo es carbonatización: reemplazamiento por, o introducción de, carbonatos.	Tiene importancia en la disolución de rocas carbonáticas e hidrólisis de silicatadas, al ionizar el agua y hacerle «agresivo».
	Disolución	Difusión de moléculas o átomos de un cuerpo en las de otro; lo más común son sólidos en líquidos. En general implica una disociación iónica, lo que diferencia este proceso de las difusiones mecánicas (ej.: difusión de arcillas en agua, quedando en suspensión). Ej.: $CO_3Ca + H_2O + CO_2 \rightleftarrows Ca^{++} + 2\ (CO_3H)^-$ ó $(CO_3H)_2Ca$	Es el principal fenómeno para la carstificación y formación de residuos o regolitos en muchos procesos de meteorización. En las rocas carbonáticas, el fenómeno es una carbo-disolución, al ser el CO_2 el que debe ionizar el agua para que produzca la corrosión de la roca.
	Oxidación-Reducción	Proceso de pérdida-ganancia de electrones en un elemento. Son reacciones reversibles que estabilizan o desestabilizan químicamente un mineral, haciéndolo más o menos vulnerable a otras reacciones, como la disolución, cambio catiónico, etc. El desplazamiento de la reacción en uno u otro sentido depende de su Eh (potencial redox); siendo: Eh=0,00 V para $H_2 \rightleftarrows 2\ H^+ + 2e^-$, es decir, la oxidación del hidrógeno.	No da productos específicos, aunque interviene en todos los procesos de meteorización formando monteras, pátinas, algunas concentraciones, etc.
BIOLÓGICA	Quelación (química)	Formación de estructuras entre un ion metálico y un agente complejo que lo traba o envuelve. En general este agente es materia orgánica derivada de las plantas, que puede llegar a extraer determinados iones del suelo mineral y atraparlos en su complejo.	No define productos específicos, pero contribuye a su modificación al eliminar de la circulación general hidroquímica aquellos iones que quedan atrapados.
	Acuñamientos, roturas, etc. (mecánica)	Fenómenos de desagregación granular o en bloques, por la acción de raíces (crecimiento) y organismos (canales, conductos, etc.).	Contribuye a la meteorización física, sin que genere productos específicos.

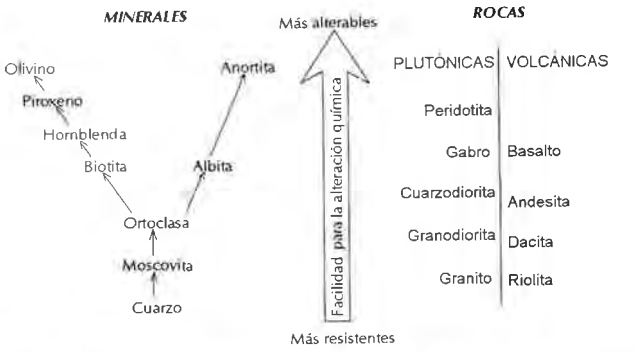


Figura 5.1. Escala relativa de alterabilidad o meteorización química para algunas rocas y minerales silicatados (ampliada de Goldich, 1938). Un mineral será tanto más estable, cuanto más tarde en diferenciarse del conjunto de la masa magmática (escala inversa a la serie de Bowen): sus constantes de estabilidad se acercan más a las ambientales. A igualdad de otros parámetros, una roca es tanto más estable cuanto mayor sea su contenido en minerales resistentes.

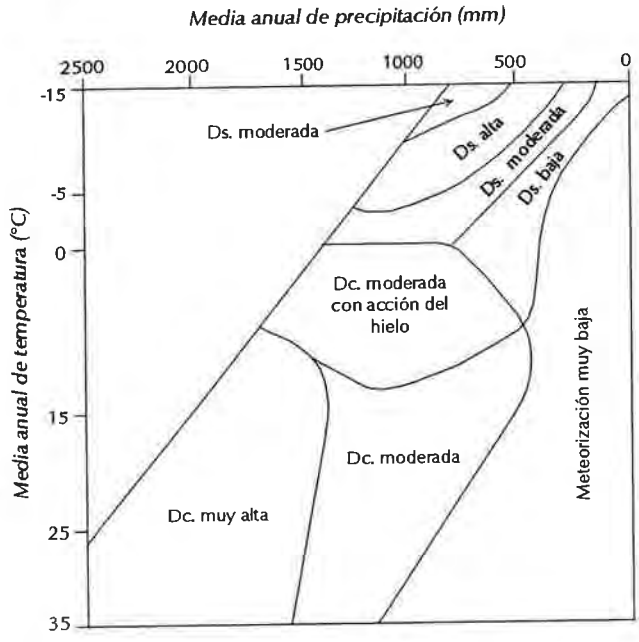


Figura 5.2. Relación entre clima y meteorización a macroescala (basado en varios autores): grados de meteorización física (desagregación, Ds) y química (descomposición, Dc), según la precipitación y temperatura medias para cada región.

5.1. FACTORES QUE CONTROLAN LA MODALIDAD Y EFICACIA DE LA METEORIZACIÓN

Tipo de materiales y ambiente climático, son los factores determinantes que controlan la meteorización. Estructura geológica, topografía, Hidrosfera y Biosfera, contribuyen a exagerar o suavizar los efectos que marcan esos factores básicos.

- *El tipo de material* influye, no sólo por la composición química y mineralógica, sino también por su compacidad, dureza, porosidad y textura; así aparecen modalidades y velocidades en la meteorización. En este sentido son notorias las asociaciones entre: rocas silicatadas e hidrólisis; carbonatadas, salinas o yesíferas y disolución (en las dos últimas, además es frecuente la hidratación); ferruginosas y oxidación-reducción; o cuarcíticas con la fragmentación.

Debido a sus condiciones de formación, composición y textura, las rocas ígneas se han tomado como referencia al establecer **índices de durabilidad** (estabilidad o resistencia) y **alterabilidad** frente a la meteorización. Entre las diferentes escalas desarrolladas para medir la estabilidad de minerales y rocas silicatadas, la más conocida es la que realizara Goldich en 1938 (figura 5.1).

- *El ambiente climático* establece su influencia mediante los regímenes pluviométricos y termométricos. La cantidad y cualidad en esos meteoros, hacen que actúe o no un tipo definido de meteorización y forme productos específicos; ambos efectos son detectables a macro, meso y microescala. A macroescala aparecen relaciones zonales que afectan a todos los tipos de meteorización (figura 5.2); sin embargo, es la meteorización química en materiales silicatados la utilizada como referencia (figuras 5.3 y 5.4). A mesoescala son posibles estimaciones más detalladas, que permiten separar zonas de desagregación o descomposición y obtener índices específicos, como son los de helada, lavado o acidificación. A microescala también se aplican los índices anteriores, pero tratando de detectar posibles desviaciones respecto a la tendencia general.

- *La estructura geológica*, mediante las discontinuidades y roturas presentes en los materiales, condiciona la penetración del agua facilitando la meteorización física y química; también debilita la roca dando planos preferentes para su desintegración.

- *La topografía* controla la meteorización a nivel local, según fenómenos contrapuestos y que dependen de la inclinación del terreno. Terrenos escarpados favorecen los arrastres, posibilitando que se renueve la superficie expuesta a los agentes meteóricos; sin embargo, dificultan la concentración de humedad e impiden la estabilidad necesaria para la meteorización química. Terrenos muy llanos propician la concentración de humedad y la alteración profundiza en el subsuelo; sin embargo, la superficie expuesta a los agentes meteóricos apenas se renueva. En consecuencia, son pendientes intermedias las más adecuadas para el desarrollo de una meteorización continua, que conduce a balances más elevados.

- *La Hidrosfera*, mediante aguas hipodérmicas y subterráneas, dirige el nivel subsuperficial y profundo en la acción meteórica debido a su función movilizadora de

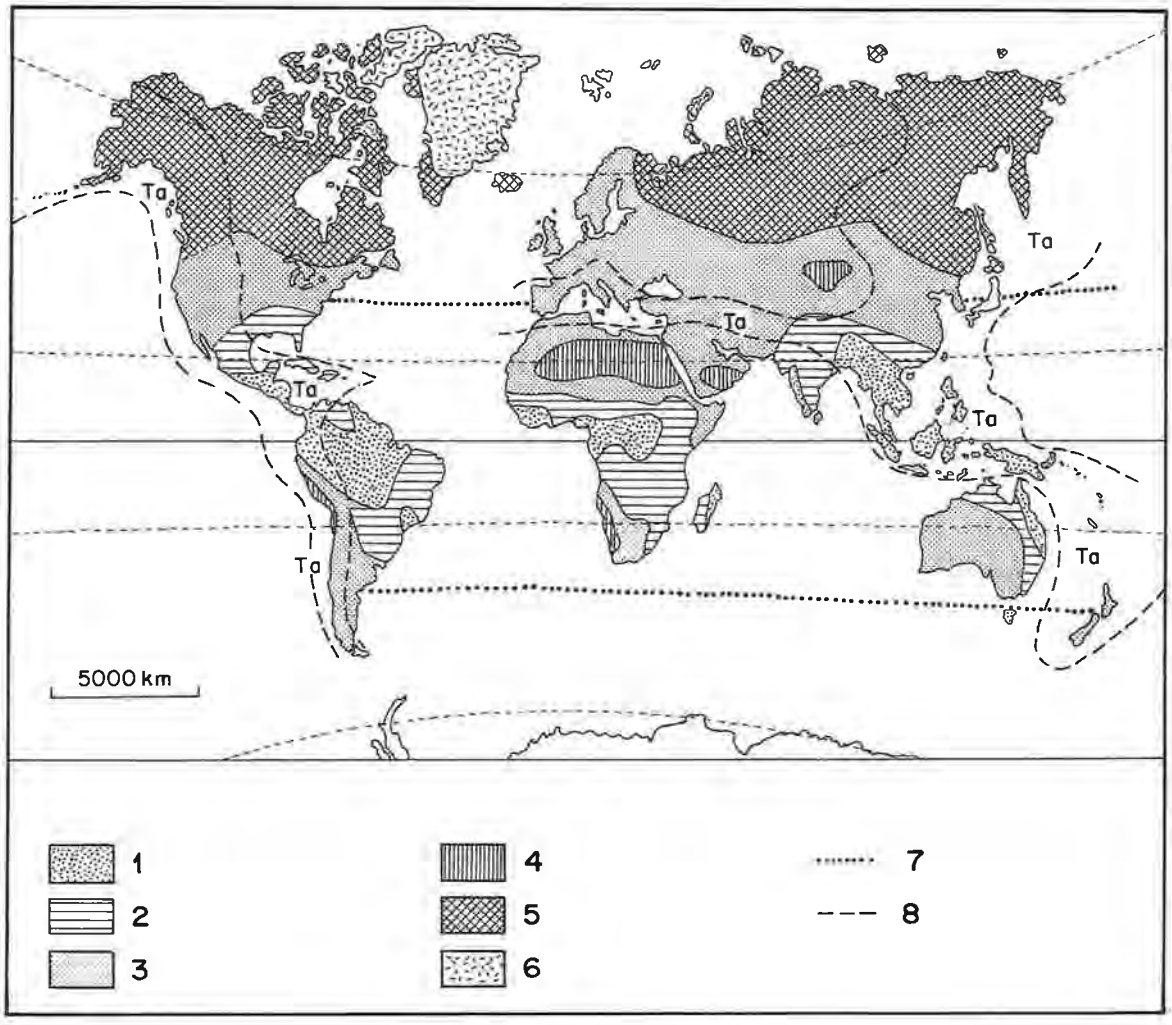


Figura 5.3. Principales zonas de meteorización química en el mundo para los materiales silicatados, según la relación ambiente climático-productos; desde el mayor al menor grado de alterabilidad, son: alitización (cristalización de alúmina, gibbsita, al ser eliminada la sílice); monosialitización (neoformación de arcillas tipo 1/1, como caolinita y halloysita, con posible presencia de gibbsita); bisialitización (neoformación de arcillas tipo 2/1, como esmectitas y montmorillonitas). Estos ambientes coinciden, *grosso modo*, con la movilidad del hierro; así: en zonas mediterráneas se produce fersialitización (rubefacción); en zonas tropicales ferruginización (suelos ferruginosos); en zonas ecuatoriales ferralitización (suelos ferralíticos) La cartografía corresponde a la síntesis realizada por Brunsden (1979), en base a datos de: Pedro (1968), Strakhov (1967) y Thomas (1974).

Simbología: 1, alitización; 2, monosialitización; 3, bisialitización; 4, hiperárido; 5, podsolización; 6, cobertera de hielo; 7, límite de alteraciones rojas; 8, límite de zonas tectónicamente activas (Ta).

elementos; éste es un fenómeno sumamente importante para desarrollar los horizontes edáficos y que tiene lugar en base a diferentes zonas hidrológicas (figura 5.5).

- *La Biosfera* actúa como regulador químico o activador mecánico: en el primer caso, introduce o extrae materia mineral del suelo mediante los procesos de humificación-mineralización y absorción; en el segundo, lo hace por intermedio del crecimiento vegetal y la actividad de fauna especializada.

5.2. PRODUCTOS DE LA METEORIZACIÓN: FORMACIONES SUPERFICIALES CARACTERÍSTICAS

Las transformaciones meteóricas en las rocas originan unos productos denominados **formaciones superficiales alteríticas** o **alteritas** y contribuyen también a la generación de otros, especialmente periglaciares y gravitacionales (cuadro 5.3).

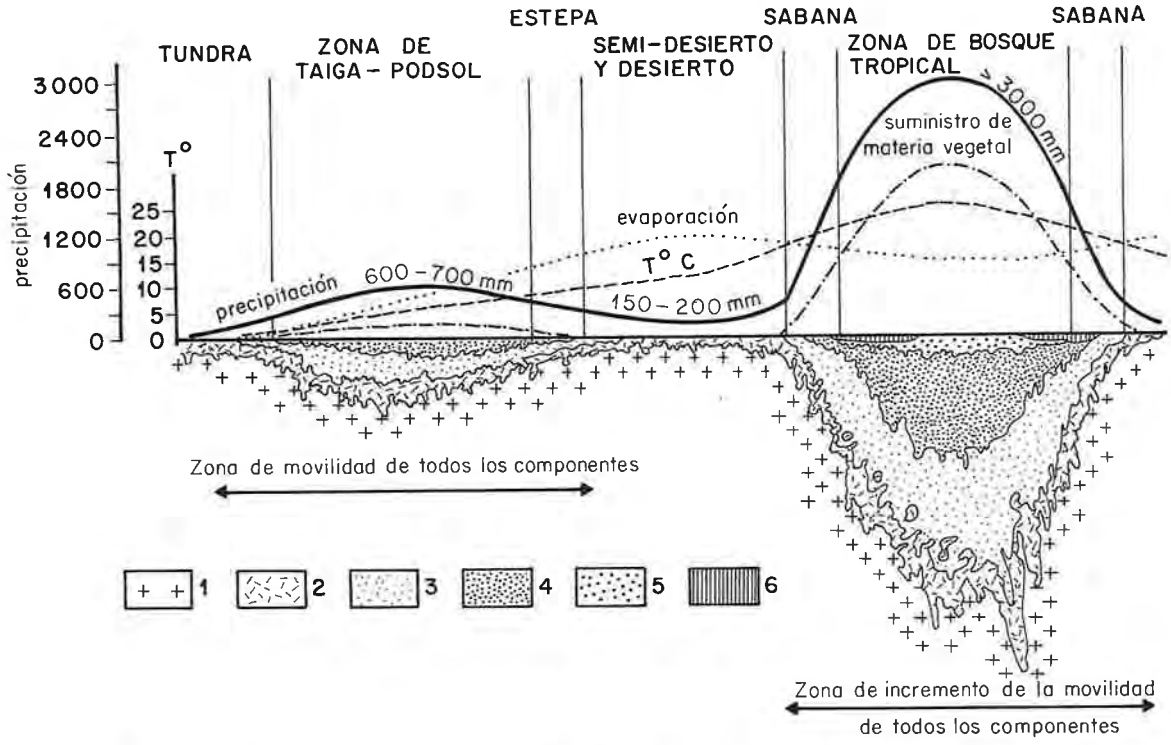


Figura 5.4. Relación entre el clima y los mantos de alteración en rocas silicatadas separando «zonas» según su grado de hidrólisis (en Strakhov, 1967): 1, roca fresca; 2, alteración química incipiente, sin apenas hidrólisis, con cambios texturales y formación de *grus* (arenización eluvial); 3, hidromicas-montmorillonita-beidellita, con hidrólisis parcial y generación de minerales tipo 2/1; 4, caolinita; 5 y 6, suelos alteríticos residuales (regolitos) procedentes de la hidrólisis total: 5, alúmina (Al_2O_3) y 6, duri-ferri-alumicretas (corazas de $Fe_2O_3 + Al_2O_3$).

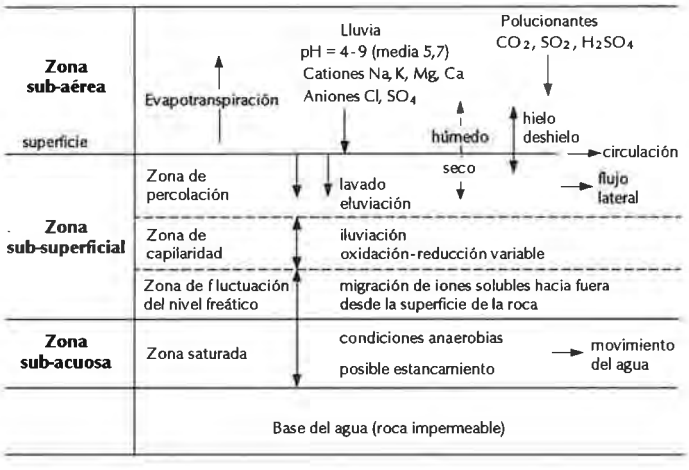


Figura 5.5. Caracterización de las principales zonas hidrológicas bajo la superficie topográfica (según Keller, 1957). Las flechas (→) indican la circulación del agua.

Foto 5.1. Perfil de meteorización en una zona fracturada sobre granitoides. Es una arenización, cuyos minerales de arcilla en la fracción fina son fundamentalmente illitas, en menor proporción caolinitas y ocasionalmente esmectitas. Valle del Jerte (Sistema Central).

Si la alteración es poco incisiva (ligera oxidación y/o hidratación de algunos minerales), apenas hay movilización y pueden reconocerse las características primarias de las rocas (textura, fábrica); así aparecen **saprolitos** o alteritas autóctonas, que son fácilmente movilizables por los agentes erosivos.

Si la alteración llega a ser más intensa que la anterior, aparece una franja de transformación que profundiza hacia el subsuelo y genera un **perfil de meteorización**. A través

Cuadro 5.3. Formaciones superficiales.

DEFINICIÓN

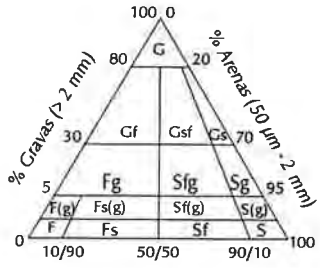
(Modificada de Campy y Macaire, 1989)

Materiales de litología o composición variable, a veces ricos en arcilla, otras organógenos y lo más frecuente detríticos. Se forman en la interfase Geosfera - Atmóstera; son por tanto aflorantes o subaflorantes y están asociadas a los ambientes bioclimáticos, morfológicos, edafológicos y antrópicos, es decir, derivan de los procesos exógenos continentales, actuales o recientes. Hay algunas de origen submarino en zonas de emersión reciente y otras volcánicas debido a la removilización de materiales eruptivos. En general están poco consolidadas, pero pueden presentar niveles compactados e incluso cementados. Suelen ser recientes, sobre todo cuaternarias y raramente anteriores al Neógeno. Su potencia varía entre centímetros y decenas de metros, presentando frecuentes cambios de facies.

MÉTODOS DE CLASIFICACIÓN

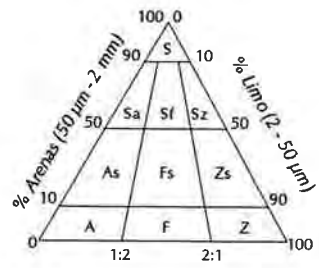
A) Textural o granulométrico. Mediante diagramas triangulares, como en los suelos o rocas sedimentarias (triángulo de Folk, 1968, modificado).

Sedimentos con grava



G grava
g con grava
(g) con algunos clastos
S arena
s arenoso
F finos
f con finos

Sedimentos sin grava



S arenas
s arenosos
Z limos
z limosos
F finos
f con finos
A arcillas
a arcillosos

B) Por su relación con el sustrato. Se diferencian tres tipos:

1. Autóctonas.

Resultan directamente de la desagregación y descomposición del sustrato, permaneciendo «*in situ*» los productos. Algunos autores, incluyen los suelos en este grupo.

Ejemplo: arena granítica

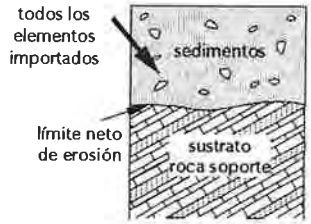
2. Para-autóctonas.

Son residuos de las formaciones autóctonas, una vez fueron movilizados ciertos componentes o añadidos otros.

Ejemplo: *terra rossa*

3. Alóctonas.

Derivan de fenómenos de transporte.



Ejemplo: arena eólica

(Esquema según Campy y Macaire, 1989)

C) Genética. Asociadas a sus procesos formadores, en general exógenos actuales.

Ejemplo de clasificación en el litoral valenciano (según Goy Goy, 1978)

	Fluviales		Marinos	Eólicos	Gravedad	Mixtos	
	Asociados a cauces definidos	No asociados a cauces definidos				Fluvial-gravedad	Fluvial-marino
Depósitos transportados (alóctonos)	Terrazas fluviales Conos de deyección Abanicos aluviales	Glacis Limos de vertiente	Terrazas marinas Cordón litoral Playas	Limos eólicos Dunas	Coluviones	Aluvial-coluvial Piedemonte	Abanico deltaico
	Lacustre	Cársticos					
Depósitos poco transportados (paraautóctonos)	Turbas Limos grises	Travertinos Arcillas de decalcificación					
	De alteración	Edáficos					
Depósitos sin transporte (autóctonos)	Eluvial	Costras edáficas Suelos fósiles					
Depósitos no naturales	Depósitos antrópicos						

Foto 5.2. Bandas de arenización en granitoides a favor del diaclasado por lajamiento. La Cabrera, Sierra de Guadarrama.

Foto 5.3. Alterita residual de la meteorización por hidrólisis en pizarras grafitosas silúricas. La roca original, con colores oscuros, dio un regolito caolínico (primer término, con tonos claros). Los óxidos, hidróxidos y sulfatos emigrados, se concentraron en zonas próximas formando duriferricretas brechoides alóctonas (en el centro, con tonos oscuros). Estos procesos están datados como terciarios, por tanto son paleoalteraciones. Minas de Madriguera, Sierra de Ayllón.

del perfil hay un «trasiego» o tránsito de componentes (partículas e iones) constituyendo la **zona móvil**; en ésta son frecuentes enriquecimientos, bien por «pseudoconcentración» o por verdadera concentración. En el primer caso, al desaparecer unos materiales por arrastre o **eluviación**, aumenta la proporción de los residuales; en el segundo el aumento es debido al aporte o **iluviación**.

Intensidad y permanencia del «trasiego» pueden consolidar la zona móvil. De este modo llegan a desaparecer todos los materiales movilizables, dejando los inertes o más resistentes como residuos. La frecuencia con que estos residuos se asocian a otras formaciones superficiales y a procesos edáficos, aconseja utilizar un término genérico para denominarlos: son los **regolitos**.

Concentraciones residuales frecuentes, más o menos edafizadas, son:

- *Arcillas residuales*. Restos procedentes de la disolución en rocas carbonáticas o salinas, con impurezas arcillosas; también arcillas de neoformación debidas a la hidrólisis parcial sobre materiales silicatados.

- *Terra rossa y terra fusca*. Residuos o impurezas procedentes de la disolución en rocas carbonáticas y en su mayoría compuestos por minerales de arcilla, óxidos de hierro y, a veces, sílice: la ***terra fusca*** se origina en un ambiente templado-húmedo y no presenta rubefacción, la ***terra rossa*** en climas con estación seca bien definida y aparece rubefactada.

- *Arenización y gores*. Residuos de la hidrólisis en materiales silicatados. Las **arenizaciones** están enriquecidas en gránulos de cuarzo y fragmentos líticos, al haberse producido removilizaciones (en general partículas coloidales); proceden de rocas ígneas, también metamórficas altamente transformadas, y todas ellas tienen carácter ácido. A veces se denomina arenización a toda alterita asociada a estas rocas, independientemente que haya sufrido o no un enriquecimiento en sílice. Los ***gores*** son residuos en los que predomina la fracción arcillosa y, en general, están relacionados con rocas metamórficas.

- *Óxidos e hidróxidos*. Aquí pueden incluirse los **fosfatos**, como subproductos de rocas carbonáticas ricas en esos compuestos. Sin embargo, los más característicos proceden de la desilicificación (hidrólisis total en rocas silicatadas) y están compuestos fundamentalmente por hierro o aluminio; en zonas tropicales llegan a formar grandes concentraciones, tales como: **lateritas**, arcilla roja endurecida conteniendo mucho hierro; **bauxitas**, residuo alumínico. El término laterita (del latín *latericius*, ladrillo), fue introducido para denominar cualquier suelo residual en zonas tropicales, especialmente si mostraba endurecimiento y morfología tipo **coraza**, ferruginosa o alumínica. Actualmente, como suelo se incluye entre los ferralíticos, oxisoles, latosoles, o ferrasoles (ver cuadros 5.8, 5.10 y 5.13); como residuo alterítico, se incluye dentro de las cretas.

El material movilizado en los procesos de meteorización (carbonatos, sílice, hierro), al concentrarse en determinados lugares, da origen a formaciones superficiales específicas. Éstas, denominadas genéricamente **cretas**, pueden definirse como: *tramo más o menos endurecido de un perfil edáfico, uno de meteorización, o una formación superficial.*

Las cretas se clasifican según su composición y son frecuentes: calcretas, de composición carbonática; silcretas, de composición silícea; y ferricretas, de composición ferruginosa. Si están cementadas o endurecidas, basta anteponer el prefijo «duri» para denominarlas; ejemplo: duricalcreta, durisilcreta, etc.

La génesis de estos endurecimientos es aún discutida, si bien siempre son debidos a concentraciones. Algunos la explican mediante un aporte externo, sobre todo asociado a la sedimentación fluvial (hipótesis de aloctonía); otros como un fenómeno edáfico o casi edáfico de eluviación-iluviación (hipótesis autóctona o casi autóctona). Una tercera posibilidad implica ambos fenómenos conjuntamente, es decir, precipitados de transporte y trasiego.

ALGUNOS TÉRMINOS REFERIDOS A LOS PRODUCTOS DE METEORIZACIÓN

*- **Alterita**. Formación superficial originada por procesos de meteorización generalmente químicos, aunque también pueden ser físicos; presenta diversos grados de transformación.*
*- **Alterita autóctona**. Alterita que ocupa la misma posición que los materiales de origen.*
*- **Alterita alóctona**. Alterita que ha sido movilizada y desplazada a otros lugares distintos a los del material original.*
*- **Alterita residual-residuo**. Formación superficial compuesta por los fragmentos, minerales o partículas, más resistentes a la alteración, una vez el resto de los materiales han sido transformados y movilizados.*
*- **Saprolito**. Alterita autóctona compuesta únicamente por material original transformado.*
*- **Regolito**. Alterita afectada por otros procesos como la edafización, removilización y sedimentación. Puede ser autóctona, para-autóctona o alóctona.*
*- **Lehm**. Término originalmente aplicado a suelos de loess que, en su momento, se utilizó para designar productos de alteración en tanto formaba el sustrato edáfico. En estos casos corresponde a una denominación genérica, que debe ir acompañada por el nombre del material original; ejemplo: lehm granítico, lehm calizo, etc.; actualmente tiende a no usarse.*
*- **Montera de meteorización**. Alterita desarrollada en la zona más superficial de una masa rocosa.*
*- **Perfil de meteorización**. Desarrollo vertical, en profundidad, de una alterita. Tramo entre la superficie del terreno y el contacto roca alterada-roca fresca, es decir, el frente de meteorización.*
*- **Frente de meteorización**. Zona de contacto alterita-roca fresca donde está produciéndose la transformación.*
*- **Zona móvil**. Tramo del perfil de meteorización en el cual hay trasiego de materiales (salida, entrada, desplazamiento, etc.), fundamentalmente iones y coloides.*
*- **Eluviación**. Lavado o salida de solutos, a veces también partículas por arrastre mecánico, desde una zona a otra del perfil de meteorización.*
*- **Iluviación**. Aporte o llegada de solutos, a veces también partículas por arrastre mecánico, procedentes de otros tramos del perfil de meteorización.*
*- **Trasiego**. Cualquier cambio de posición en los materiales del perfil de meteorización. Afecta a iones, coloides u otras partículas, incluso a fragmentos. Puede ser una salida, un aporte, o una reorganización; e implicar un balance absoluto o relativo y bien de pérdida o ganancia, mediante un proceso lateral o vertical.*
*- **Creta**. Tramo más o menos compactado, bien definido y diferenciado del resto, que aparece en el perfil de meteorización (también en un suelo u otra formación superficial). Tiene una composición uniforme de carbonato (calcreta), hierro (ferricreta), o sílice (silcreta), como más frecuentes.*
*- **Duricreta**. Cretas endurecidas, generalmente por cementación, ejemplo: duricalcreta, durisilcreta o duriferricreta. Estas denominaciones equivalen a las de corazas, costras y caliches.*
*- **Balance de meteorización**. Estimación de la cantidad, velocidad, tiempo y masa de roca afectada en un proceso de meteorización.*

Foto 5.4. Contrastes morfológicos a lo largo de una vertiente, controlados por las diferencias en un perfil de meteorización sobre la misma roca; en este caso granitoidea. El tramo inferior corresponde a un saprolito arenizado fácilmente desagregable, y los resaltes superiores se deben a un endurecimiento del perfil por silicificación (cementación por concentración de sílice). San Pelayo de Guareña, Salamanca.

Foto 5.5. Nivel cementado por carbonato (duricalcreta). Constituye un horizonte petrocálcico (a veces llamado encostramiento calizo y caliche), dentro de una formación superficial correspondiente a abanicos aluviales del Pleistoceno Medio, y aparece truncado a techo por materiales de una terraza holocena. Barranc Porta-Coeli, Valencia.

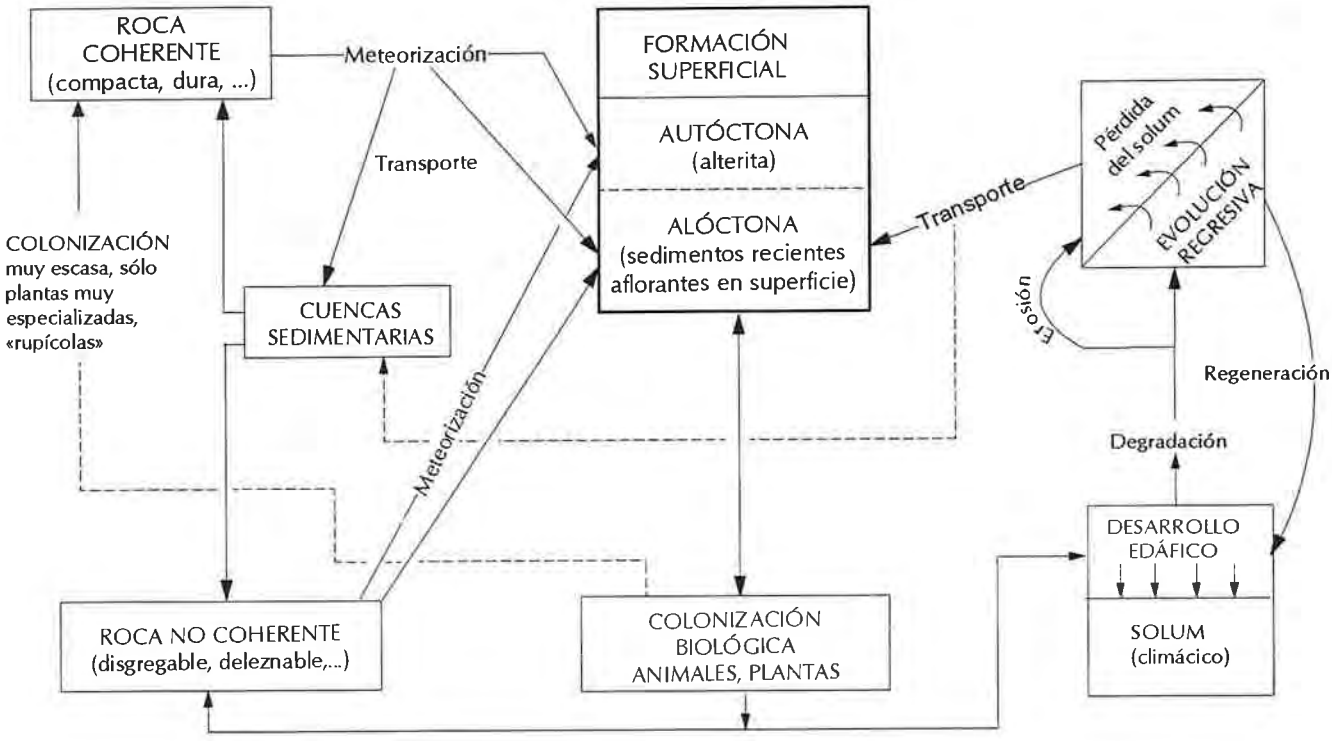


Figura 5.6. Contribución de los procesos exógenos al desarrollo edáfico mediante las formaciones superficiales.

Aunque la meteorización contribuya a preparar el material para otros agentes del modelado, no suele definir *per se* formas del terreno. Tanto los relieves diferenciales sobre duricretas (mesas, páramos, plataformas, etc.) y rocas cristalinas (en especial granitoideas, con *inselbergs*, domos, etc.), como los mismos relieves cársticos, son consecuencia de procesos complejos donde la meteorización, aun siendo importante, es un factor más; estas formas deben ser analizadas como «tipos de relieves», ya sean climáticos o litológicos.

5.3. METEORIZACIÓN Y EDAFOGÉNESIS

El suelo, edáficamente entendido, puede considerarse *la franja superficial de la Geosfera biológicamente fértil o agronómicamente productiva; también, una zona de confluencia entre los procesos bióticos y abióticos de la superficie terrestre.*

De lo anterior se deducen los aspectos básicos que siempre preocupan en Edafología: el carácter «utilitario» del suelo, como un sistema agronómico y selvícola; y, a la vez, su entidad «ecológica» como sistema global, donde confluyen interacciones múltiples entre Geosfera, Biosfera, Atmósfera, Hidrosfera e incluso Antroposfera. Todo ello, hace que sea un buen indicador para analizar el equilibrio entre los distintos medios naturales terrestres.

Para que en una zona determinada pueda desarrollarse un suelo, son necesarias dos condiciones iniciales: materia mineral con características texturales adecuadas (formaciones superficiales o similar) y aporte de materia orgánica; es la meteorización quien, directa o indirectamente, origina **soportes edáficos**, es decir, condiciones idóneas para que la cobertera vegetal colonice el sustrato litológico, iniciándose así la edafogénesis.

Instalada dicha cobertera hay cambios notables en el «ambiente de meteorización» y, sin modificar sustancialmente las modalidades de la misma, hacen que su perfil, o parte de él, pase a ser un **perfil edáfico**. Para esta transformación, deben conjuntarse tres grupos básicos de procesos (figura 5.6):

- *Meteorización de los materiales* que constituyen el suelo (**intemperización**). Ésta se realiza, bien con la participación de la materia orgánica (intemperización edafoquímica o bioquímica), bien sin ella (intemperización geoquímica); en general son los mismos fenómenos descritos

Cuadro 5.4. Síntesis terminológica para los horizontes edáficos y equivalencias entre diversos sistemas.

TRAMOS	POSICIÓN POSIBLE	TERMINOLOGÍA-SÍMBOLOS 1 (*)	2	3	4 (**)	5 (*)	ANOTACIONES Definición	CARACTERÍSTICAS SUBORDINADAS A LOS HORIZONTES PRINCIPALES (***)
Horizontes orgánicos (materia orgánica)	Horizontes superficiales «epipedones»	Ó	01	Ói Óe	L F	Ó	M. orgánica anual fresca Forna, capa de fermentación	Se definen mediante: - *Sufijo literal.* Indica propiedades dominantes y subdividen el horizonte; no se utilizan más de dos. Ejemplo: Bhm - horizonte iluvial con acumulación de materia orgánica y cementación.
			02	Óa Óe	H	H	M. orgánica humificada	
Horizontes minerales o suelo mineral — SOLUM		A	A1	A	A (Ah, Ap)	A	Horizonte eluvial	
		E	A2	E	E (Ea, Eb)	E	Horizonte eluvial álbico	- *Sufijos numéricos.* Indican subdivisiones del horizonte en la vertical, siguen siempre a un sufijo literal; de no haber, se intercala una «u» (FAO). Ejemplo: Bt1, Bu1, Bu2.
	Horizontes subsuperficiales	(...)	A3 B1	(...)	(...)	(...)	(...) transición o mezcla entre horizontes - transición, símbolo según los casos: AB, EB, AC; ó BA, BE, CA - mezcla, símbolo según los horizontes en contacto y el predominio en las características de uno u otro: A y B, E y B, A y C (también: A/B, E/B, A/C); ó B y A, B y E, C y A (también: B/A, B/E, C/A)	- *Prefijo numérico.* Indican discontinuidades litológicas. Ejemplo: AB2C, indica en C una litología diferente a la del *solum* propio.
		B	B2	B ó Bw	B ó (Bf, Bw,...)	B	Horizonte iluvial	
		(...)	B3	(...)	(...)	(...)	(...)Transición y mezcla: BC, CB; B y C, C y B (B/C, C/B)	*OTROS HORIZONTES PRINCIPALES* G - hidromorfismo; K - cálcico; Y - gíbbsico; ... En la mayoría de las nomenclaturas actuales, suele darse a estos horizontes un carácter subordinado, esto es: G = Bg, Cg K = Bca, Cca etc.
		C	C	C	C (Cu, Cr)	C	Horizonte o capa SUBSOLUM; o roca madre alterada	
SUSTRATO ORIGINARIO		R	R	R	R	R	Roca fresca	

(*) Ó, horizonte orgánico no saturado en agua más que unos días.
(**) símbolos utilizados en suelos forestales (Wilde, 1958); L y F antes eran Aoo y H era Ao.
(***) ver guías o textos específicos para la notación de los sufijos literales y su significado.
(1) según Roquero y Porta (1992); (2) y (3) terminología antigua y moderna en EE.UU. (ver Olson, 1981); (4) terminología más común en el Reino Unido (ver Courtney y Trudgill, 1991); (5) terminología de la FAO (1977).

en el capítulo de meteorización (ver cuadros 5.1 y 5.2).

- *Movimiento de material* a través del perfil edáfico. Prioritariamente lo origina la circulación del agua, que moviliza, disuelve y precipita coloides e iones; así aparecen fenómenos de eluviación-lavado-pérdida e iluviación-concentración-ganancia, sean absolutos o relativos.

- *Descomposición de la materia orgánica* por acción microbiana. Se produce durante una serie de etapas intermedias (**humificación**) y termina con la ruptura total de las moléculas orgánicas, que liberan los elementos no orgánicos contenidos en ellas (**mineralización**); es un fenómeno progresivo, aunque puede estabilizarse durante algún tiempo en estados intermedios constituyendo diferentes tipos de «humus».

5.4. CARACTERÍSTICAS Y COMPONENTES DEL SUELO

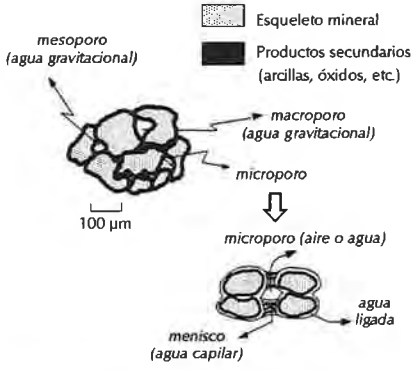
Intemperización, movimientos de componentes, humificación y mineralización, actuando conjuntamente a lo largo del tiempo, implican la progresiva diferenciación o «anisotropización» del material original (roca o formaciones superficiales). Esto conduce a una estratificación en sus propiedades y características, dando lugar a la «horizontalización» o desarrollo de **horizontes edáficos** (cuadro 5.4). Es importante señalar como, a lo largo de la evolución edáfica, también puede aparecer un fenómeno de «isotropización» o «haploidización»; esto es: atenuación, incluso pérdida, de los horizontes.

Cuadro 5.5. El agua en el suelo.

LA CANTIDAD de agua en el suelo, es función de condiciones **intrínsecas** (textura, estructura, contenido en materia orgánica) y **extrínsecas** (lluvia, riego, aporte subterráneo, nieve, etc., y la evapotranspiración)

LA CIRCULACIÓN del agua en el suelo, es función de su **porosidad** (a) y una serie de **tensiones** (b)

a) La **porosidad** según sean: macro/meso/microporos.



b) Las **tensiones** son:
Ft = FR - FE = Fuerzas de retención - Fuerzas de extracción.

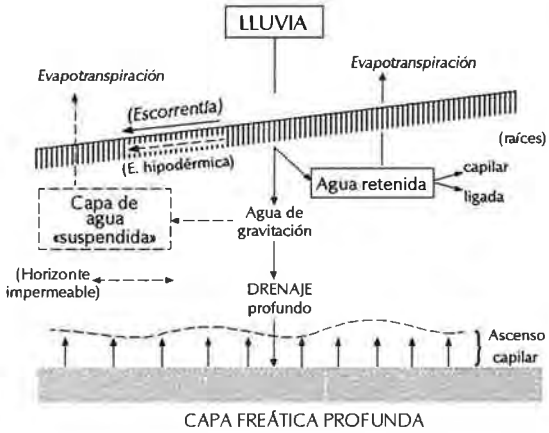
FR = adherencia (sólido - líquido) + adherencia (líquido - líquido)

FE = gravedad + capilaridad + tensión vapor + tensión absorción plantas

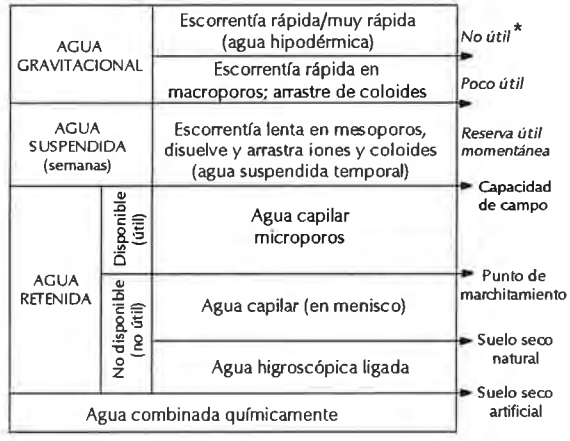
Dirección				
Tensión	1/3 Atm	≈10 Atm	30 Atm	15 Atm
Tipos	gravitacional suspendida	retenida disponible	retenida no disponible	retenida disponible útil o no

LA DISTRIBUCIÓN Y REPARTO

a) Distribución (según Duchaufour, 1987)



b) Reparto (modificado a partir de Fuentes,1989, y Custodio y Llamas, 1983)



* *ÚTIL, NO ÚTIL: se clasifica según pueda o no ser usada por las plantas*

Los niveles originados mediante esos procesos evolutivos se denominan **horizontes genéticos** y les distingue unas propiedades específicas a lo largo del perfil. Sin embargo, la unidad básica de referencia en la Edafología analítica moderna es el **pedón** o **edafón**, también referido en castellano como «pedión» (Porta *et al.*, 1994): conjunto de perfiles que reúnen todas las propiedades o características para definir un suelo. La porción espacial que ocupa cada unidad corresponde al **polipedón** o **poliedafón**: conjunto de edafones homogéneos y diferenciados respecto a los de su entorno (figura 5.7).

Las características, componentes o propiedades que sirven para catalogar el suelo, pueden agruparse en: físicas, químicas y orgánicas.

- *Las características físicas* corresponden a los límites, espesor, colores, texturas, porosidad, estructura, consistencia, micromorfologías, temperatura y grado de humedad, como fundamentales. Suelen determinarse en campo, si bien algunas es aconsejable medirlas también en laboratorio; así ocurre con la humedad, textura, contenido en aire y cálculo de porosidades (ver figuras 5.8, 5.9, 5.10 y cuadros 5.5, 5.6 y 5.7).

El procedimiento para su estudio y análisis, está reflejado en manuales y guías sobre descripciones de perfiles

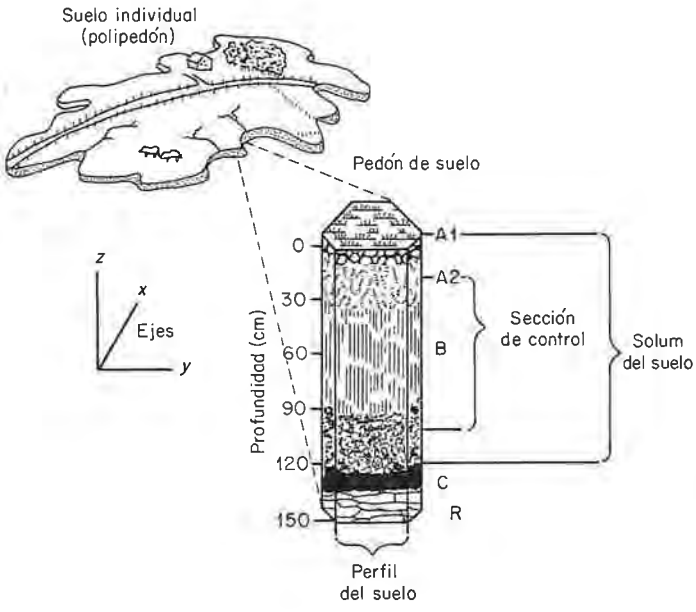


Figura 5.7. Terminología para los elementos y unidades en el estudio y cartografía de suelos (según Buol *et al.*, 1991).

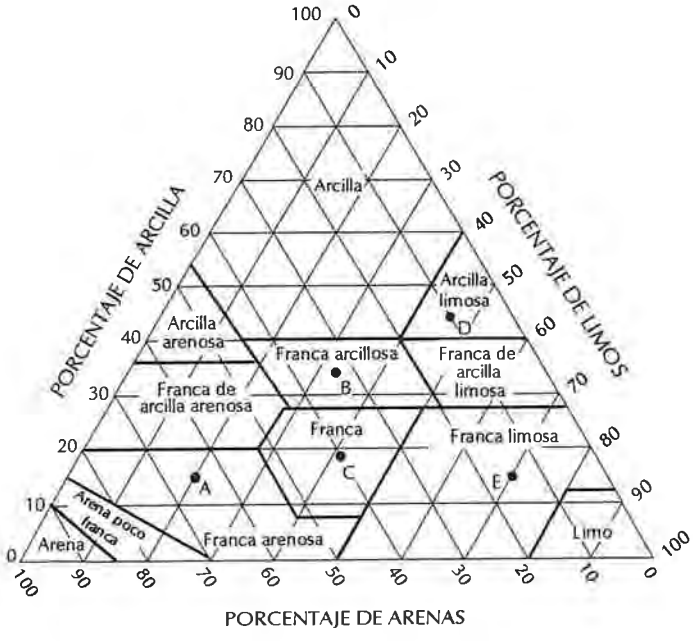


Figura 5.8. Texturas (A,B,...) del suelo (según S.S.S., 1962).

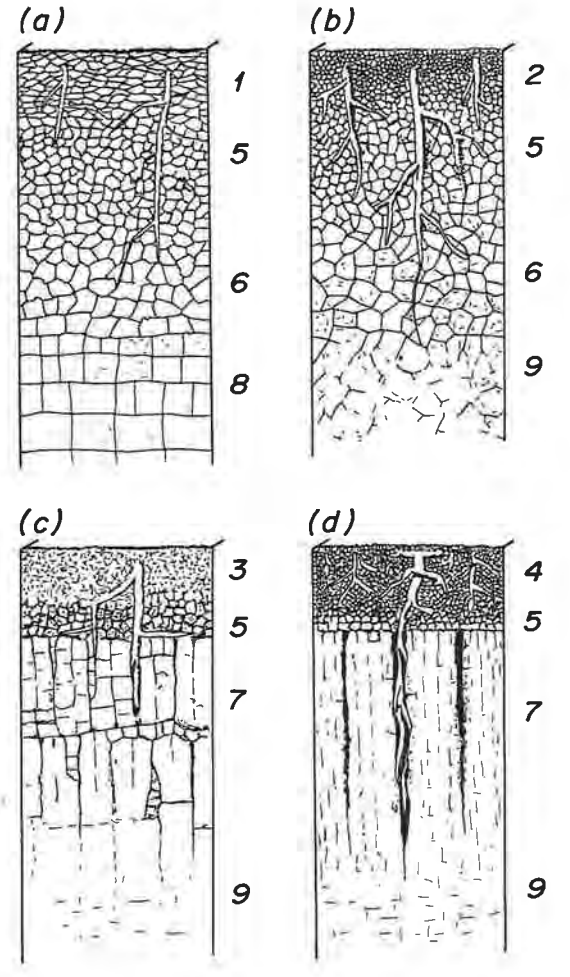


Figura 5.9. Algunos ejemplos de estructura en el suelo (modificado de Fitzpatrick, 1987): 1, lenticular; 2, mixta (granular y migajosa); 3, grumosa (grumos pequeños); 4, grumosa; 5, bloques subangulares; 6, bloques angulosos; 7, prismática y columnar; 8, subcuboide; 9, masiva.

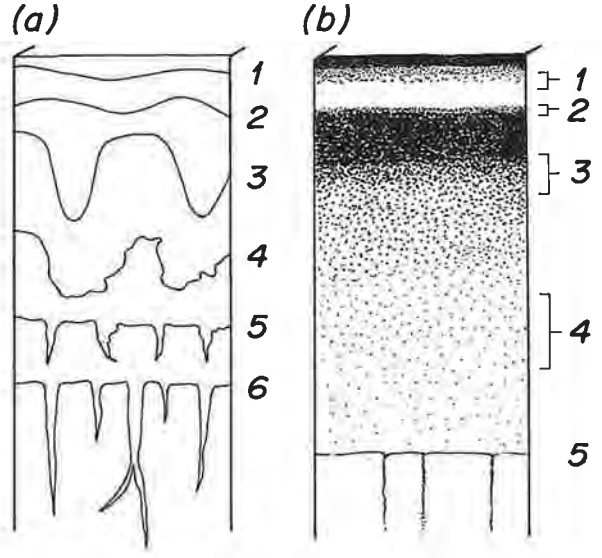


Figura 5.10. Tipos de límites entre horizontes (según Fitzpatrick, 1987). En (a): 1, liso; 2, ondulado; 3, lobulado; 4, irregular; 5 y 6, lingüiforme. En (b): 1, claro; 2, neto; 3, gradual; 4, difuso; 5. abrupto.

Cuadro 5.6. Régimen térmico de los suelos (resumido de S.S.S., 1975).

Nombre del régimen	Media anual de las temperaturas del suelo, °C (T)	Diferencia entre la temperatura media (°C) de la estación cálida y la estación fría (T_v-T_i)	Significado	Radical utilizado en la nomenclatura
Pergélico	T<0°	–	Helado permanente	–
Críico	0°<T<8°	–	Muy frío (verano frío)	**cri-crio**
Frígido	T<8°	>5°	Muy frío (verano templado)	**bor-** (boreal)
Mésico	8°<T<15°	>5°	Templado	–
Térmico	15°<T<22°	>5°	Cálido	**Trop-** (tropical húmedo cálido)
Hipertérmico	T>22°	>5°	Muy cálido	**Trop-** (tropical húmedo cálido)

Cuadro 5.7. Régimen hídrico de los suelos (resumido de S.S.S., 1975).

Régimen ácuico (del latín *aqua*, «agua»). El suelo permanece saturado de agua durante la mayor parte del tiempo, ya que el nivel freático está en, o próximo a la superficie casi todo el año; aparece en terrenos pantanosos, marismas y ciénagas.

Régimen údico (del latín *udus*, «húmedo»). Cualquier punto del perfil no está seco más de noventa días al año. Este tipo de régimen se halla en los climas húmedos. El balance de agua apenas muestra deficiencia (D), o no la presenta en la estación de crecimiento (verano) y hay un excedente hídrico estacional que ocasiona el desplazamiento del agua a través del suelo en algún momento del año. Para los regímenes hídricos con un excedente en todos los meses, el nombre «údico» se modifica añadiéndole el prefijo «per-» (*perudic*).

Régimen ústico (del latín *ustus*, «quemado», implica sequedad). El suelo presenta una moderada cantidad de reserva de agua, no helada, en la estación con condiciones favorables al crecimiento de las plantas. Sin embargo, la mayoría de los años permanece seco durante 90 ó más días consecutivos. Régimen asociado a los subtipos semiáridos de climas secos y tropical alternante seco-húmedo.

Régimen arídico o tórrico (del latín *aridus*, «seco»; *torridus*, «seco» y caluroso). Ambos nombres designan este régimen en las diferentes categorías del sistema de clasificación. El suelo no está nunca húmedo en alguna parte, o a lo largo del perfil, durante un período de 90 días consecutivos. El régimen arídico (tórrico) se aplica a los subtipos semidesértico y desértico de los climas secos, en una franja latitudinal que va desde las zonas tropicales hasta las latitudes medias.

Régimen xérico (del griego *xeros*, «seco»). Puede aplicarse a las áreas de clima mediterráneo, caracterizadas por un largo período estival seco e invierno lluvioso. El suelo está seco en todo el perfil durante 45 días o más consecutivos en la estación estival, pero húmedo en todo el perfil durante otros 45 días o más de la estación invernal.

Radicales utilizados en la nomenclatura: **aqu-** (ácuico), **ud-** (údico), **ust-** (ústico), **aridi-** (arídico, define un orden específico) y **torr-** (arídico-tórrico, seco por lo general), y **xer-** (xérico).

edáficos. La mayor parte siguen la metodología elaborada por el *Soil Survey Staff* (S.S.S., 1962) del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de Norteamérica (USDA); también existen guías similares en castellano, como la publicada por la FAO (1977) o la de Roquero y Porta (1992).

- *Las características y componentes químicos* derivan de las reacciones entre los materiales inorgánicos (fracción mineral) y su relación con los orgánicos. La fracción mineral procede mayoritariamente de la alteración en la roca madre o sustrato edáfico y está compuesta por fragmentos de roca, partículas coloidales e iones. Los primeros son inactivos, pero tienden a pasar a tamaños granulométricos menores por acción de la intemperización, dando partículas coloidales e iones que sí son activos.

Las partículas coloidales en su mayoría son minerales de arcilla y forman junto a los compuestos húmicos (en realidad también coloides) el **complejo absorbente** u **órgano-mineral**, cargado negativamente y capaz de retener cationes llamados de cambio; éstos se intercambian con la solución del suelo mediante adsorción-desorción (figuras 5.11 y 5.12). Las partículas coloidales son la base del complejo absorbente y éste un almacén o reserva de nutrientes, los cuales tienen un papel destacado en la «fertilidad del suelo»: capacidad edáfica para suministrar elementos nutritivos a las plantas.

Aniones y cationes móviles constituyen los iones de cambio; los segundos pueden pasar desde la solución al

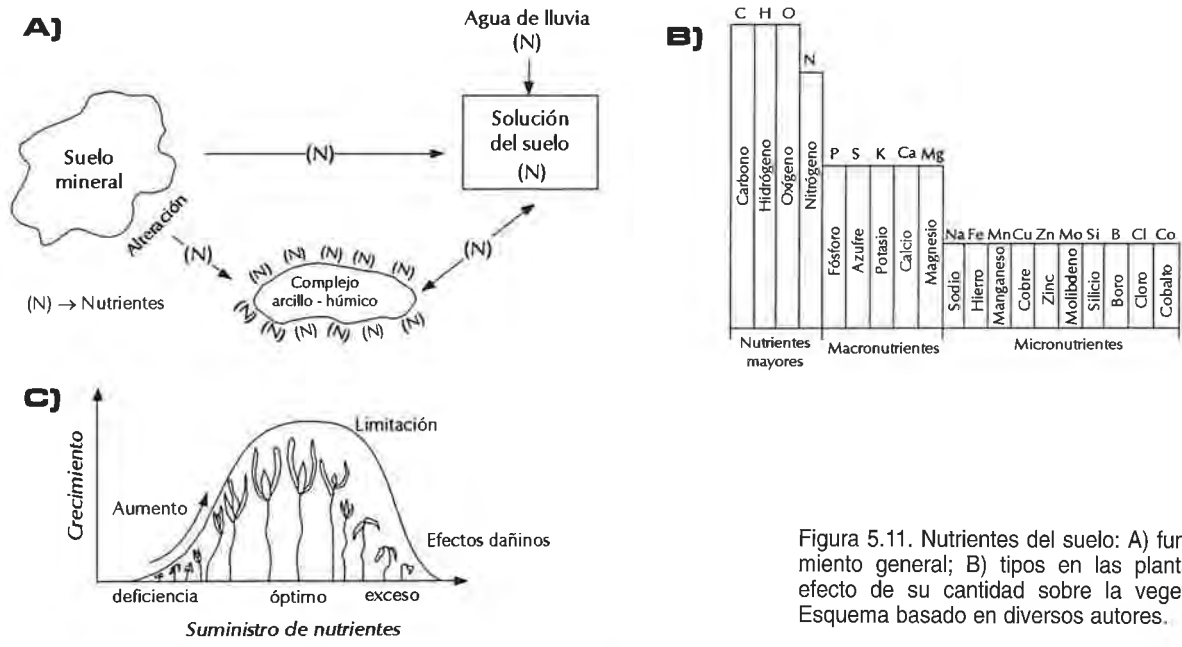
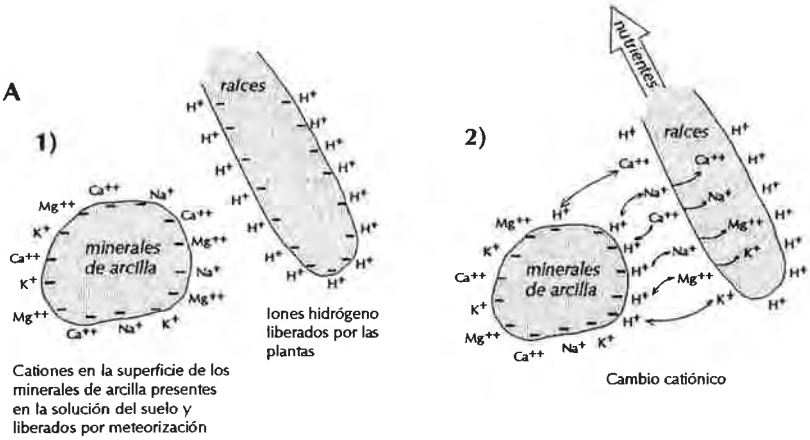


Figura 5.11. Nutrientes del suelo: A) funcionamiento general; B) tipos en las plantas; C) efecto de su cantidad sobre la vegetación. Esquema basado en diversos autores.



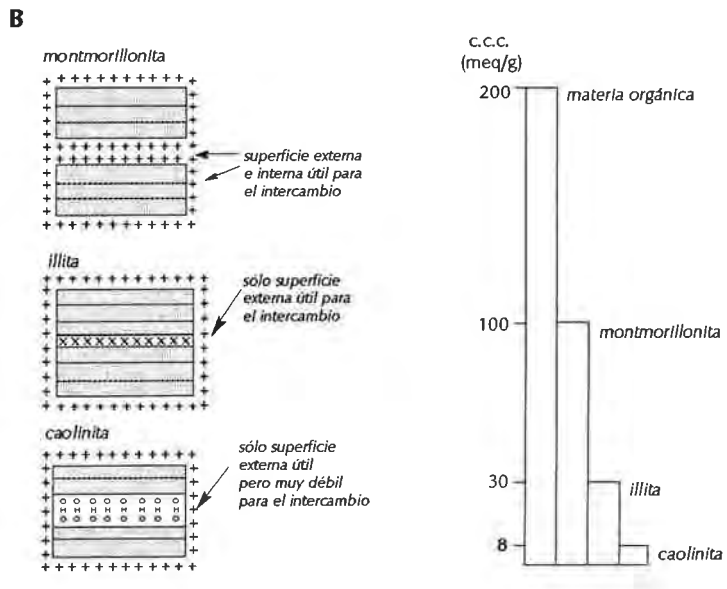


Figura 5.12. Cambio catiónico: A) funcionamiento general; B) capacidad de cambio en los principales componentes del suelo. Según Courtney y Trudgill (1991).

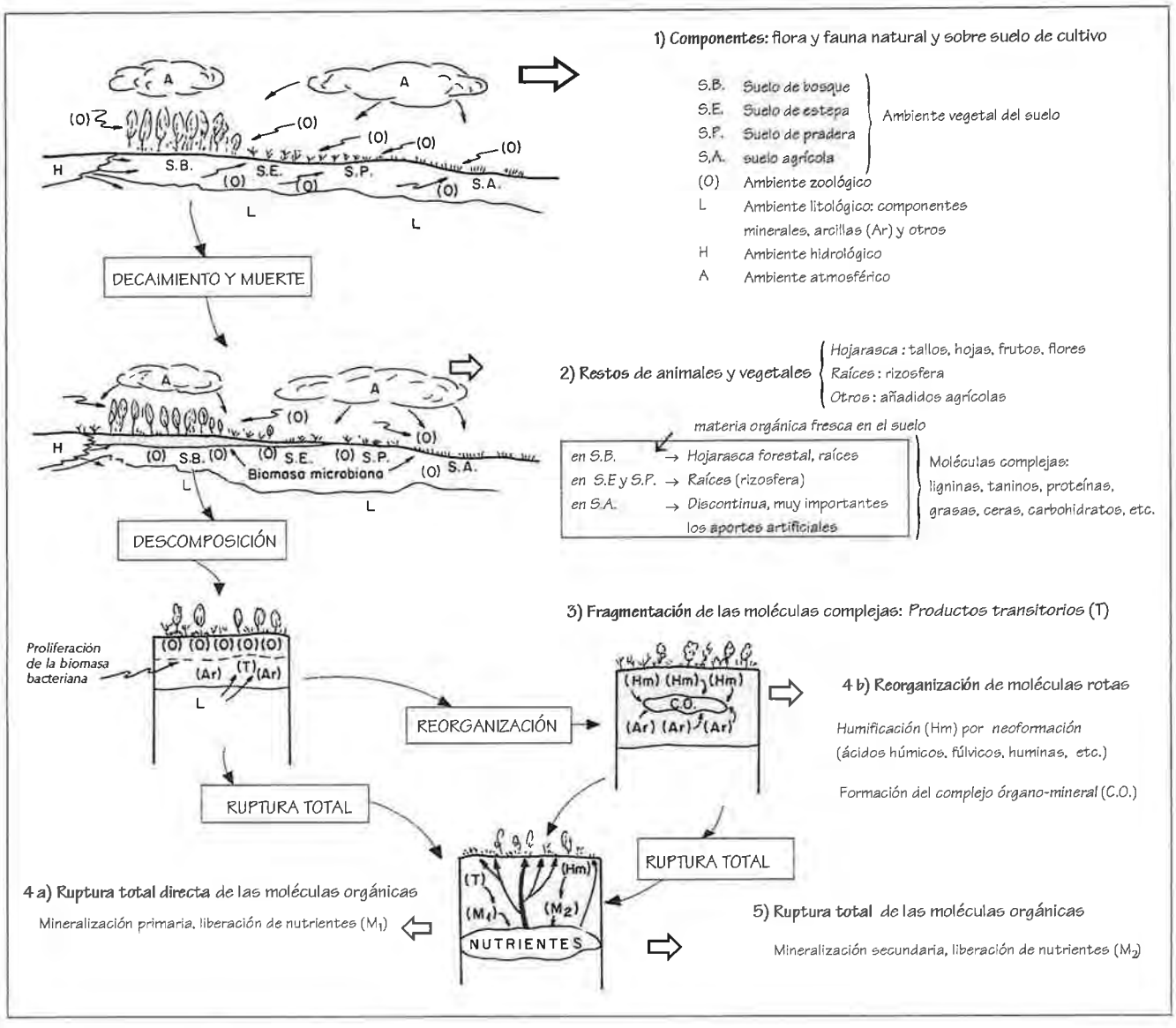


Figura 5.13. Esquema general para los procesos de humificación-mineralización.

complejo absorbente y/o a las plantas. De ellos unos generan acidez [H^+, Al^{3+}, $Al(OH^{2+}+2H^+)$] y otros basicidad (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+). Los minerales insolubles (oxihidróxidos) están dotados de carga positiva, por lo que retienen aniones y forman en realidad otro complejo absorbente o **complejo aniónico**.

En la química del suelo interesa conocer, tanto la procedencia de los nutrientes (ciclos biogeoquímicos, de meteorización, etc.), como los valores característicos que permiten determinar el estado del complejo absorbente; éstos son:

a) **Capacidad de cambio catiónico** (C.C.C.) ó (T). Capacidad en un suelo para retener e intercambiar cationes, o cantidad de ellos que es capaz de retener. Varía según los distintos componentes del complejo órgano-mineral (ver figura 5.12).

b) **Cationes básicos de cambio** (S). Suma de las bases que pueden ser intercambiadas: Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Na^+.

c) **Grado de saturación** (V). Determina la saturación en bases del complejo; es el porcentaje de S respecto a T (S/T %).

Con valores de (V) igual a 100 (S=T) el suelo está saturado y tiene gran reserva cálcica. Con valores de (V) muy bajos el suelo está desaturado: hay gran abundancia de Al^{3+} ó H^+ y son suelos acidificados de poca fertilidad e incluso toxicidad por su contenido en aluminio.

TIPOS DE HUMUS

Su clasificación básica se realizó en suelos de bosque, determinándose:
- «Mor» o humus bruto. Materia orgánica casi sin transformar, poco activa y que llega a definir un horizonte al acumularse sobre el suelo mineral.
- «Mull» o humus suave. Materia orgánica descompuesta a gran velocidad, lo cual facilita la generación de complejos órgano-minerales.
- «Moder». Humus intermedio entre ambos.

Otras clasificaciones (1) no hacen sino precisar ésta, si bien consideran estados evolutivos según el turnover, maduración, estabilización, etc.; es el caso de la clasificación bioquímica, en la que diferencian:
- Humus poco evolucionado. Normalmente deriva de transformación o herencia (humina con residuos de la materia orgánica fresca). Propio de medios muy ácidos, con débil actividad biológica o materia orgánica original poco biodegradable. Caso de humus tipo moder o mor (con poca incorporación de materia orgánica por la escasa actividad biológica) o mull carbonatado (con mucha incorporación de materia orgánica pero poco transformable).
- Humus evolucionado. En general predomina la neoformación y puede producir: mull ácido y mesotrófico (turnover rápido); mull cálcico o eutrófico (turnover medio) y mull ándico (turnover lento).
- Humus muy evolucionado. Abundan los compuestos húmicos negros, estabilizados por una fuerte maduración bioclimática; casos de: mull forestal boreal, mull chernosémico en suelos de pradera, humus vértico en suelos arcillosos.
- Humus con evolución modificada por hidromorfía. Alto contenido en materia orgánica poco transformada (fases anaerobias). Caso de: turba fibrosa (poca evolución) ácida meso o eutrófica; muck (evolución media) con humina heredada; y anmoor (mucha evolución) con fuerte humificación y estabilización al madurar en edafoclimas alternantes.

(1) - P. Duchaufour, *Edafología, Tomo I, Edafogénesis y Clasificación*, Masson, Barcelona, 1984.

En general, el pH da una medida aproximada del grado de saturación; así: entre 6,5 y 7,5, el suelo está saturado en Ca^{2+}; alrededor de 3, saturado en H^{+}; y alrededor de 4, saturado en Al^{3+}.

Aunque también puedan hacerse algunas determinaciones en campo con minilaboratorios portátiles, la química del suelo procede establecerla en el laboratorio, ya que exige análisis de contenidos, por lo general muy detallados y precisos.

- *Las características orgánicas* derivan de la biomasa del suelo y son restos animales y vegetales, frescos, transformados por descomposición o ya humificados.

La función de la materia orgánica es doble, pues forma parte del complejo órgano-mineral y, al mismo tiempo, recicla nutrientes. Para un suelo específico, el desplazamiento de esas funciones en uno u otro sentido depende del grado evolutivo en que se encuentren los compuestos orgánicos y éste se establece según la secuencia: descomposición, humificación, mineralización, reasimilación por las plantas (figura 5.13). Dicha secuencia implica un tiempo para su desarrollo, denominado ***turnover***, que está controlado por las condiciones ambientales (climáticas), las características químicas del suelo y el tipo de biomasa original. Estos mismos factores controlan una humificación total o parcial: en el primer caso hay una neoformación, pasando todos los compuestos orgánicos originales a otros nuevos con carácter húmico; en el segundo una herencia o transformación, al quedar residuos más resistentes cuya composición está próxima a la materia orgánica fresca, como por ejemplo la lignina en medios ácidos o fuertemente carbonáticos.

Todas estas modificaciones forman parte del proceso general de **maduración del suelo**, que lo conducen a etapas más evolucionadas. A lo largo de ellas, la materia orgánica se descompone en su totalidad y la humificación termina en la mineralización.

Sin embargo, la protección que pueden ejercer la fracción mineral y determinadas condiciones climáticas (fundamentalmente falta de humedad, situación más frecuente en suelos de zonas áridas y semiáridas), retrasan o llegan a paralizar esa mineralización. En ambos casos hay una estabilización húmica, originada bien por las características físico-químicas del suelo, bien por el ambiente climático general.

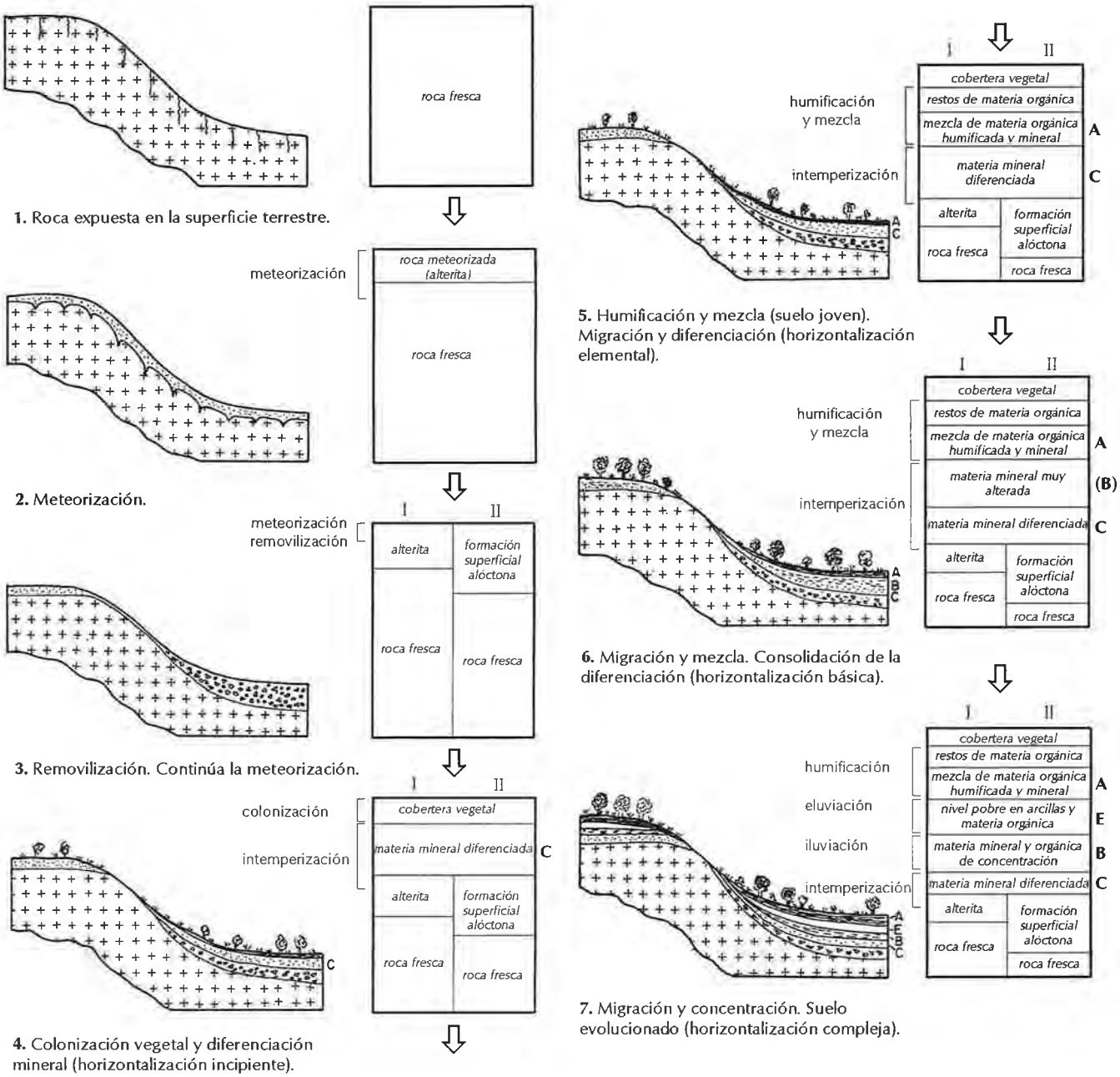


Figura 5.14. Etapas en la formación y desarrollo de un suelo.

5.5. EVOLUCIÓN DEL SUELO: DESARROLLO DE HORIZONTES

El desarrollo del suelo es un fenómeno evolutivo complejo, y en él están implicados procesos de distinta naturaleza a lo largo del tiempo. Desde el punto de vista genético, esos procesos vienen regulados por factores geológicos, geomorfológicos, climáticos, biológicos y también antrópicos.

En el supuesto de un suelo que llega a completar todos los horizontes, incluso subhorizontes, las etapas evolutivas pueden aproximarse como sigue (figura 5.14):

a) Alteración de la roca y/o deposición de sedimentos, dando origen a un sustrato o soporte; por lo general una «formación superficial» apta para ser colonizada.

b) Establecimiento de una «cobertera biológica» capaz de producir restos orgánicos; normalmente una formación vegetal. Progresión en la meteorización.

c) Definición de un «suelo incipiente», con horizonte C bien desarrollado y cierta acumulación de restos orgánicos en su superficie (tipo litosuelo, regosuelo). Paso desde la meteorización general a la intemperización.

d) Se inicia la formación del ***solum*** por la humificación: desarrollo de un horizonte A incipiente; perfil (A)C.

e) Humificación y transferencia o migración de los materiales, que terminan por desarrollar definitivamente un nivel con «eluviación» e inician el de «iluviación». Posible intemperización extrema originando un horizonte B de alteración; perfil AC ó A(B)C.

f) Consolidan los fenómenos de transferencia, migración y movimiento del material. Generación definitiva del *solum*, con un horizonte de «acumulación»; perfil ABC.

g) Progresa la horizontalización y posible desarrollo de «subhorizontes».

Durante esta evolución tienen lugar una serie de relaciones, simplificativamente englobadas en el concepto **clímax** (del griego *klimax*, escala) o «suelo climácico»: aquél que ha alcanzado el equilibrio con todos sus factores genéticos. Es importante precisar que «clímax» y «complejidad» no son equiparables en Edafología: un suelo elemental con perfil (A)C puede ser climácico; bastan para ello unos factores genéticos apropiados y la evolución quedará «estancada» en las primeras etapas de su desarrollo.

Debe precisarse igualmente, que un suelo «muy evolucionado» puede retroceder a etapas previas mediante un proceso de evolución regresiva. En estos casos habrá de diferenciarse la regresión hacia una nueva estabilización climácica (paso, por ejemplo, desde un perfil complejo ABC a otro AC), y la regresión que implica degradación e incluso desaparición total del suelo; también su posible estancamiento, siendo fosilizado por nuevos depósitos o sirviendo como sustrato a otro suelo más moderno: se trata en estos casos de un «suelo relicto» o **paleosuelo**.

Los factores edafogenéticos controlan estos niveles evolutivos, pues de ellos dependen los procesos implicados en las transformaciones edáficas.

A nivel general, dichos factores son: tiempo (período de exposición de un suelo a determinados ambientes), geológicos y morfológicos (composición de los materiales, tipos de arcillas, elementos constituyentes por su acidez o basicidad, procesos superficiales de erosión, sedimentación y meteorización, morfologías y pendientes); climáticos (zonificación general, grados de humedad, temperatura o regímenes de cambio estacional); biológicos (biogeografía, asociaciones vegetales, ecología en las formaciones vegetales y tipos de hojarasca), también pueden aparecer factores antrópicos (usos del suelo, tipo de cultivo y prácticas agrícolas).

5.6. SISTEMÁTICA Y TAXONOMÍA DE LOS SUELOS

Para la Edafología, como en las restantes Ciencias de la Naturaleza, es prioritario estructurar los elementos que analiza: consiste en ordenar y jerarquizar los suelos siguiendo un método o sistema de clasificación.

Aunque las clasificaciones edáficas sean muy numerosas (casi una por país, o grupo de países, donde las ciencias y técnicas agronómicas o selvícolas han alcanzado cierto nivel de desarrollo), los principios generales son comunes a todas; así:

- Existe una preocupación taxonómica, reflejada en el intento por jerarquizar las unidades (clases, subclases, tipos, géneros, especies, variedades, órdenes, grupos, etc.) y asignarlas la nomenclatura adecuada que sirva para su identificación.
- En todos los casos, directa o indirectamente, utilizan como referencia el edafoclima (regímenes térmico e hídrico); a veces como criterio genérico, otras para definir algún nivel jerárquico.
- Usualmente tienen en cuenta el grado evolutivo del suelo, bien como criterio básico, bien como referencia subsidiaria.
- Para determinar las unidades y su organización en niveles taxonómicos, normalmente recurren a criterios analíticos: se basan en las propiedades y funcionalidad física, química y orgánica del suelo (texturas, estructuras, color, estado del complejo órgano-mineral, procesos de intemperización, etc.).

Como ocurre con los principios, tampoco los sistemas de clasificación son numerosos. En esencia se reducen a tres, y analizados en su fundamento primario, sólo a dos: aquéllos que consideran la ecología del suelo y los que destacan su utilidad como recurso agronómico; clasificaciones zonales y genéticas corresponden al primer grupo, clasificaciones analíticas al segundo.

- *Las clasificaciones zonales*, que en realidad deberían denominarse bioclimáticas o parazonales, parten del principio de las analogías o **suelos análogos**, esto es: suelos desarrollados en el mismo ambiente bioclimático, cualquiera que sea su material originario, terminan por presentar características similares producto de una humificación e intemperización convergentes.

Este concepto, basado en las aportaciones de Dokuchaev (1883), llevó a entender la ecología del suelo como un proceso determinado exclusivamente por factores ambientales; así adoptan el término «clímax» o «climácico» para expresar el equilibrio evolutivo.

Asociado al concepto anterior, surge también el de zonalidad edáfica: concediendo al clima y las asociaciones vegetales correspondientes la función determinante en la evolución y maduración del suelo, dado que dichos factores presentan una regionalización o zonificación, es evidente que también ha de ocurrirle a los suelos.

La base para estos planteamientos surge con los trabajos de Köppen (1901), que condujeron a la zonificación climática y su consideración como factor biogeográfico determinante (bioclimatología). Sus clasificaciones, más o menos actualizadas, siguen estando vigentes y en ellas se apoyaron los discípulos de Dokuchaev (Sibirtzev y Glinka, fundamentalmente) para proponer la zonificación en los suelos.

Si a nivel teórico los planteamientos anteriores son válidos, al hacer efectiva la clasificación zonal aparecen «excepciones»; la «ausencia de tiempo» o la «persistencia

Foto 5.6. Suelo instalado sobre un sustrato de roca dura y coherente (gneis glandular), que soporta una cobertera vegetal de bosque mixto con roble melojo (*Quercus pyrenaica*) y pino silvestre (*Pinus sylvestris*), sometido a un uso selvícola. Escasa intemperización y fuertes pendientes, han condicionado un desarrollo incipiente del suelo que presenta perfiles AC, tipo Leptosoles úmbricos (FAO) o Haplumbrepts (*S. Taxonomy*). Valle del Lozoya, Sierra de Guadarrama.

Foto 5.7. Suelo instalado sobre un sustrato no consolidado y con fuerte alteración. Soporta una cobertera vegetal de bosque mixto con roble melojo (*Quercus pyrenaica*), castaño (*Castanea sativa*) y pino silvestre (*Pinus sylvestris*) de repoblación. El sustrato edáfico es un coluvión compuesto por material detrítico fino, arcilloso, con cantos dispersos de roca metamórfica (pizarra y esquisto). Presenta una alteración fersialítica (rubefacción) atenuada a techo, incluso inicia una ligera pardización en el horizonte Bw. Corresponde a un Cambisol húmico (FAO) o Umbrept (*S. Taxonomy*). Bajo la formación coluvionar aparece un regolito de arenización que afecta a una roca granitoidea (La Alberca, Peña de Francia).

Foto 5.8. Suelo desarrollado en una formación superficial alóctona, no consolidada, compuesta por materiales finos debidos a la acumulación y decantación aluvial propios de una llanura con encharcamientos semiendorreicos. Soporta una cobertera vegetal herbácea, a veces higroturbosa, típica de prados o navas en montaña. El sustrato general (parte inferior), corresponde a una roca granitoidea arenizada, sometida a fenómenos de gleización que llegan hasta la base de la formación aluvial. Corresponde a un Gleysol dístrico (FAO) o Fluvaquent (*S. Taxonomy*). Sierra de Villafranca (Gredos, Sistema Central).

Foto 5.9. Suelo desarrollado sobre depósitos detríticos consolidados, dominantemente arcósicos, con clastos de rocas carbonáticas intercalados. Soporta una cobertera vegetal con bosque mediterráneo, encinar de *Quercus ilex*, clareado para cultivos cerealísticos de secano. Características del sustrato, las débiles pendientes y los usos del suelo, condicionan fenómenos de iluviación generando un horizonte enriquecido en arcilla, tipo Bt, de colores pardo rojizos en campo; puede apreciarse en la foto por la estructura prismática y los tonos más oscuros. Corresponde a un Luvisol crómico (FAO) o Rhodoxeralf (*S. Taxonomy*). Campiñas del río Cega, Castilnovo (Segovia).

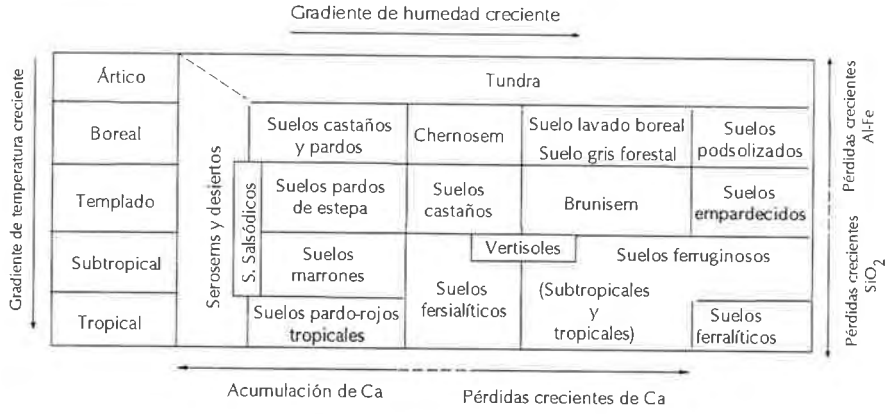


Figura 5.15. Esquema mostrando la distribución de los suelos en relación con las zonas climáticas (según Duchaufour, 1987).

de rasgos primarios» (tipo de material original, por ejemplo), pueden limitar, incluso impedir, que el suelo adquiera dichas analogías. Estos aspectos quedaron recogidos por Sibirtzev (1901, ref. 1966), quien introdujo los conceptos básicos manejados en toda clasificación zonal: **suelos zonales**, regulados por una edafogénesis bioclimática convergente; **suelos azonales** que, por su juventud u otra circunstancia, no presentan edafogénesis bioclimática; y **suelos intrazonales**, que presentan una cierta edafogénesis bioclimática convergente, con lo que aparecen ligados a una zona definida, si bien hay limitaciones de carácter local que les impide alcanzar la analogías propias de esa zona.

El planteamiento actual sobre la ecología del suelo, considera su evolución como un proceso global regulado por todos los factores que controlan la edafogénesis; en este sentido, el clima es un factor más para el desarrollo edáfico: dirige ciertos procesos y participa en otros, sin embargo muchos escapan a su influencia. Eficacia de la meteorización-intemperización y transformación que sufre la materia orgánica, son procesos que pueden asociarse al clima en mayor o menor medida; factor tiempo, tipo de sustrato y su composición original, morfología previa del terreno, modalidad y eficacia en algunos procesos de erosión y sedimentación superficial, etc. son, por el contrario, independientes o parcialmente dependientes del clima.

Asumiendo la limitación anterior, muchos autores consideran el factor zonalidad un sistema para agrupar los suelos según su contexto geográfico y fisiográfico, pero no un método de clasificación en sentido estricto. Desde esta perspectiva no debe aludirse a una clasificación, sino a la «distribución zonal» de los suelos (figura 5.15).

Para analizar y conocer dicha distribución, hay que recurrir a los procesos genéticos asociados al clima de cada región o zona geográfica. Así:

- Régimen térmico extremo, como condicionante para la ausencia de agua líquida (críico-boreal) o exceso en la evaporación (hipertérmico y térmico, para tropical y subtropical, respectivamente; ver cuadro 5.6).

- Régimen hídrico extremo, como condicionante de la escasez o exceso en la precipitación (arídico y údico, para desiertos y bosque de *pluviisilva*, respectivamente; ver cuadro 5.7).

- Regímenes hídrico y térmico en zonas intermedias, que relacionan disponibilidad de agua según precipitación o evaporación (zonas húmedo-templadas y zonas mediterráneas o subtropicales).

- Tipo de meteorización-intemperización dominante, que controla todos aquellos procesos de neoformación de arcillas; así aparecen las siguientes zonas: clima boreal, sin apenas meteorización química; clima templado, con inicio de meteorización y pardización; clima templado-cálido, básicamente mediterráneo, con fersialitización-bisialitización-rubefacción; clima cálido-húmedo estacional, con ferruginización-monosialitización; y clima cálido-húmedo tipo ecuatorial, con ferralitización-alitización (ver figuras 5.3 y 5.4).

- Tipo y abundancia de restos vegetales (acidificantes o mejorantes) que suministran materia orgánica al suelo y según la secuencia biogeográfica: desiertos fríos (polares y subpolares), estepa fría o tundra, taiga o bosque boreal, bosque templado húmedo y subhúmedo, estepa semiárida, desiertos tropicales, estepa o sabana espinosa, sabana de *pluviisilva* y bosque ecuatorial.

- *Las clasificaciones genéticas* utilizan como referencia primaria los procesos que originan el suelo. Son por tanto equiparables a las zonales, si bien aquí no se consideran agrupaciones por su localización geográfica; entienden ésta como una consecuencia de los factores genéticos y no al revés. Dado que este sistema de clasificación basa su fundamento en los mismos principios que la ciencia edafológica, debe situarse su inicio en la obra de Dokuchaev (1883). Sin embargo, tanto Kubiëna (1952), como la escuela francesa de Edafología, en especial Duchaufour (ref. 1984), redefinen el mismo.

El objetivo básico en todas estas clasificaciones es llegar a establecer la ecología del suelo, es decir, su grado de

Cuadro 5.8. Tipos de suelos según la clasificación genética francesa (resumido a partir de Duchaufour, 1984).

I. Suelos poco evolucionados (perfil AC). Suelos caracterizados por un grado de alteración débil; los horizontes humíferos se forman rápidamente; con frecuencia, estructura poco firme. Tiene tres subclases.

II. Suelos poco diferenciados humíferos desaturados. Insolubilización rápida de complejos órgano-metálicos abundantes: incorporación profunda de materia orgánica insolubilizada, dándole la apariencia de un perfil A_1C (en los tipos más evolucionados). Tiene dos subclases.

III. Suelos calcimagnésicos. Bloqueo de la humificación por $CaCO_3$ en una fase precoz: fuerte incorporación en el perfil de humus poco evolucionado; alteración no muy fuerte (medio neutro o alcalino); predominio de arcillas heredadas. Se divide en tres subclases.

IV. Suelos empardecidos con perfil A(B)C ó AB_1C. Humus de *turnover* rápido, resultante de procesos de insolubilización por el hierro (*mull*); formación de un horizonte (B) de alteración en el que predominan las arcillas 2/1 «transformadas», y asociadas al hierro hidratado, en gran parte amorfo. Se divide en tres subclases.

V. Suelos podsolizados. Materia orgánica poco evolucionada (*mor* o *moder*), formando complejos órgano-minerales móviles (Al - Fe); diferenciación de los horizontes eluviales e iluviales (a la inversa de la evolución criptopodsólica). Se divide en dos subclases.

VI. Suelos isohúmicos. Incorporación profunda, por vía biológica, de materia orgánica estabilizada por un proceso de maduración climática prolongada; predominio de arcillas 2/1 (illitas-montmorillonitas). Se divide en tres subclases.

VII. Vertisoles. Suelos con arcillas expandibles; incorporación profunda, por movimientos vérticos, de complejos órgano-minerales muy estables y de color oscuro; integración del hierro, procedente de la alteración, en las arcillas de neoformación y en los complejos húmicos muy polimerizados. Se divide en dos subclases.

VIII. Suelos fersialíticos. Evolución particular de los óxidos de hierro (rubefacción); predominio de arcillas 2/1 (capacidad de cambio superior a 25 meq/100 g de arcilla). Se divide en tres subclases.

IX. Suelos ferruginosos. Abundancia de óxidos de hierro cristalizados (goethita o hematites); alteración todavía incompleta de minerales primarios; predominio de arcillas 1/1 (neoformación); capacidad de cambio comprendida entre 16 y 25 meq/100 g de arcilla. Tiene dos subclases.

X. Suelos ferralíticos. Alteración total de los minerales primarios (excepto el cuarzo); arcillas 1/1 exclusivamente; elevado contenido en sesquióxidos, goethita (hematites) y gibbsita; capacidad de cambio inferior a 16 meq/100 g de arcilla. Tiene tres subclases.

XI. Suelos hidromorfos. Suelos con segregación local del hierro por procesos de oxidación-reducción. Se diferencian seis subclases: cuatro según un proceso de oxidación-reducción acusado (presencia de una capa de agua) y dos según un proceso de oxidación-reducción atenuado (suelos empobrecidos sobre materiales arcillosos).

XII. Suelos salsódicos. Evolución condicionada por el ión Na^+, en sus dos formas, salina o de cambio. Tiene dos subclases.

equilibrio o desequilibrio respecto a un patrón definido por los factores genéticos.

Según los factores que dirigen el desarrollo del suelo (clima, vegetación, litología, morfología-procesos exógenos), los procesos generales a tener en cuenta son: aquéllos ligados a la humificación y que controlan su tipología (carbonatación, empardecimiento, lavado, podsolización, andosolización, etc.), los derivados de fuertes contrastes climáticos (estacionalidad muy marcada en la humedad y que provoca isohumismo, vertisolización, hidromorfía, salinización, etc.) y la intemperización-meteorización a nivel global y como generadora de arcillas o fenómenos asociados (fersialitización-ferruginización-ferralitización); en la medida que el tiempo constituye un factor genético de primer orden, el grado evolutivo también debe ser incorporado al mismo nivel que los procesos.

De acuerdo con esos criterios, hay unas jerarquías de suelos que varían según las clasificaciones. Entre las más extendidas está la realizada por la escuela francesa (cuadro 5.8), que define: «clases», separadas mediante los procesos básicos antes mencionados; «subclases», clases en las cuales aparece una derivación o modificación del proceso básico que sirve para definirlas; y «grupos», según el perfil, grado evolutivo, fertilidad, modificaciones por el cultivo, etc., es decir, propiedades y características del suelo.

- *Las clasificaciones analíticas* utilizan como criterio fundamental las propiedades y características intrínsecas del suelo. Aunque su desarrollo formal sea muy reciente, autores como Huguet del Villar (1937; 1950, ref. 1983) y Kubiëna (1952, 1953) introducen ya esta metodología al clasificar los suelos; de hecho, un trabajo realizado por Emilio Huguet del Villar en 1937 se considera el primer sistema de clasificación analítica, totalmente pionero en su época y cuyos principios inspiraron a algunos que posteriormente desarrollarían la *Soil Taxonomy*.

La *Soil Taxonomy* es, como también suelen denominarle, un «sistema completo para la clasificación de suelos» que sigue un procedimiento analítico estricto. El método fue desarrollado en el USDA y está prácticamente universalizado (S.S.S., 1960, 1975); con frecuencia le refieren como «séptima aproximación», por haberse realizado hasta seis ensayos previos al definitivo.

Cuadro 5.9. Ejemplo indicativo mostrando algunos horizontes y caracteres de diagnóstico; resumido a partir de la Soil Taxonomy (S.S.S., 1960, 1975, 1992).

		DENOMINACIÓN	CARACTERÍSTICAS SIMPLIFICADAS
HORIZONTES	EPIPEDONES	Móllico	Horizonte relativamente espeso y de color oscuro debido a su contenido en materia orgánica. Estructura granular o en bloques. Saturación en bases superior al 50 %.
		Úmbrico	Horizonte de color oscuro, semejante al móllico, pero con una saturación de bases menor del 50 %.
		Hístico	Horizonte con alto contenido en materia orgánica (>20-30 %), que está saturado de agua durante 30 días consecutivos o más a lo largo del año.
		Ócrico	Horizonte de color claro que contiene menos de un 1 % de materia orgánica.
	ENDOPEDONES	Argílico	Horizonte B de acumulación iluvial de arcilla. Normalmente presenta cutanes de arcilla o *argilanes*.
		Espódico	Horizonte con acumulación de compuestos amorfos de materia orgánica y sesquióxidos.
		Cámbico	Horizonte arcilloso, con menos arcilla que el argílico y el espódico, formado por alteración.
		Cálcico	Horizonte con acumulación de carbonato cálcico o carbonato de magnesio.
CARACTERES		Fragipán	Capa densa y quebradiza que presenta con frecuencia manchas de color.
		Duripán	Capa subsuperficial que presenta cementación por sílice y no se reblandece con agua.

Este procedimiento para la clasificación edáfica, puede resumirse en los siguientes puntos:

1°) Define, analiza, determina, describe y tabula de forma muy precisa, tanto en campo como en laboratorio, las propiedades y características del suelo; éstas quedan recogidas en los manuales y guías elaboradas con tal fin.

2°) Entre todas las propiedades, hay una serie de ellas que pueden considerarse significativas o determinantes y sirven, por tanto, para diagnosticar el tipo de suelo.

3°) Esas propiedades se agrupan en dos categorías: horizontes y caracteres de diagnóstico (cuadro 5.9).

Los **horizontes de diagnóstico** son franjas o capas del suelo, superficiales (epipedones) y subsuperficiales (endopedones), que reúnen el conjunto de propiedades suficientes para caracterizar un taxón; estos horizontes no tienen por qué coincidir exactamente con los genéticos. Un taxón puede estar definido por contener uno, varios o ningún horizonte de diagnóstico.

Los **caracteres de diagnóstico** no son específicos de un horizonte determinado, ni exclusivos de un taxón. Hay propiedades comunes a varios taxones o a diferentes jerarquías dentro del taxón, ya que el suelo es una continuidad con tránsitos graduales desde unos a otros tipos, es decir «intergrados». También hay cambios bruscos, como el paso desde una zona con suelo a otra sin él o de «no suelo», es decir, «extragrados». Son caracteres de diagnóstico: tipos de contacto con el sustrato, cambios texturales, contenidos en sales, carbonatos y sulfatos, propiedades relacionadas con el manejo del suelo, regímenes térmico e hídrico, etc.

Tanto los horizontes como los caracteres de diagnóstico, están tabulados y definidos mediante manuales para clasificar los suelos según la *Soil Taxonomy* (S.S.S., 1960, 1962, 1975, 1992); ver cuadro 5.9.

4°) La clasificación se estructura en base a categorías de suelos, que siguen una relación jerárquica y, del mayor al menor rango, son: orden, suborden, grupo, subgrupo, familia y serie.

Los criterios para establecer cada categoría son los horizontes y caracteres de diagnóstico, es decir, propiedades del suelo, así como otros rasgos que hacen referencia a su génesis, evolución y manejo. De todas las propiedades existentes emplea hasta 24 en los subórdenes y hasta 50 en los grandes grupos (S.S.S., 1962), siendo comunes algunas a ambas categorías, debido a que sigue el principio de la «aplicación limitada o excluyente». Así, por ejemplo: no tiene sentido aplicar grados o regímenes de humedad al orden Aridisoles, ya que aparecen sobre terrenos en los cuales prácticamente no hay agua dérmica e hipodérmica; en los Histosoles sólo utiliza propiedades referidas a la materia orgánica, pues no son suelos minerales.

Por lo que respecta a la jerarquización, establece los «órdenes» mediante la presencia o ausencia de horizontes de diagnóstico (cuadro 5.10); los «subórdenes», al igual que los «grupos», mediante propiedades basadas en el régimen térmico, hídrico, material original, humificación,

Cuadro 5.10. Órdenes de suelos (resumido a partir de S.S.S., 1960, 1975, 1992).

Orden	Significado	Radical en la nomenclatura
Alfisoles (sin sentido) (suelos álficos)	Suelos de ambiente relativamente húmedo, con un horizonte de acumulación de arcillas y no desaturados	alf-
Aridisoles (del latín *aridus*) (suelos arídicos)	Suelos secos o salinos de regiones áridas	id-
Entisoles (sin sentido) (suelos énticos)	Suelos inmaduros con pocas características de diagnóstico y algo de materia orgánica	ent-
Spodosoles (del griego, *spodos*, ceniza) (suelos espódicos)	Suelos con un horizonte oscuro por acumulación de sesquióxidos y humus	od-
Histosoles (del griego *histos*, tejidos) (suelos hísticos)	Suelos orgánicos	ist-
Inceptisoles (del latín *inceptum*, inicio) (suelos incépticos)	Suelos formados recientemente o con horizontes de diagnóstico que se forman rápidamente	ept-
Mollisoles (del latín *mollis*, suave, mullido) (suelos móllicos)	Suelos ricos en materia orgánica, de pastizales, praderas y estepas	oll-
Oxisoles (del francés *oxide*, óxido) (suelos óxicos)	Suelos tropicales ricos en sesquióxidos de hierro y aluminio, muy intemperizados	ox-
Ultisoles (del latín *ultimus*, último) (suelos últicos)	Suelos forestales tropicales y subtropicales; intemperizados, muy evolucionados, con iluviación de arcilla y pobres en bases	ult-
Vertisoles (del latín *verto*, volver) (suelos vérticos)	Suelos con arcillas expansivas, que removilizan y mezclan o pueden homogeneizar el perfil	ert-
Andosoles (modificado de *ando*, Andes) (suelos ándicos)	Suelos oscuros desarrollados a partir de materiales volcánicos y otros, ricos en amorfos	and-

etc., es decir, asociadas a procesos genéticos (cuadro 5.11); los «subgrupos» se diferencian según sus rasgos sean los característicos del taxón al que pertenece (típico) o no; la «familia» hace referencia a propiedades de manejo o uso del suelo, y la «serie» al tipo, disposición, color, textura y reacciones en los horizontes. Ésta última recibe un nombre local, que debe ser «validado».

5º) La denominación general para cada una de esas categorías, elude términos geográficos tradicionales e introduce una nomenclatura etimológica en base a las propiedades del suelo (cuadros 5.10 y 5.11). Ejemplo: el orden Vertisol, deriva del latín *verto* (volver, removilizar) y expresa «invertir el suelo»; son suelos que, por su alto contenido en arcillas expandibles, pueden sufrir procesos de agrietamiento, removilización, mezcla, etc., llegando incluso a la homogeneización del perfil y, por ello, la destrucción de horizontes por «haploidización».

6º) Para establecer las nomenclaturas en cada taxón (es decir, de las diferentes jerarquías para una categoría de suelos) sigue un procedimiento estandarizado, utilizando prefijos, radicales, incluso nombres completos, que aluden a las propiedades características en cada suelo o grupo de suelos; son los denominados «elementos formadores». Este procedimiento para la construcción de la nomenclatura *Soil Taxonomy*, aparece resumido en el cuadro 5.12.

Otro sistema que hasta cierto punto puede calificarse como analítico, es el seguido para realizar el Mapa Mundial de Suelos (FAO, 1974, ref. 1991). Su leyenda está apoyada en horizontes y propiedades de diagnóstico, sin embargo mantiene las nomenclaturas tradicionales de suelos y únicamente considera dos jerarquías en cada taxón: «grupos» y «unidades».

En realidad el procedimiento utilizado por la FAO, más que un método para la clasificación, es una síntesis de todos los suelos del mundo, desarrollada con el fin de llevar a cabo una correlación entre ellos y facilitar la transmisión de conocimientos sobre su uso y conservación (cuadro 5.13).

Cuadro 5.11. Significado, derivación y elementos formativos para algunas propiedades de diagnóstico, en la definición de subórdenes y grandes grupos según la Soil Taxonomy (resumido a partir de S.S.S., 1960, 1975, 1992).

Carácter	Derivado del	Radical en la nomenclatura
Presencia de horizontes arcillosos iluviales	latín *argilla*, arcilla	arg-
Presencia de hierro	latín *ferrum*, hierro	ferr-
Horizontes delgados	griego *leptos*, delgado	lept-
Horizonte cálcico	latín *calcis*, cal	calc-
Presencia de fragipán	latín *fragilis*, frágil	frag-
Presencia de plintita	griego *plinthos*, ladrillo	plinth-
De climas húmedos	latín *udus*, húmedo	ud-
Estación seca anual	griego *xeros*, seco	xer-

Cuadro 5.12. Procedimiento para denominar los taxones según la Soil Taxonomy (sintetizado a partir de S.S.S., 1975).

Nivel jerárquico	Procedimiento
Orden	Antepone el prefijo de su etimología (cuadro 5.10) a la palabra *-sols* (en castellano -soles), intercalando -i- u -o-. Ejemplo: *Mollisols* (Mollisoles), suelos del orden móllico.
Suborden	Mediante los radicales o elementos formativos del orden (cuadro 5.10), regímenes hídrico y térmico (cuadros 5.6 y 5.7) y caracteres de diagnóstico (cuadro 5.9), forma el nombre con: radical del régimen o carácter que sirve para determinarlo + radical del orden. Ejemplo: *Aquolls* (Acuoles), suelos del orden móllico (*-olls*) y que tienen un régimen de humedad ácuico (*aqu-*).
Grupo o Gran Grupo	Mediante los radicales o elementos formativos de los regímenes hídrico y térmico (cuadros 5.6 y 5.7) y de caracteres de diagnóstico (cuadro 5.9), forma el nombre con: radical del régimen o carácter que lo define + nombre del suborden que proceda. (Intercala entre ambos una -i-). Ejemplo: *Argiaquolls* (Argiacuoles), suelos del orden móllico (*-olls*) que tienen un régimen ácuico (*-aqu*) y presentan horizontes de acumulación de arcillas (*Arg-*).
Subgrupo	Utiliza una nomenclatura binómica: adjetivo + sustantivo (en castellano, al revés). El sustantivo, es el nombre del gran grupo que proceda (*Argiaquolls*). El adjetivo, responde al carácter de diferenciación del subgrupo. Si las propiedades coinciden con las del taxón, le denomina *Typic* (en castellano, típico), si se aproxima a otro taxón (intergrado o transición), o a ninguno (extragrado o límite con «no suelo»), denomina el carácter que tenga (*Arenic, Grossarenic, Abruptic, Vertic*, etc.). Ejemplos: *Typic Argiaquolls* (Argiacuoles típicos), es decir, Argiacuoles que presentan las características del taxón; *Vertic Argiaquolls* (Argiacuoles vérticos), es decir, Argiacuoles que presentan propiedades vérticas.
Familia	Utiliza tres criterios: clases texturales, mineralógicas y de temperatura; construye el nombre según: nombre binómico del subgrupo que proceda + adjetivos separados por «comas» (uno o varios). Ejemplo: *Typic Argiaquolls; fine-loamy, mixed, mesic* (Argiacuoles típicos, con textura fina limosa, de mineralogía mixta y régimen térmico mésico).
Serie	Corresponde a la jerarquía más detallada en la descripción, por ser el suelo unidad o suelo individual (polipedón). Le denomina mediante un término del lugar donde está localizado el suelo (topónimo, población, o similar). Dicho nombre debe ser aceptado y normalizado por una comisión.

Cuadro 5.13. Grupos y unidades edáficas en el Mapa Mundial de Suelos (resumido a partir de FAO, 1991).

GRUPOS PRINCIPALES DE SUELOS	
Fluvisoles:	Suelos que presentan propiedades flúvicas, es decir, aluviales o similares (3, 5, 6, 12, 17, 18).
Regosoles:	Suelos delgados sobre sustrato no consolidado (3, 5, 6, 9, 18).
Arenosoles:	Desarrollados sobre materiales detrítico-arenosos (1, 3, 8, 11).
Gleysoles:	Suelos con hidromorfismo, horizontes moteados o reducidos (2, 5, 6, 12, 17, 18).
Andosoles:	Desarrollados sobre materiales volcánicos (8, 12, 18, 20).
Vertisoles:	Suelos con fenómenos de inversión por la presencia de arcillas, con propiedades expansivas, en todos sus horizontes (5, 6, 9).
Greyzems:	Suelos con un horizonte A móllico y granos de arena y limo sin revestimiento (8).
Solonchaks:	Suelos con acumulación de sales solubles (8, 9, 12, 16).
Solonetz:	Suelos con alto contenido en sodio (8, 12).
Planosoles:	Suelos con contactos bruscos entre horizontes, por fenómenos mecánicos asociados al entorno fisiográfico; son propios de zonas llanas (5, 6, 12, 18).
Kastanozems:	Desarrollados en ambientes esteparios, de tonos superficiales castaños (9, 11).
Chernozems:	Desarrollados en ambientes de pradera, alto contenido en humus y tonos superficiales negros (8, 11).
Phaeozems:	Suelos ligeramente más lixiviados que kastanozems y chernozems (3, 8, 11).
Cambisoles:	Suelos de tonalidad general clara, con frecuentes cambios de estructura, consistencia, incluso composición, sobre todo en el horizonte B, por la frecuente intemperización (3, 4, 5, 6, 8, 10, 19).
Luvisoles:	Desarrollo de horizontes arcillosos con un contenido medio a alto en bases (1, 4, 7, 8, 19).
Podsoluvisoles:	Desarrollo de fenómenos de lixiviación que penetran en el horizonte B arcilloso (5, 6, 8).
Podsoles:	Desarrollo de horizontes eluviales de color claro, con acumulación de hierro, aluminio y humus en los horizontes inferiores (7, 8).
Alisoles:	Suelos con un horizonte B árgico, alta capacidad de cambio y alto contenido en arcillas (7, 8, 10, 13).
Acrisoles:	Suelos con un horizonte B árgico, baja capacidad de cambio y alto contenido en arcillas (7, 8, 10, 13).
Nitisoles:	Suelos con un horizonte B árgico, muy baja capacidad de cambio y alto contenido en arcillas (10, 15).
Ferrasoles:	Suelos con arcillas ricas en sesquióxidos (10, 13, 15).
Histosoles:	Suelos orgánicos (17).
Leptosoles:	Suelos delgados desarrollados sobre un sustrato rocoso coherente, silíceo (antiguos rankers, ahora Leptosoles úmbricos), calizo (antiguas rendsinas, ahora Leptosoles réndsicos) o de muy escaso desarrollo (antiguos litosoles, ahora Leptosoles líticos), (5, 6, 12, 14, 18).
Calcisoles:	Suelos que presentan una marcada acumulación de carbonato (11).
Gypsisoles:	Suelos que presentan una marcada acumulación de yeso (11).
Lixisoles:	Suelos con un horizonte B árgico, de muy baja actividad (1, 7, 8, 13).
Plintosoles:	Suelos con material arcilloso abigarrado que endurece a la intemperie (1, 5, 6, 10).
Antrosoles:	Suelos modificados o condicionados en su desarrollo por el hombre.

Cada grupo se compone de una o varias «unidades de suelo», definidas según su carácter: álbico (1), ándico (2), calcárico (3), crómico (4), dístrico (5), éutrico (6), férrico (7), gleico (8), gípsico (9), húmico (10), lúvico (11), móllico (12), plíntico (13), réndsico (14), ródico (15), sódico (16), tiónico (17), úmbrico (18), vértico (19), vítrico (20), y otros.

Ejemplo:

Fluvisoles: Suelo con propiedades flúvicas, sin otros horizontes de diagnóstico (si no está enterrado por 50 cm o más de material reciente) que un horizonte A ócrico, móllico o úmbrico, un horizonte H hístico o un horizonte sulfúrico.
Fluvisoles calcáricos: Fluvisoles que son calcáreos, entre 20 y 50 cm como mínimo desde la superficie; carecen de un horizonte sulfuroso y de material sulfúrico al menos en 125 cm desde la superficie.

5.7. INDICACIONES PRÁCTICAS

En el campo de la Geomorfología, habitualmente se analizan por separado los dos grandes grupos de meteorización.

La meteorización química suele abordarse asociada a temas edafogenéticos y siguiendo procedimientos muy similares: se estudian perfiles de meteorización para conocer la tipología e intensidad en las alteraciones, así como sus variaciones espaciales y temporales; con ellos debe procederse mediante las oportunas descripciones, medidas, muestreos y análisis en laboratorio.

Los estudios sobre meteorización física, están casi indisolublemente unidos a los de periglaciarismo y procesos gravitacionales; el objetivo es conocer las desagregaciones o fragmentación que sufren las rocas y su evolución en las vertientes de derrubios. Aquí procede realizar los correspondientes análisis físicos (granulometrías), botánicos (colonización-fijación de la cobertera vegetal) y controles topográficos (mediante señales, nivelaciones de precisión, cartografía y fotos seriadas).

Para trabajos aplicados, fundamentalmente ingeniería y urbanismo, también en investigación básica, interesa conocer el comportamiento de los materiales y el volumen

Cuadro 5.14. Algunos procedimientos para clasificar grados de meteorización (en Brunsden, 1979).

I. Basados en la friabilidad

AUTOR	CLASE	DESCRIPCIÓN
Ollier (1965)	1	Roca fresca, difícil de romper con el martillo.
	2	Roca fácil de romper con el martillo.
	3	El material puede romperse de una patada, pero no con la mano.
	4	El material puede ser roto con la mano, pero no se desagrega en agua.
	5	El material se desagrega al introducirlo en agua.
Melton (1965)	1	Sin manchas de óxidos en la roca, aunque la alteración es visible entre los fragmentos frescos.
	2	La superficie de la roca presenta múltiples tinciones, que no penetran al interior.
	3	La superficie se presenta moteada y la alteración penetra hacia el interior, formando una cubierta o cáscara; puede romper fácilmente con golpes sucesivos de martillo.
	4	Parcialmente descompuesta, cohesiva aún, se fragmenta con la mano o pequeños golpes de martillo.
	5	Totalmente descompuesta, se desagrega con los dedos.

II. Basados en el grado de descomposición (Fookes y Horswill, 1969)

TÉRMINO	GRADO	ABREVIATURA	SUELO (ej.: roca blanda)	ROCAS (ej.: roca dura)
Residuo	VI	Rw	Material original completamente transformado en suelo de nueva estructura y composición, en armonía con las condiciones del subsuelo.	La roca está decolorada, completamente transformada en un suelo y la fábrica destruida.
Completamente alterada	V	Cw	El material está alterado, sin trazas de su estructura original.	La roca está decolorada y externamente transformada en suelo, pero su fábrica original es reconocible; las propiedades del suelo dependen de la roca original.
Sumamente alterada	IV	Hw	El material está generalmente alterado, pero aparecen algunos litorresiduos del suelo y estructura originales.	La roca está decolorada; hay penetraciones de la alteración a favor de discontinuidades que borran la fábrica original, aunque con frecuentes litorresiduos.
Moderadamente alterada	III	Mw	Material con frecuentes litorrelictos del suelo original, decolorados y junto a otros alterados.	Roca decolorada; penetración de la alteración a favor de las discontinuidades. El material fresco está muy debilitado.
Débilmente alterada	II	Sw	Material compuesto por bloques angulosos de suelo fresco, que pueden o no estar decolorados. Algunas franjas de alteración pueden penetrar a través de las discontinuidades que separan los bloques.	Roca débilmente decolorada; las discontinuidades abiertas pueden tener superficies decoloradas. La roca no alterada presenta similar dureza que la roca fresca.
Fresca	I	Fr	El material originario del suelo se muestra poco decolorado, sin ningún otro efecto.	La roca original no muestra decoloraciones, ni pérdida de dureza u otros efectos debidos a la meteorización.

que será afectado a lo largo del tiempo. Con estos fines hay índices, signos o medidas, que permiten aproximar la evolución e intensidad de la meteorización; éste es el objetivo que persiguen los «métodos para determinar grados y balances de meteorización» (cuadros 5.14 y 5.15).

Esos grados o índices, también son utilizados en dataciones absolutas o relativas sobre formaciones geomorfológicas recientes: establecen curvas para aquellos fenómenos asociados a la meteorización que tienen un desarrollo progresivo, como la colonización por líquenes (liquenometría) o la generación de pátinas (ver capítulo 10).

En los estudios edafológicos y desde la perspectiva geomorfológica, interesan dos aspectos: los reconocimientos de campo y la cartografía.

Cuadro 5.15. Balances de meteorización: algunos métodos usuales (elaborado a partir de Goudie, 1981 y Brunsden, 1979).

PROCEDIMIENTO		FUNDAMENTO-TÉCNICA	EJEMPLO/OTROS MÉTODOS
ANÁLISIS CUANTITATIVOS	QUÍMICOS	1) Análisis de aguas de meteorización; muestreos y medidas de los contenidos en sustancias disueltas. Aplicado generalmente a macizos carstificados (carbonáticos, salinos, yesíferos, etc.).	Fórmula de Corbel (1959): $S=fQTn/10^{12}AD$ (conociendo los caudales, Q) S=carbonato movilizado en mm/tiempo T=dureza media total en ppm A=superficie de la cuenca en km^2 D=densidad de la roca f=factor de conversión (1 para Q en l/s, y 1000 para Q en m^3/s) n=fracción de la cuenca ocupada por materiales carbonáticos, referida a la unidad Otros métodos similares en: Goudie (1970), y Willing y Webb (1978).
		2) Análisis de rocas en proceso de meteorización; muestreos y medidas de la composición química en los materiales alterados, refiriéndolos a los frescos o composición inicial. Utilizan minerales índice por su resistencia o alterabilidad.	Krauskopf (1967), índice de permanencia de alúmina. Ruhe (1975), relaciones de meteorización (*R.W.*): *R.W.*= Zircón+Turmalina / Anfíbol+Piroxeno (para minerales pesados) *R.W.*= Cuarzo / Feldespato (para minerales ligeros) Rieche (1950): su método se basa en la pérdida progresiva de sílice y movilidad de los cationes, frente al crecimiento de aguas con iones hidroxilo. Define *W.P.I.* (índice potencial de meteorización), *P.I.* (índice producto). $W.P.I.=\frac{100(K_2O+Na_2O+CaO+MgO-H_2O)}{SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2+FeO+CaO+MgO+Na_2O+K_2O}$ $P.I.=100\ SiO_2 / SiO_2+TiO_2+Fe_2O_3+FeO+Al_2O_3$ Jenny (1941): Factor de lavado= $\frac{(K_2O+Na_2O/SiO_2)\ \text{Roca alterada}}{(K_2O+Na_2O/SiO_2)\ \text{Roca fresca}}$
	MECÁNICOS	Se basan en un instrumental específico, que posibilita la medida directa de la pérdida de material, sea por erosión de arrastre pluvial o por meteorización (disolución, lavado subsuperficial, etc.).	Micrómetro de erosión (*M.E.M.*): mesa con un sistema de tornillo en contacto con el suelo, que transmite la variación de la superficie a un dial de medida directa (High y Hanna, 1970). Tablas de roca: aisla muestras de roca en una caja de malla, para evitar el desgaste abrasivo; situada en un lugar y pesada antes y después, da el balance de pérdida por meteorización.
ANÁLISIS CUANTITATIVOS O CUALITATIVOS		Establecen los grados de alteración, mediante la comparación entre superficies, rocas, formaciones recientes, edificaciones, etc., donde es conocido el momento en que se inició la meteorización.	Arqueológico: a través del grado de alteración en edificios, lápidas, monumentos o yacimientos arqueológicos. Geomorfológico: a través del grado de alteración en formaciones superficiales (morrenas, aluviones, dunas, volcánicas), fondos lacustres colmatados o drenados, pavimentos, etc., de edad conocida.

Para caracterizar perfiles del suelo, el procedimiento está basado en observaciones, medidas y análisis metódicos, siguiendo las indicaciones que aportan los manuales apropiados (ver apartado 5.4).

Como labor previa, deben obtenerse datos sobre el contexto regional del suelo, es decir, fisiográficos, geológicos, biológicos y antrópicos, tanto a nivel general (poliedafón), como local (edafón). Dentro de cada perfil, hay que definir

su geometría y las características físicas: horizontes genéticos, límites, espesores, color, textura, humedad, etc.; a veces también se realizan análisis, sobre todo del pH, carbonatos, haluros y contenido en materia orgánica.

Algunas características deben precisarse en el laboratorio; por ejemplo: textura, porosidad, humedad, contenido en materia orgánica y, por supuesto, todas las determinaciones químicas incluyendo los compuestos orgánicos. Por todo ello, los procedimientos para el muestreo son de gran importancia en Edafología.

Los datos de campo se reflejan en fichas específicas, que facilitan la labor organizativa y sintética. Como en otros muchos aspectos que hacen referencia a procedimientos y técnicas, también aquí suele seguirse el modelo elaborado por el USDA (S.S.S., 1962).

En los estudios integrales del suelo (Olson, 1984), interesa conocer la influencia que tienen los factores genéticos en el desarrollo edáfico a nivel regional; por este motivo será necesario complementar los datos analíticos, con otros obtenidos mediante la investigación de los procesos a partir de «cartografías» y «correlaciones» a diferentes escalas, así:

- *Regional*: escala con ámbito global que considera grandes unidades bioclimáticas, biogeográficas y geológicas; permite cartografiar regiones edafogenéticas a nivel eminentemente prospectivo.

- *Intermedia*: escala con ámbito comarcal y características biogeográficas homogéneas. A este nivel deben determinarse los parámetros de cada factor: meteorológicos, litodinámicos, florísticos, antrópicos, etc. Así pueden cartografiarse asociaciones y procesos edáficos actuales, base para la investigación ecológica del equilibrio que presenta el suelo frente a fenómenos (intemperización, humificación, horizontalización, etc.) controlados por los factores edáficos.

- *De detalle*: escala con ámbito local, a nivel de unidad edáfica y con fines eminentemente analíticos. En este caso, además de características y propiedades, interesa conocer procesos relevantes para definir, cartografiar, o explicar el suelo; por ejemplo: algunos parámetros geomorfológicos como pendiente, formaciones y procesos superficiales que inciden en su distribución. A ello hacen referencia términos como **catena** (Milne, 1935), ***suite*** (Robinson, 1929), **unidad pedonomórfica** (Veatch, 1937) o **unidad morfoedáfica** (Gaucher, 1972).

La técnica habitual para realizar mapas de suelos consiste en efectuar muestreos y, subsidiariamente, fotointerpretación, determinando los límites correspondientes a las unidades; éstos últimos, apoyados por cartografías litológicas, morfológicas y de vegetación. Otra posibilidad, opuesta a la anterior, es definir previamente unidades potenciales edáficas y proceder a su comprobación posterior en campo.

El segundo caso (Pedraza *et al.*, 1994b) evalúa qué potencialidad tiene cada territorio para desarrollar un suelo, analizándolo a partir de los factores que controlan la génesis edáfica. El procedimiento a seguir consta de las etapas que se describen a continuación:

1. Objetivos y escala, basados en la prospectiva territorial a nivel de «unidades fisiográficas», siguiendo el método indicado en el capítulo 4.

2. Establecimiento de todos aquellos **factores** que controlan la génesis del suelo en la región problema y a la escala elegida.

3. Cartografiar las clases de **elementos** correspondientes a cada factor. Suele procederse en base a los siguientes mapas: litológico del sustrato (factor litología), formaciones superficiales y procesos actuales (factores litología y tiempo), pendientes (factor relieve), vegetación potencial y usos del suelo (factor vegetación), y regímenes térmico e hídrico (factor clima).

4. En base a las cualidades que presentan los elementos de cada factor, y evaluadas según su contribución al desarrollo del suelo, se definen unos **índices de potencialidad edáfica** sectoriales.

A modo de ejemplo, los índices para el factor litología (sustrato y formaciones superficiales) y su influencia, son: «textura», «agregación-coherencia» (que controlan parámetros como porosidad, permeabilidad, alterabilidad, ausencia o presencia de fracción coloidal arcillosa, textura, estructura, etc.) y «composición química-mineralogía» (que controla parámetros como la alterabilidad, composición de la fracción mineral del suelo y remanente químico). Una tentativa de clasificación aplicada a algunas litologías, aparece en el cuadro 5.16.

5. Teniendo en cuenta esos «índices de potencialidad edáfica», deberá procederse a definir **unidades de potencialidad edáfica** sectoriales. Consiste en elaborar una cartografía asociando clases de «elementos» pertenecientes a cada factor; las unidades así obtenidas, agrupan todos aquellos elementos que dentro de cada factor presentan los mismos «índices de potencialidad edáfica».

6. Agrupamiento, mediante la superposición manual o automática, de «unidades de potencialidad edáfica» sectoriales, para obtener las integradas que constituyen el **mapa de síntesis** cartográfica.

7. Las unidades contenidas en el «mapa de síntesis», deben transformarse en otras con significado edáfico a nivel de **suelos potenciales**. Esta operación se realiza ponderando el conjunto de cualidades con significado edafogenético, es decir, los «índices de potencialidad edáfica» determinados previamente (etapas 4 y 5); todos ellos contienen las características y propiedades que, en principio, deberán tener los suelos según sus factores genéticos. Así se definen «indicadores edáficos», aproximando estos resultados a los obtenidos con procedimientos de diagnóstico analíticos.

Una vez establecidos los «suelos potenciales», deberá procederse a su «chequeo-comprobación» mediante muestreos de campo y la analítica correspondiente. Finalmente, habrán de redefinirse las unidades de potencialidad edáfica, asignándoles una leyenda de suelos.

Este método aporta una cartografía edáfica aproximativa y además permite seleccionar adecuadamente los lugares de muestreo.

Cuadro 5.16. Ejemplo indicativo, aplicado a la Sierra de Guadarrama y sus bordes, para agrupar los materiales por índices de potencialidad edáfica (según Pedraza et al., 1994b).

ÍNDICES		CLASES SECTORIALES: FACTOR LITOLOGÍA
TEXTURA	Granuda gruesa o muy gruesa y clástica de fragmentación o arrastre	Rocas consolidadas granudas y/o fisuradas: plutónicas (granitoideas), filonianas, metamórficas (gnéisicas, cuarcíticas, marmóreas), carbonáticas (calizas y dolomías), etc.
		Formaciones superficiales paraautóctonas, derivadas de las rocas anteriores por meteorización física: canchales, pedreras, conos de derrubios, etc.
		Formaciones superficiales alóctonas, derivadas de las rocas anteriores y mediante notables modificaciones: aglomerado-conglomerados aluviales, *tills* en morrenas laterales, arcos morrénicos, conos de deyección, etc.
	Granuda fina, arenosa y limosa	Formaciones superficiales autóctonas derivadas de la alteración química (alteritas) de rocas graníticas, gnéisicas, cuarcíticas y pizarras silíceas.
		Formaciones superficiales alóctonas: arenas-gravas aluviales, *tills* en morrenas de fondo, coluviones, recubrimientos y derrames de vertiente.
		Rocas no consolidadas de granulometría arenosa o areno-limosa: arenas, arenas limosas, arcosas, etc.
	Limosas y arcillosas	Formaciones superficiales derivadas de la alteración (alteritas) de pizarras arcillosas, esquistos, a veces gneises de grano fino.
		Formaciones superficiales residuales de la alteración de rocas carbonatadas, salinas y yesíferas (arcillas residuales).
		Formaciones superficiales alóctonas producto de decantación (limos de relleno de canal, limos de decantación en navas, llanuras aluviales, etc.) y paraalóctonas (solifluxión).
		Rocas no consolidadas (arenas arcillosas, margas, margoarcillas, margas yesíferas).
AGREGACION-COHERENCIA	Suelta	Material desagregado (porosas o no) como las formaciones superficiales asociadas a los agentes dinámicos actuales (depósitos de canal, arrastres de arroyada, coluviones funcionales, etc.), es decir, no estabilizadas.
	Ligeramente consolidada	Material muy desagregable (poroso o no), como las formaciones superficiales asociadas a procesos recientes (aluviones de terrazas, *tills* morrénicos, coluviones antiguos, etc.) ya estabilizadas.
	Consolidada	Material poco desagregable pero de fácil fragmentación (poroso o no) como las formaciones superficiales litificadas o rocas sedimentarias autóctonas (arcillas, arenas, arcosas, margas)
	Muy consolidada	Material no desagregable y de difícil fragmentación (porosa o no, fisurada o no). Son rocas coherentes homogéneas (caliza, dolomía, cuarcita, etc.) y heterogéneas (granitos, gneises) no deleznables y rocas no coherentes muy deleznables (esquistos, pizarras, etc.).
COMPOSICIÓN	Ligeramente básicas	Sienitas, pizarras no silíceas, granodioritas biotíticas, o similares.
	Muy ácidas	Leucogranitoides, cuarcitas, arenas silíceas, areniscas y diques o filones de cuarzo, así como las formaciones superficiales de composición similar a todas estas rocas.
	Ácidas	Granitoides y gneises no fémicos, pórfidos graníticos, arcosas, arenas, pizarras silíceas, aplitas, conglomerados silíceos y pegmatitas, así como las formaciones superficiales de composición similar a todas estas rocas.
	Carbonatadas	Calizas, dolomías, margas y conglomerados carbonáticos, así como las formaciones superficiales de composición similar a todas estas rocas.
	Yesíferas	Margas yesíferas y formaciones superficiales derivadas.
	Orgánicas	Turberizaciones y navas.
	Otras	No presentan composiciones de control.

En España, *dada su heterogeneidad litológica, climática, morfológica, botánica y de usos del suelo, la variedad edáfica es notable. El predominio corresponde al ambiente mediterráneo y sustratos arcillo-arenosos en cuencas interiores, rellenas por sedimentos recientes (neógenos). Los suelos en estas zonas presentan una evolución media o escasa y abundan los pardos, pardos no cálcicos y rojos mediterráneos (Inceptisoles, Alfisoles). Las condiciones ambientales en franjas de continentalidad extrema, pueden hacer que aparezcan suelos esteparios, incluso semidesérticos (Aridisoles). Suelos rojos y semiáridos, son también abundantes en toda la franja litoral mediterránea.*

Otro gran conjunto de suelos corresponde a zonas montañosas con sustratos «calizos» (en realidad carbonáticos): ambientes atlánticos generan tierras pardas calizas y suelos pardos calizos forestales (Inceptisoles y Mollisoles), mientras los mediterráneos secos, conducen a suelos pardos calizos con el desarrollo de calcretas (Inceptisoles).

En la tercera gran región geológica peninsular, el Macizo Hespérico, con sustrato dominantemente silíceo, predominan tierras pardas meridionales, las subhúmedas y todo un conjunto de suelos esqueléticos en pendiente o rankers (Inceptisoles); también hay algunos ejemplos con intemperización extrema: paleosuelos y suelos rojos asociados a materiales metamórficos (Ultisoles, Alfisoles).

En todas las regiones abundan suelos de vega (Entisoles); en algunas específicas, litosuelos volcánicos u otros más evolucionados a partir de esos materiales (Andosoles); y en áreas concretas de carácter arcilloso, arcillo-yesífero o similar, suelos removilizados (Vertisoles).

La primera cartografía de los suelos peninsulares se debe a Huguet del Villar en 1937; el siguiente mapa, a escala 1:2.000.000, data de 1967 y fue la base del 1:1.000.000, publicado en 1968 por el CSIC. Este mismo organismo editó en los años «70» algunos mapas provinciales a escala 1:250.000.

Recientemente han aparecido cartografías generales o regionales que siguen clasificaciones analíticas, por ejemplo: el Atlas Nacional de España correspondiente a Edafología (IGN, 1992), sigue el sistema USDA e incluye un mapa a escala 1:2.000.000; los mapas 1:200.000 de Madrid (CAM y CSIC, 1990) y 1:500.000 de Castilla y León (JCL, 1988) siguen el sistema FAO.

6

PROCESOS GRAVITACIONALES Y ANÁLISIS DE VERTIENTES

Al ser la gravedad un campo de fuerzas presente en todos los procesos exógenos, puede valorarse como un agente «primario con carácter universal». Sin embargo, al abandonar ese nivel global y pasar al concreto según cada modalidad en el transporte sobre la superficie terrestre, la actividad del campo gravitatorio muestra dos categorías de intervención bien definidas.

En muchos casos la gravedad participa en el transporte «indirectamente»: moviliza determinados cuerpos, por lo general agua líquida o sólida, y éstos pasan a ser los verdaderos agentes, desempeñando la función de «medios o intermedios» que acogen, soportan, impulsan y, en definitiva, movilizan a otros cuerpos.

A veces no existe ese «intermedio» y la gravedad impulsa «directamente» a los materiales, propiciando fenómenos de **autotraslación**; en estas circunstancias el campo gravitatorio debe considerarse el agente específico para una modalidad de procesos, que son denominados **gravitacionales**.

Frente a los planteamientos anteriores, algunos consideran la cualidad de «agente universal» prioritaria y excluyente, por ello no estiman oportuno utilizar el término gravitacional para calificar un proceso específico. Formalizan sus objeciones con el uso de otros términos considerados menos problemáticos, incluso más directos; éstos son: procesos de vertiente, procesos o fenómenos en masa y fenómenos de gravedad asistida. Sin embargo, estas alternativas conllevan problemas conceptuales que, lejos de facilitar la terminología, frecuentemente la complican.

Mediante la denominación **procesos de vertiente**, pretenden destacar la relación causa-efecto entre determinadas fisonomías (terrenos de cierta inclinación) y algunos fenómenos. La vertiente es una morfología compleja, sometida a la acción conjunta de la dinámica gravitacional, pluvio-fluvial y periglaciar, fundamentalmente. Dado que todas las acciones periglaciares dependientes de la inclinación del terreno, deben asimilarse a las gravitacionales (caídas, deslizamientos o similar) o de arroyada (escorrentía nival, nivo-pluvial y pluvio-nival), sólo estos dos grupos de procesos tienen clara concomitancia con la «vertiente». Esta precisión limita al mínimo los procesos inequívocamente asociados a dichas morfologías y, aun así, son tan variados, que constituyen un grupo heterogéneo de acciones cuyo único nexo está en la necesidad de una inclinación del terreno para su desarrollo.

Con **procesos** o **fenómenos en masa**, intentan significar el desplazamiento no selectivo en contraposición al transporte sobre «medios fluidos», como agua y viento. Si bien es cierto que los fenómenos de autotraslación en su mayoría tienen un carácter masivo, no siempre es así; concretamente, la caída de materiales es frecuente que se produzca individualizada y secuencialmente (no masiva), originando concentraciones de derrubios al pie de los escarpes. Estos derrubios, sin haber sufrido un transporte en medio fluido, presentan cierta gradación de tamaños y diferencias netas con las acumulaciones masivas. Por otro lado, no todas las modalidades de transporte en masa son autotraslaciones: los desplazamientos mediante un soporte activo «plástico, seudoplástico o viscoplástico» (hielo, corrientes de lodo o barro, neviza) hay que considerarlos también «masivos», es decir, «fenómenos en masa» desde un punto de vista estricto.

Finalmente, con **fenómenos de gravedad asistida** algunos enfatizan la participación de otros agentes, sobre todo el agua líquida, en los «fenómenos de autotraslación». Se considera dicha participación equiparable a la gravitatoria y, por tanto, no hay un sólo agente para todos estos procesos sino dos: agua y gravedad. Estudiando la

mecánica de las autotraslaciones, el agua líquida, más que «asistir» o actuar junto a la gravedad, «desasiste» a la cohesión o el rozamiento entre los materiales y colabora a reforzar, incluso desencadenar o activar, el fenómeno. Su participación es al mismo nivel que los restantes factores; concretamente, es un condicionante geomecánico más y no el agente del proceso.

De acuerdo con todas estas consideraciones y aun reconociendo la limitación terminológica que ello supone, dada la ausencia de alternativas conceptualmente más fundamentadas, se opta aquí por la denominación **procesos gravitacionales**, entendidos según: *el desplazamiento de materiales en las vertiente, sin intervenir ningún soporte activo o medio para movilizarlos, es decir, impulsados por su propio peso; corresponde, por tanto, a una «autotraslación» bajo la acción directa de la gravedad que, en estas circunstancias, deberá considerarse un agente específico más.*

6.1. PRINCIPIOS FÍSICOS GENERALES

Como cualquier otro desplazamiento, la autotraslación de materiales en la vertiente queda regulada por todas las fuerzas implicadas; en este caso: peso, rozamiento y cohesión del material (figura 6.1).

El *peso* (P) contribuye al impulso, mediante su componente tangencial (F_i), y a la resistencia, mediante la componente normal (F_N).

El *rozamiento* está caracterizado por un coeficiente de fricción (μ) y un ángulo crítico (ϕ). Para unos valores de humedad y plasticidad, ese coeficiente depende de la micromorfología o rugosidad del material y de la superficie expuesta al contacto.

La *cohesión* contribuye a la resistencia y, en primer término, es función de las características intrínsecas del material: composición (enlaces químicos), textura, estructura, agregación (compacidad, cementación), etc. Dichas características pueden ser modificadas por causas extrínsecas aleatorias y, en general, no permanentes: presencia de agua rellenando poros y vacíos, crecimiento de raíces en discontinuidades, seudotrabados entre granos, etc. Estos fenómenos obligan a considerar una **cohesión verdadera** (C_p), la propia de cada material, y otra **aparente** (C_a) en función de los condicionantes extrínsecos y que será la **efectiva** (C') a tener en cuenta en cualquier fenómeno gravitacional.

En la casuística más simple, la mecánica de los procesos gravitacionales se expresa como aparece reflejado en la figura 6.1. Sin embargo, rocas y suelos no son sólidos homogéneos, sino agregados de partículas, granos, gránulos y vacíos, a veces ocupados por agua y, lo más frecuente, por aire.

Teniendo en cuenta lo anterior, la «resistencia a la deformación» en una roca o suelo depende de los minerales que la forman (su composición) y del conjunto de tensiones entre los diferentes agregados que definen su estructura. Consecuentemente, la resistencia a la cizalla en un material (**s**) está regulada por toda una serie de factores

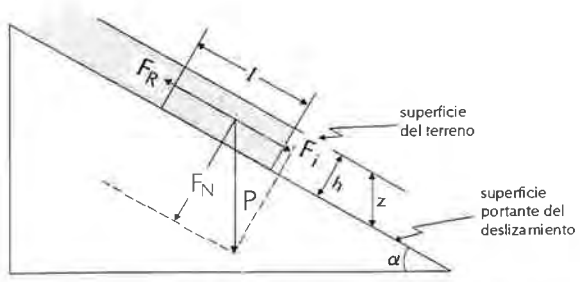


Figura 6.1. Fuerzas implicadas en los procesos gravitacionales, referido a un movimiento traslacional con rozamiento planar (movimiento individualizado de bloques, granos y partículas, sobre un soporte) o interno (movimientos en masa), no cohesivo.

- Expresión general:
(1) F_i = Fuerza de impulso = $P\text{sen}\alpha$; también puede expresarse como la tensión tangencial de impulso τ
(2) F_N = Normal = $P\cos\alpha$; también tensión normal (σ)
(3) F_R = Fuerza de resistencia al movimiento = μF_N
En un movimiento no cohesivo, al iniciarse éste, $F_i = F_R$ y corresponde a un $\alpha = \phi$ (ángulo crítico de fricción); entonces:
(4) $P\text{sen}\alpha = \mu F_N = \mu P\cos\phi$ y $\mu = \text{sen}\phi/\cos\phi = \text{tg}\phi$
(5) a partir de (3) y (4), $F_R = \mu F_N = F_N \text{tg}\phi$; tensión tangencial de resistencia al movimiento no cohesivo (s').

- En caso de expresarlo en función de la unidad de peso, aplicable a cuerpos que no conservan las constantes geométricas durante el movimiento, quedaría:
(6) $F_i = \gamma h l \,\text{sen}\alpha = \gamma l z \cos\alpha \,\text{sen}\alpha = \gamma z \cos\alpha \,\text{sen}\alpha$
(7) $F_N = \gamma h l \cos\alpha = \gamma l z \cos\alpha \cos\alpha = \gamma l z \cos^2\alpha = \gamma z \cos^2\alpha$, ya que la longitud (l) de bloques no es relevante en un análisis según pendientes infinitas.
Siendo: P = peso = $\gamma h l$; γ = unidad de peso del material; l = longitud de la masa movilizada; h = altura correspondiente a la masa movilizada = $z\cos\alpha$; α = ángulo de pendiente; ϕ = ángulo crítico de fricción o rozamiento; μ = coeficiente de fricción o rozamiento.

múltiples, cuya expresión general puede resumirse en:

$$s = f\,(e, q, m, p', c', H, T, \varepsilon, st, ...)$$

siendo: s, resistencia a la cizalla; e, relación de vacíos; q, está en función de los empaquetamientos y es el factor de rozamiento; m, factor composición del material; p', componente normal del peso efectivo del material; c', cohesión efectiva; H, factores de fatiga del material; T, factor térmico; ε, deformación relativa; st, factor estructura del material, etc.

En los movimientos gravitacionales, todos esos factores quedan simplificados al considerar la fuerza de rozamiento planar (F_R) y la cohesión (C). De acuerdo con ello, la resistencia al movimiento se formula según una relación lineal desarrollada en 1776 por el ingeniero Coulomb, también conocida como de Mohr-Coulomb, que expresa la resistencia intrínseca (**r**) a la cizalla (corte) o tensión tangencial máxima (**s**) en un punto, según:

$$r = C + F_R = C + F_N \operatorname{tg} \phi \qquad \text{ó} \qquad s = C + \sigma \operatorname{tg} \phi \qquad (1)$$

siendo: σ = tensión normal = P cos α, por unidad de superficie

Como ya fuera señalado, la presencia de agua resulta un hecho frecuente e incide sobre los valores de la cohesión y el peso del material; en estos casos, la expresión anterior aparece transformada en (ver figura 6.1):

$$s = C' + (\sigma - u)\ tg\phi \qquad (2)$$

siendo:

s = tensión de resistencia efectiva en cada punto.
C' = cohesión efectiva (la cohesión verdadera modificada por el agua u otro material o proceso).
σ = tensión normal total (implicando el peso del agua u otra sobretensión).
u = tensión normal del empuje hidrostático.

Considerando las tensiones hidrostáticas, los cálculos utilizan unidades de peso y suponen notables variaciones respecto al funcionamiento en seco.

6.2. OCURRENCIA DE LOS PROCESOS Y FACTOR DE SEGURIDAD O *SAFETY*

Aunque el desencadenamiento de un proceso gravitacional sea difícil precisar, hay unos «factores de susceptibilidad», externos e internos, y determinados «valores críticos» que aproximan a la ocurrencia de estos fenómenos.

Los factores externos aumentan las fuerzas impulsoras sin que, al mismo tiempo, ejerzan una acción compensatoria mediante las de resistencia; los más destacados son:

- Cambios geométricos y morfológicos: variaciones en las pendientes, taludes y cortes naturales o artificiales del terreno.
- Removilizaciones del terreno: modificación en el volumen de material por erosión-sedimentación o carga-descarga, sean naturales o antrópicas.
- Vibraciones y fenómenos similares: sacudidas sísmicas, explosiones artificiales, etc.
- Licuefacción: proceso de disminución brusca en la porosidad, originando la expulsión de agua que moviliza el material según un comportamiento semifluido.
- Fluidificación: transporte o «arrastre» en suspensión de material sólido, producido por ondas gaseosas; es frecuente en avalanchas de nieve y más raro en suelos.
- Cambios climáticos: fenómenos térmicos o hídricos, que condicionan tensiones hielo-deshielo, húmedo-seco y variaciones del nivel freático.
- Actividad biológica: acción mecánica de las plantas, actuando como estabilizadores por «trabado» en unos casos, mientras en otros ejercen sobrecargas y tensiones de rotura.

Dadas sus relaciones con fenómenos catastróficos, muchos de estos factores han sido analizados en detalle; es el caso de sacudidas sísmicas (Terzaghi, 1950) y modificaciones bruscas del nivel freático o la cobertera vegetal (Selby, 1982).

Los factores internos disminuyen las fuerzas de resistencia sin que, al mismo tiempo, atenúen las impulsoras; se deben a cambios propios del material como:

- Meteorización: modifica las propiedades mecánicas, cohesión, elasticidad y porosidad.
- Caídas progresivas: proceso de descarga, que algunos autores analizan como un factor externo.

A nivel teórico general, teniendo en cuenta las fuerzas implicadas, hay un **factor estabilidad** o **seguridad** (F_S), para aproximar numéricamente a la potencialidad en la ocurrencia del proceso, siendo:

$$F_s = \frac{s}{\tau} \qquad (3)$$

para:

$F_s > 1 \rightarrow$ estabilidad
$F_s \leq 1 \rightarrow$ inestabilidad

s = Tensiones efectivas de resistencia
τ = Tensiones efectivas de impulso

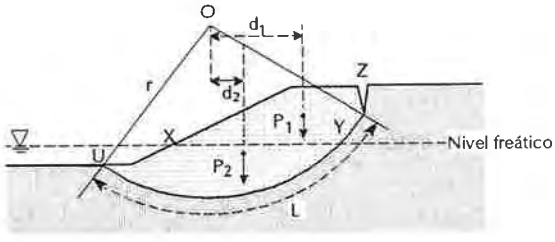
Para los movimientos traslacionales, los estudios de estabilidad se hacen, en su gran mayoría, mediante análisis bidimensionales en secciones perpendiculares a la superficie de desplazamiento y utilizando el método de pendientes infinitas (figura 6.1), que expresado según **s** (fórmula 2) y τ (figura 6.1) resulta:

$$F_s = \frac{s}{\tau} = \frac{C' + (\sigma - u)\ tg\phi}{P\ sen\alpha} = \frac{C' + (\gamma\ z \cos^2\alpha - u)\ tg\phi}{\gamma\ z \cos\alpha\ sen\alpha} \qquad (4)$$

Esta expresión, puede ser referida de diversas maneras introduciendo unidades de peso y el factor agua, tal como aparece en la figura 6.1 (puntos 6 y 7).

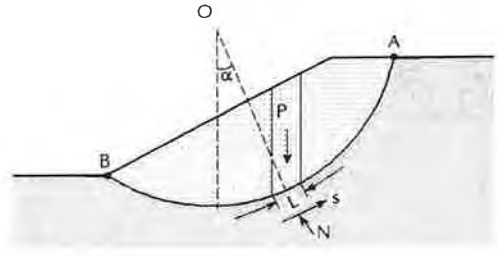
En el caso de movimientos rotacionales, debe recurrirse al método de pendientes infinitas por secciones o porciones parciales, o al de momentos (figura 6.2).

A)



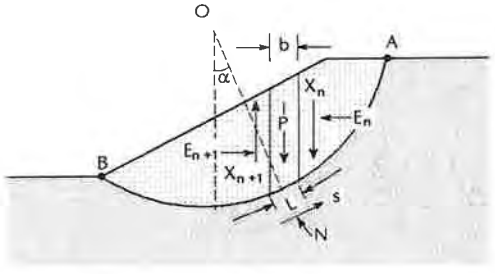
$$F_s = \frac{(s\ L\ r)}{(P_1 d_1 + P_2 d_2)}$$

B)



$$F_s = \frac{\sum_{B}^{A} [C'\ L + (P\cos\alpha - u\ L)\ tg\phi]}{\sum_{B}^{A} P\ sen\alpha}$$

C)



$$F_s = \frac{\sum_{B}^{A} \{[C'\ L + (P/\cos\alpha - u\ L)\ tg\phi]/[1 + (tg\alpha\ tg\phi / F_s)]\}}{\sum_{B}^{A} P\ sen\alpha}$$

Figura 6.2. Métodos para calcular el factor de estabilidad o seguridad (F_s) en movimientos rotacionales (basado en: Carson y Kirkby, 1972; Selby, 1982).
A) Método de los momentos, desarrollado inicialmente por Fellénius en 1936. Analiza el movimiento según un bloque circular, en el cual la resultante de todas las fuerzas laterales actúa paralelamente a la base del mismo, generando un equilibrio de momentos. La terminología empleada en la figura, corresponde a las modificaciones que Terzaghi realizó en 1943 sobre el modelo original.
B) Método convencional de análisis en porciones parciales o «dovelas», desarrollado por May y Brahtz en 1936, sin considerar el efecto confinante en cada porción contigua.
C) Método de cálculo simplificado, desarrollado por Bishop en 1955. Supone que las fuerzas actuantes sobre las respectivas superficies en cada uno de los bloques o dovelas, son horizontales; por tanto, los (i-1) valor de las fuerzas tangenciales se consideran nulos.

Simbología:
P_1 y P_2 - pesos de las porciones emergida y sumergida en agua (figura A).
s - tensión de deformación por unidad de área a lo largo del arco.
P - peso de cada porción parcial o dovela (figuras B y C).
N - fuerza normal resultante en la base de cada porción.
u - tensión de porosidad en la base de cada porción.
O - centro de giro del movimiento.
E_n ; E_{n+1} ;... - resultante de todas las fuerzas horizontales que actúan entre cada porción y sus contiguas (figura C).
X_n ; X_{n+1} ;... - resultante de todas las fuerzas verticales actuando entre cada porción y sus contiguas (figura C).

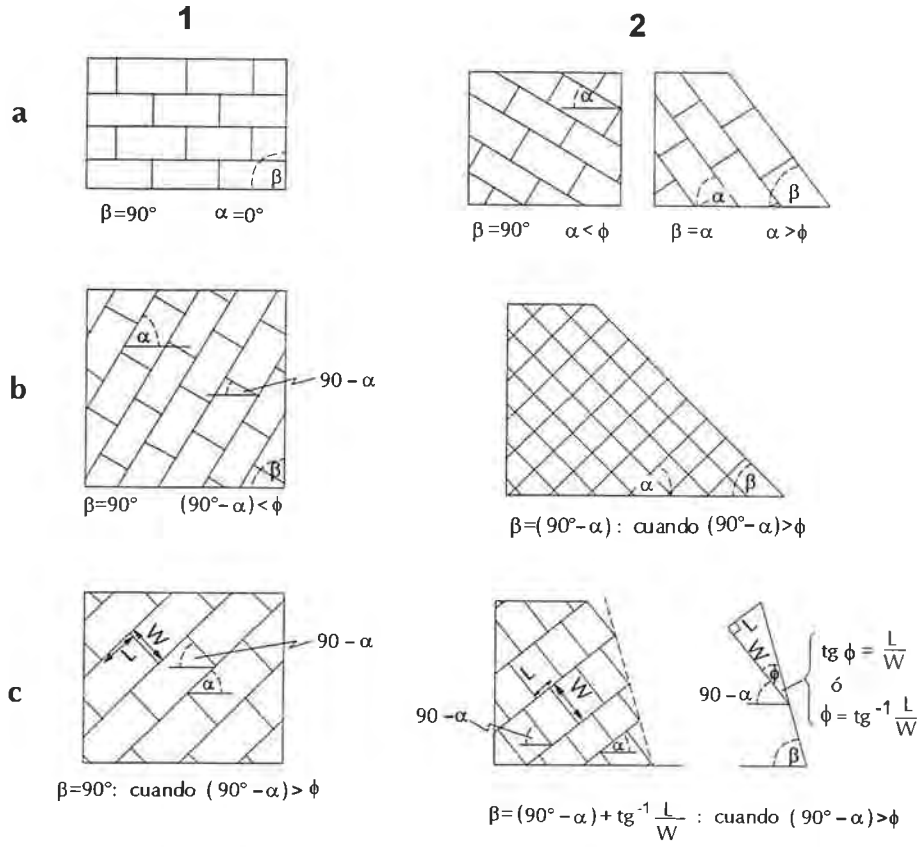


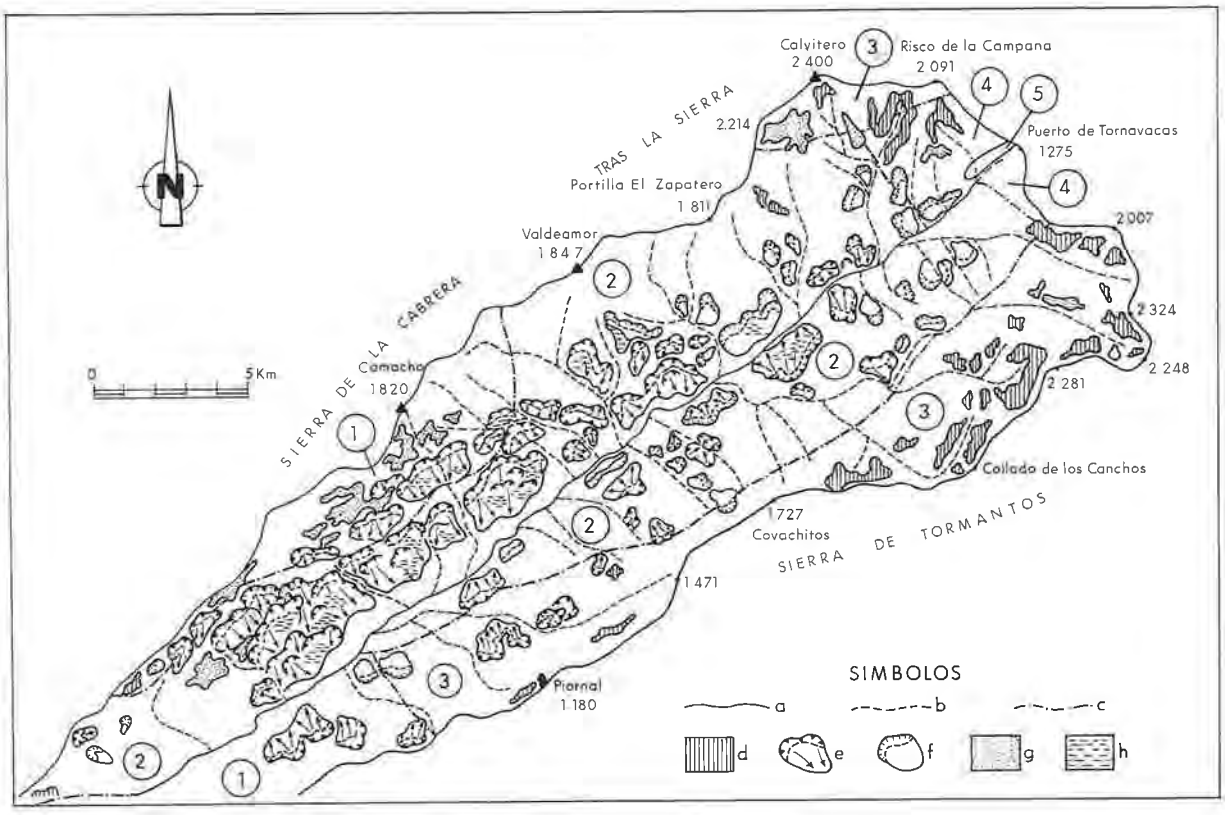
Figura 6.3. Teoría o modelo del «ángulo crítico» en rocas duras, estratificadas y diaclasadas (según Terzaghi, 1962). Se asume una cohesión igual a cero, por lo cual la pendiente de un talud o ángulo de estabilidad (β) está determinado por el ángulo crítico de fricción (ϕ) a lo largo del plano o planos de diaclasado o discontinuidad.
Con una red de diaclasado o discontinuidades rectangulares, el ángulo de estabilidad (β) depende de: los de fricción (ϕ) y buzamiento (α), el espesor en los estratos (W), espaciado entre las diaclasas (L), y el espaciado relativo diaclasado/estratificación (L/W); es decir: β= f(ϕ, α, W, L, L/W).
Según la disposición de la estratificación, aparecen los siguientes casos: **a1**, horizontal; **a2**, buzando a favor de la pendiente del terreno y en dos inclinaciones distintas; **b1**, buzamiento opuesto a la pendiente del terreno; **b2**, buzamiento opuesto a la pendiente del terreno y diaclasado a favor de la misma; **c**, buzamiento opuesto a la pendiente del terreno y diaclasado a favor de la misma, con el eje mayor de los bloques: **1**, según el buzamiento (L/W ≥ 1); **2**, según la ortogonal al buzamiento (L/W <1).

Conocer todos estos parámetros, necesarios en Mecánica de Suelos, resulta un problema complejo; por ello frecuentemente hay que recurrir a «valores críticos o estándar» (figura 6.3). También para cartografiar los riesgos naturales y en la estabilización de taludes, laderas, etc. (drenajes, voladuras controladas, anclajes, etc.), más que sobre fenómenos concretos, se trabaja sobre zonas potenciales (ver, por ejemplo, Corominas, 1989 y Ayala, 1987) delimitadas en base a las características del terreno, tipología posible del fenómeno y registro de casos previos (figura 6.4).

6.3. TIPOLOGÍAS DE LOS FENÓMENOS GRAVITACIONALES

Las clasificaciones para los movimientos gravitacionales son múltiples, aun cuando hay una serie de ellas más o menos referenciales y de uso habitual (cuadro 6.1).

Basándose en esas clasificaciones, la que se propone aquí considera las siguientes variables: velocidad de cada suceso unitario; conexión con el sustrato o soporte del movimiento; volumen de material movilizado para un suceso unitario relativo; variaciones estacionales y ritmicidad



Leyenda (mapa superior): a, río Jerte; b, gargantas afluentes; c, contactos litológicos del sustrato; d, caídas (canchales); e, avalanchas; f, deslizamientos; g, solifluxión; h, reactivaciones con flujo y reptación (*creep*); 1 y 2, granitos biotíticos ± moscovita (1, facies porfídicas; 2, facies no porfídicas); 3, granitos biotíticos y rocas asociadas, facies porfídicas; 4, granitos heterogéneos ± sillimanita ± cordierita; 5, granitos con nódulos.

Leyenda (mapa inferior): área construida (punteado); susceptibilidad alta, áreas con fenómenos actuales o subactuales (rayado); susceptibilidad media (M1 en rocas detríticas, M2 en carbonáticas); susceptibilidad baja (B1 en materiales ígneos y metamórficos, B2 en rocas detríticas, B3 en carbonáticas); susceptibilidad nula (N1 en rocas carbonáticas, N2 en fondos de valle, N3 en rocas ígneas y metamórficas). Escala 1:18.000.

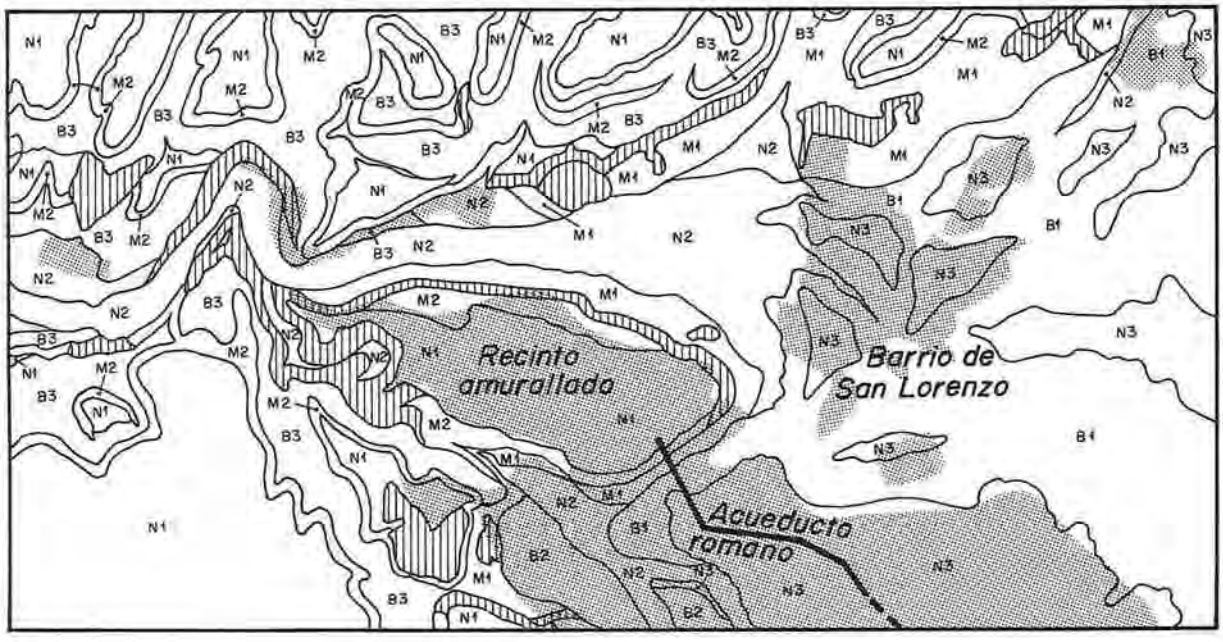


Figura 6.4. Ejemplos de cartografía en áreas con fenómenos gravitacionales. *Mapa superior*: distribución general en el Valle del Jerte (según Carrasco y Pedraza, 1992) *Mapa inferior*: zonificación mediante grados de susceptibilidad (riesgo potencial) aplicado a la ciudad de Segovia y su entorno (según Díez Herrero y Martín Duque, 1993).

Cuadro 6.1. Ejemplo de clasificaciones para los movimientos gravitacionales (en Selby, 1982): según Sharpe (1983), izquierda; y Varnes (1975), derecha.

naturaleza y velocidad del movimiento		crecimiento en el contenido de hielo ← roca o suelo → crecimiento en el contenido en agua			
FLUJO	imperceptible	SOLIFLUXIÓN	REPTACIÓN (*CREEP*) (en roca o suelo)	SOLIFLUXIÓN	TRANSPORTE FLUVIAL
FLUJO	lento o rápido	AVALANCHA DE DERRUBIOS		FLUJO de: - tierra - barro AVALANCHA DE DERRUBIOS	TRANSPORTE FLUVIAL
DESLIZAMIENTO	lento o rápido	TRANSPORTE GLACIAR	*SLUMP* DESLIZAMIENTO de: - derrubios - roca CAÍDAS de: - derrubios - roca		TRANSPORTE FLUVIAL

TIPO DE MOVIMIENTO			TIPO DE MATERIAL		
			Roca (sustrato)	Suelo (formación superficial)	
				grueso	*fino*
caída			*EN ROCA*	*EN DERRUBIOS*	*EN TIERRAS*
vuelco (*topple*)					
deslizamiento	rotacional (*slump*)	unidades pequeñas			
	traslacional	unidades grandes			
expansión lateral					
flujo reptación (*creep*)					
complejo			combinación de dos o más tipos		

en su conjunto; aleatoriedad, normalmente aproximativa pero que da información sobre grados de fiabilidad para las predicciones; material más proclive a la ocurrencia del fenómeno; y deformación en la masa movilizada, según su tipología y magnitud.

Teniendo en cuenta esos parámetros, se distinguen: **caída**, **deslizamiento**, **flujo** y ***creep*** o **reptación**; su delimitación parte de unas características «referenciales» que definen el fenómeno tipo (cuadro 6.2). Hay diferentes modalidades o variantes para cada tipo y transiciones entre ellos; por este motivo son frecuentes casos mixtos, en los que resulta difícil establecer si corresponde a caída o deslizamiento, deslizamiento o flujo, flujo o *creep*, etc.

En la mayoría de los movimientos gravitacionales suelen mezclarse varios sucesos, sea instantáneamente (entendido como el lapso temporal en que se moviliza la masa de roca) o en secuencias sucesivas, por ello hay fenómenos complejos en los cuales aparecen reflejadas las morfologías generales que implican estos procesos. Según el modelo de Varnes (1958), dicha morfología consta de: *formas de denudación*, caracterizadas por una cicatriz y unos escarpes, a veces semicirculares otras escalonados; y *formas de acumulación*, que adoptan geometrías tipo lengua, talud, conos o irregular (figura 6.5).

Los materiales debidos a los procesos gravitacionales se concentran en zonas preferentes, formando taludes y conos de derrubios al pie de escarpes; su composición es equivalente o idéntica al material originario, si bien aparecen según acumulaciones irregulares. Todos ellos suelen referirse como **formaciones superficiales coluvionares**.

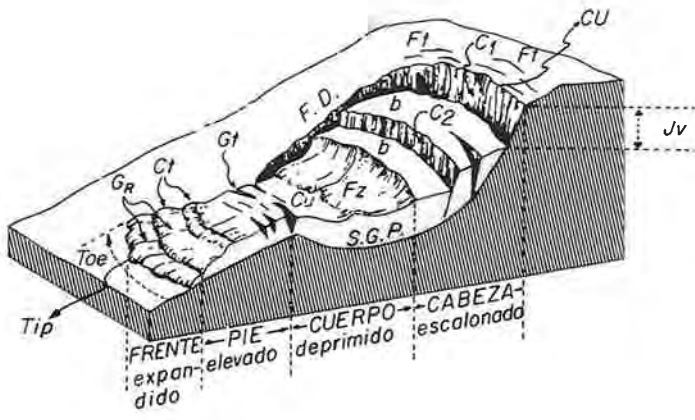
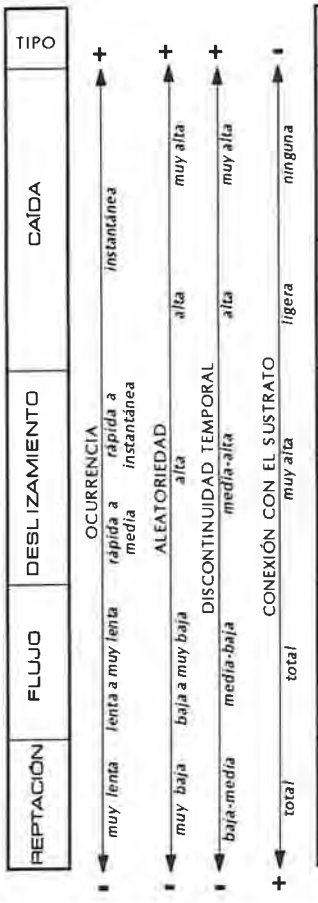


Figura 6.5. Modelo de Varnes (1958) para movimientos gravitacionales complejos, donde se asocian deslizamientos en la zona superior (cabecera) con flujo en la inferior (pie).

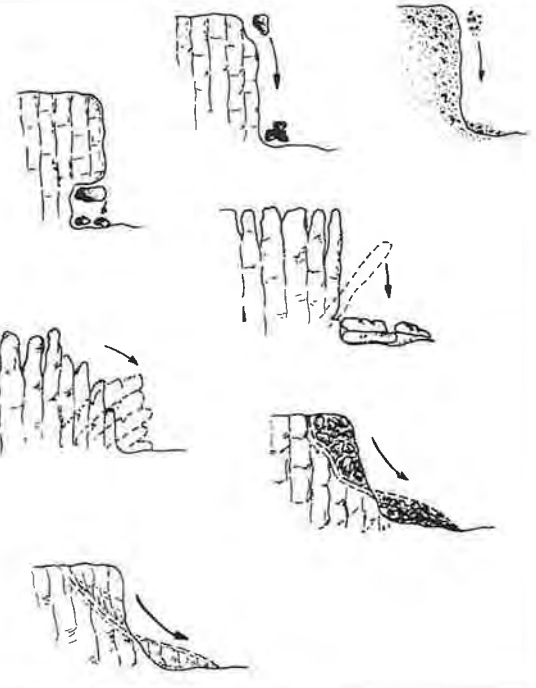
Leyenda: CU, culminación o coronación; Ft, fisuras de tensión; C_1, escarpe principal; C_2, escarpe secundario; b, bloques o compartimentos escalonados, pueden aparecer pequeños *grabens*; S.G.P., superficie de rotura o deslizamiento principal, pudiendo aparecer otras secundarias o subordinadas; Fz, zona de fallas longitudinales; Cu, cubetas y pequeñas depresiones; F.D., flanco derecho; Gt, grietas transversas; G_R, grietas radiales; Ct, crestas o cordones transversales; *Tip*, punta o extremo más avanzado; *Toe*, puntera o dedos del frente; Jv, juego vertical.

Cuadro 6.2. Tipos de fenómenos gravitacionales.



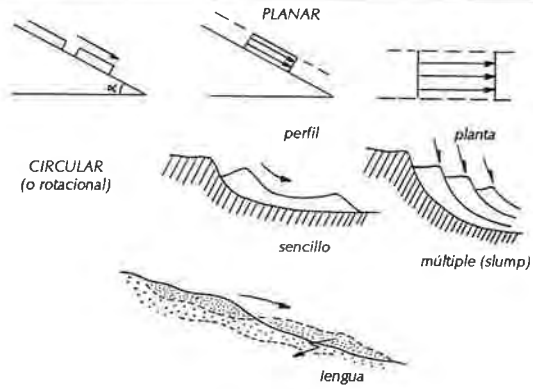
DEFORMACIÓN	VOLUMEN RELATIVO MOVILIZADO	VARIACIONES ESTACIONALES	MATERIAL DE ORIGEN	MORFOLOGÍA		NÚMERO	
ninguna, si bien los bloques pueden fragmentarse por el impacto final	escaso, incluso mínimo, al producirse bloque a bloque, gránulo a gránulo, etc.	le afectan de forma irregular, según ciclos de helada	cualquiera desagregable en fragmentos, bloques y detritos (tipo: roca coherente muy fisurada)	ninguna en concreto, aunque aparezcan superficies recientes o escalones en roca	acumulaciones caóticas de pie de escarpe (bloques, cantos, y similares)	1	A
variable según la morfología del sustrato soporte	apreciable		cualquiera desagregable en fragmentos y detritos (tipo: roca detrítica, heterogranular y poco compactada)	cicatriz específica (subhemisférica, diédrica, etc)	lenguas de derrubios		B
					acumulaciones de cuñas o bloques		
ninguna, si bien los bloques pueden fragmentarse por el impacto final	grande	le afectan de forma irregular, según ciclos de helada y de humedad	cualquiera desagregable en bloques (tipo: roca coherente estratificada)	cicatriz en escalones (según la estructura)	bloques caóticos	2	A
variable según la morfología del sustrato soporte y el tipo de material			cualquiera desagregable en detritos y partículas (tipo: roca detrítica de grano fino y escasamente compactada)	cicatriz específica (subhemisférica)	lengua de material		B
muy alta	grande o muy grande (todo el suelo)	le afectan de forma regular, por el grado de humedad	cualquiera que contenga matriz detrítica fina o muy fina (tipo: formación superficial, detrítica no consolidada y poco permeable)	cicatriz característica (en general, tendente subhemisférica)	lengua bien definida con lóbulos de deformación	3	
total	muy grande	dependen de este tipo de variaciones	cualquiera en la que domine la fracción detrítica fina o muy fina (tipo: formación superficial limo-arcillosas)	a veces imperceptible, salvo por lóbulos de deformación		4	

TIPO	NÚMERO		CARACTERÍSTICAS
CAÍDA	1		REFERENCIAL: Caída libre de bloques, cantos, granos, etc., individualizados y sin contacto alguno con el sustrato. **Desprendimiento.**
		A	VARIANTES: Caída de bloques, gránulos, partículas, por zapamiento. **Desplome.**
		A	**Desplome con vuelco** (*slab*) de bloques o losas.
		A	**Vuelco** (*toppling*) de losas (estratos).
		A	Desprendimiento masivo de material suelto. **Avalancha** de rocas, tierras, etc. (en seco o semiseco).
		B	TRANSICIÓN AL DESLIZAMIENTO: **Desplome en cuña** de material consolidado.

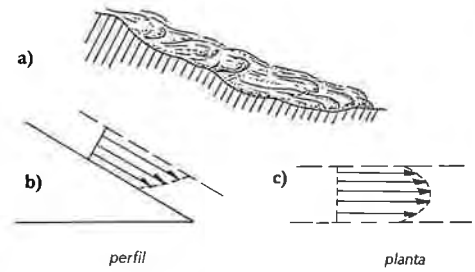


Cuadro 6.2. (continuación).

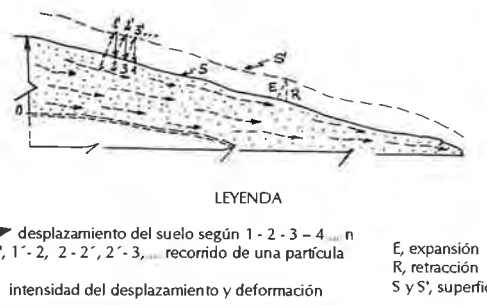
TIPO	NÚMERO		CARACTERÍSTICAS
DESLIZAMIENTO	2	A	REFERENCIAL — Fragmento o porción de roca individualizada en bloques, que se desplazan sobre una superficie soporte o guía y mantienen sus constantes geométricas.
		B	TRANSICIÓN — Porción de roca formada por gránulos, granos y partículas, que se desplazan en conjunto e individualizados respecto a otras masas rocosas utilizadas como soporte. No mantienen ninguna constante geométrica (**avalanchas en masa**) o sólo la externa (**lengua de avalancha**).
FLUJO	3		REFERENCIAL — Material arcilloso o areno-arcilloso poco consolidado, con planos de despegue y alto contenido en humedad entre esos planos. Aparecen múltiples superficies internas de deslizamiento (a), como consecuencia de las velocidades diferenciales entre base y techo (b) o centro y paredes (c). Esto hace perder las constantes geométricas al conjunto.
REPTACIÓN	4		REFERENCIAL — Flujo de todo el suelo según un fenómeno rítmico, estacional o diario, por variaciones húmedo-seco o hielo-deshielo que conllevan expansión-retracción. Se consideran otras modalidades de **reptación** o **seudorreptación**, provocadas por : reajuste de material en derrubios, presión confinante de una masa de roca sobre otra (**reptación continua**) y actividad biológica (**reptación fortuita**).



La distinción entre deslizamientos de material con granulometría fina (arena muy fina, limo y arcilla) poco o nada compactado y el flujo, suele ser difícil. El criterio más utilizado valora el grado de humedad que contengan los materiales: un movimiento en seco se considera **avalancha de tierra**, y en húmedo (comportamiento seudoplástico tipo colada de barro) **lengua de flujo**; por lo general, deslizamiento y flujo van unidos frecuentemente en un mismo fenómeno (ver figura 6.5).



El paso a **reptación (*creep*)** es difícil de definir, pero podría situarse en un **flujo discontinuo**.



6.4. ANÁLISIS DE VERTIENTES

En algunas consideraciones, las vertientes han sido calificadas producto de fenómenos gravitacionales. Sin embargo, como ya se discutió al iniciar el capítulo, aquéllas son fisonomías complejas y genéticamente debidas a múltiples procesos: junto a los gravitacionales, normalmente aparecen implicados tectónicos, volcánicos y periglaciares; glaciares, fluviales y litorales, aunque su función general es rebajar o anular escarpes y taludes, en ciertas condiciones y estados evolutivos, contribuyen al desarrollo de las vertientes.

Lo anterior permite concluir que no hay una correspondencia biunívoca entre vertientes y acciones gravitacionales; también que las segundas dependen de las primeras y no al contrario. Dadas esas circunstancias dinámicas concurrentes en este tipo de fisonomías, será necesario partir de su trazado y desarrollo para correlacionar todos aquellos procesos que las afectan. Por tanto para analizarlas, es necesario conocer la morfometría y, *a posteriori*, abordar los aspectos genéticos.

Desde el punto de vista morfométrico, toda vertiente está caracterizada por asociaciones de segmentos que mantienen el sentido en su inclinación (p. ej., 1-2-3-4 y 5-6-7-8-9-10, en la figura 3.1). De acuerdo con ello, para delimitarla hay que considerar los cambios en dicho sentido de la

Foto 6.1. Desprendimiento de bloques desde una cornisa en materiales consolidados (calizas y dolomías cretácicas), generando sobre el talud una avalancha de derrubios que progresa hasta el fondo del valle. Cañón del río Duratón (Segovia).

Foto 6.2. Avalancha de tierras formando una lengua a partir de material detrítico mixto (serie areno-arcillosa, con intercalaciones frecuentes de margas). Fue un fenómeno inducido por el desmonte en la cobertera suprayacente (calizas de los páramos). Extremo suroeste en los páramos de La Alcarria (Arroyo de la Vega, Guadalajara).

Foto 6.3. Lengua de deslizamiento en material meteorizado a partir de rocas consolidadas. Debido a la alteración y alto contenido en agua, el regolito se comporta con una cierta plasticidad, siendo por tanto un tránsito hacia el flujo. Carretera de Avilés a Oviedo.

Foto 6.4. Cabecera (culminación o coronación) de un deslizamiento en material detrítico (arcosas); pueden apreciarse un escarpe principal, varias grietas y un pequeño *graben* de distensión. El Molar, Madrid.

Foto 6.5. Fenómeno característico del crecimiento anómalo (curvatura) en la vegetación arbórea, por el desplazamiento lento del suelo (formación superficial detrítica coluvionar), es decir, flujo y reptación o *creep*. Río de las Pozas, Sierra de Guadarrama.

Foto 6.6. Lengua de deslizamiento invadiendo una vía (estación de ferrocarril, Segovia). El movimiento se produjo en materiales detríticos (arenas y arcillas cretácicas) removilizados por actividades extractivas y vertidos de residuos sólidos urbanos. Este fenómeno fue inducido por el corte en la ladera para ampliar la estación.

Foto 6.7. Avalancha de rocas en una ladera con fuertes pendientes (antiguo valle glaciar) y materiales fundamentalmente gnéisicos (zócalo cristalino del manto de San Bernardo, proximidades de Zermatt, Alpes del Valais). El fenómeno fue provocado artificialmente con explosivos, tratando de eliminar el riesgo que suponía la inestabilidad natural para la villa de Randa y las vías de comunicación.

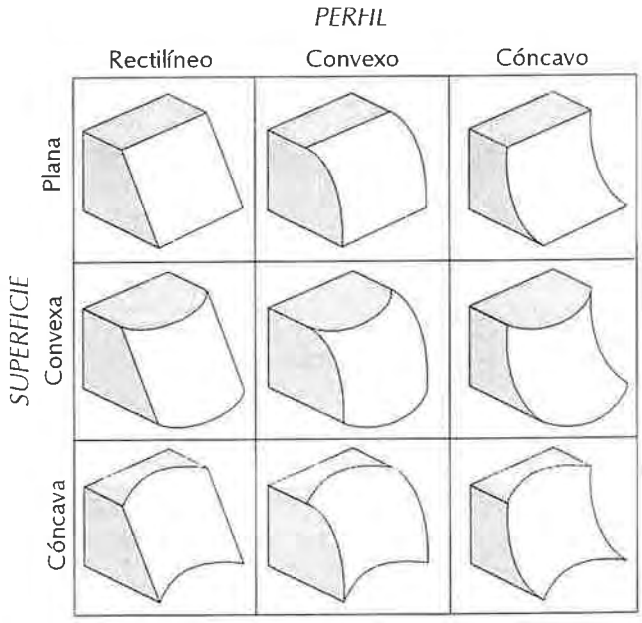


Figura 6.6. Tipos de vertientes teniendo en cuenta sus características morfométricas (según Parsons, 1988).

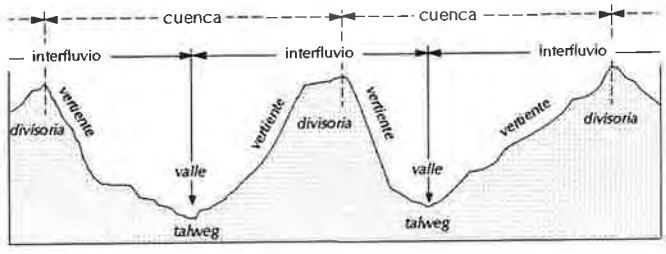


Figura 6.7. Posición de la vertiente en relación con los elementos generales del relieve.

inclinación y éstos ocurren con segmentos de cima y fondo o puntos neutros.

Partiendo de esos parámetros referenciales, en una vertiente aparecen los siguientes elementos (los ejemplos están referidos a la figura 1 del capítulo 3):

- **Línea de cambio de vertiente**. Definida mediante la unión de una serie de puntos neutros (p. ej., los que aparecen entre 4 y 5 ó 27 y 28) equivalentes en varios perfiles, u otros que son asimilables a ellos, es decir, de cima o fondo (p. ej., los que aparecen entre 22 y 23 ó 31 y 32).

- **Línea de cima**. Corresponde a una línea de cambio de vertiente que marca el origen o inicio en ésta; se sitúa sobre una superficie de cima, y equivale, aunque no siempre, a la «divisoria» fisiográfica y dinámica. Resultaría al unir puntos neutros de cima (p. ej., los que aparecen entre 4 y 5 ó 19 y 20) equivalentes en varios perfiles.

- **Línea de fondo**. Corresponde a una línea de cambio de vertiente que marca el final o terminación en ésta; se sitúa sobre una superficie de fondo y equivale, aunque no siempre, al «talweg» fisiográfico y dinámico. Resultaría al unir puntos neutros de fondo (p. ej., los que aparecen entre 22 y 23 ó 31 y 32) equivalentes en varios perfiles.

- **Desarrollo de la vertiente**. Recorrido de las superficies o segmentos en un perfil, que se suceden entre las líneas de cima y de fondo (p. ej., entre 5 y 10).

- **Componentes de la vertiente**. Conjunto de elementos articulados a lo largo de su desarrollo (p. ej.: 5, 6, 7, 8, 9 y 10).

- **Elementos de la vertiente**. Cada una de las superficies o segmentos individuales, situados entre dos líneas de ruptura o cambio de pendiente (p. ej., el 5, 6, 7, etc.) y que adoptan morfometrías específicas, siendo las más comunes las representadas en la figura 6.6.

En la consideración fisiográfica, la vertiente es una porción de terreno que mantiene constante su orientación; por ejemplo: levante-poniente, meridional-septentrional, oriental-occidental. En estos casos, interesa determinar la mayor o menor exposición de un relieve a determinados fenómenos como: luminosidad, humedad, viento, nubosidad, etc. (p. ej., solana-umbría y barlovento-sotavento), o de visualización (p. ej., frente-revés).

En la consideración morfodinámica, la vertiente suele englobar todos aquellos terrenos cuya funcionalidad les deja fuera del dominio estricto de los colectores lineales para la escorrentía. En estos casos la red hidrográfica sirve de referencia y aparecen elementos como: **divisoria**, **talweg**, **cuenca vertiente** e **interfluvio** (figura 6.7); exceptuando el término talweg, el resto suelen aplicarse también a glaciares de montaña, es decir, para los otros grandes colectores lineales o «ríos helados».

En base a las tres consideraciones previamente descritas, cabe decir que *la vertiente es una porción del relieve sin entidad genética o geométrica unitaria. En ella aparecen gran número de formas y procesos asociados, predominando los fenómenos de autotraslación y arroyada. Su función principal es facilitar el tránsito de material hacia los cauces o colectores, sean fluviales o glaciares, y hacia las llanuras de removilización, sean eólicas o litorales.*

Esos aspectos funcionales interesan al analizar las vertientes, ya que permiten establecer relaciones de causalidad mediante correspondencias entre geometrías y procesos tipo; la correspondencia puede hacerse a nivel general (cuadro 6.3) o específico (figura 6.8). Siguiendo esta metodología se elaboran modelos sobre las transformaciones geométricas, bien a lo largo del tiempo (figura 6.9), bien según el tipo de proceso dominante (figura 6.10).

Hasta cierto punto, todos los modelos anteriores prosiguen la metodología iniciada por Richter en 1900, al introducir el concepto de **vertiente regulada**, **reglada** o, como posteriormente han denominado en su honor, **vertiente de Richter**. Se aplica a un segmento o asociación de ellos que definen un tramo rectilíneo, o casi rectilíneo, de extremada homogeneidad por carecer de resaltes o incisiones erosivas. Presente o no recubrimientos o formaciones superficiales

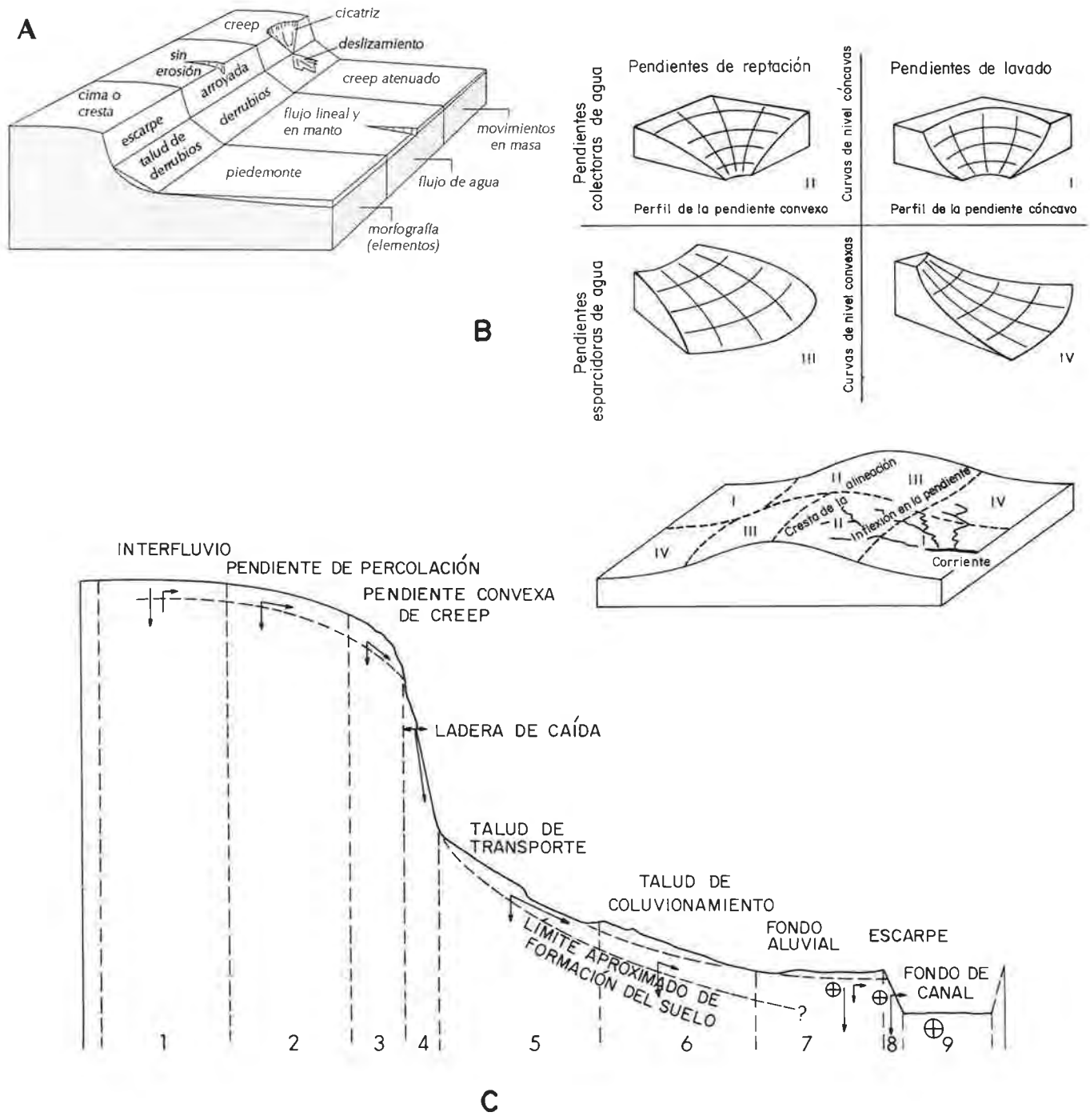


Figura 6.8. Clasificación funcional de la vertiente.
A) En base a su organización morfografía-proceso (L.C. King, 1962; ref. 1967).
B) Teniendo en cuenta su carácter hidrológico (Troeh, 1965).
C) Según la relación pendiente-procesos (Dalrymple *et al.*, 1968): 1, edafogénesis asociada a las aguas subterráneas; 2, eluviación química y mecánica por el movimiento lateral de agua; 3, fenómenos de *creep* en el suelo, terracillas; 4, caídas, deslizamientos, meteorización química y mecánica; 5, transporte por movimientos en masa o gravitacionales (flujo, *creep*, deslizamiento, *slump*), formación de terracillas, acción de aguas subsuperficiales; 6, estabilización más o menos permanente del material originado por movimientos en masa, lavado, conos y abanicos de descarga, *creep* y acción de las aguas subsuperficiales; 7, depósitos aluviales, acción de lavado por aguas subsuperficiales; 8, fenómenos de caída, corrasión, derrumbe por zapamiento, etc.; 9, transporte y erosión por la acción de las aguas superficiales, agradación alternando con erosión.
Las flechas indican el movimiento del material y la intensidad relativa del mismo. En los tramos inferiores, ⊕ indica el efecto de arrastre debido a las aguas encauzadas.

Cuadro 6.3. Modelo indicativo para realizar una clasificación de los elementos y procesos asociados a una vertiente.

TRAMOS DE PENDIENTE	MORFOMETRÍA		FISIOGRAFÍA	DINÁMICA
	perfil	superficie		
> 60° 45°- 60°	rectilíneo cóncavo convexo	todas	escarpe { acantilado, cornisa, arista-cresta (una cara)	Caídas, colapsos y avalanchas. Arroyada en reguero concentrado; torrenteras. Escaso desarrollo y alta vulnerabilidad en los suelos
25° a 45°	generalmente convexo o rectilíneo	generalmente convexa o rectilínea	talud, cono (rocoso o de derrubios)	Caídas, avalanchas, deslizamientos y flujo. Arroyada con acarcavamientos. Dificultades para la evolución del suelo y alta vulnerabilidad
10° a 25°	generalmente rectilíneo o convexo	generalmente rectilínea o convexa	cuesta, abanico (de derrubios, de aluviones)	Deslizamientos y flujo. Arroyada en surco. Buenas condiciones para el desarrollo del suelo y vulnerabilidad media
5° a 10°	cóncavo o cóncavo-rectilíneo	cóncava o plano-cóncava	glacis	Arroyada en manto, a veces, en surco. Flujo atenuado. Buenas condiciones para el desarrollo del suelo y baja vulnerabilidad
3° a 5° 0° a 3°	rectilíneo o ligeramente cóncavo-convexo	plana o ligeramente cóncava o convexa	llano { loma (cima), fondo (valle), hombrera-rellano, terraza	Ligero lavado. Arroyada en manto y estancamiento de la escorrentía. Buenas condiciones para el desarrollo del suelo (salvo en pendientes mínimas) y muy baja vulnerabilidad

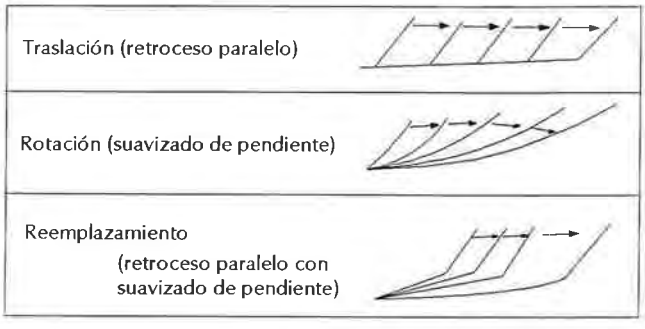


Figura 6.9. Modelos sobre la evolución de las vertientes.
- Traslación: retroceso progresivo y paralelo a la inclinación inicial (L.C. King, 1962; ref. 1967).
- Rotación o decaimiento: atenuación progresiva de su inclinación al rebajarse simultáneamente los interfluvios (Davis, 1899).
- Reemplazamiento: se produce una ligera rotación o desgaste de los interfluvios, aunque predomina el retroceso «casi paralelo» (W. Penck, 1924).

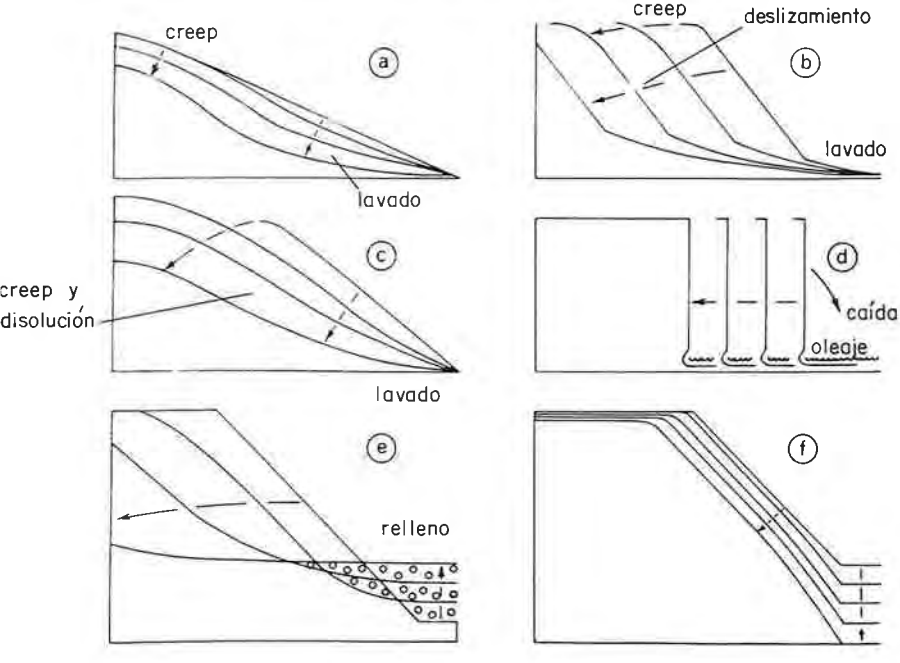


Figura 6.10. Modelos genéticos para el análisis evolutivo de una vertiente. Secuencias de perfiles matemáticos simulando diferentes procesos (en Selby, 1982; a partir de varios autores).
(a) acentuación de la pendiente por acción mixta *creep*-lavado; (b) retroceso paralelo por acción mixta de los fenómenos gravitacionales y el lavado o denudación en la base; (c) suavización de escarpes por acción mixta *creep*-disolución y lavado o denudación en la base; (d) retroceso paralelo de un acantilado por zapamiento en la base; (e) retroceso por decaimiento con agradación en la base, formando una llanura mixta erosión-agradación; (f) evolución por retroceso paralelo, con la generación de una degradación o encajamiento en la base.

sobre el sustrato (el concepto inicial refería morfologías sobre roca sin recubrimientos), es una vertiente con desarrollo uniforme que está en equilibrio y no pierde ni gana masa, únicamente actúa como zona de tránsito para los derrubios.

6.5. INDICACIONES PRÁCTICAS

Los estudios sobre procesos gravitacionales están especialmente dirigidos a trabajos de ingeniería y riesgos naturales. Dado que sus objetivos básicos son prever comportamientos, magnitudes, ocurrencias o áreas afectadas, desde la Geomorfología pueden aportarse datos relacionados con parámetros críticos según los factores externos y la zonificación morfológica del terreno.

Al determinar «parámetros críticos», los aspectos más significativos a considerar son: cartografía de cambios litológicos en formaciones superficiales (alteritas, *tills*, coluviones de fenómenos gravitacionales previos y similares); análisis detallado de perfiles morfométricos marcando pendientes límites para cada tipo de material, es decir, ángulos críticos y rupturas bruscas en la pendiente; variaciones morfológicas recientes, especialmente fenómenos de zapamiento originados al pie de taludes, escarpes y acantilados o cicatrices de deslizamientos previos; y modificaciones texturales y estructurales del material.

La «zonificación morfológica» del terreno, delimita el dominio general correspondiente a estos procesos según su sector, es decir: el área afectada por ocurrencias previas y la que podría estarlo en caso de nuevos sucesos. A tal fin, será necesario realizar análisis comparados y cartografías de ámbito regional, buscando procesos activos correlacionables con los detectados, o potenciales, en el sector problema.

Si fuese necesario completar esos datos, deberá acudirse a los conocimientos en «estabilidad de taludes» y geotecnia; ambos aportan información sobre factores internos. Tienen especial relevancia aquellos aspectos que hacen referencia al comportamiento geomecánico, sacudidas sísmicas, y cambios en el nivel freático y la cobertera vegetal.

Desde la Geomorfología básica, interesa conocer la incidencia morfogenética debida a los procesos gravitacionales; es decir: la identificación, cualificación y control dinámico del fenómeno a partir de sus efectos morfológicos (cuadro 6.4).

En el análisis de las vertientes, hay trabajos «estrictamente morfométricos» y otros «puramente dinámicos», aunque la mayoría son «casos intermedios».

Para la cualificación morfométrica de una vertiente, se sigue el procedimiento descrito al respecto (ver capítulo 3); si acaso la peculiaridad está en la escala que, sin descartar cartografías convencionales, obliga a realizar perfiles en campo mediante técnicas topográficas precisas; también otras cartografías, sobre todo de vegetación y suelos. Éstas son necesarias para determinar relaciones fisiográficas y elaborar perfiles morfográficos en las interpretaciones genéticas.

Los trabajos intermedios, realizan interpretaciones dinámicas partiendo de datos morfográficos y son verdaderos estudios integrales: analizan la casuística en las vertientes mediante las relaciones entre configuración morfográfica y procesos desarrollados en su dominio. El objetivo final es elaborar modelos genético-funcionales, sean eminentemente teóricos (ver figuras 6.8 y 6.9) o más empíricos. Éstos últimos suelen asociarse con aplicaciones y buscan parámetros críticos útiles para el control dinámico; ejemplo: tipos de roca, o tipos y grado de cobertera vegetal, en relación a las inclinaciones del terreno (ver cuadro 6.3).

Elaborar modelos genético-funcionales, precisa un control de los fenómenos mediante observaciones y medidas en el terreno. A tal efecto hay instrumental específico adecuado a cada proceso, o grupo de ellos afines. El usual para los gravitacionales, que aparece resumido en el cuadro 6.4, generalmente se basa en monitorizaciones (marcas, controles, imágenes secuenciadas, etc.) y con frecuencia en técnicas indirectas (fotogrametría, teledetección). Sin embargo, medir la arroyada en las vertientes exige instrumental mucho más directo, como trampas para sedimentos, agujas o clavos y perfiladores topográficos, entre otros. A veces estas técnicas instrumentales puras deben complementarse con otras básicas, como son los análisis sobre la densidad de microdrenajes, modificaciones en la cobertera vegetal o la meteorización (ver al respecto: Goudie, 1981; Sala y Gallart, 1988; Sancho *et al.*, 1991; y López Bermúdez *et al.*, 1993).

Durante los últimos años gran parte de las mediciones giran en torno a lo que, de forma un tanto vaga o imprecisa, viene denominándose «erosión del suelo»; este hecho ha conducido hacia una notable especialización y la morfología pasa a ser un tema secundario frente al cálculo del arrastre de materiales; por tanto, *son trabajos puramente dinámicos* experimentales.

Para llevar a cabo esa labor utilizan, desde parcelas que miden el fenómeno natural (p. ej.: los arrastres en microcuencas de drenaje) a aquéllas que lo reproducen (p. ej.: simuladores de lluvia), y desde instrumental rutinario (p. ej.: trampas para sedimentos) al más sofisticado (p. ej.: estaciones integrales con registros automatizados).

Conviene precisar que las mediciones no pueden tener un fin en sí mismo, quedando reducidas a meros listados; el enfoque para estos temas desde el campo de la Geomorfología es: bien aplicar los datos experimentales al interpretar la génesis y evolución del relieve, es decir, proceder tal como queda descrito para los denominados «trabajos intermedios»; bien evaluar el riesgo de pérdida de suelo productivo, en cuyo caso pasan a englobar estudios de riesgos naturales (ver capítulo 16).

Cuadro 6.4. Ejemplos indicativos básicos para la identificación y medida de fenómenos gravitacionales.

FENÓMENO	OBSERVACIONES Y TÉCNICAS DE MEDIDA	
	GENERALES	ESPECÍFICAS
Caída	- Control topográfico del área afectada: • Análisis en planta de geometrías características en las isohipsas (cicatrices y escarpes de cabecera, lóbulos, lenguas, acumulaciones). • Realización de perfiles morfométricos seriados y seguimiento de las modificaciones geométricas (retroceso de escarpes y avances de frentes de acumulación). - Utilización de cartografías y documentos históricos (testimonios, grabados, crónicas de catástrofes, mapas) con objeto de identificar fenómenos e inferir tasas de actividad (retrocesos, acumulaciones y aterramientos). - Uso de fotografías aéreas (oblicuas o pares estereoscópicos verticales) e imágenes de satélite de alta resolución espacial, para la localización y seguimiento multitemporal. - Análisis de las afecciones (grietas, basculamientos y subsidencias diferenciales, desalineaciones) a puntos de control preexistentes: edificios, vías de comunicación, muros, bancales, tendidos y postes, árboles, etc. - Instalación de controles de actividad, frecuencia y velocidad del movimiento: elementos referenciales ubicados dentro y fuera del conjunto movilizable (estacas, clavos, hilos, etc.), y marcados y señalizaciones con pintura (en áreas, líneas o bloques). - Control telemétrico o fotográfico de elementos referenciales. - Empleo de modelos de simulación, bien matemáticos dividiendo el área en celdas y estudiando su movimiento relativo (distribuidos), bien físicos a escala.	- Fenómeno difícil de observar, pero reconocible por sus resultados: derrubios a pie de escarpe sin apenas vegetación; cortados rocosos con tonalidad original de la roca fresca, al encontrarse poco meteorizados y sin colonizar; paredes en extraplomo muy agrietadas e inestables. - Señalización y control de los escarpes de caída.
Avalancha de rocas		- En áreas montañosas, los derrubios procedentes de estos fenómenos se agrupan como corredores en fondos de valles y vaguadas. - La cabecera de la zona de avalancha aparece con aspecto «descarnado» y desprovista de vegetación. - Puede observarse a pequeña escala en taludes rocosos.
Deslizamiento		- En cabecera aparece una coronación con cicatrices de arranque. - En la masa deslizada se reconocen grietas, bloques individualizados y girados, pequeños replanos, concentraciones de humedad y vegetación hidrófila.
Avalancha de tierra		- Las acumulaciones presentan grandes lenguas desprovistas de vegetación, ocupando valles, vaguadas o zonas deprimidas. - La zona origen aparece también «descarnada» con cicatrices de despegue, abundante material fino suelto y microdepresiones.
Flujo (avalancha en húmedo)		- En la cabecera hay pequeñas cicatrices de despegue y microdepresiones. - La lengua tiene un perfil ligeramente ondulado. Presencia de suelos y vegetación hidrófila en su contorno.
Solifluxión		- Es característico el lobulado de la superficie, apareciendo pequeños replanos transversales a la dirección del movimiento. - Presencia de manantiales, surgencias y zonas encharcadas en la masa que desliza (sobre todo en su contorno). - Vegetación hidrófila que permanece verde todo el año; formaciones y especies características, que tienen su reflejo en tonos más oscuros sobre la fotografía aérea.
Reptación o *creep*		- Introducción de varillas flexibles en el suelo para comprobar la magnitud del movimiento a partir de su deformación. - Encurvamiento anómalo del arbolado y elongación de los anillos de crecimiento. - Microfracturas y ondulaciones en el suelo.

En España, *como ocurre en otros países, los temas relativos a procesos gravitacionales y vertientes, se supeditan a la Geotecnia aplicada en Ingeniería Civil y Minería; sin embargo, durante los últimos años han aparecido enfoques más predictivos asociados al análisis de riesgos naturales. Éstos segundos deben apoyarse en modelos teóricos y cartografías por zonas, con lo cual renacen nuevamente los temas conceptuales, regionales y morfodinámicos.*

Ver al respecto:

- A. Calvo Cases, *Geomorfología de laderas en la montaña del País Valenciano*, Inst. Valenciana d'estudis i investigació, Valencia, 1987.
- J. Corominas (ed.), *Estabilidad de taludes y laderas naturales*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 3, 1988.
- ITGE, Cartografía temática específica sobre aspectos geotécnicos, estabilidad de laderas y riesgos asociados; varias series, por ejemplo: Mapa Geotécnico General a escala 1:200.000; serie Ingeniería GeoAmbiental (monografías) y otras.

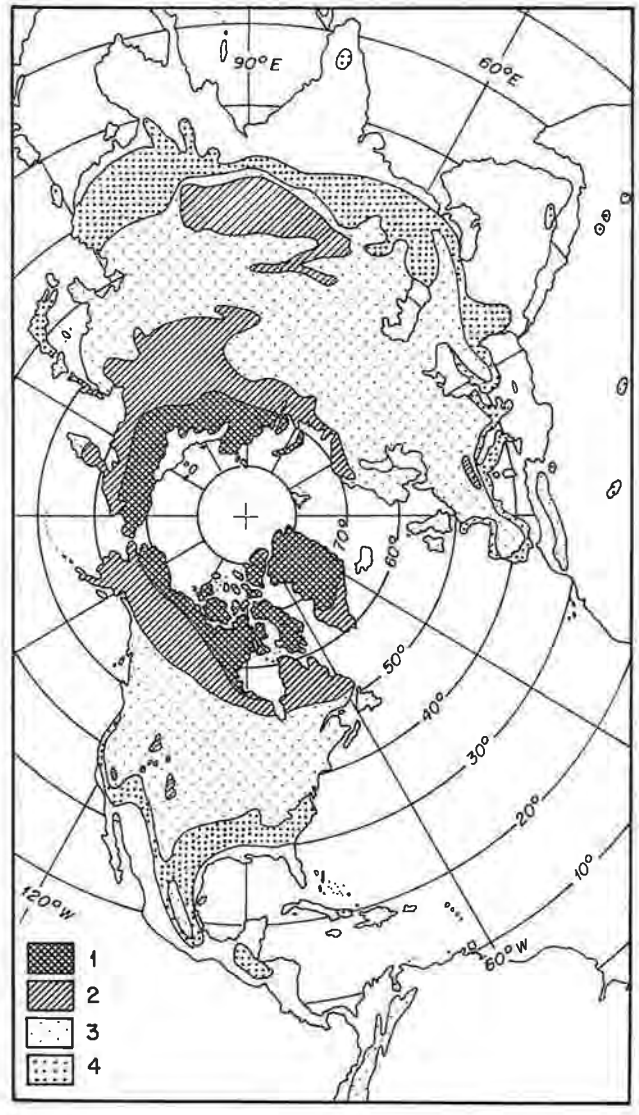


Figura 7.1. Distribución del *permafrost* y ciclos de helada en el Hemisferio Norte (según Cooke y Doornkamp, 1978).
Leyenda: 1, *permafrost ártico*, continuo; 2, *permafrost* subártico discontinuo y *permafrost* alpino; 3, áreas con ciclos de helada estacional; 4, zonas con ciclos de helada esporádicos.

7

PROCESOS PERIGLACIARES

El término periglaciar, introducido por Loziński (1909) en sustitución de «circunglaciar», inicialmente refería ambientes y zonas circundantes a los grandes casquetes glaciares remanentes del Pleistoceno; sin embargo, al extenderse su uso acabó generalizándose para denominar cualquier ambiente o proceso sobre la superficie terrestre, regulado por fenómenos de hielo-deshielo.

Esa generalización, si bien ha sido adoptada mayoritariamente, siempre estuvo sometida a fuertes críticas; tal es así, que en algunas obras han llegado a utilizar otras denominaciones, como «crioergia, geocriología, crionivación y gelivación», tratando de eludir periglaciar y sus derivados. Esta alternativa, especialmente defendida por Washburn (1973, 1979), no llegó a consolidar, y quizás se deba a su carácter excesivamente funcional al basarse en términos normalizados para aludir aspectos muy concretos: crioclastia y gelifracción están asociados con roturas, crioturbación o geliturbación con deformaciones.

Dadas las circunstancias anteriores, al abordar estos temas siempre se plantea la duda si han de reservarse el término periglaciar y sus derivados para referir una región o piso con categoría de «tipo de relieve» o, al contrario, aplicarlo a cualquier ambiente frío en el cual aparecen «fenómenos» hielo-deshielo, independientemente de su localización geográfica y capacidad para desarrollar paisajes característicos.

Una alternativa a estos problemas consiste en plantear dos niveles analíticos: uno corresponde a los «fenómenos hielo-deshielo» como el conjunto de acciones que articulan «procesos geomorfológicos periglaciares»; otro a las «morfologías propias de regiones, o pisos, donde esos procesos son dominantes» y llegan a definir «paisajes característicos o tipos de relieves», es decir, asociaciones morfológicas en clima frío. Así pues, siguiendo el primer nivel, este capítulo tratará los procesos periglaciares en la misma línea que los restantes exógenos.

7.1. AMBIENTES PERIGLACIARES

Aunque en última instancia todas las acciones periglaciares se deban a cambios de fase, sólido-líquido, del agua, su intensidad y tipología, así como los efectos morfológicos a que dan lugar, permiten definir tres ambientes característicos: suelos permanentemente helados o ***permafrost***, ciclos térmicos con hielo-deshielo o **ciclos de helada** y, por último, áreas con nieve más o menos perenne, pero sin llegar a formar hielo policristalino capaz de fluir, o **coberteras nivales** (figura 7.1).

- *El permafrost* es un suelo que, salvo una pequeña franja superficial, permanece siempre helado; es decir: «cementado por hielo», ya que sus espacios intergranulares y discontinuidades están ocupados por agua solidificada. El nivel inferior permanentemente congelado, **pergelisuelo**, varía entre unos metros o cientos de ellos, según las regiones; el superior, **mollisuelo** o **capa activa**, presenta congelación-fusión estacional y tiene un espesor de centímetros a metros, también según las regiones.

La capa activa, mediante la fusión-congelación estacional, ejerce las acciones periglaciares y su desarrollo está en relación a la profundidad del deshielo que, a su vez, varía según el tipo de material y las condiciones ambientales; del primero depende la difusión calorífica, de las segundas el equilibrio térmico, haciendo ambos que el deshielo estacional se propague hasta la «zona de amplitud cero», donde comienza el pergelisuelo (figura 7.2A).

En base a su localización geográfica, el *permafrost* tiene una distribución espacial y espesores muy variados,

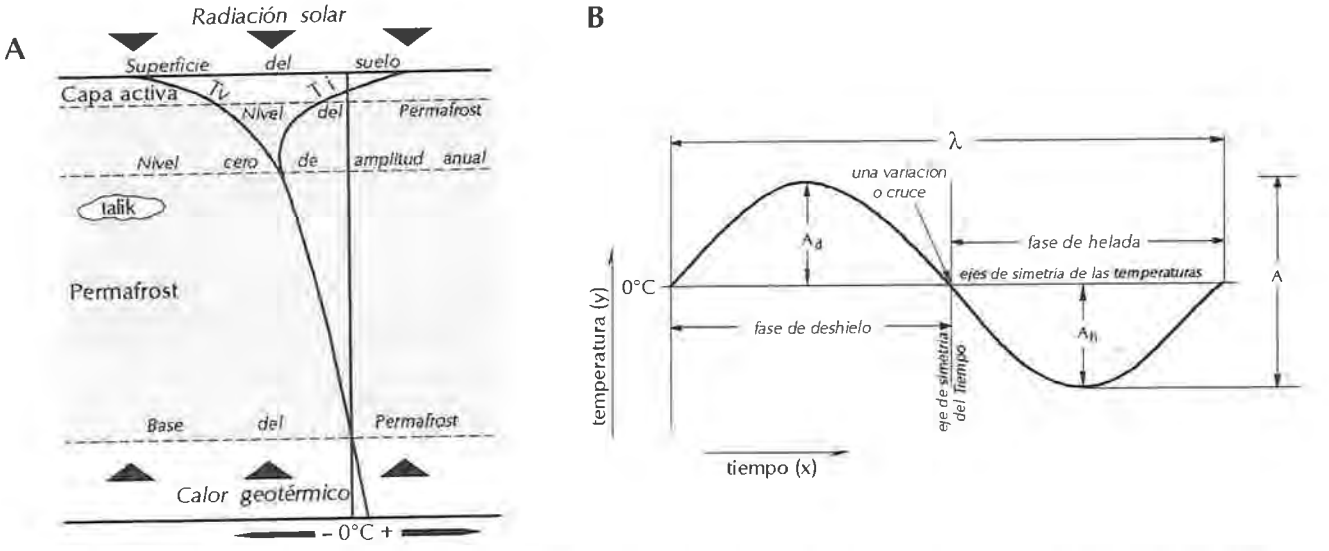


Figura 7.2. Ambientes periglaciares.

A) Estructura general en un suelo de *permafrost* y esquema según sus oscilaciones térmicas anuales (basado en Brown, 1970). El pergelisuelo aparece entre el nivel y la base del *permafrost*, el mollisuelo o capa activa entre el nivel del *permafrost* y la superficie del terreno. El nivel cero de amplitud anual, corresponde a la zona hasta donde llega la influencia meteorológica significada por las oscilaciones térmicas estacionales. El *talik* es una zona no congelada dentro del pergelisuelo. La capa activa tiene un espesor medio (hasta donde suelen llegar los ciclos de deshielo) y otro específico en cada año o ciclo; la figura representa un ciclo de menor intensidad que la media, descongelando sólo parte de la capa activa (desde el cruce entre la curva de oscilaciones térmicas, T_i, con las abcisas de los 0 °C, hasta la superficie) que actúa en ese ciclo como mollisuelo.

Terminología: T_i, oscilaciones térmicas, consideradas «de verano», controladas por la radiación «incidente» (flujo calorífico ambiental hacia el suelo); T_v, oscilaciones térmicas, consideradas «de invierno», controladas por la radiación «variable», bien flujo calorífico del suelo hacia la atmósfera (en gelisuelos o *permafrost* actuales, como el de la figura), bien inverso (en *permafrost* remanentes).

B) Ciclos de helada o hielo-deshielo (según Hewitt, 1968). Se deben a oscilaciones en las temperaturas ambientales y su análisis puede realizarse mediante una función sinusoidal. Cada ciclo de helada equivale a una longitud de onda (λ), es decir, una serie termométrica que incluye tres valores de 0 °C (inicial, intermedio y final) separados por valores positivos (fase de deshielo) y/o negativos (fase de helada). Los instantes con temperatura 0 °C, reciben el nombre de «inversiones en la tendencia o puntos de inflexión».

Terminología: A_d amplitud en el deshielo (máxima temperatura); A_h amplitud de helada (mínima temperatura); A, amplitud del ciclo (A_d-A_h); T, período, intervalo temporal para un ciclo de helada; F, frecuencia o número de ciclos para un intervalo de tiempo; R_{hd} relación hielo-deshielo (A_h/A_d) que es indicativa, junto a la pendiente de la función, de la intensidad en la helada; R_c relación de cambio ($\Delta y/\Delta x$) o variaciones termométricas en función del tiempo y equivale a la pendiente de la curva.

Esta función permite determinar tipos de ciclos; así: ciclos cortos, al menos cuatro inversiones en 24 horas ($F \geq 1{,}5\ d^{-1}$ y $T < 24$ h); ciclos diarios, fase de helada nocturna y de deshielo diurna ($1{,}5 > F \geq 1\ d^{-1}$ y $24 \leq T < 36$ h); ciclos de varios días ($F < 1\ d^{-1}$ y $T \geq 36$ h); y ciclos mensuales ($F \approx 0{,}03\ d^{-1}$ y $T \approx 30$ d); siendo d (días) y h (horas). Los ciclos de período superior al mes (estacionales e interanuales) se determinan mediante temperaturas medias mensuales, máximas y mínimas.

así como posibles zonas internas no congeladas o ***talik***. Es importante precisar que hay quienes consideran «*permafrost*» sólo al «pergelisuelo», mientras entienden la «capa activa» o «mollisuelo» al mismo nivel que un «gelisuelo» por congelación-fusión estacional. Esto, como se verá más adelante, tiene su fundamento dinámico, sin embargo resulta discutible desde la perspectiva del ambiente global. Por ello, con independencia de las similitudes dinámicas entre todos los gelisuelos (suelos helados estacionales), deberá contemplarse el *permafrost* en su contexto más general, agrupando molli y pergelisuelo.

Finalmente y desde la introducción del término *Mollisols* (Mollisuelos) para designar un orden edáfico (ver apartado 5.6 y cuadro 5.10), la tendencia en algunos sectores es no utilizarlo en el sentido morfogenético; aquí se sigue el criterio de aquéllos que sí lo mantienen, usando indistintamente «capa activa» y «mollisuelo».

- *Los ciclos térmicos, de helada o hielo-deshielo* son cambios de fase rítmicos que tienen lugar en las aguas superficiales y subsuperficiales del suelo, y dependen de la humedad y las oscilaciones térmicas ambientales.

Una condición limitante tan general, hace que dichos ciclos puedan aparecer en cualquier región; también afectan a las áreas de *permafrost* regulando el comportamiento del mollisuelo durante su actividad anual.

Modalidad en los ciclos (frecuencia, amplitud, relación hielo-deshielo, etc.; figura 7.2B) y naturaleza del material sometido a sus acciones (textura, estructura, granulometría, composición), son los factores que regulan la incidencia y, por tanto, eficacia morfogenética de las mismas.

En función de dichos factores, la congelación-fusión sólo la sufrirán aguas libres superficiales (ríos, arroyos, charcos, etc.) o penetrará hacia el subsuelo afectando: primero al agua libre en fisuras internas (diaclasas, fracturas,

planos de estratificación, etc.), luego a las de percolación inmediata (aguas hipodérmicas en poros y discontinuidades) y, finalmente, podrá llegar hasta las confinadas o semiconfinadas transitorias (aguas subsuperficiales retenidas por el suelo en poros y discontinuidades). De producirse este último fenómeno aparece un suelo congelado, es decir, «cementado por hielo» temporalmente (período o fase de congelación) y hasta una cierta profundidad (desarrollo o amplitud en la congelación); es por tanto un **gelisuelo** esporádico.

El gelisuelo esporádico tiene una ritmicidad (o frecuencia) estacional, mensual, incluso diaria, y carece de remanente helado que perdure, al menos, durante un año. Su presencia en una zona introduce cierto paralelismo entre el *permafrost* y los ciclos térmicos de helada, máxime cuando distintas amplitudes y frecuencias superponen ciclos a lo largo del año: un ciclo con ritmo estacional (baja frecuencia) congela el suelo hasta zonas profundas (gran amplitud para la fase de helada) y sobre él actúan otros con ritmo mensual o diario (alta o muy alta frecuencia), que descongelan y congelan sólo parte del gelisuelo desarrollado (pequeñas amplitudes para las fases hielo-deshielo); en estos casos, podría aludirse a un *permafrost* esporádico espacial y temporalmente.

- *Las coberteras nivales* corresponden a masas de nieve sin compactar o débilmente compactada, que no han sufrido metamorfosis, es decir, no llegaron a transformarse en hielo policristalino, aun cuando este límite sea en ocasiones difícil de precisar. Sus efectos son contrapuestos: frente a los ciclos hielo-deshielo, la cobertera nival es un protector contra los descensos térmicos que pueden afectar al suelo; para otros fenómenos, actúa como fuente de humedad que posibilita el flujo en los materiales o favorece las roturas al aportar agua.

Permafrost, «ciclos de helada» y «coberteras nivales», a veces aparecen asociados actuando conjuntamente; así ocurre en zonas árticas, regiones montañosas y altiplanicies. Sin embargo, en otras áreas suele faltar el *permafrost* y la nivación queda reducida a una cobertera discontinua y esporádica. Son, por tanto, los ciclos de helada los ambientes más generalizados en el Planeta (ver figura 7.1).

Los ciclos hielo-deshielo responden al control térmico que realiza el «clima» actual en ambientes periglaciares; a ellos contribuyen también otros «factores» como: el «geotérmico», cuya influencia se ejerce mediante la difusión de energía calorífica hacia el exterior; el «pergélico», actuando según su déficit de energía calorífica (en *permafrost* remanentes) para equilibrarla con la atmósfera actual a través del mollisuelo; por último, el «litohidrológico» controla los flujos hídrico y de energía calorífica («flujo térmico», en denominación no estricta), mediante la capacidad difusora propia de cada material.

Desde el interior de la Tierra siempre hay una difusión energética hacia la superficie que, entre otras modalidades, se manifiesta en su incremento térmico; sin embargo, la temperatura del pergelisuelo está muy por debajo de la media ambiental. De acuerdo con ello, el intercambio energético necesario para la congelación de estos suelos («flujo térmico» positivo o pérdida de calor) no ha sido con la atmósfera actual, sino otra previa de clima más frío; es por tanto un «paleo-gelisuelo». Estas características quedan perfectamente definidas en el *permafrost* ártico o polar, que es continuo, de gran espesor y producto de las etapas frías o «períodos glaciales» ocurridas durante el Pleistoceno y parte del Holoceno.

Hacia las zonas externas ese *permafrost* ártico va degradándose progresivamente, hasta transformarse en «discontinuo»: disminuye el espesor del pergelisuelo y aumenta la capa activa; similar a éste aparece otro en muchas tierras altas (montañas, altiplanicies, etc.), denominado ***permafrost* alpino**.

La diferencia entre ciertos *permafrost* discontinuos y gelisuelos supraanuales, suele ser difícil de establecer; en realidad, el *permafrost* alpino frecuentemente debe su presencia a suelos congelados durante varios años por el clima actual, no siendo, por tanto, un «paleo-gelisuelo».

7.2. ACCIONES ELEMENTALES: DINÁMICA EN LOS FENÓMENOS HIELO-DESHIELO

Los procesos periglaciares tienen su origen primario en las tensiones ocasionadas por variaciones de volumen y humedad, consecuentes a los cambios de fase, sólido-líquido, del agua; dichas tensiones pueden resumirse en las siguientes tipologías:

- *Acuñamiento (frost wedging).* Es un «efecto palanca», que soportan las rocas al congelar el agua contenida en sus discontinuidades mayores: diaclasas, planos de estratificación y fracturas. Su persistencia conduce a la rotura de los materiales y, genéricamente, se denomina **gelifracción**, **congelifracción** o **crioclastia**.

- *Hinchamiento y empuje (heaving y thrusting).* Corresponden a la expansión y, en casos, posterior retracción del suelo, generada por cambios volumétricos asociados a la segregación del hielo. Las tensiones debidas a esos cambios actúan en todas direcciones: las verticales provocan hinchamientos y subsidencias, las horizontales empujes con movimiento laterales.

- *Desplazamiento en masa.* Movimiento de los materiales según la inclinación del terreno, impulsados por su propio peso (autotraslación). La abundante provisión de agua líquida o sólida en ambientes periglaciares, frecuentemente desencadena y facilita la autotraslación; por ello algunos autores califican dichos fenómenos como «gravedad asistida». Este grupo de procesos incluyen, tanto los verdaderos movimientos masivos en material fino (flujo y *creep*), como otros graduales o episódicos en material grueso individualizado (ver capítulo 6).

- *Agrietamiento (cracking).* Rotura del material a causa de las contracciones por descensos térmicos bruscos y deshidratación; a este nivel no se consideran efectos inherentes a la congelación del agua contenida.

Por lo general, los ambientes de *permafrost* son más propicios para fenómenos «en el subsuelo», desarrollando «crioturbaciones (deformaciones) e hinchamientos». Los ciclos hielo-deshielo, dada su actuación «desde la superficie», tienden a producir fenómenos «sobre el suelo»;

Cuadro 7.1. Tipos de hielo en la Tierra (no atmosféricos) (Mackay, 1966, 1972).

I. ***Del suelo*** (formado «*in situ*», por congelación de la humedad en el suelo):
- A. Agujas de hielo (*pipkrake*, placas, etc.) sobre la superficie
- B. Hielo segregado (*taber*), suelo saturado
  - 1. epigenético (formado después que el material)
    - a) en la capa activa
    - b) en la base de la capa activa
    - c) en el *permafrost*
  - 2. penicontemporáneo (formado a la vez que el material)
    - a) por acumulación de sedimentos
    - b) por acumulación de materia orgánica
    - c) por removilización del material suelto
- C. Poroso (hielo de cementación), en general saturado

II. ***Intrusivo*** (formado por congelación de aguas «inyectadas»):
- A. De pingos
  - 1. sistema abierto (aguas introducidas por gradiente hidráulico)
  - 2. sistema cerrado (aguas expelidas por congelación del suelo)
- B. Capas de hielo (congelación de aguas en niveles del suelo o capas)

III. ***Venas, hielo foliado*** (agua y vapor congelados en contracciones térmicas de rotura):
- A. Vena de hielo
- B. Cuñas de hielo
  - 1. epigenéticas (posteriores al material del suelo)
  - 2. penicontemporáneas (formadas al mismo tiempo que el material del suelo)

IV. ***Extrusivo*** (hielo subaéreo):
- A. Ríos helados
- B. Congelación sobre masas vegetales

V. ***Sublimación***:
- A. Cristales de hielo en cavidades y cavernas abiertas
- B. Cristales de hielo en cavidades cerradas

VI. ***Fósil***:
- A. Bancos de nieve
- B. Hielo de ríos, lagos, mares, etc.
- C. Hielo glaciar

básicamente roturas (crioclastia). Sin embargo, la congelación del suelo y presencia de hielo periglaciar, afecta por igual a los dos ambientes.

Los hielos presentes sobre la superficie de la Tierra tienen orígenes y características muy variadas; el asociado a la congelación del suelo, o hielo periglaciar, se considera: *«hielo de cualquier procedencia y edad, situado bajo la superficie, segregado en lentejones, capas, cuñas, filones, masas irregulares, etc.; de carácter puro o casi puro, frente a otros hielos como el glaciar, que comporta gran cantidad de derrubios. Se suele presentar confinado, a veces hasta gran profundidad, en suelos helados permanentes o estacionales»* (American Geological Institute, 1972, ref. según Embleton y Thornes, 1979, pág. 199; traducido); cuadro 7.1.

Aunque también haya hielo en cristales individualizados, hidrataciones y deshidrataciones, lo más eficaz para modificar el paisaje en un ambiente periglaciar resulta ser la **segregación**: acumulaciones selectivas de hielo masivo localizadas bajo la superficie del terreno, y debidas al recrecimiento por concentración de agua durante la fase de helada.

En litologías con cierta heterogeneidad (de porosidad, textural, de composición, etc.), la distribución de los hielos no es homogénea; durante la congelación y para un instante determinado, junto a sectores saturados aparecen otros libres de hielo, generándose tensiones diferenciales que provocan el desplazamiento o «migración» del agua líquida hacia los **frentes de helada** (superficie donde tiene lugar en cada instante la congelación). Esto posibilita recrecimientos en la masa de hielo, sobresaturaciones sectoriales y concentraciones-segregaciones preferentes, formando «capas, lentejones o cuñas».

Si el medio está relativamente confinado (cerrado parcial o totalmente a la circulación exterior), el agua «atraída» hacia los frentes de helada lo aportan las zonas circundantes, que serán desecadas; por ello, a la segregación-desegregación le acompaña la deshidratación-hidratación. Una migración conlleva «deshidratación», es decir, pérdida del agua contenida en poros y de adsorción mineral; también contracción del suelo y retracción mineral. La concentración, por su parte, implica «sobresaturación» y modificaciones que pueden resumirse en el aumento de volumen del suelo.

La fusión del hielo invierte el proceso anterior: hay una «dispersión» del agua líquida desde las zonas de concentración, hacia otras que serán hidratadas. En las primeras se producen desaturaciones y pérdida de volumen, incluso colapsos o hundimientos rápidos, las segundas sufren expansión en el suelo y dilatación mineral; éstas últimas no podrán recuperar las condiciones previas, ya que el suelo fue sometido a modificaciones texturales y estructurales durante la helada.

Al estar en contacto con la circulación exterior, los medios no confinados tienen una fuente de alimentación casi ilimitada, por ello la segregación, en teoría, puede ser mucho mayor. Sin embargo, la deshidratación aquí será escasa y las variaciones de tensión mucho menores, dado que las hidrostáticas oscilan poco al rellenarse los vacíos tras la migración del agua. Por la misma razón, las sobretensiones de hidratación no son muy efectivas al poder «exportar agua» hacia el exterior.

Las tensiones generadas por este proceso tienden a ser normales al plano o frente de helada y según la segregación. Su valor está en función del hielo acumulado que, con suficiente provisión de agua, lo controlan la temperatura y el tipo de suelo.

- *La temperatura* regula la modalidad e intensidad en la helada (ciclos hielo-deshielo, profundidad de penetración, frecuencia, etc.): los descensos térmicos rápidos suelen congelar toda el agua *in situ*, impidiendo su migración; por tanto, a igualdad en los otros parámetros, la segregación será tanto mejor cuanto más progresiva sea la fase de helada. Teniendo en cuenta esos condicionantes, se han llegado a definir parámetros de eficacia para la segregación (E): sirva como ejemplo el establecido por Washburn (1979) en base a diferentes cálculos, y cuya expresión es:

$$E = \frac{\sigma L}{K_1\left(\frac{\delta T_1}{\delta x}\right) - K_2\left(\frac{\delta T_2}{\delta x}\right)}$$

$E = 1 \rightarrow$ segregación ideal
$0 < E < 1 \rightarrow$ segregación inadecuada
$E = 0 \rightarrow$ no hay segregación

Siendo: E= parámetro de segregación; σ=masa segregada por unidad de área y tiempo (σ=0 en un suelo no susceptible a la helada); L= calor latente de fusión; K_1= temperatura del suelo helado; K_2= temperatura del suelo no helado; $\delta T_1/\delta x$ y $\delta T_2/\delta x$=gradiente térmico en el suelo helado y no helado respectivamente.

- *El tipo de suelo* controla los flujos térmico e hídrico y aquellos parámetros mecánicos que inciden en la deformación; de acuerdo con esto, hay comportamientos característicos en algunos materiales: arcillas y limos son los más resistentes a la congelación, pudiendo presentar aguas líquidas remanentes incluso a temperaturas ambientales de -20 °C; materiales detríticos porosos, arenas, gravas y similares, congelan rápidamente, por lo que difícilmente hay remanentes de agua para la segregación.

El proceso de segregación del hielo (figura 7.3), aunque sencillo a nivel general, resulta sumamente complejo en detalle al aparecer fenómenos de capilaridad, interfases

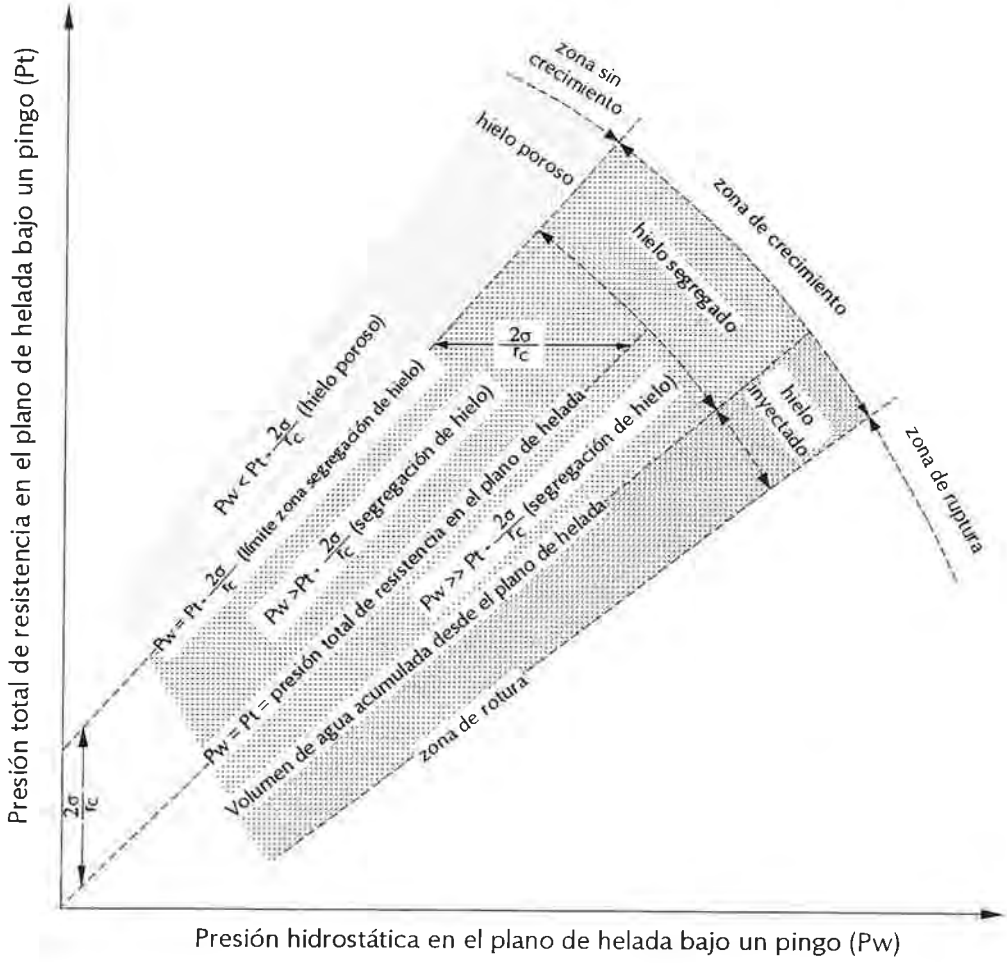


Figura 7.3. Crecimiento del hielo en el plano de helada de un pingo (según Washburn, 1979; basado en Taber, 1929 y 1930, y Williams, 1967). Relaciona la presión total de resistencia (P_t, en kg cm^{-2}) y la hidrostática (P_w, en kg cm^{-2}). Los valores de ($2\sigma/r_c$) oscilan entre: 0 kg cm^{-2} para las arenas gruesas, más de 2 kg cm^{-2} para las arcillas.

Siendo: (σ) tensión superficial agua-hielo; (r_c) radio de la interfase; (P_i) presión de carga. P_w, es la resultante de la presión de carga más la resistencia en las capas.

agua-aire junto a agua-hielo, migración de hielo y agua, entre otros; es común a ambientes de *permafrost* y ciclos hielo-deshielo, si bien hay notables diferencias en el funcionamiento de ambos.

Para suelos con *permafrost* la congelación es doble: progresa desde la superficie hacia el fondo por los descensos térmicos ambientales, y desde el fondo hacia la superficie por la influencia del pergelisuelo. Durante el descenso térmico ambiental, el mollisuelo debe difundir calor tanto a la atmósfera como hacia el pergelisuelo; esto ocasiona un «efecto sandwich» o «emparedado», ya que puede dejar aguas líquidas atrapadas entre ambos frentes de recongelación. La fusión, sin embargo, progresa únicamente desde la superficie hacia el fondo a causa de los ascensos termométricos ambientales.

El funcionamiento en suelos congelados mediante ciclos hielo-deshielo, es inverso al anterior: congelan desde la superficie hacia el fondo, pues sólo influyen los descensos térmicos ambientales; mientras la fusión ocurre en ambos sentidos, ya que hay un régimen de ascenso térmico ambiental y un flujo de calor geotérmico desde el fondo. Este sistema es propio de gelisuelos sin remanente helado; si quedara alguno, como ocurre en zonas con ciclos superpuestos, el proceso sería similar al descrito para el *permafrost*.

En consecuencia y debido a ese comportamiento diferencial durante los fenómenos hielo-deshielo, la presencia de «aguas atrapadas» y el movimiento del suelo, son más incisivos en ambientes de *permafrost*.

La nivación por su parte, contribuye a dos grupos de procesos: todos aquéllos que necesitan un excedente de agua líquida, como movimientos en masa, lavado y arrastre en superficie; y otros más específicos, como la abrasión, avalanchas, corrasión (eólico-nival) y meteorización. Hay que anotar también su posible efecto protector, atenuando los ciclos de helada y retardando la congelación de la capa activa.

En suma, los cambios de volumen junto a la expansión-retracción mineral, provocan las consiguientes **tensiones críicas** e **hidrostáticas** que, por sí mismas o junto a las **tensiones de flujo** e **hidrodinámicas**, reorganizan el material del suelo en los ambientes periglaciares.

7.3. PRODUCTOS PERIGLACIARES: MATERIALES Y FORMAS

En su mayoría, la erosión periglaciar se limita a «remodelar morfologías previas» y el transporte no pasa de una removilización, a veces mínima y transitoria; por tanto, las acumulaciones originadas en estos procesos no pueden calificarse estrictamente como sedimentos.

Debido a lo anterior, los productos derivados de la actividad periglaciar son difícilmente encuadrables dentro del esquema general que se sigue para los restantes procesos exógenos, es decir, clasificando las formas según acciones erosivas, sedimentarias o mixtas. Una alternativa al describirlos, consiste en agrupar como **formaciones superficiales** toda acción de removilización y desplazamiento o similar e, igualmente, todo lo que conlleve vaciado, arranque o desgaste, abordarlo desde la perspectiva genérica de un **modelado**.

7.3.1. Formaciones superficiales

Derivan de la removilización, en ocasiones desplazamiento, que sufren los materiales del suelo debido a roturas, deformaciones, hinchamientos y empapamientos. A nivel global el control de estas acciones lo ejercen factores climáticos y litológicos, sin embargo, su modalidad específica está asociada a la zona del suelo donde se localizan; según esa propiedad y tomando como referencia la «superficie topográfica previa al fenómeno» de que se trate, surgen formaciones desarrolladas «sobre», «en» y «bajo» la superficie del suelo.

*- Formaciones **sobre** la superficie del suelo*

Corresponden a materiales cuya removilización y desplazamiento entra ya en el contexto de un transporte; son por tanto, formaciones alóctonas o para-alóctonas. Se generan en la zona de contacto directo entre el ambiente atmosférico y el suelo, por lo cual responden instantáneamente a las variaciones ambientales o meteorológicas y pueden asociarse a otras acciones elementales no estrictamente periglaciares, como las eólicas, de arroyada, incluso gravitacionales y glaciares. Aunque aparezcan también en otros ambientes, los ciclos hielo-deshielo son los más propicios para su desarrollo.

Las formaciones más representativas aquí, son **derrubios de vertiente** o acumulaciones detríticas aglomeráticas que tapizan los interfluvios. Su origen está en la fragmentación de las rocas por tensiones criohidrostáticas o «gelifracción», y posterior movilización gravitacional. Dadas esas circunstancias, dichos derrubios se localizan al pie de resaltes, crestones, *tors* residuales y paredes con roca aflorante.

La granulometría depende del material original, su textura, estructura y agregación, siendo rocas coherentes-fisuradas (graníticas, gnéisicas, areniscas, calizas, etc.) las más propensas a estas formaciones. Se trata de grandes bloques, cantos, a veces gravas, en su mayor parte angulosos y con variable contenido en finos (limo y arcilla) que actúan como matriz. Pueden presentarse en formaciones caóticas o no ordenadas y en otras secuenciales con clara ritmicidad u ordenadas; todas ellas suelen referirse como **canchales** o **pedreras**.

En la asociación morfológica más compleja, los **derrubios no ordenados** muestran un «escarpe» que suministra materiales, un «talud» con acumulaciones primarias y reajustes por gravedad, y un «manto» o «lengua» de derrame; en éste último, los derrubios se movilizan mediante flujo muy lento, tipo *creep*, o más rápido, tipo gelisolifluxión (ver capítulo 6). La gelisolifluxión está inducida por el material fino subyacente y da lugar a estructuraciones de flujo; todas ellas corresponden ya a formaciones desarrolladas «en la superficie del suelo»: surcos, crestas,

Foto 7.1. Conos de derrubios en materiales carbonáticos paleozoicos. Jou sin Tierra (macizo de Peña Vieja, Picos de Europa).

Foto 7.2. Corredor de derrubios o «río de bloques» en cuarcitas paleozoicas. Macizo del Tremedal, Sistema Ibérico.

Foto 7.3. Derrubios periglaciares tapizando el fondo de un valle de origen glaciar (del Pleistoceno) carstificado. Pueden apreciarse las crestas debidas al flujo en los derrubios, que fueron activados por una masa de neviza funcionando como un glaciar rocoso; también pequeños hundimientos debidos a un carst cubierto. Jou de los Boches, Macizo Central de Picos de Europa.

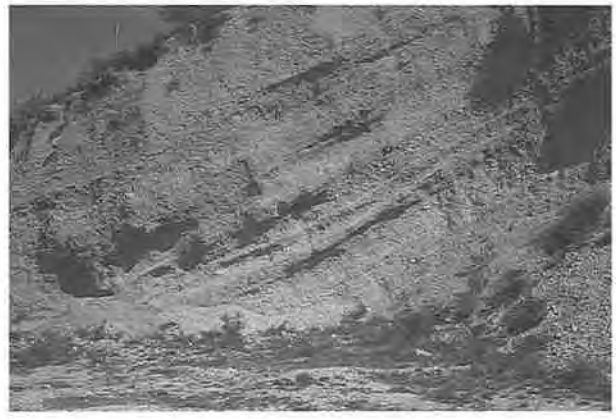
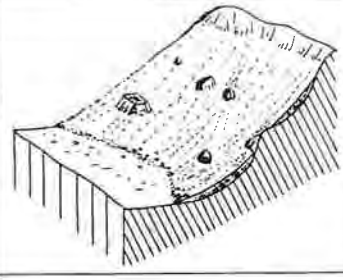
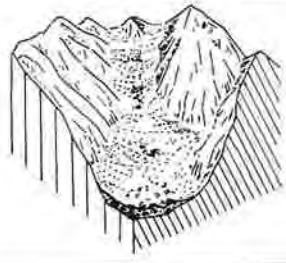
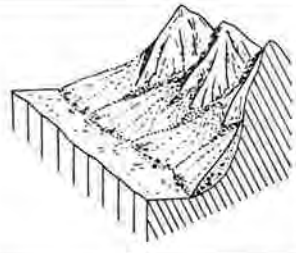


Foto 7.4. Derrubios de vertiente ordenados (*grèzes litées*), en series mixtas detrítico-carbonáticas mesozoicas. Sierra de Albarracín, Sistema Ibérico.

amontonamientos, depresiones, incluso círculos, rosetas y lobulados (figura 7.4A).

En función de la morfología previa del terreno y según evolucione el proceso, los derrubios adoptan diversas fisonomías; las más frecuentes son: **abanico**, al estar concentradas en cuencas de recepción torrencial; tapizando las vertientes en extensos derrames denominados **mares** o **campos de bloques**; acomodadas a las vertientes de una garganta-torrentera, cuya evolución depende del «zapamiento» que realice la corriente al pie de los derrubios; acomodadas a corredores y pasillos entre escarpes rocosos, que bien permanecen como tales formando **ríos de bloques**, bien terminan expandiéndose en su salida generando **conos de derrubios** (cuadro 7.2).

Cuadro 7.2. Carácter y fisonomía de los canchales o pedreras.

TIPO	SUBTIPO	FISONOMÍA
MANTOS DE DERRUBIOS Grandes bloques, bloques y cantos, formando un tapiz continuo	DERRAMES: tapizan una ladera	
	CAMPOS O MARES: recubren un piedemonte o similar	
CONCENTRACIONES DE DERRUBIOS Grandes bloques, bloques y cantos, localizados en zonas preferentes del relieve, es decir, condicionados por la morfología del terreno	CORREDORES Y RÍOS DE BLOQUES: aparecen canalizados en angosturas, vaguadas y callejones rocosos	
	TALUDES: acumulaciones continuas al pie de paredes escarpadas	
	CONOS: acumulaciones individuales (un sólo cono), múltiples discontinuas (varios conos individuales) o múltiples continuas (varios conos coalescentes), situadas al pie de una pared escarpada y prolongándose a través de un corredor o similar	

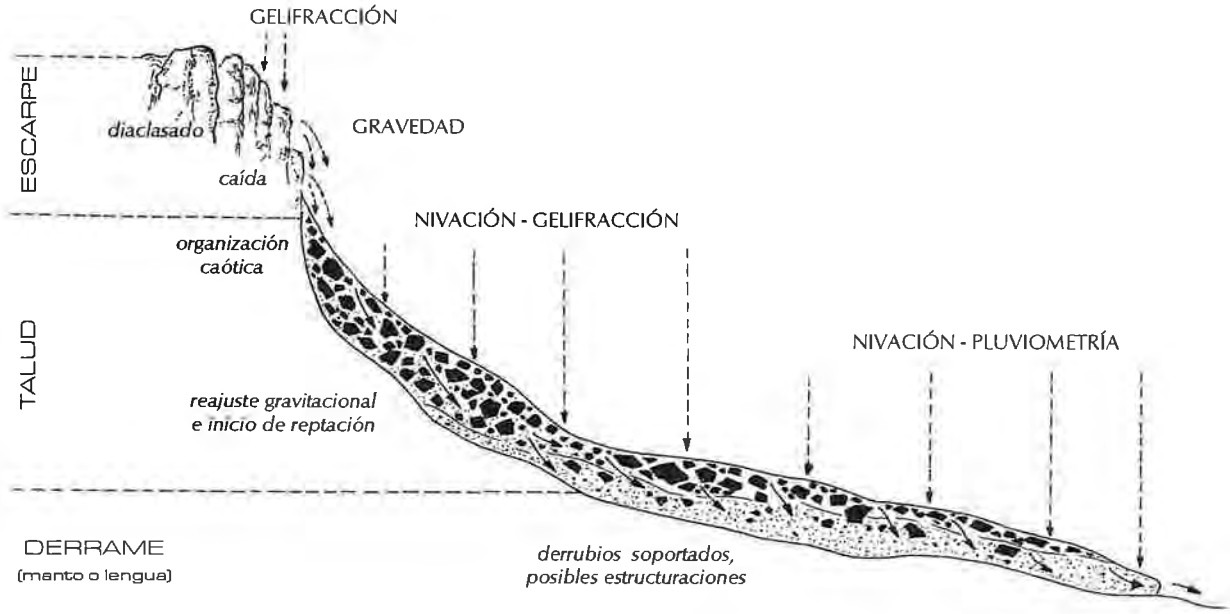
Un caso particular de estas formaciones son los **glaciares rocosos** que, por su funcionalidad, a veces podrían incluirse entre las desarrolladas «en» la superficie del suelo. Son «derrubios de vertiente» confinados a antiguos circos glaciares, extendiéndose más allá del pie de los escarpes y llegando a tapizar todo el fondo con acumulaciones que adoptan fisonomía de lengua. Ésta se desplaza siguiendo un movimiento tipo soligelifluxión, debido al «empaste» entre los bloques y una matriz intergranular constituida por nieve compactada o neviza (figura 7.4B).

Los **derrubios ordenados**, o ***grèzes litées***, tapizan las vertientes y son secuencias alternando niveles detríticos pobres en finos y otros ricos en ellos, que dan al conjunto una apariencia estratificada.

Aun cuando puedan aparecer en otras litologías, son característicos de vertientes sobre materiales carbonáticos; se les asocia a procesos mixtos gelifracción-gravedad que acumulan los derrubios, y otra etapa posterior con lavado o descarga de finos por aguas de fusión nival.

La **nivación**, al suministrar agua líquida, contribuye a

A. Esquema general de los elementos morfológicos en la generación de derrubios no ordenados.



B. Glaciares rocosos: fisonomía y diferencias con un glaciar negro. En éste último los derrubios quedan soportados por el hielo del glaciar, mientras en un glaciar rocoso constituyen la mayor parte del mismo y presentan neviza que rellena espacios intergranulares a modo de matriz.

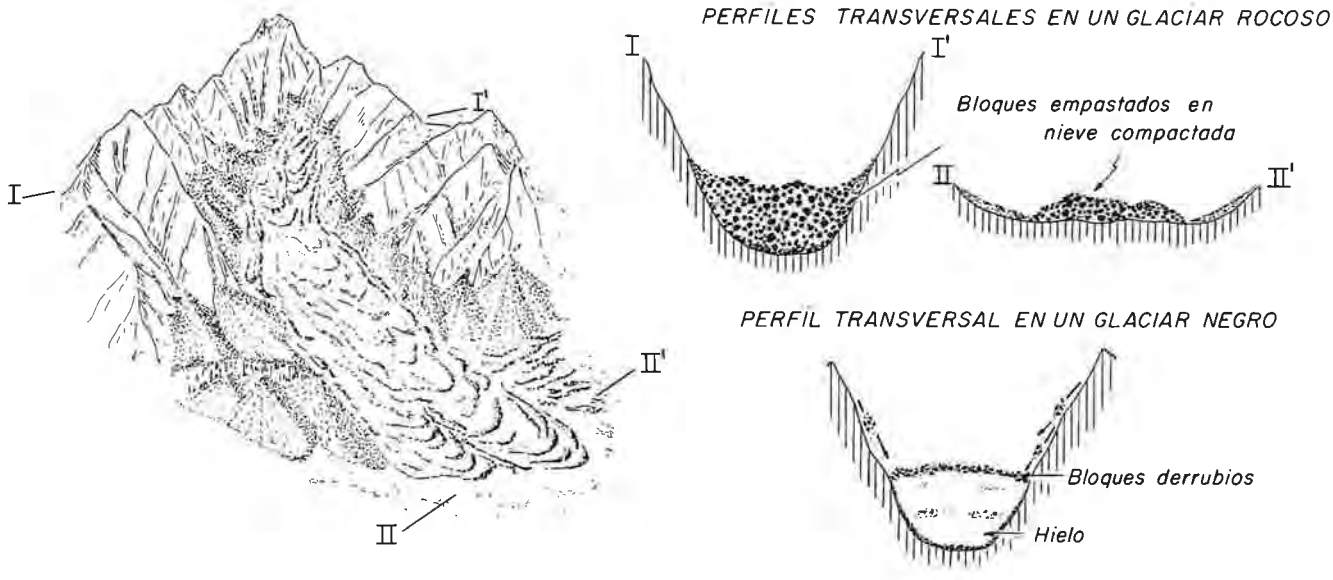


Figura 7.4. Tipologías de algunas formaciones periglaciares desarrolladas «sobre» la superficie del terreno.

Figura 7.5. Clasificación de las avalanchas (según López, 1988).

varios fenómenos (solifluxión-*creep*, crioclastia, arroyada, etc.), pero también es responsable directa de dos: los aludes o avalanchas de nieve, normalmente «transitorios» y poco eficaces para la morfogénesis, salvo alguna excepción; y las acumulaciones «tipo morrena».

Alud y avalancha suelen utilizarse como sinónimos, sin embargo hay quien los diferencia. **Alud** sería así la movilización rápida del tramo más externo o reciente en un manto nival, al que acompaña una onda de aire y un movimiento turbillonar, máxime si es nieve en polvo. Complementando al anterior, **avalancha** (término de origen francés) denomina la movilización progresiva en un manto nival consolidado y puede afectar a las capas profundas, incluso al suelo; al presentar la nieve cierta compactación, se moviliza en bloques, placas o similar, generando un desplazamiento en masa tipo deslizamiento.

En cualquier caso, todos estos fenómenos son caídas, deslizamientos, incluso flujos, condicionados por la pendiente, siendo posible su estudio como una variedad de los procesos gravitacionales. Características y tipos de movimiento, varían según las propiedades en la cobertera nival: compactación, estratificación, humedad, densidad, etc., (figura 7.5). Su máxima efectividad morfogenética ocurre cuando la nieve se mezcla y desplaza parte del sustrato litológico, apareciendo cicatrices por arranque y arrastre de material, así como lenguas de nieve con fragmentos de roca o barro; éstas pueden llegar a interferir la escorrentía encauzada, incluso formar represas o «cierres» naturales, dando origen a lagos. Lo normal sin embargo son los cierres transitorios que, dada su inconsistencia y posible desmoronamiento, constituyen un riesgo potencial de avenidas aguas abajo.

Las formaciones «tipo morrena» o **morrenas de nevero** (también llamadas de *névé),* se asocian a nieve concentrada en pequeñas cuencas (neveros) al pie de escarpes rocosos con materiales muy susceptibles a la gelifracción; el nevero actúa como «superficie de tránsito», esto es: los derrubios caen sobre la nieve y lentamente se desplazan hasta acumularse en el límite frontal, dando lugar a un «arco» similar a los morrénicos glaciares.

En determinadas condiciones de periglaciarismo extremo, son frecuentes acciones eólicas con capacidad morfogenética similar a los ambientes áridos cálidos. Propician estos fenómenos, tanto la rigurosidad del clima dificultando el desarrollo de una cobertera vegetal apropiada, como la presencia de llanuras proglaciares donde abunda el material fino. Así se generan **arenas de removilización eólica** y ***loess***, que en todos sus rasgos son correlacionables con las restantes formaciones originadas por procesos asociados al viento (ver capítulo 10). Los *loess*, en su gran mayoría, están considerados de origen periglaciar.

- *Formaciones **en** la superficie del suelo*

Agrupan un conjunto de materiales con desigual removilización, variando desde claramente alóctonos a paraautóctonos. Todos ellos se localizan sobre una franja del suelo en contacto «parcial» con el ambiente atmosférico, por lo cual los cambios meteorológicos llegan a esas zonas mediante flujos calorífico e hidrológico subsuperficiales. Como esos flujos los regula el tipo de sustrato, según su conductividad, porosidad y permeabilidad, son necesarios distintos caudales hídricos, también distintas amplitudes y períodos en las oscilaciones térmicas, para que dichos cambios superficiales afecten al material del suelo.

La difusión de las variaciones ambientales hacia el subsuelo, implica un tiempo para su transmisión y conlleva atenuaciones, a veces notables, en la intensidad de las mismas. Esto supone un desfase entre la respuesta y los estímulos externos, haciendo que las formaciones desarrolladas «en» el suelo necesiten materiales específicos, suministro de agua casi permanente y ciclos hielo-deshielo con amplitudes mayores a aquéllas otras que generan modificaciones «sobre» la superficie del suelo.

Resultado de la difusión y sobresaturación hidrológica del suelo tienen lugar movimientos en masa, concretamente **gelifluxión** y ***creep*** o **reptación**, que son equiparables a los procesos gravitacionales en sus modalidades de «flujo» y «reptación» (ver apartado 6.3 y cuadro 6.2); el último suele ser estacional y superficial, debido al crecimiento de agujas de hielo o ***pipkrake*** y a los cambios húmedo-seco por hidratación-deshidratación.

La gelifluxión, a veces aludida como **congelifluxión**, en realidad es una solifluxión asociable al agua líquida derivada de nieve o hielo. Sin embargo, en los ambientes periglaciares suele haber mezcla de aguas; para estas situaciones utilizan los términos **gelisolifluxión**, cuando predominan

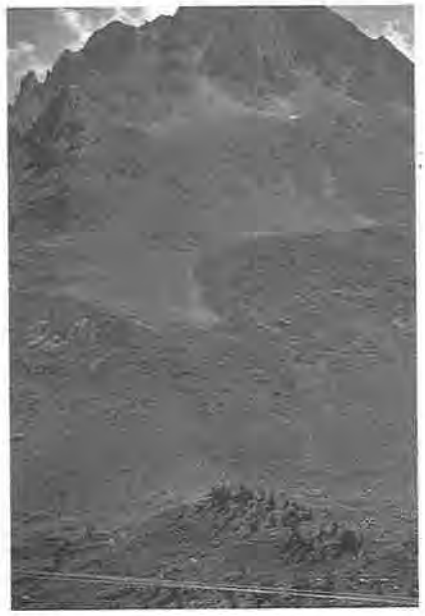


Foto 7.5. Lóbulos y lenguas gelifluidales, formados sobre recubrimientos de origen glaciar (*till*). La Plagne, Alpes franceses occidentales.

Foto 7.6. Suelo poligonal desarrollado sobre formaciones superficiales tipo *grèze* (clastos de micaesquistos y material fino). Estación para el control de procesos periglaciares actuales (Gómez Ortiz *et al.*, 1993); Alto del Chorrillo, vertiente meridional de Sierra Nevada.

Foto 7.7. Guirnaldas y terracillas en las vertientes del altiplano de la Puna (Collado de Acay, Andes argentinos).

Foto 7.8. Círculos de piedra con tendencia poligonal, desarrollados sobre formaciones superficiales detríticas gruesas (*tills* pleistocenos). Garganta de las Pozas, Sierra de Gredos.

aguas del deshielo, y **soligelifluxión** en los otros casos (aportes subterráneos, aguas de lluvia, escorrentía fluviopluvial, etc.).

Con la participación del agua, pero sobre todo asociados a compresiones-distensiones por ciclos hielo-deshielo, aparecen «estructuraciones y ordenamientos». Se trata de diferentes «figuras» que adoptan los materiales, debido a su redistribución según tamaños y comportamiento. En general, derivan de tensiones criohidrostáticas que compartimentan el suelo (lo agrietan), desplazan clastos y reordenan partículas; todo ello depende de la conductividad térmica diferencial y los «efectos sombra» (protección o desprotección frente a ciclos hielo-deshielo). Las estructuraciones más frecuentes son: resquebrajamientos o agrietamientos del material formando polígonos (**suelos poligonales**); levantamientos diferenciales produciendo alineaciones en surcos y crestas (**suelos en surco** o **estriados**) ocasionalmente cubiertos por derrubios que, de seguir evolucionando, tenderán a colmatar las zonas deprimidas y hacen permanecer el estriado por inversión una

Foto 7.9. Microhinchamientos (*hummock*) en una llanura de nava, formada por materiales de recubrimiento ricos en finos y materia orgánica. Navas del arroyo de Pradocerezo (Cantalojas, Sierra de Ayllón). Foto E. Acaso.

Foto 7.10. Microhinchamientos (*hummock*) con desarrollo de céspedes almohadillados en formaciones superficiales mixtas (*till* subglaciar y rellenos de fondo de nava). Arroyo de la Plaza (Garganta de La Serrá, Sierra de Gredos).

vez el subsuelo recupera su nivel original; levantamientos diferenciales según las granulometrías que a veces hacen aflorar en superficie los elementos gruesos (**pavimentos** o **enlosados**), y en otros los finos (**enterramientos** o ***gaps***); levantamientos y desplazamientos diferenciales que agrupan el material sin seleccionarlo (**concentraciones** o **amontonamientos**) o seleccionándolo (**círculos** o **polígonos**) y sea grueso o fino (de piedra o de tierra); y agrupaciones de vegetación (**círculos** o **rosetas herbáceas**).

Todas las morfologías anteriores son propias de terrenos con escasa inclinación, casi subhorizontales. Si ésta aumenta, aparecen tensiones de flujo debidas al desplazamiento del suelo en conjunto y terminan por deformar y destruir las estructuras. Buen ejemplo de este fenómeno es la sucesión que suelen presentar las fisonomías circulares: en pendientes subhorizontales se forman **anillos**, **polígonos** o **círculos**; al aumentar la inclinación del terreno, y aparecer las tensiones de flujo, hay «estiramientos» progresivos según un eje, primero dan lugar a **guirnaldas** y finalmente **franjas de piedra**. Esta misma sucesión ocurre con las **rosetas** y **coronas de hierba**, que pasan a generar **guirnaldas** o **terracillas**.

Foto 7.11. Hinchamiento de pequeñas dimensiones (hidrolacolito estacional, ampolla de hielo o *blister*), formado bajo suelos turbosos de nava que recubren un sustrato granítico. Paramera de Ávila, Sistema Central. Formaciones como ésta se han descrito también en la Sierra de Ayllón y el Sistema Ibérico, recibiendo diferentes denominaciones: hidrolacolito, pseudohidrolacolito, hidrolacolito estacional, *palsa* y ampolla de hielo o *blister*.

- *Formaciones **bajo** la superficie del suelo*

Tienen un carácter similar a las desarrolladas «en» el suelo, sin embargo sus efectos sólo son perceptibles en la superficie topográfica como «reflejo» del proceso interno que afecta al subsuelo.

Aun cuando puedan sufrir notables removilizaciones, fundamentalmente en la vertical, el desplazamiento del material suele ser mínimo; por ello deben clasificarse como formaciones autóctonas o para-autóctonas.

Para esta franja del suelo es fundamental la difusión del flujo calorífico e hidrológico, ya que controla los procesos de segregación cuyas tensiones criohidrostáticas dan lugar a estos elementos morfológicos. Por tanto, su dependencia de los materiales es total y la respuesta a estímulos ambientales muy lenta en comparación con las otras formaciones ya descritas. Suelos de *permafrost*, sea continuo o discontinuo, polar o alpino, permanente o excepcional, y «gelisuelos» de ciclos supraanuales, son los ambientes propicios para el desarrollo de cuñas, deformaciones e hinchamientos, como más característicos de este nivel.

Las **cuñas de hielo** se deben a segregaciones lineales a favor de una grieta vertical, normalmente producida por tensiones crioclásticas (figura 7.6).

Las «deformaciones» son estructuras internas del suelo,

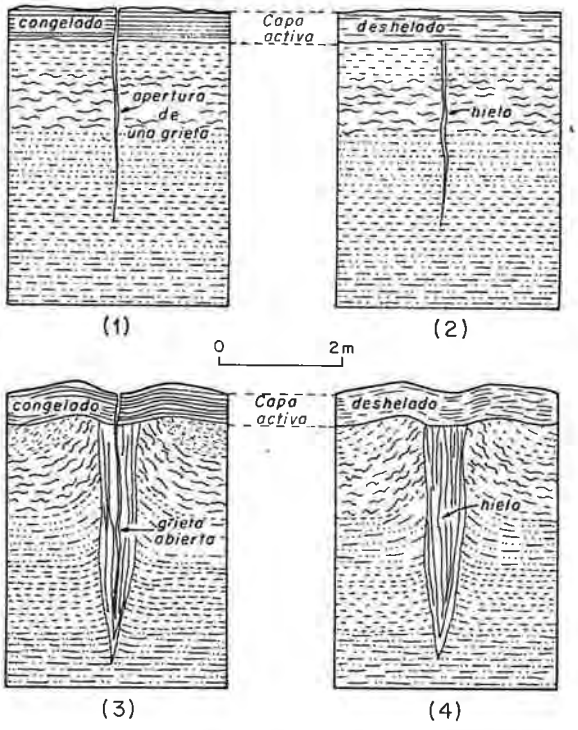


Figura 7.6. Cuñas de hielo (según Lachenbruch, 1962). Estados sucesivos en invierno y otoño: el primer año (1 y 2) y tras varios años (3 y 4).

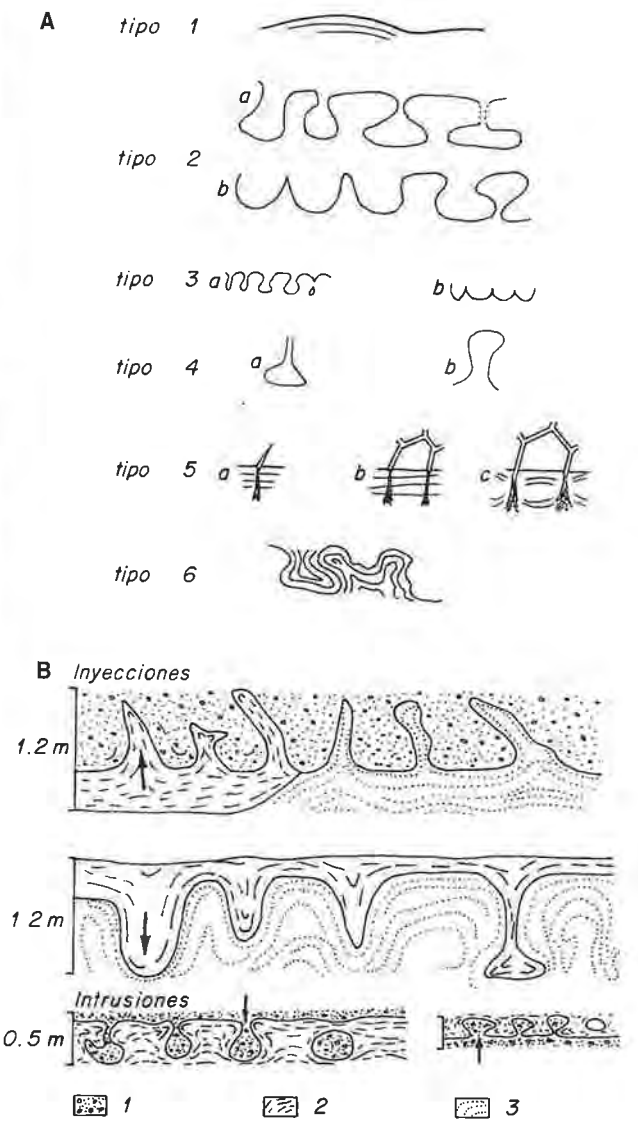


Figura 7.7. Deformaciones, crioturbaciones e involuciones.
A. Diferentes tipologías (según Vandenberghe, 1988): 1, pliegue individual de pequeña amplitud y gran longitud de onda; 2, formas convolutas, regulares y simétricas, cuya amplitud varía entre 0,6 m y 2 m; 3, formas microconvolutas (*drop soils*); 4, formas solitarias, burbujas, gotas (*drop*) y diapiros; 5, estructuras inyectadas en forma de dique o polígono; 6, estructuras irregulares.
B. Forma más común de producirse algunas involuciones según las litologías. Debido a las segregaciones o inyecciones de hielo y a la hidratación-deshidratación que implican los cambios de fase del agua, se originan reorganizaciones del material en el subsuelo manifiestas por inyecciones e intrusiones (según Selby, 1985).
Leyenda: 1, arenas y gravas; 2, limos; 3, arena fina.

propias de materiales fácilmente «inyectables», es decir, detríticos finos o muy finos, escasamente consolidados. Aunque las tipologías son diversas (figura 7.7A), su génesis está asociada siempre a sobretensiones criohidrostáticas que originan la penetración del hielo en los materiales o viceversa (figura 7.7B).

Los «hinchamientos» se deben a la segregación masiva de hielo, concentrado formando lentejones con tendencia cónica y tamaño diverso; su reflejo en superficie son «montículos», también cónicos e igualmente variados en tamaño. Por sus dimensiones, originalidad y abundancia

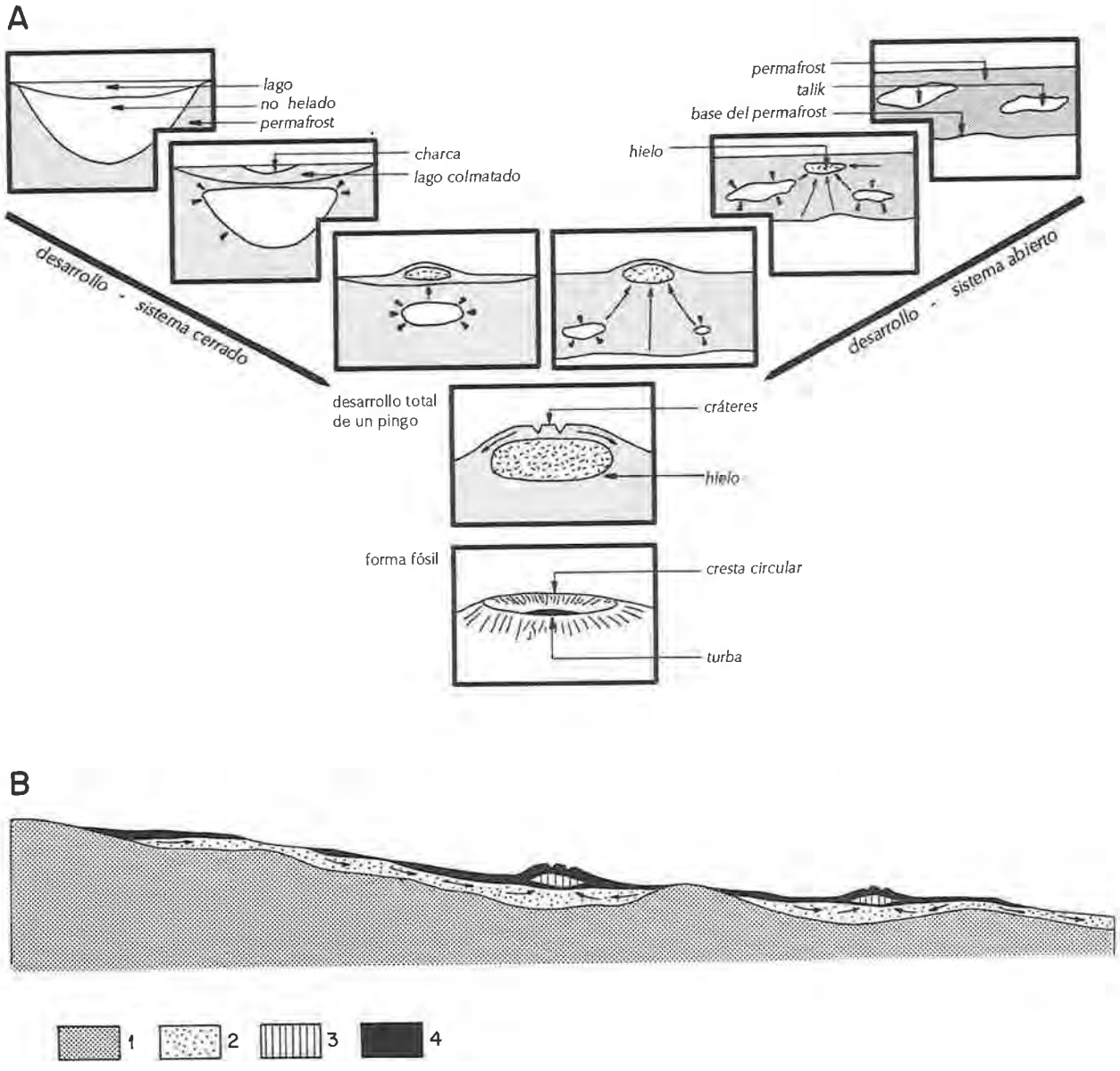


Figura 7.8. Pingos.
A. Desarrollo, construcción-destrucción, de un pingo (según Rice, 1983).
B. Diagrama basado en el que realizaran Holmes *et al.* (1968) para los hinchamientos menores en zonas árticas («ampollas de hielo» o *frost blister*, hidrolacolitos, *palsas*, etc.), aplicado a los hidrolacolitos en el Sistema Central español (ver foto 7.11).
Leyenda: 1, sustrato (roca no alterada granitoidea o similar); 2, zona de flujo hidrológico (roca alterada, arenización); 3, hielo concentrado (estacional); 4, suelo poco permeable (orgánicos o similares). Las flechas indican el flujo del agua.

de estudios sobre ellos, los montículos referenciales son los **pingos**, así como el **césped almohadillado** dada su presencia en todas las latitudes (figura 7.8 y cuadro 7.3).

El característico almohadillado de praderas con césped crionival, tiene su origen primario en los «hinchamientos» que afectan tanto a los materiales como a la cobertera herbácea. La removilización edáfica, a su vez, modifica el crecimiento vegetal hasta formar agrupamientos o cepellones y otorga al suelo un aspecto «almohadillado»; éste perdura mucho más, años incluso, que el hinchamiento.

Hidrolacolitos, ***palsas*** y ***blisters*** corresponden a otras tipologías de montículos con dimensiones intermedias y

Cuadro 7.3. Tipos de montículos o hinchamientos en zonas periglaciares (simplificado a partir de Pollard, 1988).

TIPO	ORIGEN Y FUNCIONAMIENTO DEL AGUA	MORFOLOGÍA	OTRAS DENOMINACIONES
PINGO sistema abierto	Sub e intrapermafrost, transferidas por gravedad. Tensiones hidráulicas.	Montículo cónico achatado, localizado cerca de los fondos de valle o pendiente, de 6 a 25 m de altura y diámetro de 50 a 300 m. Menores que los desarrollados en sistema cerrado, propios de áreas de relieve contrastado y permafrost discontinuo.	Pingo en sistema abierto Hidrolacolito Tipo 1 *Bulgunniakh* Montículo de hielo
PINGO sistema cerrado	Aguas contenidas en el suprapermafrost (*talik*), sobre lagos, canales, ríos, etc. Tensiones hidrostáticas por agradación.	Montículo cónico, a menudo asimétrico, de 7 a 75 m de altura y diámetro basal de 30 a 600 m. Puede aparecer en grupos.	Tipo Delta de MacKenzie Tipo 2 Colina de tierra, *lingor sarajuk*
HIDROLACOLITO	Agua del suelo en la capa activa, generando tensiones hidrostáticas.	Pequeño montículo circular o elíptico de 1 m de alto y 3 a 10 m de diámetro. Puede aparecer en grupos. Similar al pingo en pequeñas dimensiones y de ambiente estacional.	Montículo de suelo Montículo de turba Micro-pingo, pingo invernal Montículo con núcleo de hielo
PALSA - de turba - mineral	Aguas superficiales recrecidas por las subterráneas. Presión hidrostática e hidráulica, unida a la del suelo.	Montículo redondeado o alargado, con cima plana o redondeada. Altura de 1 a 10 m y 15 a 150 m de longitud. Se asocia con la materia orgánica del suelo. Frecuentes en áreas de permafrost discontinuo.	Platós de turba Complejo palsa *Palsabog, pals, palse, palsen* Colina de turba *Bugor*
ALMOHADILLADO - de tierra - césped	Agua del suelo en la capa activa. Crioturbaciones e hinchamientos por helada.	Pequeñas protuberancias o rugosidades del terreno de forma cónica, en agrupaciones. Su altura es de 10 a 100 cm y su diámetro de 25 a 150 cm.	*Thufur, hummock* Césped almohadillado Protuberancias de barro o turba
BLISTER ampolla de hielo o agua	Aguas subterráneas en el suprapermafrost, confinadas por recongelación y generando tensiones hidrostáticas.	Colina circular a alargada, a veces lobulada, de 1 a 7 m de altura y 3 a 50 m de diámetro.	Pingo estacional, hidrolacolito estacional, ampolla del suelo, montículo de tierra, montículo estacional de hielo, montículo de hielo subterráneo, lacolito de hielo, *kotchi*, montículo estacional helado
MONTÍCULOS HELADOS	Asociados a ríos congelados.	Montículo de hielo, con una cima lobulada, de 3 a 5 m de alto y unos 30 m de longitud.	

posible desarrollo estacional; tal como se ha descrito para los sistemas Central e Ibérico españoles (Molina y Pellitero, 1982; Pailhe, 1984; Pedraza *et al.*, 1987), son funcionales actualmente en las latitudes peninsulares (ver figura 7.8B; figura 7.9).

7.3.2. Formas del modelado

En su mayoría son productos derivados de todos aquellos procesos que originan las formaciones superficiales que se acaban de describir, sin embargo en estos casos

Foto 7.12. Circo de origen soligelifluidal en materiales graníticos arenizados. Fosa de Garganta del Villar (Sierra de Gredos, Sistema Central).

Foto 7.13. Relieve de agujas o «galayares», debidos a procesos de crioclastia en rocas graníticas. Los Galayos (Sierra de Gredos, Sistema Central).

corresponden a las acciones de vaciado o erosión. Partiendo de ese principio general, la intensidad en las transformaciones es muy variable.

Cuando las acciones periglaciares no logran borrar las morfologías previas, se limitan a «remodelados o retoques característicos». Esto puede deberse tanto a la juventud de dichas acciones como a su débil capacidad morfogenética: lo primero es frecuente en muchas regiones periglaciares que estuvieron recientemente reguladas por otros procesos, sobre todo glaciares; lo segundo suele ocurrir con un periglaciarismo de baja intensidad, bien por su localización latitudinal o altitudinal, bien porque afecta a materiales poco propicios a los ciclos hielo-deshielo.

Frente al caso anterior, hay zonas donde aparecen «formas específicas» o netamente periglaciares; para ello basta una morfogénesis localizada en el espacio y persistente en el tiempo.

- *Remodelados característicos* son: **vertientes reguladas** y suavizadas, **fondos de valle plano**, o vertientes y **valles disimétricos**. En todos ellos la génesis está asociada al movimiento de material sobre las laderas, tanto por gelifracción y caídas gravitacionales como por congelifluxión y *creep*; estos procesos «suavizan y anulan» contrastes en el relieve y centran su actividad sobre aquellas zonas más expuestas a la erosión.

- *Formas específicas*, que de desarrollarse adecuadamente pueden llegar a generar modelados de gran entidad espacial, son:

Perfiles de gelifracción. Se trata de agujas, crestas y aristas, derivadas de fragmentaciones en las rocas y movilización de esos fragmentos.

Terrazas de crioplanación. Son rellanos o replanos sucesivos debidos a la conjunción de varios fenómenos, entre los cuales destacan como más frecuentes: gelisolifluxión, removilización de los materiales por la arroyada nival, crioclastia y *creep*.

Termocarst (también denominado **criocarst**). Son formas de hundimiento, en general colapsos, producidas durante la fusión del hielo concentrado en determinadas zonas por las segregaciones; sus efectos más visibles corresponden a depresiones cónicas «tipo dolina», que suelen actuar como sumideros lacustres.

Nichos de nivación. Comienzan siendo hendiduras en las vertientes, con fisonomía hemiovoidea y profundidad variable, ocasionadas por corrosión-lavado de finos que ejerce la nieve allí instalada. Si progresa este fenómeno y consolida la permanencia nival, pueden evolucionar a **nichos de nivación** (también llamados de neviza o *névé*); en este caso, junto a la corrosión-lavado, hay un transporte, incluso desgaste del lecho rocoso. El paso posterior es un **glaciar embrionario** o incipiente, implicando ya arranques, desgastes, pulidos, transporte y deposición, con acumulaciones sedimentarias tipo *till*.

Tors. Crestones residuales derivados de una gelifracción progresiva y persistente, hasta casi reducir los resaltes rocosos.

Rellanos escalonados y cicatrices o escarpes, más o menos hemiovoides, también **circos soligelifluidales** (depresiones hemisféricas de profundidad variable), son formas asociadas a movimientos en masa localizados o circunscritos a puntos concretos y que generan lenguas o lóbulos de solifluxión o gelifluxión (ver cuadro 7.4).

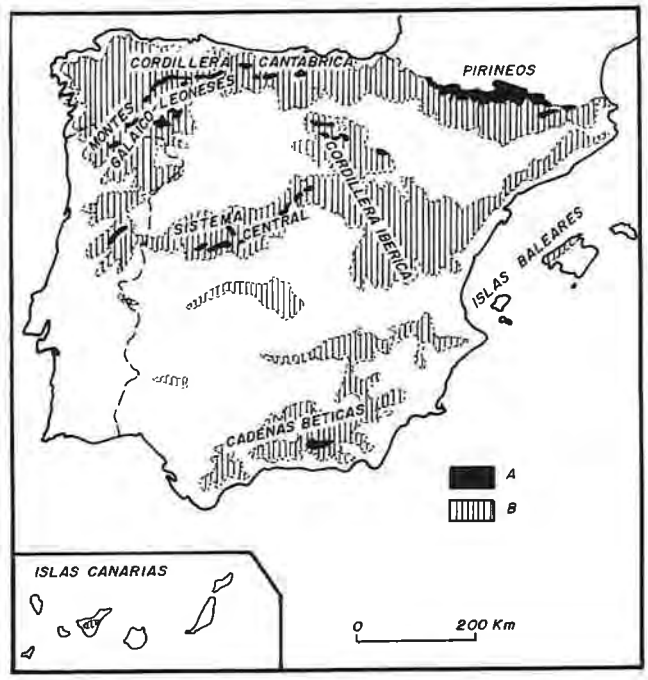


Figura 7.9. Áreas afectadas por los procesos de clima frío en el máximo pleistoceno en España y Portugal (según Peña Monné, 1991); dan una idea sobre la distribución actual del periglaciarismo. Leyenda: A, glaciarismo; B, periglaciarismo.

7.4. INDICACIONES PRÁCTICAS

Muchas acciones debidas a la nivación y ciclos hielo-deshielo, quedan encuadradas dentro del contexto gravitacional y la meteorización. En este sentido, para medir y controlar la crioclastia, flujo, *creep* y acciones similares, se siguen procedimientos ya descritos (ver capítulos 5 y 6), es decir: señalización de algún elemento referencial (vegetación, material detrítico, etc.) utilizando técnicas sencillas, o recurriendo a otras más precisas como son las topográficas y fotogramétricas.

Ejemplo de lo anterior, pueden ser: señalizaciones con estacas, pintura o similar, en taludes coluvionados, superficies con hinchamientos y reorganización o estructuración de los materiales; uso de teledetección para controlar la cobertera nival; estaciones meteorológicas integrales capaces para registros automáticos, tanto a nivel aéreo, como del suelo y subsuelo.

Trabajos más específicos, son los encaminados a conocer segregaciones de hielo e hinchamientos consecuentes.

Cuadro 7.4. Resumen general de las formaciones periglaciares.

	SITUACIÓN	FORMA - MATERIAL		FENÓMENO - PROCESO CARACTERÍSTICO	OBSERVACIONES
		TIPO	SUBDIVISIÓN		
FORMACIONES SUPERFICIALES	***«SOBRE»*** *LA SUPERFICIE DEL SUELO*	Morrenas de nevero	Cordones Arcos *Vallums* Amontonamientos	Originados por caídas desde las paredes en nichos de *névé;* los derrubios deslizan sobre el nevero y se acumulan en el frente del mismo. Algunos clastos pueden ser asimilados y transportados por la neviza.	También las denominan morrenas de *névé.*
		Aludes y avalanchas debidas a...	Cornisas de nieve Placas de hielo Nieve húmeda Nieve en polvo	Nieve, en ocasiones mezclada con material del sustrato, movilizada a favor de la pendiente según un fenómeno «gravitacional» (caída, deslizamiento, *creep* y flujo) que depende del tipo y grado de compactación que tenga el manto nival.	
		Formaciones eólicas	Arenas eólicas *Loess*	Material de granulometría fina (arena) o muy fina (*loess*), acumulado por procesos eólicos de removilización (arena) o transporte a distancias notables (*loess*).	El *loess* suele estar asociado a un ambiente fluvio-proglaciar.
		Derrubios de vertiente: no ordenados	Corredores rocosos Conos de derrubios Taludes de derrubios Campos/ríos/mares de bloques	Material detrítico grueso con escasa matriz, liberado por gelifracción y movilizado por caídas; se concentra: al pie de laderas, a lo largo de corredores, en piedemontes amplios, o en antiguos circos glaciares. Allí se estabiliza, o inicia procesos de deslizamiento y reptación.	En general se denominan canchales o pedreras.
		Derrubios de vertiente: ordenados		Niveles de material fino (limo, arena) y grueso (grava, canto) alternantes, dispuesto paralelamente a la vertiente dando una seudoestratificación. Su génesis se debe a dos procesos: uno de crioclastia y caída-deslizamiento; otro posterior con descarga fluidal, lavado y removilización del material fino, por aguas de fusión nival.	Denominados también: *grèzes litées, éboulis ordonnés* o depósitos de vertiente ordenados.
		Glaciares rocosos		Derrubios concentrados en antiguos circos/cuencas glaciares formando ríos, mares o campos de bloques, y que muestran una lengua de flujo debida a la matriz de neviza que empasta los clastos. Frecuentemente se compara su morfología con una lengua glaciar (de hielo).	Debe diferenciarse un glaciar rocoso, de uno negro o cubierto. Éste último, es un glaciar de hielo cuya superficie está repleta de derrubios supraglaciares.
	«EN» *LA SUPERFICIE DEL SUELO*	Movimientos en masa	Flujo (gelifluxión) Reptación (*creep*) Deslizamientos (avalancha)	A todos los efectos, son procesos gravitacionales favorecidos, desencadenados, o controlados por la provisión de agua líquida que se produce durante el deshielo.	A veces les denominan procesos de gravedad asistida.
		Suelos estructurados y ordenados	Escalones Surcos Círculos Polígonos Rosetones Pavimentos Enlosados	Reorganización del material del suelo y la cobertera herbácea, definiendo figuras geométricas. Están originados por empujes diferenciales, tanto verticales como laterales, debidos a tensiones criohidrostáticas y de flujo. A veces quedan limitados a agrietamientos del suelo.	La dinámica de los movimientos es compleja, y diferencial para cada subtipo.
	«BAJO» *LA SUPERFICIE DEL SUELO*	Deformaciones	Pliegues Involuciones Inyecciones	Reajuste de los materiales del subsuelo, originado por tensiones hidrostáticas y criostáticas.	También denominadas crioturbaciones.
		Montículos o hinchamientos	Pingos Hidrolacolitos Palsas Almohadillado Microhidrolacolitos o *blister* (ampollas de agua o hielo)	Ondulaciones del suelo siguiendo una tónica de abultamientos dómicos con dimensiones variables (centímetros en el almohadillado, metros, incluso decenas de ellos, en pingos árticos), que se asocian a crecimientos del hielo concentrado por segregación. En los montículos menores la reorganización implica a la cobertera vegetal, dando el almohadillado característico de las zonas frías; caso de los cervunales de muchas montañas españolas.	La clasificación actual de estos fenómenos, tiene en cuenta su localización en distintos ambientes periglaciares.
MODELADOS	***«SOBRE»*** *LA SUPERFICIE DEL SUELO*	Termocarst (también denominado criocarst)		Morfologías ocasionadas por subsidencias y hundimientos o colapsos, generalmente debidos a la fusión rápida del hielo concentrado por segregación en el subsuelo.	A veces se asocian con vaciados por fenómenos de flujo.
		Perfiles de gelifracción	Aristas Agujas Crestas *Tors*	Formas, individuales o asociadas, de contrastes agudizados por pérdida selectiva de material (según la red de fracturas, diaclasado, o estratificación) al actuar conjuntamente crioclastia y caída. Procesos glaciares y/o torrenciales, previos o coetáneos, contribuyen a perfilar su morfología.	En castellano es común el término galayo, galayar, risco, peña, etc., para denominar estas morfologías.
		Incisiones por lavado, arrastre de material y corrosión	Terrazas de crioplanación *Criopediments* Nichos de nivación Cicatrices o circos solifluidales	Rellanos (los primeros) y hendiduras (los segundos) por pérdida de material. Son debidos a la meteorización y arranque-transporte fluidal o seudoplástico, sea por aguas de fusión, nieves consolidando como neviza, o flujo gravitacional.	A veces la separación entre un nicho de nivación y una cuenca glaciar incipiente es problemática.

Para estos casos deben investigarse las características hidrogeológicas (granulometría, composición, facies, variaciones del nivel freático, porosidad, etc.) y, según el régimen termométrico, establecer modelos sobre la difusión calorífica e hídrica en el subsuelo.

La investigación del subsuelo y sus posibles variaciones de humedad, porosidad, concentración de materiales y migraciones, exige procedimientos específicos para los registros; bien directos (análisis de perfiles mediante zanjas, trincheras, pozos y perforaciones) o indirectos (perfiles geofísicos y teledetección).

Respecto a la labor de gabinete, además de centrarse en la elaboración de datos, es básica para estudios climáticos a nivel regional; mediante ellos se obtienen clasificaciones, análisis comparativos de heladas, nivación y ciclos hielo-deshielo, que dan una primera aproximación acerca del ambiente periglaciar.

Realizar ensayos experimentales hace necesario instrumental específico (p. ej.: campanas que reproducen automáticamente ciclos térmicos acelerados) y sólo disponible en algunos laboratorios. Estén dirigidos a la investigación básica o aplicada, su fin primordial es analizar la respuesta de los materiales frente a ciclos hielo-deshielo. Son, por tanto, estudios sobre mecánica de suelos y simulan determinadas condiciones (ciclos hielo-deshielo modificando amplitud y frecuencia) midiendo la dureza, porosidad, elasticidad, etc., en cualquier situación. Para trabajos geotécnicos, los análisis anteriores suelen complementarse con testificaciones y muestreos sobre el terreno.

Todos aquellos datos obtenidos mediante investigaciones básicas o aplicadas, son útiles para determinar riesgos naturales asociados al ambiente periglaciar. En agricultura, ingeniería civil, turismo y urbanismo, es fundamental conocer regímenes de nivación, helada, térmico del pergelisuelo, y evolutivo de la cobertera nival. Ésta última es una información esencial al predecir aludes y avalanchas, fenómenos que pueden considerarse altamente peligrosos dada la densidad de ocupación en muchas montañas, también la frecuencia y número de personas que las visitan ocasionalmente.

En las montañas y tierras altas españolas, peninsulares sobre todo, la nieve es un meteoro frecuente, sin bien, faltan estudios sistemáticos sobre su funcionamiento. Dichos estudios deberían considerar la evolución experimentada por la cobertera nival, según regiones y épocas del año; también sus implicaciones en los balances hídricos, así como las relaciones entre: nivación, régimen térmico, circulación atmosférica general y microclimas.

Mientras no se conozcan esos datos, será difícil concretar un modelo sobre la tipología, ambiente y funcionalidad del periglaciarismo en nuestras latitudes. Cabe apuntar, sin embargo, el inicio de algunos trabajos en esta línea: caso del «Estudio de los recursos hídricos procedentes de la fusión nival en la alta montaña» (programa ERHIN), que viene realizando el MOPTMA desde hace varios años, o los «controles del riesgo de aludes en el Pirineo Catalán» que lleva a cabo el *Servei Geològic de Catalunya*.

Meteoros igualmente frecuentes en el territorio español son aquéllos asociados a ciclos térmicos de helada, es decir, escarcha y congelación del suelo hasta cierta profundidad. A pesar de su abundancia e implicación en la agricultura y comunicaciones, tampoco aquí hay estudios que aborden la secuencialidad del fenómeno; a lo sumo se han realizado previsiones meteorológicas a medio plazo y para zonas donde los cultivos son extremadamente vulnerables, caso de la región levantina.

Para interpretar adecuadamente la incidencia que tienen los ciclos hielo-deshielo sobre el relieve, hay que contar con estadísticas meteorológicas elaboradas; necesita una población de datos muy completa, continua, y selectiva en cuanto a la localización de los registros. Esto no lo cumple la información general disponible, pues muchas estaciones meteorológicas se plantearon con fines que no son de investigación y la red está organizada de acuerdo con otras funciones: comunicaciones aéreas, pluviometría de cuencas reguladas por embalses, previsiones meteorológicas a corto plazo en áreas pobladas, etc.

La limitación anterior hace más difíciles aún los análisis «criológicos». Estos trabajos, pretenden determinar la influencia que tienen en el comportamiento del suelo ciertos parámetros asociados a las heladas; por tanto será necesario conocer la frecuencia, amplitud, períodos y susceptibilidad de esos meteoros.

En la línea anterior, algunos cálculos orientativos con los datos disponibles y siguiendo modelos teóricos, son: «relaciones en los ciclos de helada» (Hewitt, 1968), ya reseñadas previamente (ver figura 7.2B); «mapas de frecuencia hielo-deshielo», basados en relaciones anuales entre ciclos de helada (Visher, 1945); o «índices de meteorización por helada» desarrollados por la Sociedad Americana para el Control y Testificación de Materiales (ASTM, 1971 y 1971b).

A partir del último modelo, se construyen «mapas de riesgo de meteorización por helada» representando el índice correspondiente (I_F) calculado según:

$$I_F = N_c \cdot P_w$$

Siendo: I_F el índice de meteorización por helada; N_c número de ciclos anuales de congelación (días en que la temperatura del aire desciende de 0°C a nivel del suelo); P_w la precipitación equivalente, es decir, suma de las medias mensuales durante los meses con ciclos de congelación o ciclos hielo-deshielo.

Si P_w se mide en pulgadas, se considera:
$I_F < 100$ → la acción de la helada es mínima
$100 < I_F < 500$ → la acción de la helada es discreta
$I_F > 500$ → la acción de la helada es severa

Considerando la fórmula anterior aquí se propone otra para calcular el «riesgo de congelación» (R_c), entendido éste como la probabilidad de que una zona del suelo esté congelada; para ello son necesarias bajas temperaturas y suficiente humedad hipodérmica. Su expresión es:

$$R_c = C_h / P_s$$

Siendo:

R_c = riesgo de congelación o probabilidad de que se forme hielo en poros, vacíos y discontinuidades, del suelo.
C_h = número de ciclos hielo-deshielo en un período determinado. En general se calculará como ciclo/día, es decir, contabilizando los días en los cuales la temperatura del aire a nivel del suelo desciende por debajo de 0°C.
P_s = número de días durante el mismo período en que el suelo está saturado en agua. Puede hacerse un cálculo aproximado tomando los días de precipitación cuyo volumen es capaz de saturar el suelo (P_{sc}); en cálculos más detallados, habrá que estimar el régimen hídrico del suelo, es decir, la capacidad de campo en función del régimen pluviométrico (ver capítulo 5).

Si se considera el régimen de saturación adecuado (P_s), se tendrá:
- $R_c = 1$ → riesgo máximo
- $R_c > 1$ → riesgo intermedio
- $R_c < 1$ → riesgo mínimo

De considerar el régimen de precipitación equivalente al de saturación (P_{se}), se tendrá:
- $R_c = 1$ → riesgo máximo
- $R_c > 1$ → riesgo variable, pudiendo llegar a ser máximo si hay remanente de agua en el suelo, bien por su escasa permeabilidad, bien por su localización (sobre aluviones, navas, etc.)
- $R_c < 1$ → riesgo mínimo

Todos o la mayoría de los aspectos descritos, tienen aplicación a los suelos de *permafrost*. Es más, como ya se apuntó, el *permafrost* ártico está considerado ambiente referencial o «modélico» en el periglaciarismo, y de esas regiones proceden buena parte de las técnicas hoy generalizadas al trabajar sobre estos procesos.

Son especialmente relevantes los análisis detallados del pergelisuelo: potencia, continuidad y régimen térmico. En ellos se hacen necesarias técnicas de prospección, básicamente geofísicas, testificaciones por sondeo, imágenes de satélite para detectar franjas con flujos térmicos diferenciales, etc. Tal como quedó manifiesto al construir el oleoducto «transalaskiano» (primera gran obra de ingeniería en estos ambientes, realizada entre los años 1974 y 1977), muchos conocimientos sobre periglaciarismo tienen aplicación en obras civiles, aportando datos no sólo del comportamiento geomecánico sino también para prevenir riesgos inducidos. Es fundamental, por ello, estudiar estos suelos tratando de determinar las modificaciones en su capacidad de carga, o riesgos de colapsos producidos por termoclastismo y fenómenos gravitacionales. Igualmente deben elaborarse modelos sobre la capacidad difusora en el subsuelo y determinar líneas de flujo; el objetivo es evitar que las actuaciones antrópicas generen efectos «pantalla» o «sombra», impidiendo o perturbando los reajustes térmicos propios en suelos de *permafrost*.

En España, *los ambientes de permafrost alpino, que debieron ser abundantes durante las etapas frías pleistocenas, actualmente han desaparecido; no obstante es factible su presencia en zonas muy concretas de la Cordillera Pirenaica y, mucho más dudoso, en Sierra Nevada. Aunque esto no haya sido establecido formalmente, podrían ser «gelisuelos» derivados de ciclos hielo-deshielo muy intensos, mantenidos excepcionalmente algunos años; es decir: una especie de permafrost alpino, esporádico en el espacio y el tiempo. Estos temas, como todos aquéllos referentes al ambiente y límites del periglaciarismo peninsular, permanecen aún en discusión. Tanto Franzlë, con sus trabajos sobre la Meseta, como Brosche con la síntesis sobre el periglaciarismo de la Península, son quienes más datos aportaron al respecto.*

En lo referente al periglaciarismo actual, queda restringido a algunas montañas y tierras altas de la Meseta (ver figura 7.9). Dominan ambientes con ciclos hielo-deshielo y generación de formas «en» o «sobre» la superficie del suelo; excepcionalmente aparecen algunas estructuras «bajo» la superficie, si bien muchas son paleoformas remanentes del período tardi o finiglaciar. Estas paleomorfologías, junto a otras que aún se conservan y tuvieron su origen durante los períodos fríos pleistocenos, son las que mejor definen el paisaje periglaciar hispano.

Ver al respecto:
- O. Franzlë, «Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central», *Est. Geogr.*, 31(151-152), 1978.
- K.U. Brosche, «Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica», *Est. Geogr.*, 31(151), 1978.
- A. Gómez Ortiz. y J.A. González Martín, «Geomorfología periglaciar: desde una visión histórica hacia nuevas perspectivas», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 2, 1988.
- ITGE, *Mapa del Cuaternario de España E.1:1.000.000*, Madrid, 1989.
- M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 1994.
- A. Gómez Ortiz *et al.* (eds.), *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*, Universidad de Granada, 1994.

Foto 8.1. Frente del glaciar Moreno sobre el lago Argentino. Corresponde a una de las múltiples lenguas encauzadas que descienden desde la gran meseta (*ice cap*) de hielos continentales patagónicos (República Argentina).

GLACIAR Y GLACIAL

Los términos glaciar, glacial y sus derivados, suelen utilizarse como sinónimos al referir masas de hielo que cubren parte de la superficie terrestre, así como los fenómenos asociados a ellas.

***Glaciar**, adaptación del francés «glacier»: hielo o masa de hielo; en lengua castellana nombra concentraciones naturales de hielo que configuran un agente geomorfológico.*

***Glacial**, tomado del latín «glacialis»: frío (derivado de «glacies»: hielo); en lengua castellana califica un ambiente, situación, carácter o cualidad de frío extremo, sea en el sentido físico de bajas temperaturas (p. ej.: hace un día, tiempo, frío,...., glacial), o en el figurado de ambiente social, carácter personal o similar (p. ej.: es un persona, ambiente,...., glacial).*

*Según lo anterior, los términos adecuados para referirse en castellano al conjunto de fenómenos asociables a las masas de hielo policristalino que aparecen sobre la Tierra, son **glaciarismo** y **procesos glaciares**.*

Los fenómenos glaciales (ligados al frío) no implican la existencia de fenómenos glaciares (ligados al hielo). Buen ejemplo de estas situaciones fueron muchas montañas españolas durante el Pleistoceno Medio, que soportaron actividad glacial (periglaciarismo) pero no glaciar (glaciarismo).

Morfogénesis glacial, equivalente a morfogénesis en un ambiente frío, puede utilizarse indistintamente en glaciarismo y periglaciarismo; siempre para significar carácter térmico o ambiental.

La fase o período glacial implica únicamente ciclos térmicos, la fase o período glaciar ciclos con hielo y, por el ambiente necesario para su desarrollo, ciclos térmicos; es decir: la segunda implica a la primera, pero no al contrario.

Por tanto, glacial y glaciar no deben considerarse términos sinónimos; que la literatura y el lenguaje científico en castellano los otorgue a veces esa categoría, quizás se deba a la transposición terminológica desde la lengua inglesa, que utiliza glacial como adjetivo para calificar fenómenos asociados al hielo glaciar.

*Dado su origen común, castellano e inglés toman los términos del francés y el latín, hay una «especie de polisemia» que afecta a significados entre distintas lenguas; el mismo significante (**glacial**) tiene significados diferentes: asociado al hielo (en inglés) y asociado al frío (en castellano). Para estos temas, la correspondencia entre ambos idiomas habrá de establecerse según: «glacial-cold», «glaciar-glacier», «ambiente glacial-cold environment» y «procesos glaciares-glacial processes».*

8

PROCESOS GLACIARES

Los hielos formados sobre la superficie terrestre tienen características y génesis muy variadas (ver cuadro 7.1); sin embargo, destacan tres fundamentales según la procedencia o «fase primaria» del agua que los originó: líquida (ríos, lagos, humedad del suelo, etc.), vapor (aludido como hielo de sublimación, aun cuando éste sea el proceso inverso) y sólida (nieve, en general). Todos ellos pueden estar presentes en un glaciar, pero sólo el último resulta imprescindible para constituirlo.

Aunque en el dominio de un glaciar haya agua en fase líquida, el agente distintivo es su fase sólida permanente, es decir, hielo.

El hielo glaciar debe considerarse una «roca policristalina monomineral», compuesta por agua con impurezas, comportamiento mecánico similar a un cuerpo sólido plástico (tabla 8.1) y deformación equiparable con materiales metamorfizados a altas temperaturas. En general es «impermeable por porosidad», ya que no hay espacios intergranulares conectados entre sí; este hecho tiene gran importancia para los estudios paleoclimáticos, pues permite analizar burbujas que quedaron atrapadas en la masa de hielo y son «testigos» de la composición atmosférica existente durante la precipitación nival.

A lo largo de un glaciar y debido a las tensiones generadas por su desplazamiento, aparecen una serie de roturas o *crevasses* que, junto a las discontinuidades entre capas de acumulación-transformación nival, hacen al hielo «permeable por fisuración».

Desde el punto de vista genético, son hielos originados mediante la «diagénesis o transfiguración» de nieve reciente. Este proceso, denominado también «metamorfismo a baja temperatura», consiste en una compactación-recristalización expulsando el aire intergranular y variando la geometría cristalina. Así la **nieve reciente** sufre una notable metamorfosis, que la transforma en **nieve compactada**, luego a **neviza** o ***firn***, hasta llegar al **hielo glaciar**. El tiempo necesario para alcanzar ese último estado, entre uno y varios años, depende del tipo de glaciar: es muy rápido en aquéllos que abunda fusión-recongelación y muy lento cuando apenas existe ese fenómeno.

Todos estos cambios ocurren en «centros o zonas de acumulación», donde va superponiéndose o «apilando» la nieve (según capas, estratos o láminas) a lo largo del tiempo. Desde esos centros el hielo inicia un desplazamiento que, a través de la «zona de descarga», le conduce hacia unos bordes o frentes, y allí tiene lugar su desaparición o **ablación total**. Este último fenómeno corresponde a la actuación conjunta o independiente, según los casos, de fusión, evaporación, sublimación, y desmembramiento de la masa de hielo por caídas y avalanchas: bien hacia aguas marinas y lacustres, constituyendo icebergs, bien hacia terrenos aledaños al glaciar.

8.1. DINÁMICA GLACIAR: CARÁCTER GENERAL

Como queda manifiesto en la ecuación desarrollada por Glen (figura 8.1), el movimiento de un glaciar depende del hielo acumulado y, en segundo término, de sus propiedades físicas y rasgos morfológicos. En mayor o menor grado, todas estas variables están asociadas al ambiente climático y la morfografía del lugar.

Tal es así, que las principales clasificaciones de los glaciares han sido realizadas atendiendo a ambos parámetros: características del hielo o **clasificación geofísica** (cuadro 8.1) y morfología del terreno o **clasificación geomorfológica** (cuadro 8.2 y figura 8.2).

Foto 8.2. Glaciares de montaña pertenecientes al macizo del Mont Blanc (Alpes franceses). A la izquierda, el Mer de Glace originado por la unión entre las lenguas de Leschaux y Tacul; todos ellos de «valle». A la derecha y en primer término, los de Bossons y Taconnaz; ambos, típicos de «ladera», descienden desde la cuenca noroccidental del Mont Blanc (al fondo), cuya culminación forma una «montera».

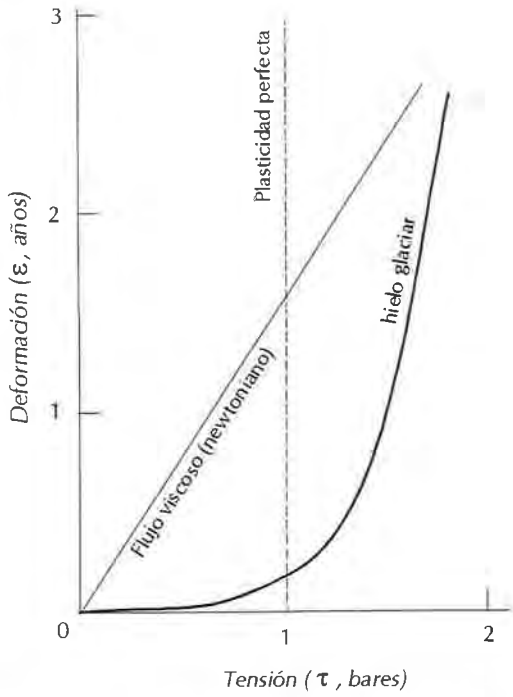


Figura 8.1. Relación entre esfuerzo (τ en bares) y deformación (ε, por año) en el hielo glaciar, comparado con un cuerpo plástico perfecto y otro viscoso (fluidos newtonianos).
El comportamiento del hielo se expresa (simplificativamente) según la ecuación de Glen (1952), es decir: $\varepsilon = K\tau^{n}$, siendo K y n constantes para cada glaciar.
n→ constante de «ordenación o empaquetamiento» y su valor (mayor que 1 y menor que ∞) aumenta cuanto mejor sea el grado de ordenamiento entre los cristales, lo cual está en relación a la presión confinante, antigüedad del hielo y cantidad de impurezas.
K→ constante de «plasticidad»; está en relación a la temperatura del hielo y da una medida sobre la movilidad o libertad de los cristales, su valor aumenta en glaciares templados.
En la curva teórica, según las leyes de Glen, aparecen tres tramos: uno inicial, *creep* primario o «transitorio», con escasa respuesta a los esfuerzos y un flujo de reajuste interno; otro intermedio, *creep* secundario, «cuasi-viscoso», con un comportamiento escasamente plástico; y otro final, *creep* terciario o «acelerado», que tiende a la plasticidad perfecta.
Este comportamiento depende de la antigüedad del glaciar, por ello los cálculos del flujo no teórico deben ajustarse mediante ecuaciones más complejas: como la de Lliboutry (1964-1965), $\varepsilon = K\tau + K_2\tau^2 + K_3\tau^4$; ó Meier (1960), $\varepsilon = K\tau + K_2\tau^n$.

Tabla 8.1. Propiedades físicas del hielo glaciar (según Dapples, 1963).

Cristalografía	El hielo 1 es la forma ordinaria hexagonal, cambia a hielo 2 (más denso) únicamente a unas 2000 atmósferas y - 22 °C	
Dureza	1,5 a 2, para una temperatura normal; 4 a -44 °C	
Resistencia	Depende de la orientación cristalográfica, temperatura, etc.: cizalla=7 a 8 Kg/cm² trituración=25 a 70 Kg/cm² (nivel comparativo: granito=1500 Kg/cm²)	
Densidad (g/cm³)	Nieve reciente	0,1 - 0,3
	Nieve antigua	0,3 - 0,5
	Neviza	0,3 - 0,82 (0,82 = 13 % porosidad)
	Hielo glaciar	0,82 - 0,92 (por término medio = 0,90)
	Hielo puro 1	0,92 (hielo azul sin burbujas)
Propiedades térmicas	Calor latente de fusión = 80 cal/g Calor latente de vaporización (sublimación)= 600 cal/g Relaciones de fusión (bajo presión hidrostática): descenso del punto de fusión en $7{,}5 \times 10^{-3}$ °C por atmóstera	

Cuadro 8.1. Clasificación geofísica de los glaciares.

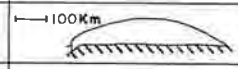
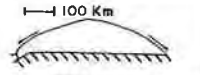
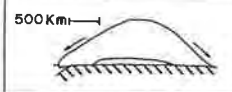
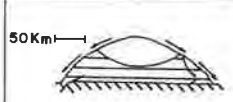
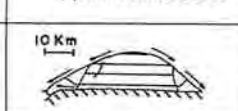
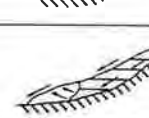
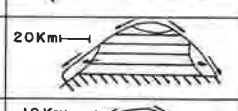
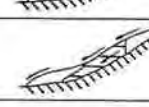
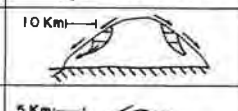
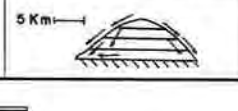
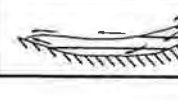
A) Siguiendo a Ahlmann (1935, 1948) y Lagally (1939), que consideran las condiciones físicas del hielo y su carácter térmico:

1. Fríos. Presentan temperaturas muy inferiores al punto de fusión del hielo, alimentación escasa, sin apenas agua líquida y pueden estar fuertemente adheridos al sustrato. Por ello, su desplazamiento y el paso desde nieve a neviza o *firn* y luego a hielo glaciar, son lentos; este último proceso necesita varios decenios. Corresponden a grandes masas de hielo polar que, a nivel general, son catalogables como «restos glaciares» pleistocenos mantenidos por su «frío remanente» o déficit de energía calorífica.

2. Intermedios. Durante el invierno tienen un comportamiento similar a los fríos y en verano funcionan como glaciares templados o calientes. La mayoría de ellos son glaciares subpolares de casquete, aunque también aparecen en montañas de latitudes medias-altas.

3. Templados o calientes. Su temperatura está próxima al punto de fusión, siendo éste inferior a 0 °C debido a la presión del hielo confinante y a las tensiones de flujo; por ello, el tiempo necesario para transformarse la nieve en neviza y luego en hielo glaciar es relativamente corto (uno o pocos años). Tienen abundantes aguas líquidas, tanto superficiales como internas y basales (aguas supra-, en- y subglaciares) y su desplazamiento es rápido; responden casi instantáneamente a los estímulos ambientales de temperatura o precipitación. El caso más frecuente corresponde a glaciares de montaña en latitudes bajas y medias.

B) Según Eraso y Pulina, 1994, en base a diferentes autores. Esta clasificación tiene en cuenta la presencia o no de agua líquida capaz de generar fenómenos criocársticos o glaciocársticos:

CLASE		CRITERIO			FORMA		*Ejemplos*
Tipo	*Subtipo*	*Geográfico*	*Térmico*	*Agua*	*Sección transversal*	*Perfil longitudinal*	
1	A	Polar continental	Frío	Seco			Antártida Central
	B	Polar continental en baja latitud (polar)	Frío excepto verano	Ligeramente húmedo			Groenlandia Norte Antártida Inferior
2	A	Subpolar (plataformas y casquetes glaciares)	Transicional templado en el fondo	Ligeramente húmedo			Groenlandia Central Antártida
	B	Subpolar (altas montañas)	Transicional frío templado	Húmedo con excepciones Criocarst			Alpes Himalaya Andes
	C	Subpolar marítimo	Transicional frío templado	Húmedo Criocarst			Spitsbergen Periferia antártica
	D	Subpolar ligeramente continental	Transicional	Húmedo Criocarst			Archipiélagos árticos y antárticos
	E	Subpolar continental	Transicional frío en el fondo	Húmedo excepto fondo Criocarst			Siberia Canadá
3	–	Templado	Templado	Húmedo Criocarst			Glaciares de montañas no muy altas

zona con agua líquida circulación del agua líquida

Las grandes masas de hielo no confinadas al relieve, poseen circulación **extrusiva**; es un desplazamiento centrífugo desde los centros de acumulación o ápices, hacia los bordes o frentes donde tiene lugar la ablación total. En glaciares confinados al relieve, básicamente de montaña, la circulación sigue una modalidad **gravitacional**; su desplazamiento es lineal desde las cabeceras o centros de acumulación hacia los tramos inferiores del valle, desapareciendo en la zona de ablación total.

Circulación gravitacional y extrusiva, al proceder de idéntico tipo de tensiones (el empuje que ejerce la masa de hielo), pueden aparecer en un sólo glaciar: bien al mismo tiempo sobre diferentes zonas, bien sobre la misma zona en épocas distintas.

Cuadro 8.2. Clasificación geomorfológica de los glaciares siguiendo el método de Ahlmann (1935, 1948); síntesis realizada a partir de obras generales sobre morfología glaciar, incluyendo nuevos datos.

Teniendo en cuenta la fisonomía del glaciar, que puede presentar o no un relieve circunglaciar o subglaciar condicionante, aparecen las siguientes tipologías:

A. De casquete. Son grandes masas de hielo continental; según su carácter, control topográfico y dimensiones, resultan varios subtipos:

1. Coberteras de hielo (*ice sheet*), ***inlandsis*** o **casquetes polares**. Grandes extensiones o mantos de hielo, superiores a 50.000 km^2 de superficie, no confinadas al relieve, por lo cual cubren la práctica totalidad del terreno en altas latitudes dejando aflorar únicamente algunos picos aislados (*nunataks*). Son glaciares geofísicamente fríos, de fisonomía general aplanada o ligeramente dómica. Ejemplos: Groenlandia (superficie 1.726.000 km^2 y volumen de hielo 2.700.000 km^3) y la Antártida (superficie 13.979.000 km^2 y volumen de hielo 30.110.000 km^3).
2. Domos (*ice dome*) y **campos de hielo** (*ice field*). Tienen muchos rasgos en común con los *inlandsis*, pero no sobrepasan los 50.000 km^2 de superficie. A veces se les denomina casquetes subpolares, aunque no todos estén dentro de esa zona geográfica; su comportamiento geofísico es intermedio y, sin estar confinados al relieve, muestran cierto control topográfico.

Los verdaderos **casquetes subpolares** constituyen «pequeños *inlandsis*» con fisonomía dómica (*ice dome*) o similar, que quedaron desconectados de la gran masa de hielo polar o se localizan en franjas marginales de la Antártida, Groenlandia, y sus terrenos aledaños.

Los **campos de hielo** (*ice field*) presentan una fisonomía irregular, pues se originan por interconexión entre múltiples cuencas de alimentación; en su zona marginal, terminan individualizándose para formar lenguas de desbordamiento no confinadas (*outlets*), o verdaderos glaciares de valle, piedemonte y ladera. En realidad a estos glaciares muchos les denominan **casquetes de montaña**, debido al control que ejerce sobre ellos el relieve: su lecho está constituido por compartimentos independientes cuyo reflejo en superficie son alineaciones de picos (*horns*), aristas, crestería, etc., que sobresalen del hielo (también aquí, llamados *nunataks*). Ejemplos: verdaderos casquetes subpolares o «pequeños *inlandsis*», los bordes de Groenlandia y la Antártida; campos de hielo «coalescentes», los Alpes durante el máximo glaciar pleistoceno y en la actualidad el Juneau de Alaska.
3. Glaciares de plataforma (*ice shelf*). A veces denominados plataformas glaciares o placas flotantes. Proceden de un glaciar de casquete, continental por tanto, que penetra en el mar; en superficie aparecen casi en continuidad total ambos sectores, continental y marino. Ejemplo: litorales de la Antártida (plataformas de hielo Ross y Filchner, entre otras).

B. De meseta (*ice cap*). Son glaciares continentales frecuentemente clasificados como un subtipo más de casquete, pero de dimensiones muy inferiores a 50.000 km^2. Presentan fisonomía «cupuliforme», condicionada al relieve subglaciar de altiplanicies o mesetas sobre las que se sitúan, y un desplazamiento centrífugo desde esa cúpula. En sus zonas marginales dan lugar a desbordamientos tipo *outlet* y lenguas confinadas en verdaderos glaciares de valle o piedemonte. Ejemplo característico es el glaciar Vatnajökull en Islandia; ejemplo de transición hacia glaciares de casquete subtipo «campos de hielo», las cúpulas de hielo patagónico en los Andes argentino-chilenos.

C. De montaña. Pequeñas acumulaciones de hielo confinadas al relieve. Tienen su origen en cuencas de montaña y fluyen hacia los valles mediante lenguas únicas, confluentes o disfluentes. Los subtipos principales son:

1. Monteras de hielo. Normalmente no suelen diferenciarse como un subtipo específico. Se deben al solape en cabecera entre dos o más glaciares; de tendencia cupuliforme y según la morfología del lecho sea aplanada o aguda, convergen con «glaciares de meseta» o «campos de hielo» en pequeñas dimensiones. Ejemplo: la montera de hielo del macizo del Mont Blanc en los Alpes franco-italianos.
2. De piedemonte. Glaciares que se expanden formando abanicos de hielo al llegar a una llanura y perder su confinamiento. Ejemplo: glaciar de Malaspina en Alaska.
3. De valle o alpino. Es la fisonomía más común en glaciares de montaña. Presenta zonas de acumulación y descarga bien diferenciadas que, en general, coinciden con cuenca y valle, respectivamente; pueden ser sencillos, o múltiples formando redes dendríticas. Ejemplo: Mer de Glace, Gorner, de Argentière, etc., en los Alpes.
4. De ladera o intermedio. No está diferenciado como un subtipo específico. Aunque similar al anterior, cuenca, recorrido, afluentes y sobreexcavación, son mucho más reducidos. Se localiza en zonas con grandes desniveles y forma notables barreras de *seracs* en su descenso. Ejemplo: Bossons, en los Alpes franceses, y gran parte de los que existieron en el Sistema Central español durante el Pleistoceno.
5. De circo. Zona de acumulación donde también tiene lugar la ablación total, sin que el glaciar presente lengua. Ejemplo: restos glaciares de Los Pirineos, como Maladeta, Perdido, Vignemale, etc.

Nota: Los **icebergs** son bloques de hielo flotando a la deriva en aguas marinas o lacustres, con dimensiones variables y procedentes de glaciares continentales que finalizan en dichas aguas. Los **glaciares marinos**, son masas de hielo compuestas por capas debidas a la congelación de agua del mar (*banquise*).

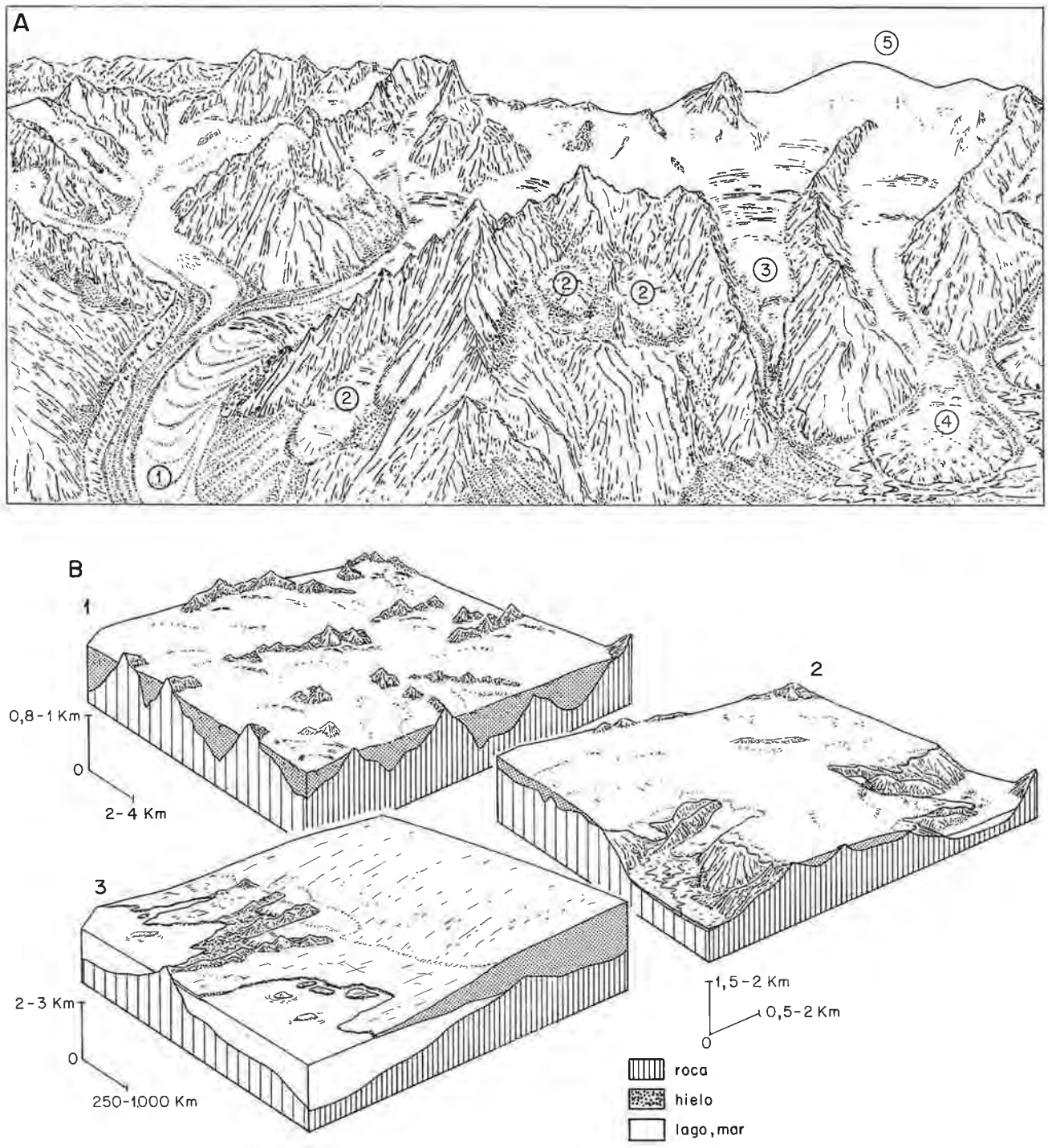


Figura 8.2. Tipos de glaciares según la clasificación geomorfológica.
A. Glaciares de montaña; subtipos de: 1, valle; 2, circo; 3, ladera; 4, piedemonte; 5, montera. Esquema tomando como referencia una zona alpina (macizo del Mont Blanc).
B. Glaciares de casquete y meseta; masas de hielo, subtipos: 1, campo (*ice field*); 2, cúpula y meseta (*ice cap*); 3, *inlandsis*: cobertera (*ice sheet*) y plataforma (*ice shelf*). La escala es aproximada y tiene utilidad comparativa sobre espesores y extensión superficial; los valores máximos y mínimos marcan diferencias entre la misma modalidad de glaciares (p. ej.: coberteras de hielo en Groenlandia y la Antártida; mesetas de hielo en Islandia y los hielos patagónicos).

EVOLUCIÓN DE LAS IDEAS SOBRE DINÁMICA GLACIAR

La movilidad de los glaciares era un fenómeno familiar para aquéllos que vivían en su entorno; desplazaba sendas y construcciones hechas sobre el hielo, invadía o dejaba libres grutas y terrenos de cultivo, arrastraba árboles, etc. Sin embargo, su consideración científica no llegó hasta bien entrado el siglo XVIII tras las primeras expediciones de trabajo a zonas alpinas.

Los estudios iniciales en este campo se deben al médico y naturalista ginebrino Saussure quien, a mediados del siglo XVIII, explicó el desplazamiento glaciar como un deslizamiento por el lecho. Esta primera aproximación a lo que, una vez matizado, acabaría consolidando en un modelo sobre ***deslizamiento basal****, suponía el hielo glaciar igual al originado por congelación de agua líquida, es decir, un «sólido frágil».*

La «rigidez» de estos hielos fue consideración dominante hasta un siglo después, cuando Agassiz (1840, ref. 1967) formuló la hipótesis sobre ***flujo diferencial****: el glaciar «retrasaba» en su zona de contacto con las paredes y, por tanto, sufría una deformación impropia de cuerpos frágiles (figura 8.3).*

Para algunos autores actuales (ver Embleton y King, 1975), las conclusiones de Agassiz no hacían sino reafirmar cuanto Bodier ya había señalado en 1773 y Forbes consolidaría después, en 1843; esto es: el glaciar presenta desplazamientos diferenciales sin llegar a romper, por ello debería asignársele comportamientos con cierta «plasticidad», fuera parcial o completa.

La teoría sobre la «plasticidad parcial o completa», quedó finalmente confirmada por múltiples investigadores (Pfaff en 1874 y Seligman en 1949, entre otros) y, según demostraron los trabajos de Nye y Glen en 1952, el hielo glaciar debe analizarse como un sólido plástico.

Las «similitudes» con un cuerpo plástico son a nivel general, pues en sus respuestas concretas aparecen notables diferencias según el espesor, edad, régimen térmico, etc. Estos aspectos, observados inicialmente por Glen y resueltos de forma sencilla en su ecuación aproximativa (ver figura 8.1), actualmente tratan de ajustarse mediante modelos y formulaciones más complejas. Es así porque los parámetros de deformación para cristales aislados, deben aplicarse a toda la masa de hielo que implica un factor confinante de modificación; por otra parte, el caso de los glaciares obliga a investigar algunos factores reológicos básicos, como su termicidad y antigüedad.

Teniendo en cuenta la precisión anterior, más que flujo el glaciar presenta ***fluencia****, es decir: deformación lenta y permanente de un cuerpo sólido cristalino, la masa de hielo, con múltiples dislocaciones estructurales ocasionadas por las transformaciones diagenéticas y las tensiones a que está sometido permanentemente. A pesar de ello, el término* ***flujo glaciar*** *sigue siendo de uso común para aludir al desplazamiento del mismo y, preferentemente, al referir la circulación, aun cuando se trate de deslizamiento sobre el lecho o basal.*

El movimiento en un glaciar está regulado por dos fenómenos básicos: deslizamiento basal y deformación interna; ambos suelen presentarse simultáneamente, y la contribución de cada uno al desplazamiento global varía en función de las características del hielo (cuadro 8.3).

El **deslizamiento basal** es una traslación masiva (todo el hielo como conjunto o «en bloque») sobre el lecho, con un movimiento mecánicamente discontinuo; hasta cierto punto es similar a los procesos gravitacionales (ver capítulo 6). La mayor o menor regularidad del desplazamiento (ocurrencia y velocidad) está controlada por relaciones entre la masa de hielo y el lecho rocoso, teniendo especial importancia la existencia de agua líquida: en un glaciar extremadamente frío sin aguas líquidas basales actuando como «lubricante», el hielo puede estar adherido al sustrato o, a lo sumo, deslizar muy lentamente; sin embargo en glaciares templados sucede lo contrario siendo mayor su velocidad relativa de desplazamiento.

La **deformación interna** conlleva movimientos diferenciales y en ocasiones selectivos, es decir, no masivos y mecánicamente continuos. En general conforman un flujo lento tipo reptación o *creep* que, tras un corto período inicial de comportamiento «elástico», se ajusta a tres etapas: *creep primario o transitorio*, que muestra componentes de cierta rigidez y la deformación decrece continuamente; *creep secundario o cuasiviscoso*, cuya deformación tiende a ser constante y proporcional al esfuerzo; y *creep terciario o acelerado*, tendente a la plasticidad ideal, es decir, con deformación creciente (ver figura 8.1). Estos desplazamientos del hielo, también son correlacionables con fenómenos gravitacionales tipo flujo y reptación o *creep* (ver capítulo 6).

Desde el punto de vista funcional, la deformación interna tiene lugar según varias modalidades (figura 8.4): mediante un progresivo mejor empaquetamiento entre cristales suprimiendo vacíos y discontinuidades (reajuste intergranular), por desplazamiento de unos planos respecto a otros (deslizamiento planar), y a través de sucesivos ciclos fusión-recongelación (cambios de fase); cada una de estas modalidades necesita condiciones específicas.

Para que haya **reajustes intergranulares**, los cristales deben presentar una desorganización muy alta y frecuentes vacíos intergrano; este hecho queda reflejado por la constante **n** en la ecuación de Glen (ver figura 8.1), que

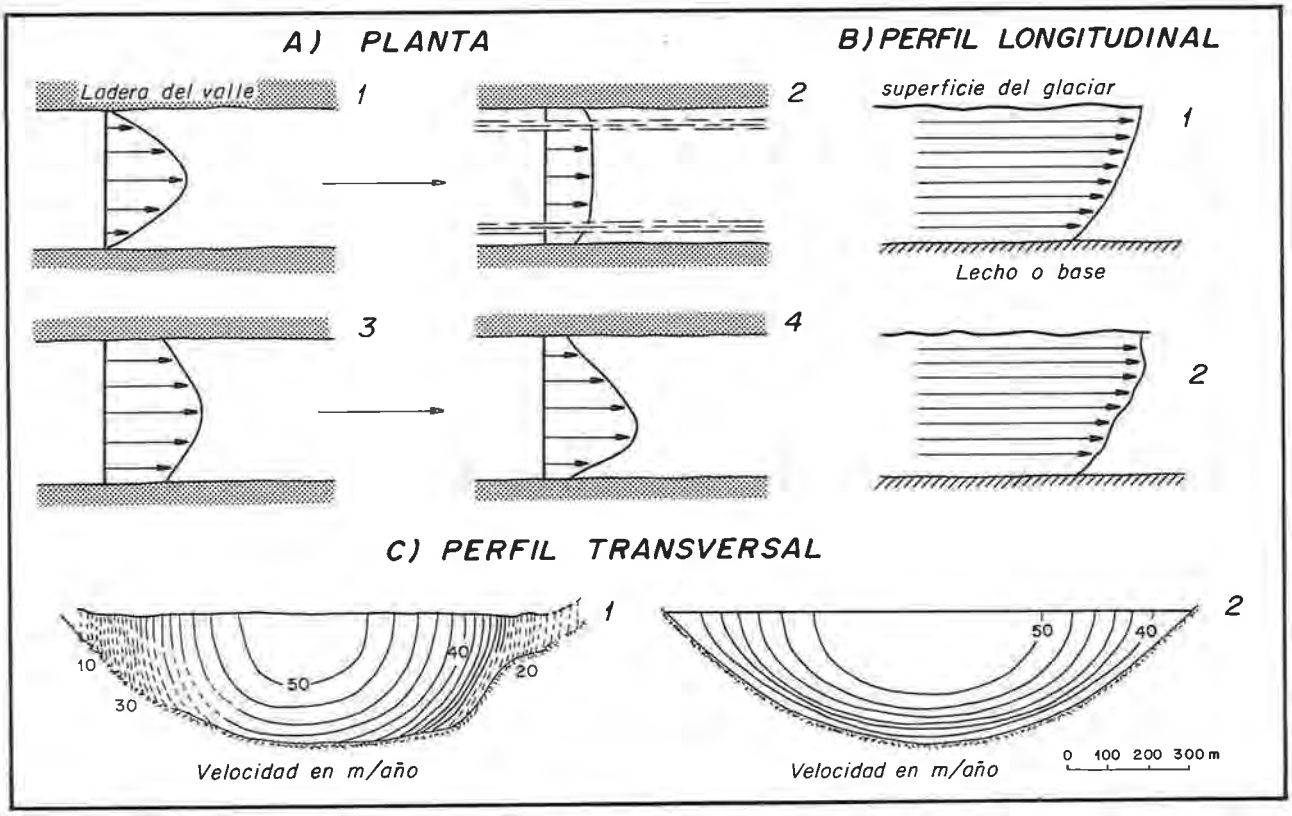


Figura 8.3. Flujo del hielo glaciar: geometría en las líneas de desplazamiento según planta y perfiles (modificado de Selby, 1985).
A) Planta: 1, flujo parabólico «no deslizante» sobre las márgenes o laderas (queda muy retrasado por rozamiento); 2, flujo «en bloque», desliza también sobre las márgenes y apenas queda retrasado; 3, flujo «simétrico», desliza sobre las laderas o márgenes ligeramente retrasado; 4, «asimétrico», presenta líneas de flujo irregulares, tanto externas como internas, por rozamiento diferencial hielo-roca y hielo-hielo.
B) Perfil longitudinal: 1, «simétrico», queda muy retrasado en la base por el rozamiento roca-hielo; 2, «asimétrico», las líneas de flujo están distorsionadas hacia la superficie debido al rozamiento diferencial interno, hielo-hielo.
C) Perfil transversal: 1, en el glaciar Athabasca, Canadá (según Raymond, 1971); 2, teórico, para un glaciar templado y con lecho parabólico (según Nye, 1965).

toma valores muy bajos, próximos a uno. Corresponde a zonas donde la nieve ha sufrido una transformación incompleta y suelen tener neviza residual, favoreciendo flujos «*cuasi* viscosos»; el escaso espesor y la presencia de hielos muy recientes o que estuvieron sometidos a recongelación poco intensa, son las causas más comunes para estos comportamientos, propios de glaciares estancados (glaciares «muertos») o en retroceso.

Las condiciones en el **deslizamiento planar** son opuestas a las descritas para los reajustes intergranulares, es decir, cristales con alto grado de ordenación y sin apenas vacíos intergrano; aquí la constante **n** en la ecuación de Glen (ver figura 8.1) es muy superior a uno. Generalmente son glaciares de gran espesor y con zonas de acumulación muy extensas en relación a las de descarga. Estas características favorecen la estabilización del hielo dentro de sus cabeceras, posibilitando diagénesis pausadas y, al mismo tiempo, reducen distorsiones y mezclas entre capas o láminas originales; así pueden aparecer «planos preferentes» que facilitan los deslizamientos.

En los **cambios de fase**, la temperatura del hielo está próxima al punto de fusión: ante «sobrepresiones por exceso compresivo» el hielo funde, recongelando en zonas donde hay distensión; para estos casos, la constante **K** en la ecuación de Glen (ver figura 8.1) toma valores muy altos. Es propio de glaciares cálidos, sin grandes espesores y, normalmente, localizados en latitudes bajas o medias.

Las deformaciones internas hacen que el desplazamiento de los glaciares resulte extremadamente complejo. Por ello, el sistema tradicional para medir o controlar su movimiento utilizando estacas situadas sobre el hielo y las paredes del valle, es casi «historia»; actualmente esos procedimientos han dado paso a técnicas fotogramétricas, topografía, fotointerpretación, y geofísica.

Cuadro 8.3. Datos indicativos sobre la velocidad de desplazamiento en algunos glaciares. A y B, según Hambrey y Alean, 1992; C, tomado de diversas fuentes (Battle, 1951; Wallerstein, 1958; Mellor, 1959; Tricart y Cailleux, 1962).

GLACIAR	REGIÓN	VELOCIDAD (m/año)	COMENTARIOS
Lambert	Antártida Este	347	Forma parte del gran sistema de glaciares que drenan la Antártida (emisario)
Amery		1200	Glaciar de plataforma
Byrd		760	Glaciar de meseta, montañas Transantárticas (emisario)
Cobertera de hielo «Dronning Maud»		1 a 15	Masa de hielo no canalizada que forma parte de un gran *inlandsis*
Jakobshavn Isbrae	NO de Groenlandia	4700	Glaciar de *outlet*, el más rápido del mundo
White	Canadá (Isla Axel Heiberg)	40	Glaciar frío, de valle, con deslizamiento basal dominante
Aletsch (Grosser)	Alpes suizos	200	Parte más rápida del gran glaciar de valle Aletsch
Gries		40	Pequeño glaciar de valle
Saskatchewan	Montañas Rocosas (Canadá)	117	Glaciar de valle
Charles Rabots Bre	Okstindan (Noruega)	8	Pequeño glaciar de circo

A) Ejemplo de velocidades medias en la línea central de algunos glaciares.

GLACIAR	REGIÓN	% DESLIZAMIENTO BASAL	ESPESOR DE HIELO en el punto medido (en metros)
Aletsch (Grosser)	Alpes suizos	50	137
Tuyuksu	F. Rusa	65	52
Salmon	Rocosas (Canadá)	45	495
Athabasca		75	322
Saskatchewan		20	555
Blue	Mtes. Olympic (EEUU)	90	26
Vesl Skautbreen	Noruega	9	50
Meserve	Victoria Land (Antártida)	0	80

B) Contribución del deslizamiento basal al desplazamiento total (medidas realizadas a través de túneles y mediante perforaciones).

GLACIAR	ZONA	VELOCIDAD (m/año)	OBSERVACIONES
Jakobshavn Isbrae (glaciar de outlet)	NO de Groenlandia	7500	Desplazamiento excepcional detectado algunos meses
C. de Malaspina (glaciar de valle)	Alaska	24000	Desplazamiento excepcional que se mantuvo unos meses del año 1910, en un afluente del complejo glaciar de Malaspina
Vernagtferner (glaciar de valle)	Alpes	4000	Medida realizada en 1845 durante unos meses
Hoffel	Islandia	1300	Emisario del glaciar de meseta Vatnajökull
Varios	Antártida	1000	Grandes emisarios de los *inlandsis*

C) Velocidades excepcionales detectadas en algunos glaciares.

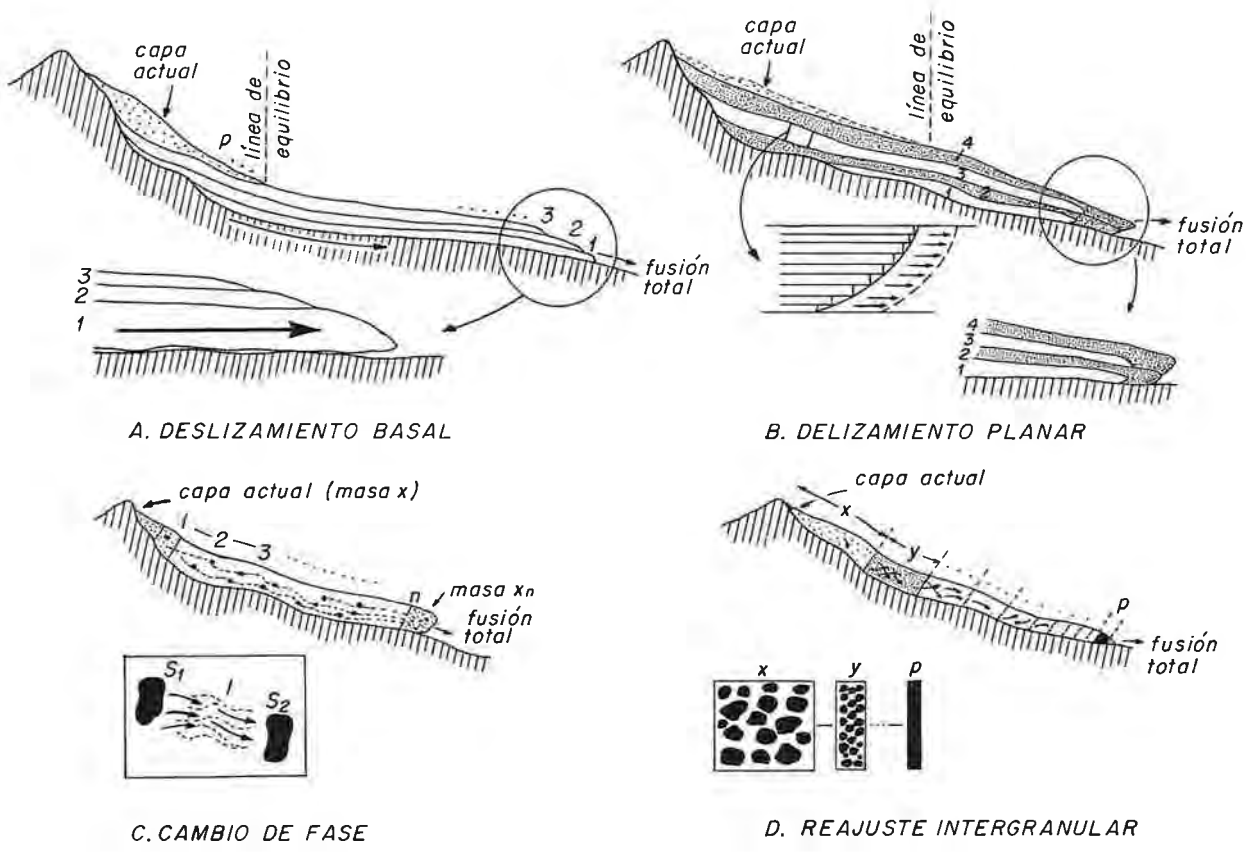


Figura 8.4. Esquemas mostrando las modalidades de desplazamiento del hielo, a nivel teórico y suponiendo que actuasen independientemente en un glaciar.

A) *Deslizamiento basal*: unas capas soportan a otras y, aun asumiendo el roce con el lecho, si no existen cambios en las relaciones acumulación-ablación, capas más antiguas pueden llegar a desplazarse adelantadas «transportando» las más modernas.
B) *Deslizamiento planar*: hay gran deformación y las capas deslizan entre sí a favor de planos o «láminas de acumulación»; si alguna de ellas queda retrasada, llega a sobrepasarla otra inmediata posterior alcanzando antes el frente de fusión. Al contrario que en el caso (A), es posible la mezcla o superposición entre capas no contemporáneas.
C) *Cambios de fase*: los fenómenos compresión-distensión provocan cambios de fase en el hielo siempre que éste presente condiciones térmicas adecuadas, es decir, próximas al punto de fusión. Los cambios de fase sólida (S_1) a líquida (I) y vuelta a la sólida (S_2), implican su migración progresiva (1, 2, ..., n) desde la cabecera (x) hacia el frente (x_n), hasta desaparecer por fusión definitiva.
D) *Reajuste intergranular*: propio de glaciares con escaso ordenamiento en los cristales, donde la libertad para el movimiento es casi total y hay continuos reajustes en el empaquetamiento, es decir, contrario al (B). En teoría y debido al empuje progresivo, un volumen inicial (x) puede transformarse en otro final (p) mucho menor.

En general, (C) y (D) aparecen conjuntamente y son compatibles con (A); también (A) y (B) suelen estar asociados y, en casos, (A), (B) y (C). No ocurre así con (B) y (D), ya que son opuestos; sin embargo, cambios en las condiciones del glaciar a lo largo del tiempo y en niveles distintos, hacen factible su asociación o alternancia.

Punto destacado en el movimiento del glaciar, es su tendencia autorreguladora. Para unas condiciones del balance de masa o equilibrio alimentación-ablación, el hielo ajusta sus parámetros velocidad-espesor por tramos y según las características del lecho. Esto implica unos flujos compresivos y extensivos (figura 8.5), originando deformaciones: condiciones frágiles producen «roturas» (fracturas o *crevasses*) y condiciones dúctiles «pliegues» (antiformas, sinformas, ojivas, etc.). Todas ellas, junto a «láminas, estratos o capas» debidas a sucesivas acumulaciones de nieve, así como la «foliación» por tensiones de flujo, son los elementos básicos que configuran las **estructuras en el hielo del glaciar** (figuras 8.6 y 8.7).

El conocimiento pormenorizado de la dinámica glaciar resulta sumamente complejo, dado que deben considerarse deformaciones lentas y continuas de cuerpos sólidos (los cristales de hielo), sometidos a tensiones permanentes (el peso correspondiente a la masa de hielo, que genera

Foto 8.3. Roturas en el hielo (*crevasses*). Zona de confluencia entre las lenguas glaciares de Leschaux y del Tacul, formando el glaciar Mer de Glace (Alpes franceses).

Foto 8.4. Pliegues en el hielo: antiformas y sinformas; destacan por las capas de tonos oscuros (hielo sucio y de recristalización en grietas). Glaciar Gorner, Alpes suizos.

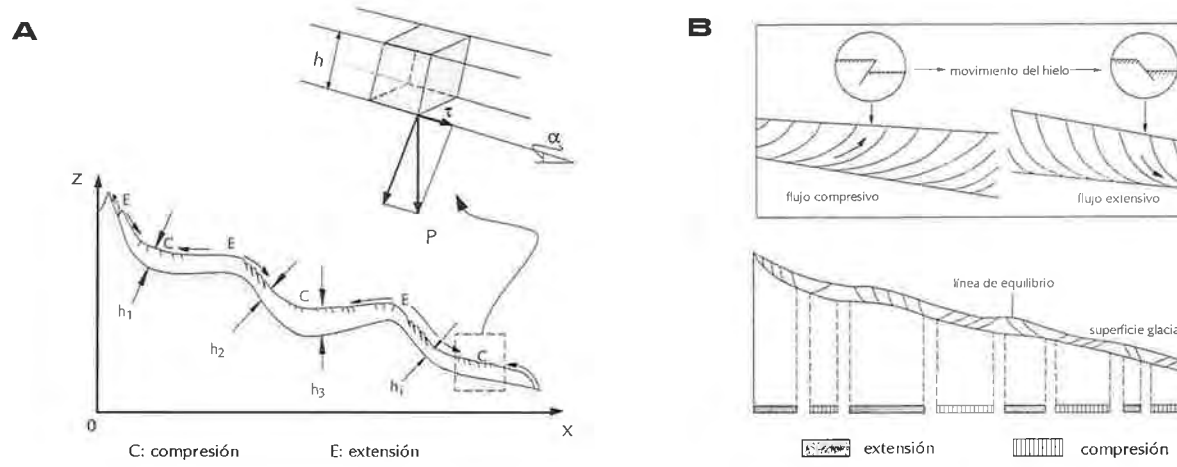


Figura 8.5. El desplazamiento glaciar se debe al impulso que ejerce la masa de hielo; por tanto, el empuje es función de su peso y la pendiente del terreno. Para el deslizamiento basal y sobre todo en glaciares confinados, aquél puede expresarse como en la autotraslación gravitacional (ver figura 6.1); así (figura **A**): $\tau = P \operatorname{sen}\alpha = \rho g h \operatorname{sen}\alpha$
siendo: τ, tensión tangencial de empuje en la base del glaciar (kg/cm²); ρ, densidad del hielo (≈ 0,9 g/cm³); g, aceleración de la gravedad (9,8 m/s²); h, espesor de la masa de hielo en un punto determinado (m); α, ángulo de pendiente en ese punto.

La velocidad del glaciar (v_i) puede referirse como un caudal (C_ϕ), es decir: volumen de hielo (V) que pasa por una sección (S) en la unidad de tiempo. En cada sección (S_i) el caudal se expresa simplificativamente (Nye, 1952): $C_\phi = S_i v_i = y_i h_i v_i$
siendo: (y_i) la anchura media del conducto ≈ cte en cada S_i para un glaciar consolidado; (h_i) el espesor; (v_i) la velocidad.
Dado un balance de masa (balance neto), el impulso correspondiente se aproxima a un valor constante, por tanto: $\tau = cte = \rho g h \operatorname{sen}\alpha$; como $\rho g = cte \Rightarrow h \operatorname{sen}\alpha = cte$. Por ello, las modificaciones locales del ángulo de pendiente α_i (escalones, contrapendientes, etc.), deben compensarse con modificaciones de igual magnitud en el espesor de la masa de hielo (h_i), tal como aparece en la figura **A**.
En consecuencia y para inclinaciones según el flujo: con $>\alpha_i \Rightarrow <h_i$; ó con $<\alpha_i \Rightarrow >h_i$. De igual manera, dado que $C_\phi \approx cte$, con $>h_i \Rightarrow <v_i$; ó con $<h_i \Rightarrow >v_i$. *Siendo*: $\alpha_i = d\alpha/dx$; $h_i = dh/dx$; $v_i = dv/dx$; x, distancia en la horizontal a la cabecera del glaciar. En el caso de inclinaciones contrarias al flujo (contrapendientes), las relaciones espesor-inclinación son opuestas a las descritas.
En suma y con un balance de masa dado: para cualquier tipo de inclinación, la velocidad es inversamente proporcional al espesor; el ángulo de pendiente es directamente (inclinaciones según el flujo) o inversamente (contrapendientes) proporcional a la velocidad; y el ángulo de pendiente es inversamente (inclinaciones según el flujo) o directamente (contrapendientes) proporcional al espesor.

En consecuencia, los cambios de pendiente en el lecho condicionan variaciones locales del flujo: un aumento de aquélla según el sentido del desplazamiento implica «estiramiento del hielo», es decir, un fenómeno extensivo; por la misma razón, una disminución y una contrapendiente implican lo contrario (figura **B**, según la interpretación de Nye, 1952). Estas variaciones también están relacionadas con los balances: al ir perdiendo masa el glaciar, en la zona de acumulación la velocidad media es mayor que en la de ablación; ello genera una «ralentización» progresiva que, de variar el equilibrio alimentación-ablación, puede originar despegues o sobreempujes. Estos fenómenos, unidos a las tensiones de rozamiento con el lecho y entre capas, son responsables de las deformaciones en el hielo: tanto *crevasses* o roturas, como pliegues, ojivas y foliación.

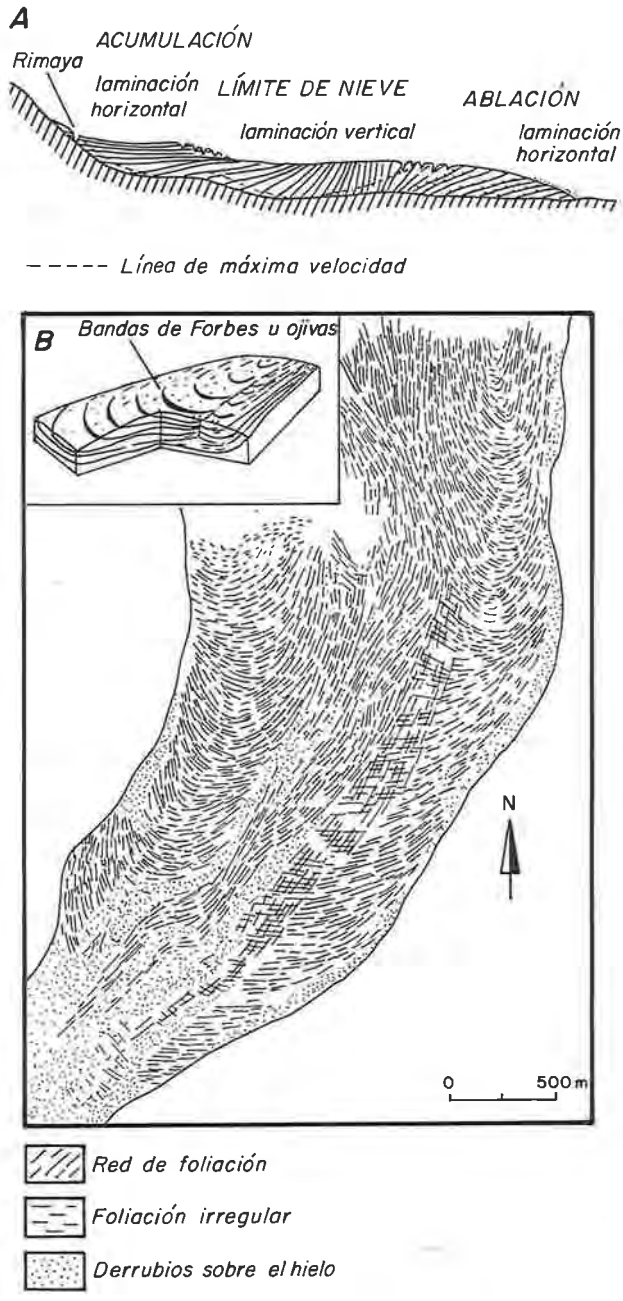


Figura 8.6. Estructuras en el hielo glaciar originadas por una respuesta de tipo dúctil a las tensiones de flujo: foliación, pliegues y ojivas.

El apilamiento o «sedimentación» de nieve da lugar a unas capas («estratificación» o laminación primaria) paralelas o subparalelas a la superficie que, como se aprecia en el esquema de la figura **A**, sufren notables modificaciones a lo largo del glaciar; esto genera una nueva disposición (laminación secundaria o «foliación») e implica deformaciones o «pliegues».

La foliación es producto de «arrastres» durante el flujo y puede ser paralela o cortar a la laminación original; la figura **B** muestra un ejemplo de estas estructuras en el glaciar Gulkana, Alaska.

Los pliegues son antiformas y sinformas producidas sobre las láminas o capas de «sedimentación» o acumulación. Un caso particular corresponde a *las ojivas* o «bandas de Forbes», llamadas así por ser este autor quien las definiera para el glaciar Mer de Glace en 1898; se trata de bandas alternantes, «oscuras-claras», formando arcos sucesivos debido a la deformación propia del flujo diferencial por el roce con las paredes confinantes (bloque diagrama figura **B**). Las bandas oscuras coinciden con hielo que pasó el verano formando barreras de *seracs,* sufre fusión-recongelación, y recrecimiento de cristales (es un hielo azul con una densidad de 0,91); las bandas claras son hielo esponjoso, con aire y cristales menores (densidad de 0,89), sin fusión-congelación y que formó la barrera de *seracs* durante el invierno protegido por la nieve (ver Reynaud, 1992).

La figura A está tomada de Reineck y Singh (1980); la B de Sudgen y John (1976). En ésta segunda, frente a las hipótesis descritas previamente, interpretan ojivas y foliación como geometrías resultantes por la intersección entre laminación primaria y superficie del glaciar.

Foto 8.5. Pliegues desarrollados en el hielo: ojivas; bandeado alternante (claro y oscuro) formando arcos. En primer término aparecen también *crevasses* transversales. Mer de Glace, Alpes franceses.

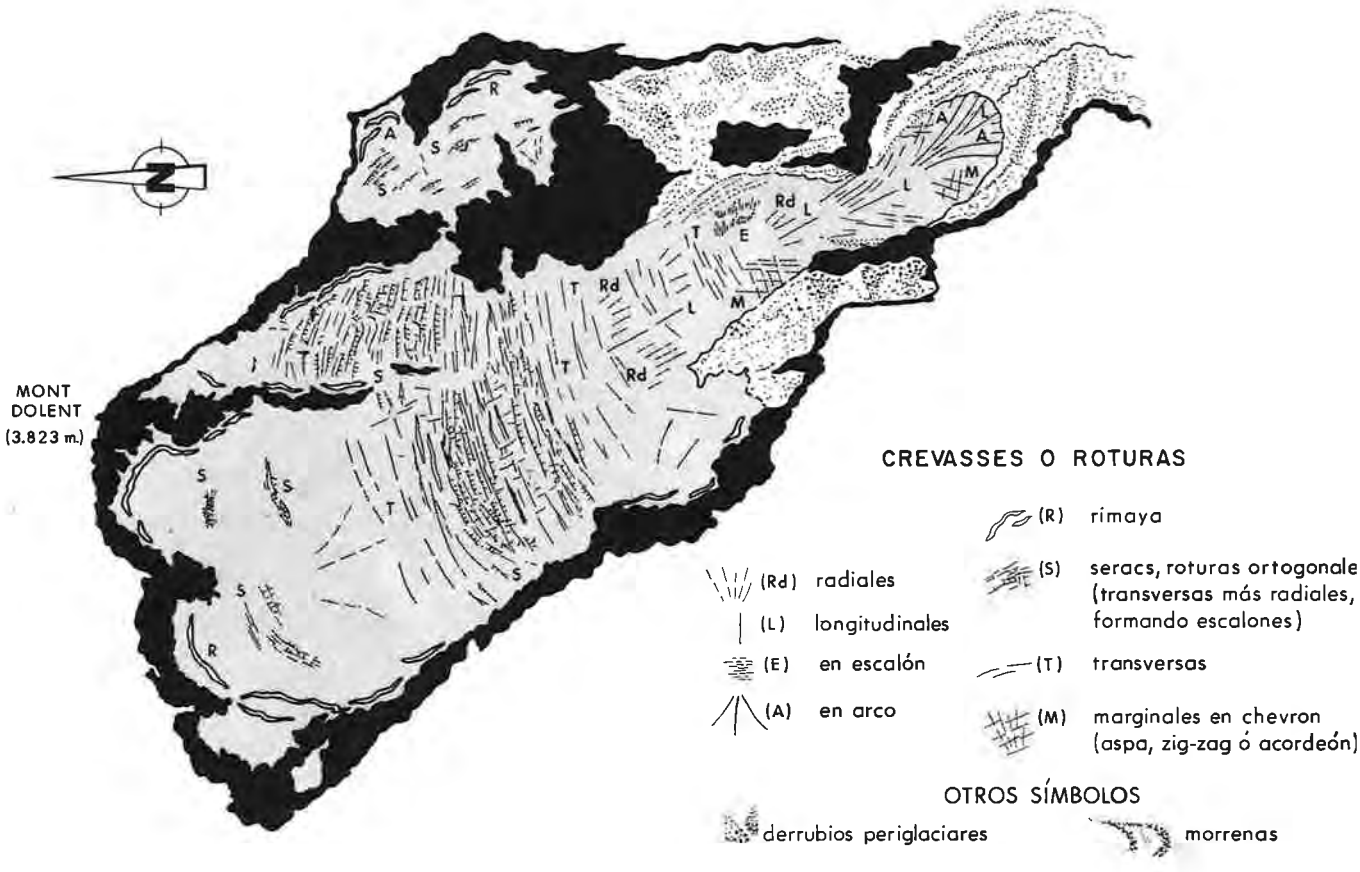


Figura 8.7. Estructuras en el hielo glaciar originadas por una respuesta frágil a las tensiones de flujo: *crevasses*.
Son roturas que permiten desplazamientos relativos entre bloques y tienen un carácter similar a las fracturas y fallas geotectónicas. Se clasifican según su posición y carácter, esto es: de despegue de la roca (rimaya); transversales, longitudinales y marginales en el glaciar; redes ortogonales (*seracs*), a veces en escalón o «saltos de falla» formando barreras.
Corresponden a flujos extensivos: *seracs,* (con algunas fallas compresivas), transversas y rimayas. Corresponden a flujos compresivos: longitudinales, radiales, en arco y en escalón marginales. Las marginales en aspa, o zig-zag, pueden ser debidas a ambos tipos de flujo.
La figura muestra la red de *crevasses* del glaciar Pré de Baar (macizo del Mont Dolent, Sal Ferret, Alpes centrales italianos), cartografiada mediante fotointerpretación (fotogramas de los años 1980 y 1989). En ella aparecen: en negro, el relieve confinante del glaciar; en blanco, parte del antiguo valle glaciar hoy ocupado por nichos de *névé*, derrubios periglaciares y el frente proglaciar actual; en gris, la masa de hielo.

empujes extrusivos o gravitacionales dependiendo del tipo de glaciar) y bajo condiciones termodinámicas modificables (según los parámetros de termicidad del hielo); por tanto, se trata de fenómenos de **fluencia**, comúnmente aludidos como flujo, y objeto de estudio en la física reológica o Reología.

El estudio de la dinámica glaciar o «Glaciología» debe basarse en la mecánica de fluidos, analizando deformaciones, circulación, física general, etc., del hielo; también será preciso tener en cuenta aspectos termodinámicos (cambios de fase), así como cristalográficos y petroestructurales (diagénesis, metamorfosis o metamorfismo a baja temperatura, carácter de los cristales y estructuras derivadas de comportamientos dúctiles y frágiles).

8.2. DINÁMICA GLACIAR: BALANCE DE MASA

Dado el control que ejerce sobre la dinámica, resulta imprescindible conocer en cada glaciar su relación **acumulación/ablación**, es decir, el **balance de masa neto** (diferencia entre ganancias y pérdidas absolutas). Consiste en realizar un balance hídrico, expresado como volumen de agua líquida equivalente. El procedimiento para obtener los datos puede ser analítico o sintético.

El procedimiento analítico es complejo, ya que únicamente hay dos parámetros fácilmente accesibles: la precipitación sólida, evaluable directamente mediante nivometría; y las pérdidas por fusión, estimables aforando los caudales en las surgencias del frente glaciar.

MORFOGRAFÍA Y BALANCE DE MASA

Asociados al balance de masa y la estructuración morfológica del dominio glaciar, aparecen términos no siempre utilizados adecuadamente; éstos son: ablación/acumulación, zona de ablación/centro o zona de acumulación y cuenca de alimentación/zona de descarga.

***Ablación** hace referencia a cualquier pérdida de masa de hielo, sin especificar qué fenómeno la origina ni el punto del glaciar donde ocurre (algunas consideraciones, incluyen únicamente las pérdidas por fusión, evaporación y sublimación);«ablación bruta» es la suma de las pérdidas absolutas y relativas (p. ej., aguas de fusión que abandonan el glaciar, más las que quedan retenidas y pueden recongelar), y «ablación neta» son las pérdidas absolutas. **Acumulación** es el proceso inverso; «acumulación bruta» es la suma de las ganancias absolutas y relativas (p. ej., precipitación total), y «acumulación neta» son las ganancias absolutas (p. ej., precipitación retenida).*

***Zona de ablación** corresponde al área en la cual predominan las pérdidas de masa; ésta finaliza en los bordes o frentes de «ablación total», donde desaparece el glaciar. En el **centro o zona de acumulación**, por el contrario, predominan las ganancias de masa y allí tiene lugar el apilamiento y transformación (diagénesis) de la nieve.*

Cuenca de alimentación y zona de descarga, son conceptos dinámicos más que fisonómicos.

*La **cuenca de alimentación** es el dominio territorial del glaciar que recoge toda la masa de agua (sea sólida o líquida y debida a la precipitación u otro fenómeno como aludes o avalanchas) que irá a parar a su zona de acumulación; presenta los siguientes rasgos:*

- No presupone una fisonomía específica, ni para la masa de hielo ni sobre el relieve circundante o confinante.
- Aunque generalmente coincide con la zona de acumulación, no siempre es así; a veces existen alimentaciones subsidiarias procedentes de dominios aledaños.
- Es propia de todo tipo de glaciares y no debe entenderse como sinónimo de «circo»; éste es una de sus posibles fisonomías en glaciares confinados al relieve.
- Su delimitación puede hacerse: siguiendo las divisorias hidrográficas sobre relieves mixtos hielo-roca (para glaciares confinados), o sobre la masa de hielo (para glaciares no confinados).

*La **zona de descarga** es el dominio territorial a través del cual fluye la masa de hielo hacia los frentes o bordes de ablación; presenta los siguientes rasgos:*

- Implica un fenómeno de tránsito o circulación del hielo y se opone o prosigue al de acumulación-estabilización-transformación.
- No presupone una fisonomía específica, ni ningún balance de masa determinado.
- Aunque generalmente coincida con la zona de ablación, no siempre es así; la aparición de masas afluentes obliga a las receptoras a reajustar su balance que, aun circulando en zona de descarga, al menos momentáneamente no será zona de ablación.
- No es asociable a una tipología concreta de glaciar y tampoco debe utilizarse como sinónimo de «lengua» o «valle»; ambas son fisonomías particulares del hielo y el relieve, respectivamente, que pueden desarrollarse en esta zona, pero ni son únicas ni exclusivas de ella.

Junto a los parámetros anteriores, otros resultan difíciles de calcular; así ocurre con ganancias procedentes de cuencas aledañas, pérdidas hacia las mismas o aquéllas que no se deben a fusión. Al primer grupo pertenecen sobrealimentaciones de nieve, hielo o agua, por ventiscas, aludes, avalanchas y surgencias; al segundo, salidas de nieve, hielo o agua, por ventiscas, aludes o avalanchas e infiltración, así como pérdidas por sublimación y desmembramientos de bloques.

El procedimiento sintético mide cambios de espesor ocurridos en la franja superficial del glaciar a lo largo del tiempo, reconvirtiéndolos a ganancias y pérdidas de masa; los controles deben repartirse adecuadamente entre las zonas de ablación y acumulación. Estos cálculos sirven para ajustar los métodos cuantitativos, ya que permiten evaluar los parámetros difíciles de medir.

En este segundo procedimiento las técnicas tradicionales (estacas, regletas graduadas, etc.) han dado paso a otras con mayor precisión, como pueden ser topografía láser, geofísica, y teledetección multiespectral. Así determinan también la posición de la **línea de equilibrio**, o línea formada por todos aquellos puntos en los cuales el balance de masa es cero.

A nivel aproximado, la «línea de equilibrio» coincide con aquélla que, en períodos de máximo estiaje, separa las zonas del glaciar donde aún queda nieve reciente y donde ya desapareció por fusión anual. En algunos glaciares ese límite está bien marcado y la diferencia entre zona de acumulación y ablación es muy neta, sin embargo, en otros corresponde a una franja difusa donde se mezclan hielo reciente, neviza y nieve (p. ej., glaciares con una frecuencia de oscilaciones muy alta).

Dado que el balance de masa controla el volumen total de hielo y éste los empujes, a él se asocian determinadas

modificaciones que sufre cada glaciar en sus características geométricas (engrosamiento, adelgazamiento, oscilaciones de su frente, etc.) y dinámicas (aceleraciones y ralentizaciones, velocidad media y máxima, etc.).

Los cambios morfométricos en un glaciar ya consolidado sobre su dominio territorial, pueden ser locales o generales. Los primeros responden a flujos extensivos y compresivos condicionados por la morfología del lecho, produciendo, respectiva y sectorialmente, alargamientos o engrosamientos (ver figura 8.5). Los segundos están ocasionados por variaciones en el balance de masa: si son positivas aumenta el hielo acumulado, si son negativas disminuye. Estos fenómenos se traducen en engrosamientos o adelgazamientos de todo el glaciar y oscilaciones de su frente; por ello resultan especialmente importantes para conocer la secuencia evolutiva de los hielos sobre la superficie terrestre.

A nivel funcional, avances y retrocesos de un glaciar son la «respuesta» a las variaciones en su balance de masa: los engrosamientos, debidos a balances positivos, quedan reflejados mediante un avance de su frente; los adelgazamientos, debidos al balance negativo, provocan el retroceso del mismo.

Dadas sus características, la zona de acumulación soporta inicialmente estos cambios, transmitiéndolos al resto del glaciar. Al igual que ocurre en una corriente fluvial con las ondas de crecida y estiaje, las variaciones en el balance de masa son estímulos o «perturbaciones» (engrosamientos y adelgazamientos) que se propagan, como «ondas cinemáticas», desde la zona de acumulación pasando por la de descarga hasta el frente, donde aparecerán «reflejadas» (en avances y retrocesos) tras un período determinado correspondiente al «tiempo de respuesta».

Magnitud de la perturbación (valor del cambio en el balance de masa) y tipo de circulación propia del glaciar, controlan el tiempo de respuesta: la primera es función del clima (régimen nivológico y térmico), la segunda de la morfología en la cuenca de alimentación y zona de descarga (tipo, longitud, desarrollo, pendiente, etc.), así como de la reología y dinámica del hielo (termicidad, flujo, desplazamiento, etc., del glaciar).

Para conocer el tiempo de respuesta no basta considerar la velocidad media del glaciar, dado que a ella se superponen efectos de «reforzamiento» o «atenuación» ocasionados por las oscilaciones en la línea de equilibrio y reajustes en el flujo.

Una «perturbación» o balance positivo, provoca engrosamiento del glaciar y desplaza su línea de equilibrio hacia el frente; ambos fenómenos se suman a la velocidad normal del hielo y «refuerzan», a su vez, la propagación en la onda de avance. Con una «perturbación» o balance negativo ocurre un efecto contrario: aleja su línea de equilibrio respecto al frente glaciar, provoca adelgazamiento y ralentiza la velocidad del hielo; esto «atenúa» la propagación en la onda de retroceso. Para un glaciar cualquiera, todas estas circunstancias conducen a tiempos de respuesta menores ante perturbaciones positivas (aumento en los hielos acumulados) que ante las negativas (disminución en los hielos acumulados).

8.3. ACCIONES ELEMENTALES EN UN GLACIAR: FORMAS Y DEPÓSITOS

En todo glaciar, pero especialmente en los de valle, las acciones elementales presentan una estructuración muy marcada y, por tanto, es factible su análisis según las modalidades características de erosión, transporte y sedimentación.

8.3.1. La erosión

Independientemente de la acción conjunta con el transporte y su consecuente efecto global de vaciado, el hielo glaciar ejerce sobre su lecho rocoso o «subglaciar» unas acciones de desgaste y arranque.

- *El desgaste*, denominado genéricamente **abrasión**, está producido por materiales que transporta el hielo y llegan a rozar con las paredes del lecho. La mayor o menor eficacia de todo este proceso está en función, tanto del tipo y cantidad de masa movilizada por el glaciar (mayores durezas y volúmenes transportados originan mayor abrasión), como de las cualidades físicas de ambas zonas en contacto: masa de hielo y lecho rocoso.

Al hielo se deben las tensiones de flujo y aquéllas otras internas (cohesión y cizalla) que mantienen atrapados los derrubios. Las primeras regulan la energía transmitida al lecho mediante fricción y empuje; son función del espesor y velocidad del glaciar. Las tensiones internas dependen de la termicidad y compactación del hielo que, para seguir transportando los clastos, precisa contrarrestar las tensiones de resistencia por el roce con las paredes confinantes.

Al lecho rocoso se deben tensiones de resistencia a la fricción, desgaste o abrasión; en general están controladas por micromorfologías propias de los materiales que lo constituyen y, en particular, por su dureza relativa y consolidación frente a los transportados por el hielo.

- *El arranque*, denominado genéricamente ***plucking*** (figura 8.8), lo origina el empuje del hielo (incluidos los materiales que transporta) y los acuñamientos por ciclos hielo-deshielo que afectan a las rocas del lecho. La mayor o menor eficacia del proceso está regulada por factores como: velocidad y espesor del glaciar, que controlan la tensión de empuje; consolidación del lecho frente al grado de plasticidad del hielo; estructura o fisuración en la roca facilitando el arranque; y, por último, las cualidades térmicas del glaciar posibilitando o no fusión (con la penetración de agua líquida en las grietas del lecho) y recongelación (con la consiguiente expansión del hielo y rotura de la roca).

Derivado de estos fenómenos, aparecen «elementos morfológicos» catalogables como micro y mesoformas; los más comunes son:

Pulidos. Caracterizan algunas zonas del lecho o derrubios transportados que, regular y persistentemente, están sometidos a roces mutuos o con el hielo. Se trata de superficies uniformizadas por desgaste, sobre materiales capaces de soportar tensiones de fricción-empuje, continuas y generalmente masivas, sin desagregarse.

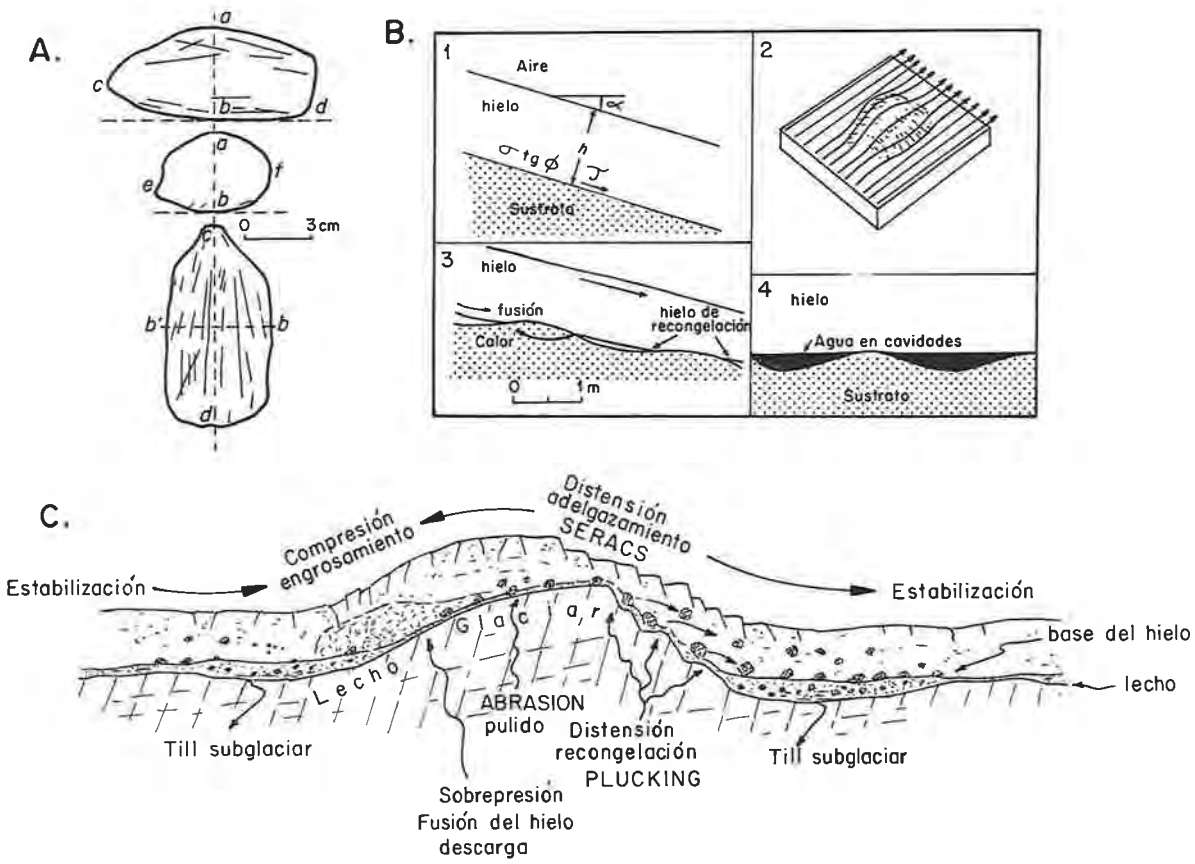


Figura 8.8. Acciones del hielo glaciar en el lecho.
A) Tipos de clastos con estriado (rayas) que aparecen en un *till* subglaciar (sedimentos «bajo» el hielo). Según Flint (1971).
B) Esquema general: 1, fuerzas implicadas en el movimiento del hielo (α, ángulo de pendiente; τ, tensión de empuje; σ, tensión normal; ϕ, ángulo crítico); 2, líneas de flujo alrededor de un obstáculo, indicando la deformación plástica del hielo; 3, proceso inducido de fusión-recongelación, debido a las variaciones de tensión por un obstáculo; 4, depresiones con aguas de fusión que reducen el contacto entre la masa de hielo y el lecho (modificada de Selby, 1985).
C) Esquema aproximado del comportamiento glaciar frente a un obstáculo de dimensiones apreciables; relación con su espesor y generación de pulidos, abrasión, arranque, aborregamiento, etc.

Estrías. Localizadas tanto en superficies rocosas del lecho como en derrubios transportados, que han estado sometidos al roce mutuo temporalmente. Son microincisiones lineales discontinuas y de distribución heterogénea, pero orientadas según el desplazamiento del hielo. Corresponden a roces y desagregaciones microgranulares en materiales que, sin importar cuál sea su dureza, muestran suficiente compactación, homogeneidad y consistencia, como para soportar tensiones por fricción concentradas puntualmente, sufriendo desagregaciones muy limitadas (figura 8.8A).

Acanaladuras. Aparecen sobre rocas del lecho y únicamente en aquellos derrubios transportados que tienen notable dimensión. Se trata de mesoconcavidades más o menos continuas y lineales según el desplazamiento del hielo, generadas por arranques y pulidos o simplemente por sobrepulido diferencial; en ambos casos responden a la canalización de empujes y roce, bien sobre irregularidades iniciales en la roca, bien por una alineación preferente de derrubios transportados (si las acanaladuras están sobre los materiales del lecho). Suelen presentarse sobre materiales consistentes y con cierta heterogeneidad por diaclasado, fracturas o cambios litológicos, que favorecen su desagregación selectiva.

Rocas aborregadas (*roches moutonnées*). Resaltes rocosos propios del lecho basal, con fisonomía hemiovoidea orientada según el movimiento del hielo, que han experimentado fuerte abrasión. A veces son muy disimétricos y

Foto 8.6. Roca aborregada parcialmente cubierta por *tills* correspondientes al retroceso actual del hielo (últimas décadas). Pueden apreciarse: pulidos, acanaladuras, estrías, huellas de arranque y choque, incluso una fractura de empuje (derecha de la imagen). Glaciar Gorner, Alpes suizos.

con pendientes contrastadas a causa del arranque *(plucking)* en su frente opuesto al flujo (figura 8.8B y C). Si la abrasión fue uniforme y los resaltes están alargados según el movimiento del hielo, dan fisonomías bastante regulares que, por su similitud con otras propias de los *till*, se denominan «*drumlins* rocosos» (figura 8.8.B2).

Cubetas u **ombligos**. Depresiones con dimensión variable, debidas al vaciado o sobreexcavación (arranque concentrado y persistente) en el lecho basal de un glaciar; una vez retirado el hielo pueden ser colmatadas por sedimentos posteriores (fluvioglaciares, *tills* correspondientes a otra etapa, suelos turbosos, glaciolacustres, etc.) o quedar formando lagos y lagunas.

Huellas de arranque y **choque**. Irregularidades o rugosidades con dimensiones milimétricas o centimétricas, formando microconcavidades, resaltes, roturas y descamaciones. Aparecen sobre superficies rocosas del lecho o derrubios transportados, normalmente pulidas, consistentes y de gran dureza; se deben a desagregaciones puntuales en zonas que posteriormente no uniformizó la abrasión.

Fracturas de empuje. Microdiaclasados, en su mayoría curvilíneos, sobre sustratos rocosos de gran dureza y consistencia. Se producen por sobretensiones de empuje que suelen responder a esfuerzos concentrados en zonas de debilidad (diaclasado original, microfracturas y cambios litológicos); algunas teorías también las explican como fenómenos de relajamiento-expansión al desaparecer la masa de hielo.

8.3.2. El transporte

Toda la carga transportada por el hielo, es aludida genéricamente como **derrubios glaciares**. Este término, a veces utilizado también para referir depósitos, procede del inglés *glacial drift* y fue introducido por Geikie en 1863 para denominar «depósitos de arcillas y bloques, abandonados por corrientes de hielo»; son los que Lyell (1830-1833, refs. 1847, 1990-1991) había citado como «materiales abandonados por masas de hielo flotantes, que van a la deriva, o icebergs». Estos antecedentes, una vez fue conociéndose mejor el glaciarismo, dieron lugar al término **bloques erráticos**: grandes bloques depositados por el hielo y que, más o menos aislados, destacan sobre «llanuras o colinas» de sedimentos o pulidos glaciares.

Drift, en su origen, expresa: corriente de aire o agua; algo llevado por la corriente; amontonamiento (de nieve, arena, etc.); deriva, ir a la deriva. El lenguaje geológico en castellano lo aplica al litoral (deriva costera) y al transporte de materiales heterogéneos (acarreo de derrubios o detritos) que serán depositados sin apenas transformación (acumulaciones de derrubios o detritos); este segundo significado es el usual en un contexto glaciar.

El «acarreo de derrubios» por un glaciar se realiza según dos modalidades: una «pasiva» y otra «activa»; ambas dependen de la posición que ocupen aquéllos respecto a la masa de hielo (cuadro 8.4, figura 8.9).

En *la modalidad pasiva*, las transformaciones estructurales, texturales y mineralógicas son mínimas; es una carga transportada en sentido estricto, es decir: «llevada» por la masa de hielo sin que llegue a estar nunca en contacto con el lecho glaciar. Así ocurre con derrubios soportados y englobados.

La modalidad activa corresponde a materiales que, en mayor o menor grado, van a estar afectados por tensiones de arrastre, roce y empuje. Cuando quedan «fuera del dominio del hielo» en su zona proglaciar y marginal, serán empujados y posiblemente deformados. Con aquéllos otros localizados «en el dominio del hielo», pueden darse tres situaciones:

1ª) Los «subglaciares no contenidos», es decir, que forman el lecho, sufren arrastre-empuje o roce, con posible deformación, pulido y desgaste; esta zona del glaciar se denomina de «transporte por tracción».

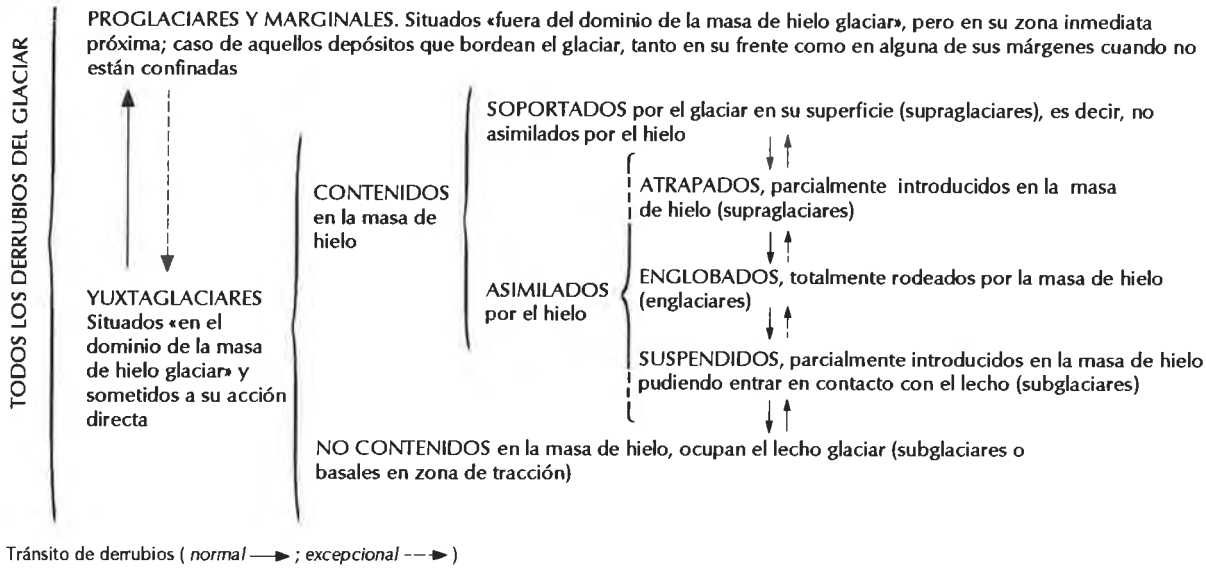
2ª) Los «subglaciares basales suspendidos», al estar en contacto directo con el lecho, sufren el roce con posible pulido y desgaste.

3ª) Los «subglaciares no contenidos/contenidos, alternativamente», dado que en ocasiones forman parte del lecho y en otras son reasimilados por el hielo, están sometidos a ambas modalidades de transporte: son arrastrados y empujados sobre el lecho o van suspendidos en el hielo. Este fenómeno, por similitud con las acciones fluviales o eólicas, podría aludirse como «seudosaltación».

Todos estos derrubios transportados en el glaciar, tienen dos áreas de procedencia distintas: una interna y otra externa a la masa de hielo. En el primer caso provienen del lecho, siendo liberados por *plucking*: empuje y arrastre en rocas coherentes o arrastre en rocas poco consolidadas. Los de procedencia externa son suministrados al glaciar desde los relieves circundantes (crestería, *horns*, aristas, *nunataks*, etc.) y llegan al hielo mediante la acción de procesos asociados, básicamente periglaciares, gravitacionales y nivo-torrenciales (ver figura 8.9).

Foto 8.7. Derrubios transportados por el hielo. A la izquierda: supraglaciares, contenidos-soportados en la superficie (glaciar Mer de Glace, Alpes franceses). A la derecha: subglaciares, contenidos-suspendidos en la base; puede observarse la diferencia de tonalidad entre el hielo superior limpio y el inferior con derrubios (glaciar Gorner, Alpes suizos).

Cuadro 8.4. Transporte de materiales (derrubios) en un glaciar.



La estructura general de la clasificación y algunos términos, se introducen en esta obra; así ocurre con: asimilados, atrapados, contenidos, englobados y soportados, al referir la posición de los derrubios. Ciertos términos, como yuxta-, pro-, y englaciar, son ya clásicos en glaciarismo; finalmente, subglaciar y zona de suspensión están utilizados siguiendo una de las alternativas posibles, ya que existe cierta polémica al respecto.

- **Subglaciar** aparece según diferentes opciones:
  1. En ocasiones, poco frecuentes, denomina la masa de hielo que está directamente en contacto con el lecho.
  2. El uso más generalizado, que es el adoptado aquí, considera como tal todo el conjunto de interacción entre el glaciar y su lecho. De esta forma, la zona subglaciar está constituida por tres tramos: el inferior de la zona englaciar hasta un límite superior poco preciso, si bien, al establecerlo debe tenerse en cuenta su capacidad para intercambiar derrubios con el lecho; el denominado «basal», correspondiente a la masa de hielo directamente en contacto con el lecho y que transporta los materiales suspendidos; y por último, el «lecho» glaciar con sus materiales.
  3. A veces usan «basal», y no «subglaciar», para denominar todo el área de interacción entre el glaciar y su lecho. Según las modalidades de transporte, definen dos zonas: una superior con transporte pasivo o «zona de suspensión», y otra inferior con transporte por arrastre y empuje o «zona de tracción».

- **Suspensión y zona de suspensión** son términos empleados por aquéllos que manejan la tercera alternativa de las analizadas previamente, especialmente Boulton (ver cuadro 8.5), y alude al transporte en el interior del hielo. Dado que no consideran de forma precisa las interacciones hielo-lecho glaciar, hoy apenas se utiliza. Sin embargo, resulta apropiado mantenerlos para expresar la modalidad de transporte basal, es decir, modificando su significado inicial y aplicándolos a aquellos derrubios que están asimilados por la masa de hielo pero no englobados en su conjunto; por tanto, van «colgados o suspendidos en la base del glaciar a modo de incrustaciones en relieve» y terminarán por pasar a «no contenidos».

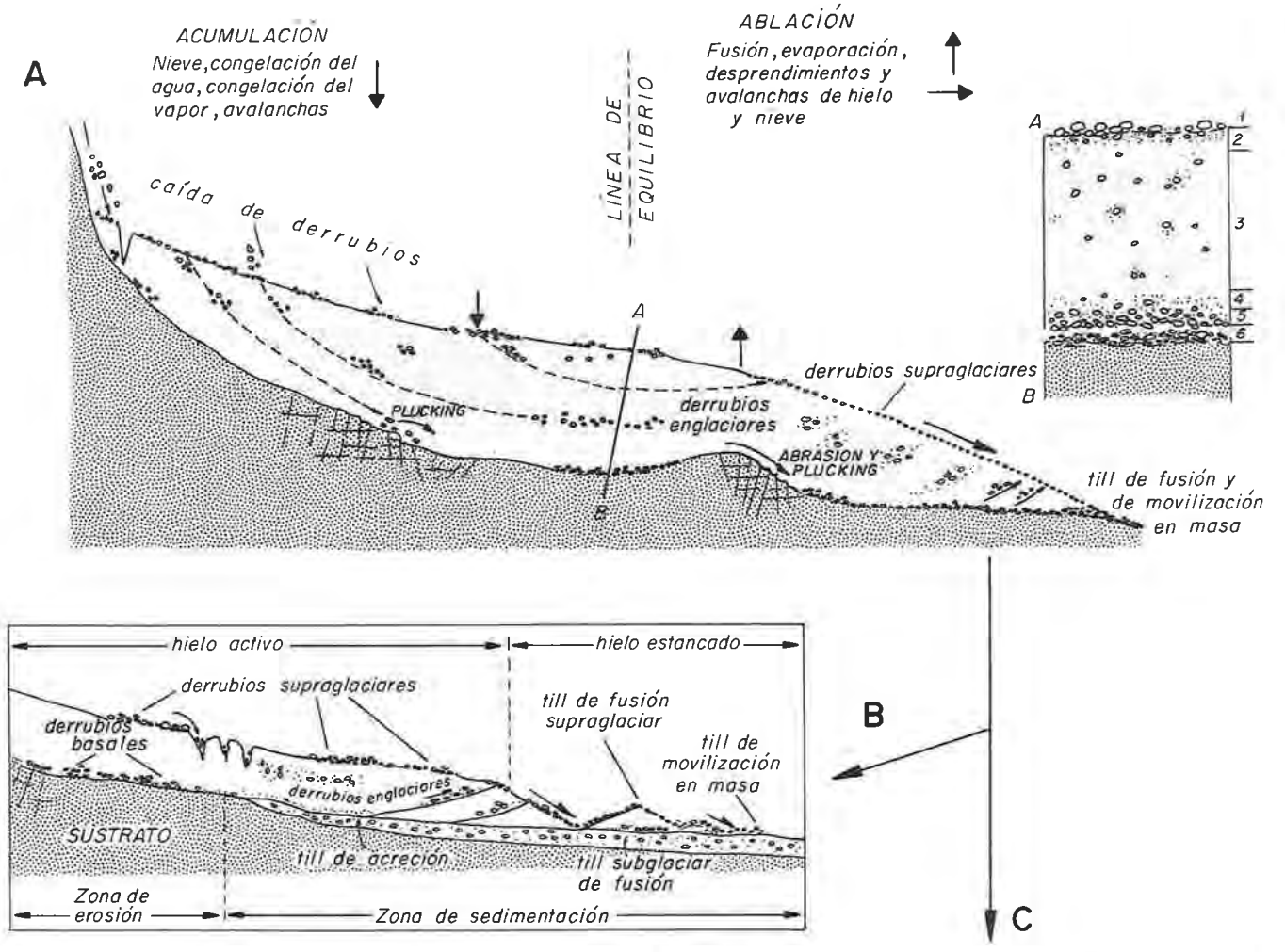


Figura 8.9. Derrubios y sedimentos a lo largo del glaciar.
A. Esquema general donde se indica: procedencia, tránsito dentro del hielo, y alojamiento en el lecho y frente del glaciar formando *tills*.
El corte (en la parte superior derecha) muestra la posición de los derrubios yuxtaglaciares: 1, soportados supraglaciares; 2, atrapados supraglaciares; 3, englobados englaciares; 4, englobados subglaciares; 5, suspendidos subglaciares; 6, no contenidos subglaciares.
B. Transporte y sedimentación en la zona terminal de un glaciar continental; se indica la separación entre erosión-sedimentación, y su correspondencia con hielo activo-hielo inactivo.
C. Sedimentación debida a un glaciar de plataforma (marino o lacustre): distintas facies y aporte de bloques a los sedimentos marinos (*dropstones*).
B y C según la interpretación de Hambrey y Alean (1992).

Foto 8.8. Tipologías de *tills* subglaciares, de edad pleistocena, en la Sierra de Gredos (Sistema Central).

Superior izquierda: *till* de deformación; la empuñadura del martillo apoya sobre el sustrato granítico y la piqueta sobre el *till* (Prado de la Casa). Foto C. J. Dabrio.
Superior derecha: *till* de fusión; destaca su heterometría, estructura masiva e intercalación de lentejones con limos, arenas y gravas. Éstos últimos (centro de la foto), en los que puede apreciarse una laminación muy nítida, corresponden a sedimentos de corrientes fluvio-subglaciares (Garganta de los Caballeros).
Inferior: *till* de acreción; es característico en estas tipologías su contenido en material fino, presencia de clastos englobados, incluso algún bloque, y la tenue estructuración debida a las secuencias deposicionales (Garganta de los Caballeros).

8.3.3. La sedimentación: tipos de tills

En derrubios transportados por un glaciar, la sedimentación es un abandono de carga al fundir el hielo, variar las tensiones de atrape, o cesar el empuje y arrastre (tracción). Tiene lugar según tres modalidades básicas:

- **Deformación**. Estabilización de masas rocosas previamente arrancadas del sustrato, al cesar aquellas tensiones de arrastre que producen su desplazamiento.
- **Acreción**. Acumulación de materiales que van cayendo al lecho desde la zona de transporte en suspensión y puede compararse, por tanto, a la decantación en un medio fluido; en estos casos los depósitos muestran una estructuración incipiente, debida a sucesivas etapas de «apilamiento».
- **Fusión**. Abandono masivo de derrubios por un cambio de fase (fusión) en el hielo que los contenía. Este fenómeno puede implicar: bien la desaparición del glaciar en esa zona (ablación), liberando toda su carga contenida (supra, en y subglaciar); bien una pérdida parcial de hielo (fusión *s.s.*), coexistiendo hielo-agua de fusión y liberando únicamente derrubios asimilados (básicamente suspendidos y a veces englobados).

Los sedimentos derivados del hielo glaciar forman acumulaciones no consolidadas, que reciben el nombre genérico de ***tills***; así ocurre con los actuales y subactuales, todos ellos cuaternarios. Si han experimentado transformaciones y aparecen compactados o litificados, se les denomina ***tillitas*** y normalmente son pre-cuaternarios.

Un *till* es un «cuerpo de roca» formado a partir de derrubios glaciares, y alojado en su posición por fenómenos derivados directamente de la dinámica del hielo (*till* primario) u otros asociados (*till* secundario). Son materiales detríticos con características diamícticas (no seleccionados), no litificados, textura polimodal (desde términos pelíticos a grandes bloques) y cuyos clastos suelen presentar huellas debidas a las acciones durante el transporte: estriado, marcas de choque, pulido, etc.

La clasificación normalizada para estos depósitos se debe a la Comisión de la INQUA (cuadro 8.5), recopilada a partir de varios autores (ver Goldthwait y Matsch, 1989; Eyles, 1983); todos esos datos, e introduciendo ligeras variantes (ver cuadro 8.4), permiten aproximar una descripción resumida como sigue:

1) Grandes grupos o clases de tills

a) Según el proceso general de sedimentación.

- ***Till* primario u orto-*till***. «Cuerpo de roca» formado a partir de derrubios glaciares y originado por fenómenos derivados directamente del flujo del hielo: fusión, acreción y deformación por arrastre.

- ***Till* secundario o alo-*till***. «Cuerpo de roca» formado a partir de derrubios glaciares y originado por fenómenos asociados o añadidos a los derivados directamente del flujo del hielo; normalmente, procesos gravitacionales y deformaciones de empuje.

b) Según la posición que ocuparon los materiales durante el transporte.

- ***Till* supraglaciar**. «Cuerpo sedimentario» compuesto por derrubios procedentes de las zonas supra y englaciar, excepto la basal; son materiales que fueron soportados o englobados en la masa de hielo y, por tanto, sufrieron un transporte pasivo o casi pasivo sin huellas de las acciones glaciares.

- ***Till* subglaciar**. «Cuerpo sedimentario» compuesto por derrubios, bien procedentes de las zonas basal de suspensión y englaciar de intercambio, bien removilizados del lecho por tracción. Corresponden a materiales variados, ya que fueron: englobados parcialmente, no contenidos que formaron el lecho subglaciar, y no contenidos-contenidos alternativamente. Todos ellos sufrieron un transporte activo, por tanto los clastos presentan frecuentes huellas de arranque y desgaste (estriados, pulidos, etc.).

2) Tipos de tills primarios

- ***Till* supraglaciar de fusión**. Está originado por un proceso de fusión total del hielo y fosiliza a todos los *till* subglaciares. Sin embargo, queda parcialmente cubierto, interestratificado o modificado por materiales y procesos sin o postsedimentarios: edafizaciones, complejos fluvioglaciares, erosión, etc. Lo componen todo tipo de materiales, si bien, dado que se forman a expensas de derrubios supra y englaciares, abundan los de granulometría gruesa. Suele presentar deformaciones, a veces por el hielo activo, aunque las más frecuentes están asociadas a colapsos sobre hielos fósiles o estancados. En algunas nomenclaturas, se alude a estos tipos de *till* como de **ablación** o también de **fusión-sublimación**.

- ***Till* subglaciar de fusión**. Originado mediante un proceso de fusión parcial del hielo basal y, en ocasiones, englaciar. Su potencia es variable y le caracteriza una interestratificación con depósitos fluvio-subglaciares. Está formado por todo tipo de material y suele localizarse sobre un *till* de acreción y bajo otro supraglaciar. A veces presenta deformaciones sin y postsedimentarias, debidas a empujes del glaciar y a los colapsos que producen las masas de hielo estancado en el frente de fusión.

- ***Till* subglaciar de acreción**. Formado sobre el lecho subglaciar, al acumularse o «alojarse» materiales «caídos» desde la zona basal de suspensión. Dichos materiales están liberados por cambios que experimenta la masa de hielo casi permanentemente (deformación, plasticidad, empaquetamiento, de fase, etc.) y dan lugar a pérdidas puntuales, aunque generalizadas, en su capacidad para el atrape de derrubios. Éstos, una vez alojados en el lecho subglaciar, son ligeramente reelaborados: bien les asimila de nuevo el hielo, los desplaza por tracción, deforma, etc.; en cualquier caso, las modificaciones no serán sustanciales ya que conservan múltiples estructuras sinsedimentarias.

Contienen abundante material fino, a veces llamado **harina glaciar**, que «empasta» los clastos (en los cuales aparecen frecuentes huellas de abrasión), cierta compactación, estructura en bandas o capas de acreción y algunas microdeformaciones por flujo (como foliación y planos de cizalla). Son *tills* muy continuos y uniformes, tanto en espesor como orientación del material grueso según la dirección del flujo, y se localizan directamente sobre el lecho o sobre un *till* de deformación.

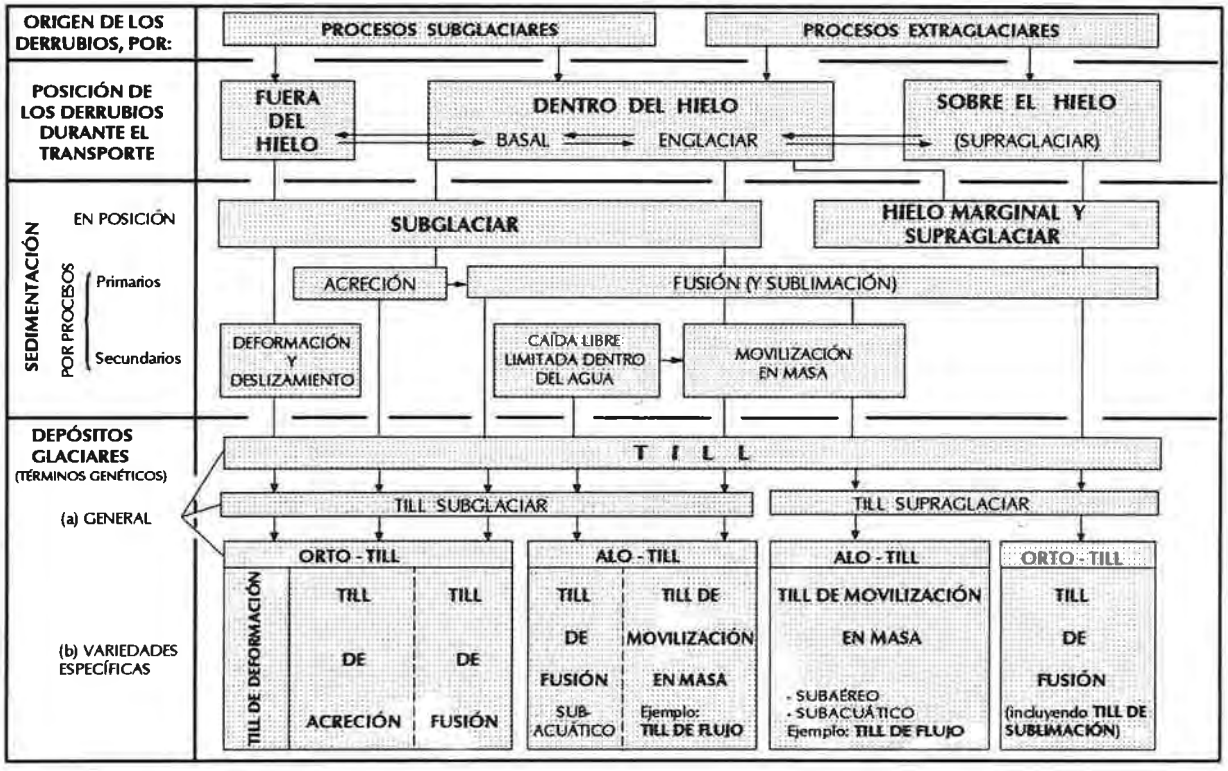
- ***Till* subglaciar de deformación**. Compuesto por una masa rocosa (o formación similar) que fue movilizada en conjunto y, sin apenas sufrir transformaciones, desplazada desde su posición original en el lecho a otra zona del mismo según la dirección del flujo; durante este proceso el hielo puede asimilar parte de los materiales, que pasan a ser contenidos. Corresponden a *tills* discontinuos, de potencia variable y normalmente muy consolidados.

3) Otras tipologías de tills

Los ***tills* de movilización en masa** están originados por procesos gravitacionales, en general tipo flujo de barro o deslizamiento, e incluyen siempre material heterométrico. Afecta tanto a derrubios depositados previamente por el hielo, como a otros que están siendo transportados en la zona supraglaciar y experimentan un notable desplazamiento pasando a ser no contenidos. En este último caso, pueden constituir un cuerpo de roca en la zona proglaciar o marginal y, por tanto, son *tills* secundarios frecuentemente asociados a formaciones morrénicas laterales o marginales y frontales.

Los términos ***till* proglaciar** y ***till* morrénico supraglaciar** de algunas clasificaciones, aluden al progresivo abandono de carga supraglaciar en la zona frontal o marginal, cuando el glaciar está relativamente estabilizado o en avance. Pueden originar crestas o alineaciones morrénicas, superpuestas a otras formaciones de *tills* o directamente sobre el sustrato rocoso extraglaciar. Todos ellos implican sedimentación por caída, deslizamiento y flujo desde el hielo, es decir, procesos secundarios; estas circunstancias genéticas hacen que se les asimile a «*tills* de movilización en masa» evitando el término «morrénico»; en realidad, corresponden a los «*tills* secundarios asociados a formaciones morrénicas» ya descritos previamente.

Cuadro 8.5. Tills: tipologías y procesos.



Esta clasificación y su terminología, la más generalizada actualmente para estudios sobre sedimentos glaciares, corresponde a la síntesis que realizara Dreimanis (1982, ref. 1989), siendo normalizada por la INQUA en 1988 (**a**).

Otra clasificación similar a la anterior, y hasta cierto punto alternativa, es la de Boulton, introductor en 1971 de los términos *till* supraglaciar (de flujo y fusión) y subglaciar (de fusión y acreción), entre otros. Aunque Boulton publicara un primer ensayo de la misma en 1980, la definitiva está contenida en un trabajo de Eyles (1983) (**b**).

Para evitar problemas de interpretación inadecuada, se ha tratado de respetar al máximo el significado original, traduciendo «no literalmente». Teniendo presente esa alternativa de Boulton y aquellos cambios que puede ocasionar la traducción, interesa destacar:

1) *Glacier* y *glacial*, aquí han sido interpretados, respectivamente, como: «masa de hielo» o «glaciar» (simplemente hielo, de sobreentenderse que está referido al glaciar) y «proceso glaciar» o «fenómeno glaciar» (simplemente glaciar, de sobreentenderse que está referido al proceso). Ambos son los significados en castellano que corresponden a *glacial* (calificativo) y *glacier* (nominativo), tal como quedó precisado al iniciar este capítulo.

2) «Basal» (*basal*, en inglés) puede prestarse a confusión, al asociar: basal, base y pedestal, como opuesto a techo y contiguo a lateral.

En glaciares de casquete no presenta mayor problema; en los de montaña, al trabajar con secciones semicirculares idealizadas, basal tiene el sentido amplio de «toda la zona del glaciar en contacto con el **lecho subglaciar**». Sin embargo, otra propuesta es reservar basal para el «lecho de fondo» y utilizar marginal para el «lecho lateral».

En la clasificación de Boulton (**b**), la zona basal queda subdividida en dos: una superior de transporte pasivo dominante, que designa «zona de suspensión»; otra inferior de transporte por arrastre y empuje que denomina «zona de tracción», y coincidiría con el contacto hielo glaciar-lecho rocoso, es decir, el área de materiales no contenidos.

3) El significado estricto de «englaciar» (dentro de) implica toda la masa de hielo entre la superficie (supra) y fondo o lecho (sub); de acuerdo con ello, los derrubios asimilados deberían calificarse como englaciares que constituirán *tills* supraglaciares. En general esto no es así, ya que los suspendidos (basales) constituirán *tills* subglaciares.

4) «*Mass movement tills*» (*tills* de movilización en masa), fue introducido por Dreimanis para sustituir a «*flow till*» (*till* de flujo). Al tratar con fenómenos glaciares «flujo» induce a error, ya que podría confundirse con procesos de circulación del hielo cuando, en realidad, alude a un desplazamiento gravitacional o movimiento en masa de derrubios.

5) *Drift*, traducido por «derrubio», se entiende como: «todo conjunto de material arrastrado, movilizado o transportado por el hielo», es decir, en un sentido dinámico. Una vez finaliza el transporte, esos derrubios pasan a formar los diferentes cuerpos sedimentarios; en el caso de un glaciar serán: *tills*, aluviones fluvioglaciares y sedimentos fluvio-glacio-lacustres, como fundamentales.

6) *Lodgement till*, siguiendo a otros autores (**c**), está traducido como «*till* de acreción».

(**a**) A. Dreimanis, «Till: their genetic terminology and classification», en R.P. Goldthwait y C.L. Matsh (eds.), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits* (Comisión sobre génesis y litología de los depósitos glaciares cuaternarios, Unión Internacional para los Estudios del Cuaternario, INQUA), A.A. Balkema, Rotterdam, 1989.

(**b**) N. Eyles, «Glacial Geology: a Landsystem Approach», en N. Eyles (ed.), *Glacial Geology*, Pergamon Press, Oxford, 1983.

(**c**) J.M. Vilaplana y J. Bordonau, «Los tills subglaciares del Pirineo», *Actas II Reunión sobre el Cuaternario*, AEQUA, 1987.

Foto 8.9. El valle de Chamonix (Alpes franceses) quedó totalmente cubierto por los hielos durante el máximo glaciar pleistoceno (excepto algunas cresterías, que en la foto aparecen con manchas de nieve), al ser colector de la amplia cuenca que hoy alimenta a varios glaciares (de Argentière, Mer de Glace, de Bossons, entre otros); en esa época el espesor máximo llegó a alcanzar unos 1.000 m. Presenta una dirección NNE-SSO, debida a un importante accidente geotectónico dentro del zócalo cristalino: cabalgamiento del macizo del Mont Blanc (a la derecha) sobre las Agujas Rojas (a la izquierda), dejando «pinzados» materiales mesozoicos de cobertera, que actualmente ocupan el fondo del valle. Como ocurre en otros muchos valles glaciares, la conjunción de rasgos estructurales y modelado glaciar, suscita grandes polémicas acerca de su origen primario.

Foto 8.10. Zona de acumulación con morfología de «circo», ocupada por los hielos durante el Pleistoceno Superior. Era una cuenca múltiple con dos compartimentos: uno correspondía al Gargantón (fuera de la imagen), otro a la Laguna Grande de Gredos (en la imagen, con la laguna cubierta por la nieve) donde el hielo llegó a alcanzar un espesor entre 250 y 300 m. Circo de Gredos (Sistema Central).

8.4. CONCATENACIÓN DE ACCIONES ELEMENTALES: FORMAS Y DEPÓSITOS MAYORES

La capacidad morfogenética de los glaciares es un tema sometido a discusión: se trata de dilucidar si el hielo tiene o no suficiente poder de vaciado y sobreexcavación, como para modelar las fisonomías presentes en su dominio territorial.

Las ideas respecto a estas cuestiones se estructuran en torno a tres grupos básicos. Para unos, llamados **ultraglaciaristas**, un glaciar es el agente erosivo más eficaz sobre la superficie terrestre, ya que elabora cuencas y valles con desniveles a veces de cientos de metros. Frente a ellos, los **antiglaciaristas** suponen que el glaciar apenas muestra poder de sobreexcavación y, a lo sumo, pule o remodela ligeramente morfologías previas derivadas de otros procesos, básicamente fluviales, torrenciales, periglaciares y tectónicos; en la consideración de aquéllos que sostienen estos postulados, el hielo normalmente protege y conserva formas preexistentes. Finalmente, los **transicionistas** proponen una alternativa intermedia: destacan el papel condicionante de la morfología preglaciar, pero también la capacidad sobreexcavadora del hielo, como demuestran «ombligos», «hombreras» y, en general, cubetas.

Para discutir estas hipótesis, hay que tener en cuenta las relaciones entre acciones glaciares y otras asociadas, especialmente periglaciares y fluviotorrenciales. Por tanto, son planteamientos evolutivos a nivel de asociaciones morfológicas, y deben analizarse en el contexto de paisajes o «tipos de relieves». A la escala que se aborda la morfogénesis en este capítulo, es decir, formas debidas a acciones elementales, los efectos glaciares y el desarrollo de morfologías características no se ponen en duda.

Arranque, pulido y transporte, son responsables del vaciado o denudación (aludido frecuentemente como erosión); empuje y abandono de carga, lo son a su vez de rellenos o colmataciones (referidos usualmente como sedimentación). Mediante estas acciones, el glaciar llega a generar morfologías peculiares con notable desarrollo espacial. En aquéllos confinados al relieve, destacan: cuencas con cabecera en forma de **circo** limitadas por crestas, picos (a veces piramidales tipo *horns*) y aristas más o menos continuas, o interrumpidas por corredores de hielo (*couloirs*) que comunican distintos compartimentos; **valles** en «artesa hemicilíndrica» confinados al relieve circunglaciar o a sus propios sedimentos; y depósitos de *till*, configurando morrenas de variadas dimensiones y algunos *drumlins* aislados. A los no confinados al relieve les caracterizan extensas llanuras de *till*, sobre las que pueden aparecer campos de *drumlins* y morrenas dando alineaciones de cierta constancia y regularidad, denominadas por ello «cordones de *till*».

Las **morrenas** son acumulaciones de *till*, de todo tipo y procedencia, con gran heterogeneidad fisonómica, si bien lo significativo es su geometría en *vallum* más o menos desarrollada; es decir, montículos, colinas o alineaciones que culminan en una cresta aguda.

Los introductores de este término a nivel científico,

Foto 8.11. Valle de origen glaciar (Garganta de Gredos, Sistema Central), con fisonomía en «U». Durante el máximo desarrollo de los hielos (Pleistoceno Superior), la lengua en esta zona tenía un recorrido de 4 km aproximadamente y el total del glaciar (zona de acumulación y descarga) alcanzó los 9,5 km.

Foto 8.12. Morrenas centrales del glaciar Gorner (Alpes suizos). El drenaje supraglaciar, constituido por regueros (*bédière*) y un pequeño lago, se ha desarrollado entre dos complejos morrénicos.

Foto 8.13. Arcos morrénicos correspondientes a glaciares residuales de «circo», a veces llamados también «de pared» debido a su alimentación por avalanchas y aludes en escarpes y corredores rocosos. Glaciares de Blaitière (derecha) y de los Nantillons (izquierda); valle de Chamonix, Alpes franceses.

Foto 8.14. Valle del antiguo glaciar de El Barco (Garganta de Galingómez, Sistema Central). En primer término puede observarse la acumulación que da lugar a la morrena lateral izquierda; destaca por el contraste topográfico (forma una alineación tapizada de bloques) y la vegetación (cubierta por matorral de piorno frente a la zona inferior con pastizal).

H.B. Saussure (a finales del siglo XVIII) y J. Charpentier (a mediados del siglo XIX), lo utilizaron en el doble sentido de depósito y morfología. Es normal que fuera así, pues es un topónimo (*moraine* o *moraines*) procedente de las regiones alpinas de la Alta Saboya y Valais, donde lo usan como sinónimo de «colina» y «colinas de derrubios»; además, en aquellos momentos no conocían otra forma asociada a los depósitos glaciares alpinos que no fuera la morrena.

Determinada la gran variedad para los depósitos glaciares y sus morfologías, muchos son partidarios de reservar «morrena» al referir las segundas; esta alternativa parece la más correcta, aun cuando no es aceptada por todos los geomorfólogos europeos.

Aunque las clasificaciones para las morrenas sean diversas, hay una serie de ellas ya consolidadas:

- *Según su posición* respecto al hielo del glaciar: lateral, central, frontal y de fondo. Ésta última, no sigue la tendencia normal a adoptar fisonomías en *vallum*.
- *Según su geometría*: arco, semiluna, acordeón o zigzag y rectilínea, como más generales.
- *Por su significado genético-evolutivo respecto al hielo glaciar y sus modificaciones*: de empuje (originada por avances), arcos y crestas de pulsación (ocasionadas en

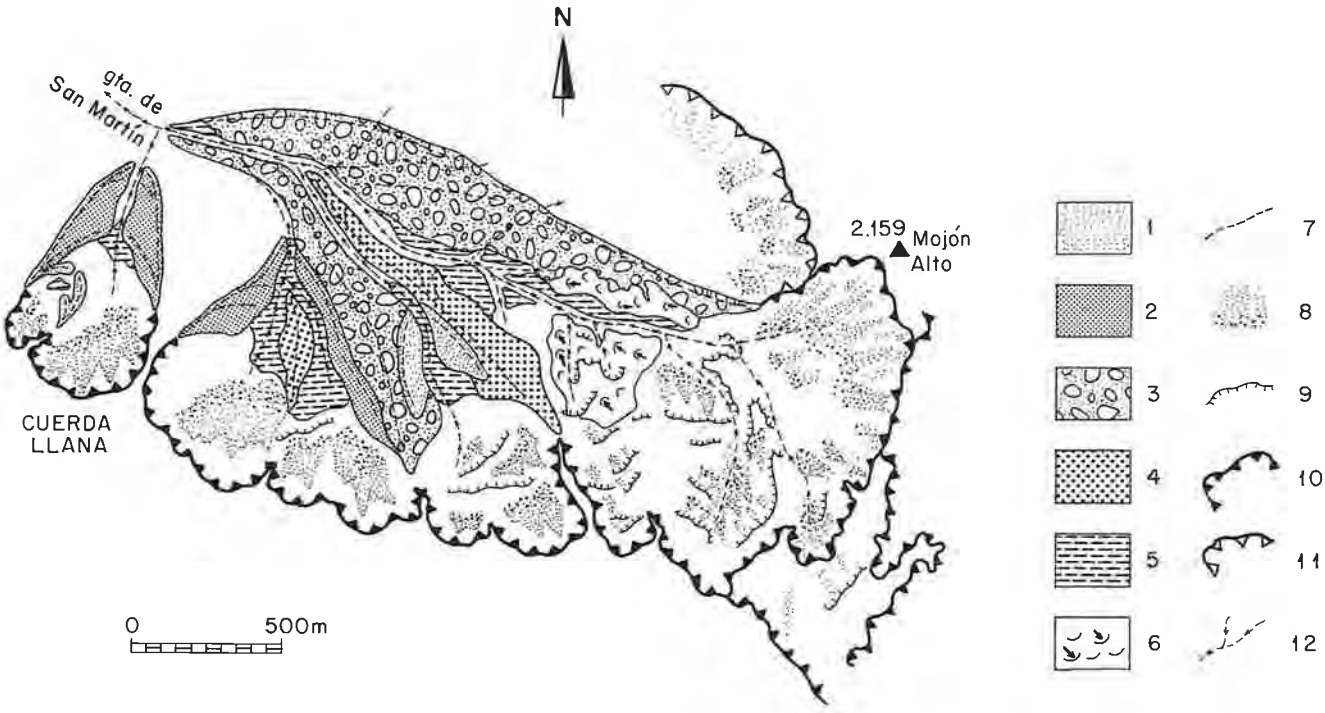


Figura 8.10. Complejos morrénicos y morfologías asociadas, en el antiguo sistema glaciar pleistoceno de la Garganta de San Martín, Sierra de la Nava o El Barco (Sistema Central español). Leyenda: 1, arco morrénico interno; 2, arco morrénico externo; 3, morrena lateral; 4, morrena central; 5, morrena de fondo; 6, rocas aborregadas; 7, crestas morrénicas; 8, derrubios periglaciares; 9, umbrales o escalones; 10, zona de acumulación; 11, nicho de nivación; 12, red fluvial.

estabilizaciones), externas e internas (debidas a retrocesos-estabilizaciones), de ablación (producidas durante retrocesos rápidos).

Los ***drumlins*** son acumulaciones de *till* subglaciar y dominantemente de fusión, a veces con depósitos fluvioglaciares y glaciolacustres en niveles o lentejones interestratificados. Se forman en el lecho basal y presentan una fisonomía «en dorso de ballena», es decir: hemiovoidea más o menos disimétrica, pero siempre elongada según el desplazamiento del hielo y con su máxima anchura y elevación dispuestas en el sentido de dicho desplazamiento. Una vez retirada la masa de hielo, quedan sobre la llanura del antiguo lecho basal destacando como colinas y montículos dispersos, o asociados en lo que denominan **campos de *drumlins***. Éstos últimos, caracterizan las grandes llanuras de *till* pleistocenas allí donde los glaciares, o parte de ellos, no estaban confinados a los relieves circundantes.

Determinadas rocas del lecho glaciar remodeladas por abrasión, pero con fisonomía similar a la descrita para los *drumlins* de *tills*, reciben el nombre de ***drumlins* rocosos** (ver figura 8.8C).

Morrenas y *drumlins* constituyen excelentes indicadores para reconstruir la evolución glaciar; fundamentalmente en las montañas, donde suelen definir elementos morfológicos fácilmente correlacionables (figura 8.10).

8.5. FENÓMENOS FLUVIOGLACIARES: ACCIÓN DE LAS AGUAS DE FUSIÓN

Las aguas de fusión en un glaciar tienen interés por diversos motivos, pero especialmente porque condicionan el deslizamiento del hielo por el lecho y dan lugar a depósitos mixtos, fluvioglaciares, asociados a un sistema de circulación múltiple. Éste último, mediante ríos y regueros (*bédières*), en ocasiones también lagos, y a través de sumideros (*moulins*), simas y conductos, conecta las aguas líquidas superficiales o «supraglaciares» (sean centrales o marginales), con las internas o «englaciares» y de fondo o «subglaciares» (figura 8.11).

Esa interconexión entre todas las aguas líquidas presentes en el dominio del hielo glaciar, es posible debido a una red de circulación generada a partir de fisuras (*crevasses*) y otras discontinuidades (laminación y foliaciones); tanto la termodinámica que regula el proceso en los cambios de fase (fusión-recongelación, sublimación-condensación-recongelación, etc.) que conducen a la ampliación de fisuras y discontinuidades, como las morfologías exo y endoglaciares derivadas (microrregueros o «lapiaz», sumideros, surgencias, simas, conductos, etc.), permiten correlacionar estos fenómenos con todos aquéllos que tienen lugar en la mayoría de las rocas solubles y conocidos como «carst» (ver Eraso y Pulina, 1994).

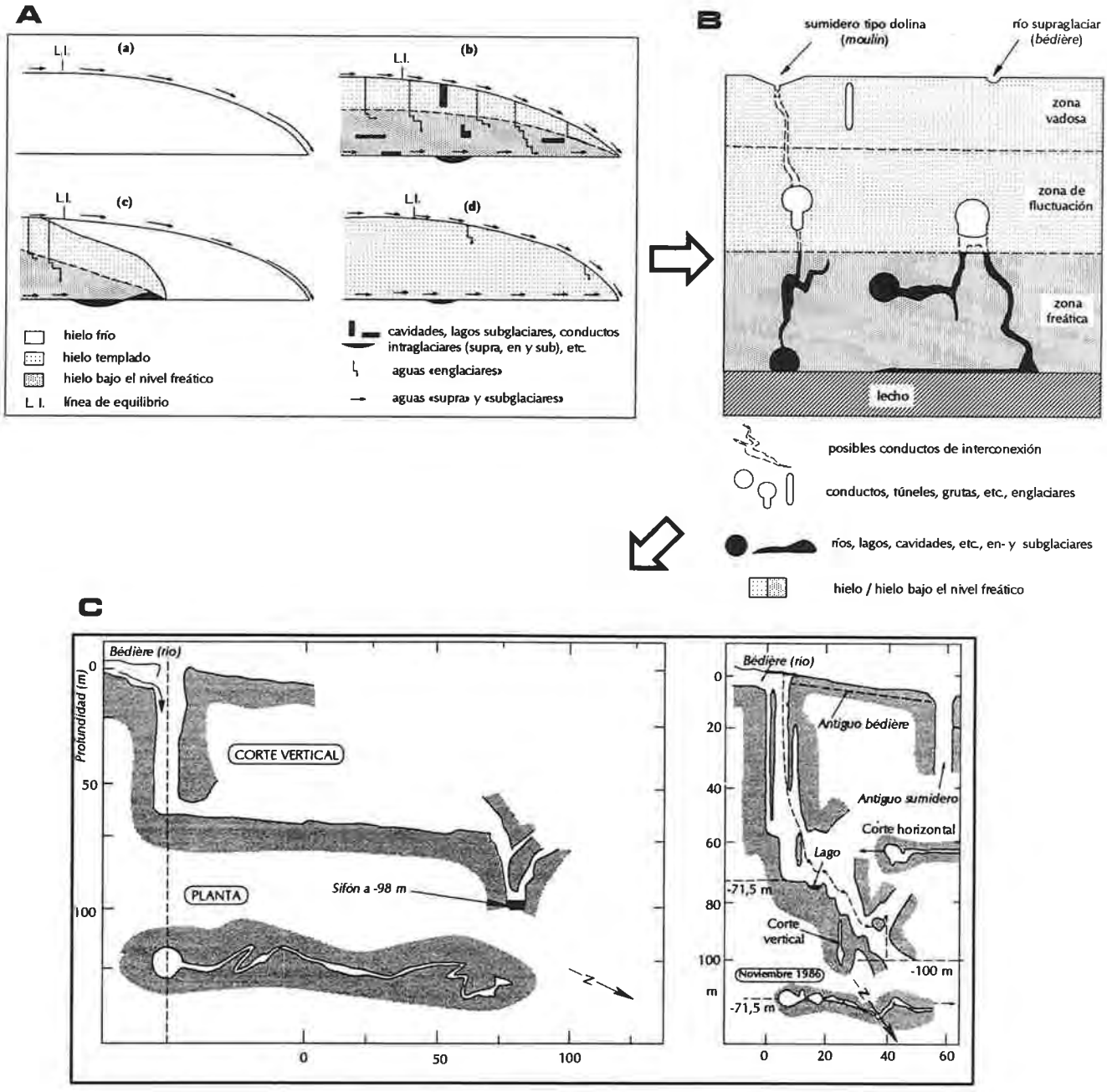


Figura 8.11. Aguas de fusión glaciar: sistema hidrológico yuxta o intraglaciar.
A. Modelos de circulación general en diferentes tipos de hielo: (a) glaciares fríos; (b) glaciares templados; (c) combinación de ambos, con hielo templado en la zona de acumulación y frío en la de ablación; (d) glaciares de altura en zonas ecuatoriales (según Sugden y John, 1976).
B. Esquema interpretativo de la posible red de conductos englaciares y su relación con los niveles hidrológicos (modificado de Sugden y John, 1976).
C. Red de conductos interiores (englaciares) en una zona del glaciar Mer de Glace (Alpes franceses), explorada por Fontaine en 1898 y recientemente, 1986 y 1988, por otros glaciólogos (cartografía de 1986; en Reynaud, 1992).

Foto 8.15. Aguas supraglaciares. Río sobre el hielo o *bédière* (glaciar Mer de Glace, Alpes franceses).

Foto 8.16. Aguas surgentes en el frente del glaciar Gorner (Alpes suizos).

Cuadro 8.6. Aguas y depósitos fluvioglaciares (ver figuras 8.11, 8.12 y 8.13).

POSICIÓN DEL AGUA		HIDROGRAFÍA	FORMAS Y DEPÓSITOS DERIVADOS Material detrítico, seleccionado y estructurado: láminas, estratos o lentejones
EN CONTACTO CON EL HIELO O YUXTAGLACIARES	Supraglaciares (sobre el hielo)	Canales Lagos	Terrazas de *kame* (en ríos marginales) *Kame* deltaico, varvas (?), *kame* (?)
	Englaciares (dentro del hielo)	Conductos y simas (criocársticos)	*Esker* (?), kame
	Subglaciares (en contacto con el lecho, bajo el hielo)	Canales Lagos	*Esker, esker* asociado a deltas y depósitos lacustres Depósito mixto (*till*, fluvioglaciar) Varvas (?), depósito mixto (*till*, fluvioglaciar)
SIN CONTACTO CON EL HIELO O PROGLACIARES	De frente de fusión	Torrentes Redes anastomosadas en planicies Redes anastomosadas en piedemontes	Llanuras aluviales encajadas (terrazas) Llanuras aluviales amplias (*outwash* o *sandur*) Conos y abanicos fluvioglaciares
	De frente de desmembramiento en mares o lagos	Lagos Surgencias	Deltas y varvas Deltas y varvas

(?) pueden aparecer o no en esa zona, ya que no son característicos de ella

De acuerdo con todos esos paralelismos, **carst glaciar**, **criocarst** y **glaciocarst**, se utilizan para denominar este tipo de fenómenos; siendo aquí el hielo «equivalente» a la roca soluble, las *crevasses* a fracturas, y los cambios de fase a disolución-precipitación.

Algunos autores proponen reservar el término «glaciocarst» para procesos de carstificación que, con la contribución de aguas fluvioglaciares, se originan sobre rocas del lecho subglaciar; según dicha propuesta es más apropiado emplear «criocarst» al referir las acciones sobre el hielo. Sin embargo, criocarst tiene prioridad en la terminología de fenómenos periglaciares (ver capítulo 7), lo cual podría generar cierto confusionismo. En otros casos, muy frecuentes, «glaciocarst» ha sido aplicado para morfologías derivadas del modelado conjunto, superpuesto o sucesivo, entre procesos glaciares y cársticos en rocas solubles. El problema, pues, es elegir entre ambos términos o reflejarlos indistintamente.

En cuanto a los depósitos fluvioglaciares, al proceder de un medio fluido, destacan en el dominio glaciar por su laminación y selección frente a los *tills*; al clasificarlos se tiene en cuenta tanto sus fisonomías, como la posición que ocupan (u ocuparon) las aguas respecto al hielo (cuadro 8.6, figuras 8.12 y 8.13; ver también fotos 8.1 y 9.20).

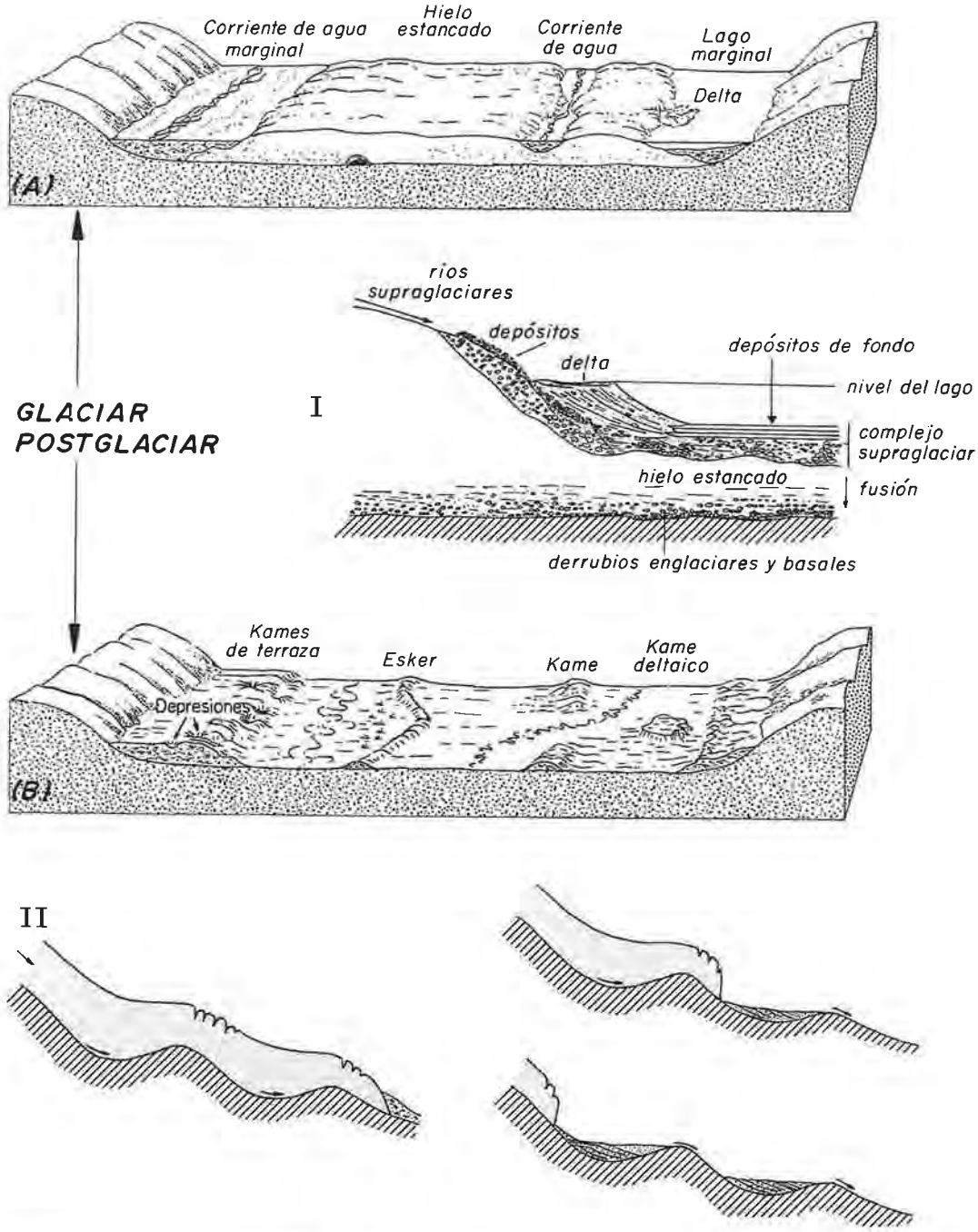


Figura 8.12. Aguas de fusión glaciar: circulación y depósitos generados por las aguas yuxta o intraglaciares.
(A) estado glaciar: ríos superficiales (*bédière*) centrales o marginales, lagos, conductos interiores, etc.; (B) estado postglaciar: sedimentos correspondientes a la circulación fluvioglaciar en la etapa anterior. Según Flint (1957).
I, sedimentación en un lago marginal; II, evolución y relleno en ombligos de sobreexcavación, que actúan como lagunas al retirarse los hielos. Según Campy y Macaire (1989).

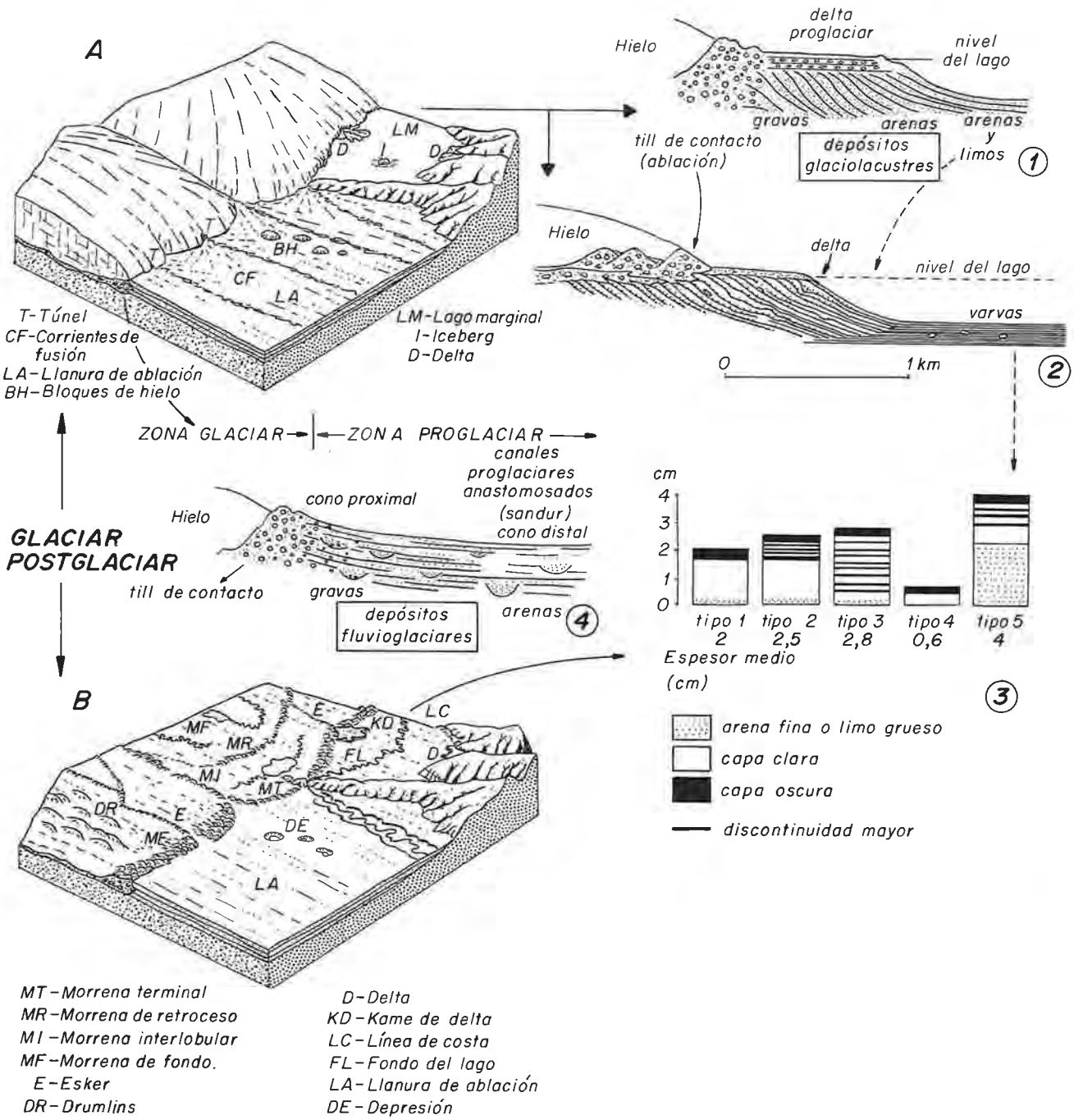


Figura 8.13. Aguas de fusión glaciar: circulación y depósitos debidos a las aguas proglaciares o del frente de fusión.
A, estado glaciar: generación de llanuras aluviales (*outwash*) y lagos; B, estado postglaciar: sedimentos correspondientes a la circulación del hielo y las aguas fluvioglaciares en la etapa anterior. Según Strahler (1974).
1 a 4, ambientes de sedimentación proglaciares: 1 y 2, en lagos fluvioproglaciares; 3, ritmos tipo «varvas» lacustres; 4, canales anastomosados fluvioproglaciares formando grandes llanuras de ablación (*outwash*) o *sandur*, con pequeñas depresiones originadas por colapso (*kettles*). Según Campy y Macaire (1989).

APROXIMACIÓN HISTÓRICA AL CONOCIMIENTO DE LAS VARIACIONES GLACIARES (1)

Apoyándose en algunos datos previos, especialmente de sus contemporáneos Venetz y Charpentier, Louis Agassiz formuló en 1837 la «teoría glaciar» (2), confirmando así lo que hasta ese momento era una especulación, esto es: que los glaciares habían tenido un período de gran desarrollo, no sólo en las montañas sino también sobre los continentes septentrionales. Agassiz consideró dicho período equivalente al Cuaternario, denominándole ***época glaciar****; más tarde se ha aludido como «edad de hielo», «glaciación cuaternaria» y «período glaciar cuaternario».*

En 1840, es decir, pocos años más tarde que Agassiz formulara su teoría, el geólogo Joshua Trimmer encontró paleosuelos y restos de flora autóctona interestratificados en un till; estos datos eran signos inequívocos de que dicho till no correspondía a una única «glaciación»: había existido una etapa intermedia en la cual desaparecieron los hielos. A este retroceso entre dos avances glaciares, lo denominó ***período interglaciar*** *o* ***interglaciación.***

Teniendo en cuenta esas hipótesis acerca de los avances y retrocesos glaciares, se inician múltiples estudios que condujeron a temas como:

- Glacioeustatismo. En 1870, el escocés Maclaren y el estadounidense Whittlesey analizan la posible relación entre avances-retrocesos glaciares y variaciones de nivel en las aguas oceánicas; hipotetizaron así descensos durante la «edad de hielo» de unos 250 m, el primero, y 100-120 m, el segundo.

- Cronología. En la segunda mitad del siglo XIX y principios del XX, el estadounidense Gilbert intentó evaluar el tiempo transcurrido desde la retirada de los hielos en América del Norte, basándose para ello en datos extraídos al estudiar el escarpe de las cataratas del río Niágara y las variaciones de nivel en el lago Bonneville. Éste último, llegó a tener unos 50.000 km² de superficie ocupada por agua y posteriormente quedó reducido al actual Gran Lago Salado de Utah. En cuanto al escarpe de las cataratas del río Niágara, estimó unos 30-90 cm/año como velocidad de retroceso en el mismo; tomando por referencia una formación morrénica existente aguas abajo del salto actual y suponiendo era allí donde se inició la ruptura del perfil, pudo estimar una edad aproximada de 7.000 años BP (hasta entonces se suponía unos 30.000 años BP y actualmente se ha calculado unos 6.000 ± 1000 BP).

- Varvas glaciares. En 1897 el sueco Gerar Geer, tras estudiar unos depósitos glaciolacustres que denominó varvas, concluiría una secuencialidad con ritmos anuales por cada nivel claro-nivel oscuro. De esta forma Geer dató lagos postglaciares de Suecia, asignando unos 12.000 años BP a los más antiguos y unos 6.000 años BP a los más recientes.

- Secuencias evolutivas. En los últimos años del siglo XIX y primeros del XX, se inicia el estudio de supuestos períodos glaciares previos al más reciente. Ello fue posible mediante análisis en formaciones de tills y secuencias morrénicas, correlacionables con terrazas fluvioglaciares.

Los primeros resultados aparecen en América del Norte, estableciéndose varios períodos glaciares y sus correspondientes interglaciares. Aquéllos recibieron nombres de las zonas donde mejor se conservaban sus efectos que, de más antiguo a más moderno, son: Nebraska, Kansas, Illinois y Wisconsin; con sus interglaciares: Afton, Yarmouth y Sangamon, respectivamente.

Los trabajos que Albrecht Penck y Eduard Brückner (3) realizaron en los Alpes de Baviera entre 1901 y 1909, dieron como resultado una secuencia similar a la establecida para América del Norte. En este caso la denominaron como aquellos torrentes donde habían detectado complejos morrénicos y terrazas fluvioglaciares en las cuales se basaron para datarlos; de más antiguo a más reciente, son: Günz, Mindel, Riss y Würm, con sus interglaciares Günz-Mindel, Mindel-Riss, Riss-Würm y Postwürm. Aunque la cronoestratigrafía del Cuaternario hoy sea más completa y precisa (ver figura 8.23), durante muchos años estuvo apoyada en el trabajo de Penck y Brückner, que dio las bases para subdividir el Pleistoceno en Inferior, Medio y Superior, y asignar el Holoceno como «Cuaternario postglaciar».

---

(1) Estos aspectos históricos, aparecen comentados en la práctica totalidad de obras generales sobre glaciarismo; entre ellas destacan:
- R.F. Flint, *Glacial and Pleistocene Geology*, John Wiley, N. York, 1957.
- R.F. Flint, *Glacial and Quaternary Geology*, John Wiley, N. York, 1971.
- A.E. Wright y F. Moseley (eds.), *Ice Ages: Ancient and Modern*, Seel House Press, Liverpool, 1975.
- D.E. Sugden y B.S. John, *Glaciers and Landscape*, Arnold, London, 1976.
- J. Imbrie y K.P. Imbrie, *Ice Ages: Solving the Mystery*, Enslow, N. York, y Macmillan, London, 1979.
- B. John (ed.), *The Winters of the World*, David & Charles, London, 1979.
- W. Chorlton, *Las edades del hielo*, Planeta, Barcelona, 1987.
- A. Billard, *Analyse critique des stratotypes quaternaires*, CNRS, Paris, 1987.
- A.G. Dawson, *Ice Age Earth*, Routledge, London, 1992.
- B.G. Andersen y H.W. Borns, *The Ice Age World*, Scandinavian Univ. Press, Oslo, 1994.

(2) Los planteamientos de la «teoría glaciar», expuestos por Agassiz en una reunión de la Sociedad Helvética de Historia Natural, fueron recogidos años más tarde en su obra *Études sur les glaciers* (1840), reeditada en inglés por A.V. Carozzi, *Studies on glaciers*, Hafner Press, N. York, 1967.

(3) A. Penck y E. Brückner, *Die Alpen im Eiszeitalter*, Tauchnitz, Leipzig, 1901-1909.

Foto 8.17. Aquellas áreas con signos de actividad glaciar y no ocupadas actualmente por hielos, atestiguan variaciones de gran magnitud; así ocurre en la garganta La Serrá (Sierra de Gredos, Sistema Central). Su morfología fue originada por un glaciar tipo alpino, como denuncian el valle en artesa y complejos morrénicos debidos a dos subetapas evolutivas; ambos elementos pueden apreciarse en la imagen. Las crestas del complejo morrénico lateral izquierdo destacan formando escalones en la ladera (derecha de la foto) y, en continuidad con ellas, aparecen en el fondo del valle algunos arcos producto de sucesivas pulsaciones. Todo este conjunto evolutivo corresponde al Pleistoceno Superior (glaciar, y tardiglaciar previo al actual).

8.6. VARIACIONES GLACIARES A LO LARGO DEL TIEMPO: RITMOS EVOLUTIVOS

Aunque existen múltiples signos que denuncian la presencia de hielos sobre la superficie terrestre a través de su historia, no resulta sencillo establecer secuencias funcionales. Una aproximación al conocimiento de las mismas, puede hacerse según el modelo que se describe a continuación (figuras 8.14 a 8.17).

Aquellos datos que confirmaban glaciaciones precuaternarias (sedimentos de *tillitas*, algunos pulidos y estriados en rocas paleozoicas y prepaleozoicas), condujeron a esquemas en los cuales deben introducirse escalas que engloban lapsos temporales de decenas a centenas de millones de años separando grandes episodios glaciares. Un término informal aunque de uso frecuente para referir esos episodios, es **eras glaciares**; caso de las proterozoicas, paleozoicas y Cenozoica.

En cada Era hay momentos que presentan actividad glaciar, frente a otros sin ella (o no registrada). A los ritmos con esta categoría, también informalmente, les han denominado **épocas glaciares**, como fue la Carbonífera y es la actual Cuaternaria.

Durante cada Época, que suele sobrepasar el millón de años, los hielos no permanecen estancados, sino que muestran continuas modificaciones en su balance de masa y, por tanto, en los límites glaciares.

Teniendo en cuenta muchos datos obtenidos de la Época Glaciar Cuaternaria, es decir, la actual, este modelo tentativo para reflejar la articulación de las variaciones glaciares, permite estructurar la siguiente secuencia:

- *Avances-retrocesos absolutos*. Abarcan miles a decenas de miles de años y durante ellos los hielos avanzan o retroceden hasta alcanzar **máximos absolutos** (glaciares o interglaciares), alrededor de los cuales permanecen «casi» estabilizados (en equilibrio dinámico) por un período de

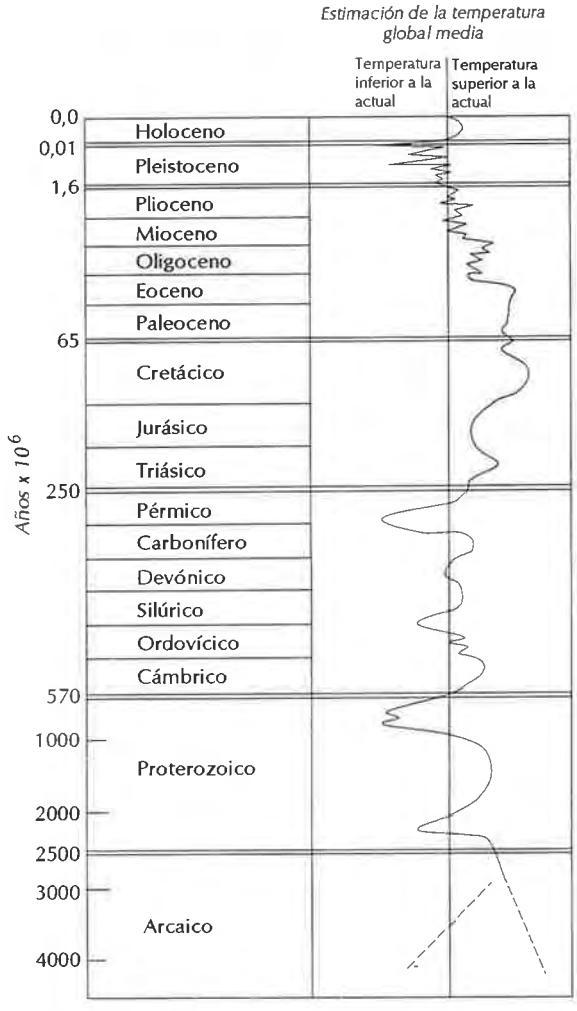


Figura 8.14. Curva aproximativa a las oscilaciones térmicas mayores ocurridas durante la historia geológica, y detectadas mediante diversos signos como: ambientes sedimentarios, de meteorización y morfogénesis; paleoflora y paleofauna; registros de paleotemperaturas; entre otros. Síntesis realizada en base a los trabajos de: Wright y Moseley (1975), Lamb (1972 y 1977), John (1979), y Budyko (1982).

tiempo; responde a lo que en su momento denominaron «edades de hielo», «glaciaciones» o, más formalmente, **períodos**, **fases**, o **etapas glaciares** e **interglaciares**.

A este nivel corresponden las clásicas etapas alpinas: Günz, Günz-Mindel, Mindel, Mindel-Riss, Riss, Riss-Würm, Würm y Postwürm; con la duda si se alcanzó o no el máximo interglaciar en el llamado «Óptimo Climático Postglaciar (Holoceno)» (OPH). Todas ellas están en discusión, dado que llegan a citarse dentro del Cuaternario hasta una docena de etapas con esta categoría.

Sedimentos (*tills*, depósitos fluvioglaciares y varvas) y sus morfologías, junto a las derivadas del modelado, (morrenas y *drumlins*; circos, valles y pulidos) son los mejores registros para detectar estas variaciones.

- *Avances-retrocesos relativos mayores*. Aparecen dentro de las tendencias hacia máximos absolutos, glaciares o interglaciares. Durante ellas los hielos, en secuencias de centenas a miles de años, avanzan o retroceden hasta alcanzar **máximos relativos de primer orden**, alrededor de los cuales permanecen «casi» estabilizados (en equilibrio dinámico) por un período de tiempo. Para un lapso temporal corto, este cambio significa una modificación cualitativa y cuantitativa en esa tendencia general que, a largo plazo, mantienen los hielos camino de su máximo absoluto; la magnitud correspondiente a dicha modificación, depende del tiempo que los hielos oscilen alrededor de cada máximo relativo de primer orden.

Son variaciones que suelen denominarse **subetapas**, tanto de avance o **estadiales**, como de retroceso o **interestadiales**; a esta categoría pertenecen, por ejemplo, las mayores ocurridas desde el máximo würmiense hasta hoy: Dryas y posiblemente el Óptimo Postglaciar; ver figura 8.16B-3. Sus huellas son patentes, como en el caso de las etapas, en morfologías y sedimentos.

- *Avances-retrocesos relativos menores*. Aparecen dentro de las tendencias hacia máximos relativos mayores, estadiales o interestadiales. Tienen una duración de decenas a cientos de años, y en ellos los hielos avanzan o retroceden hasta alcanzar **máximos relativos de segundo orden**, que modifican momentáneamente esa tendencia hacia un máximo relativo de primer orden; la magnitud correspondiente a dicha modificación, depende del tiempo que los hielos permanezcan oscilando alrededor de cada máximo relativo de segundo orden.

Estas variaciones suelen denominarse **pulsaciones** y son detectables por morfologías y sedimentos, raramente por signos del modelado.

Aun cuando sea difícil precisar, en este contexto cabría situar las variaciones ocurridas en tiempos históricos; es el caso de la «Pequeña Edad de Hielo» (terminología anglosajona) o «Pequeña Edad Glaciar» (terminología propia en las regiones alpinas). Denominan así al avance generalizado de los glaciares, al menos en el Hemisferio Norte, que ocurrió desde principios del siglo XVI hasta mediados del XIX. La misma categoría pueden tener, la que a juicio de muchos investigadores facilitó a los vikingos la colonización de Groenlandia (pulsación cálida, o de retroceso glaciar, ocurrida entre los años 750 y 1150 d.C.), y aquélla otra posterior que les obligó a abandonarla (pulsación fría, o de avance glaciar, ocurrida entre los años 1150 y 1350 d.C.); ver figura 8.15.

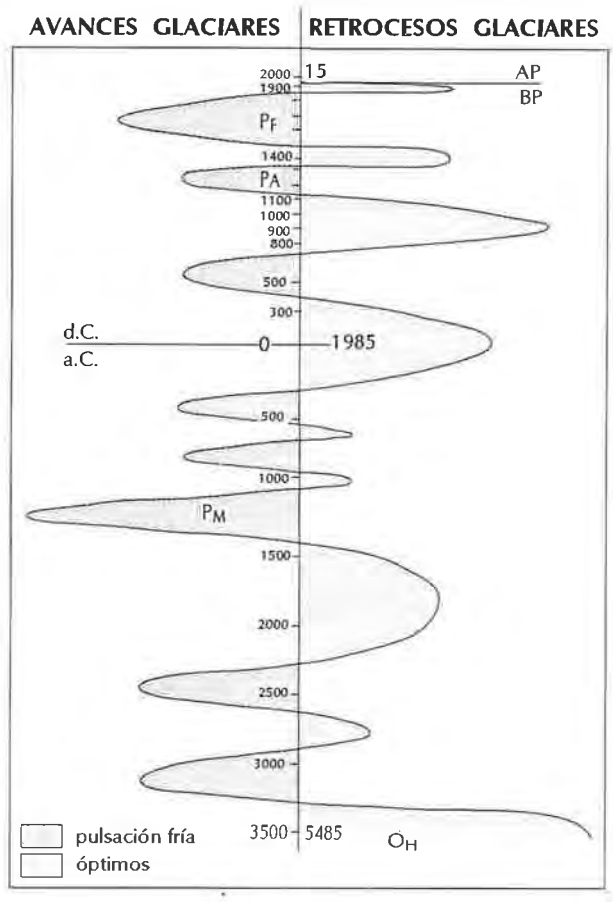


Figura 8.15. Pulsaciones en glaciares de los Alpes durante los últimos 5.500 años (según Chaline, 1985).
AP y BP, después y antes del presente (1985); a.C. y d.C., antes y después de Cristo; O_H Óptimo Climático Postglaciar (Holoceno); P_M pulsación Moorstauch; P_A pulsación Aletsch; P_F pulsación Fernau o «Pequeña Edad Glaciar».

- *Avances-retrocesos continuos*. Tienen lugar cada pocos años y son visibles en glaciares actuales. Durante ellos, los hielos crecen o decrecen definiendo series de **oscilaciones** continuas sin apenas permanecer estabilizados; no es posible, por tanto, definir máximos o mínimos evolutivos para esta categoría de variaciones.

Dadas esas circunstancias, la tendencia en los glaciares actuales debe establecerse estadísticamente mediante registros del balance de masa. Las oscilaciones no suelen generar rasgos morfológicos o sedimentológicos netos, por lo cual resulta difícil elaborar secuencias de esta categoría allí donde desaparecieron los hielos.

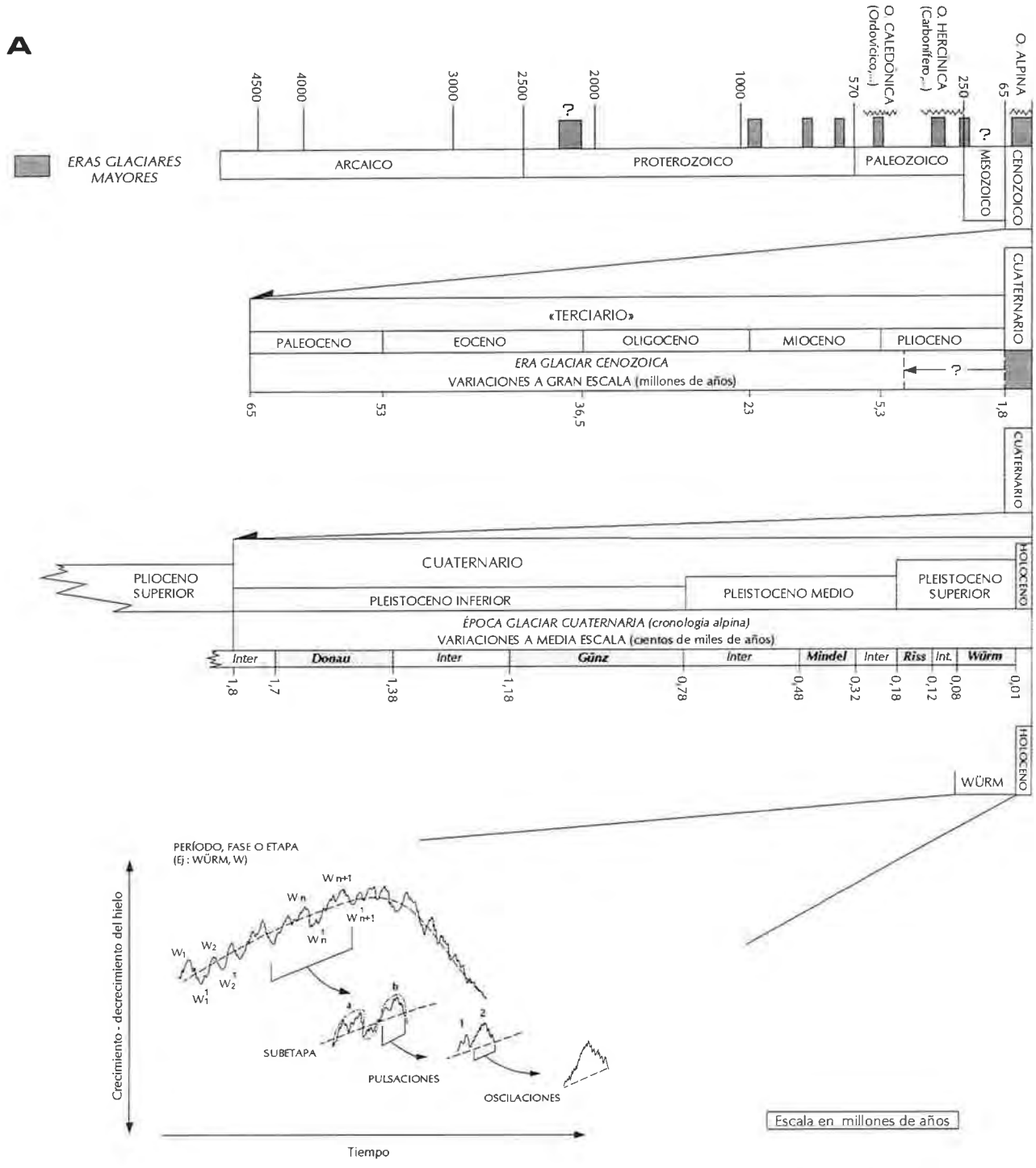


Figura 8.16. Ritmicidad temporal de los glaciares.

A) Jerarquía en las variaciones glaciares a través de la historia geológica. Síntesis a partir de diferentes fuentes de información.
B) Esquema referencial de las variaciones glaciares, mostrando algunos ejemplos sobre los múltiples datos existentes al respecto:
1. Distribución de las eras glaciares paleozoicas en Gondwana (según Allen, 1975; y Selby, 1985).
2 a 5. Época Glaciar Cuaternaria: 2, períodos o fases y subetapas en el Cuaternario reciente de Norteamérica (en Sugden y John,1976); 3, tránsito entre el último máximo glaciar y el interglaciar actual (según Rognon, 1981; en Chaline, 1985); 4, variaciones con carácter de pulsaciones y oscilaciones históricas en los Alpes, Noruega e Islandia (en Sugden y John, 1976); 5, relación entre frentes glaciares en avance, retroceso y estabilizados, correspondiente al período 1891-1975, en los Alpes (según Aellen, 1980).

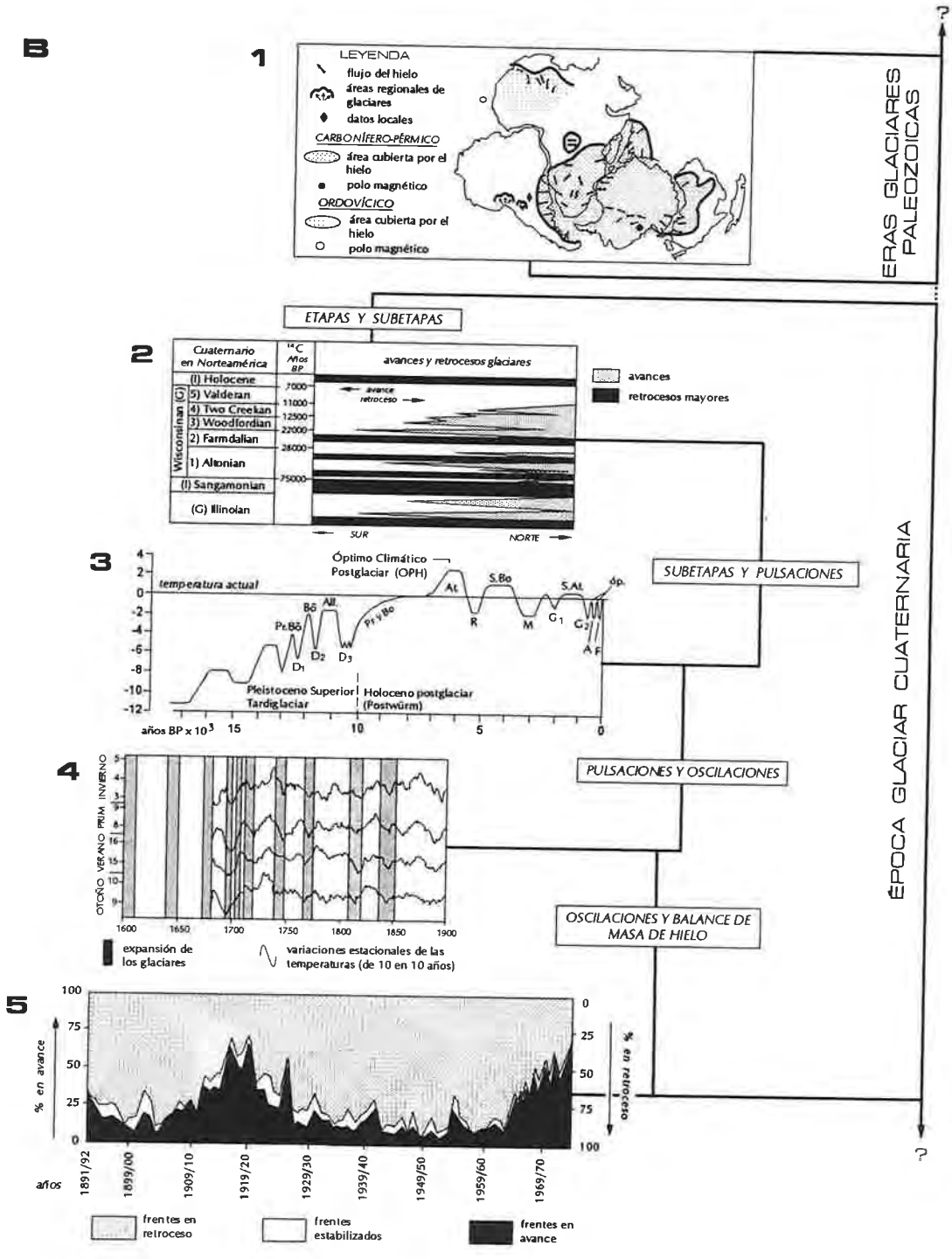


Figura 8.16 (continuación).

Figura B-2:
(G) etapas glaciares (I) etapas interglaciares y postglaciar holocena; 1), 2),..., 5), subetapas glaciar-interglaciar.
Figura B-3:
- subetapas y pulsaciones frías: D_1 D_2 D_3 Dryas (subetapa tardiglaciar ?); R, Rotmoos (1 y 2); M, Moorstauch; G_1 y G_2 Göschen (1 y 2); A, Aletsch; F, Fernau (Pequeña Edad Glaciar o de Hielo).
- fases climáticas: Pr.Bö, Pre-Bölling; Bö, Bölling; All., Alleröd; Pr y Bo, Pre-Boreal y Boreal; At., Atlántico; S.Bo, Sub-Boreal; y S.At., Sub-Atlántico.
- otros: óp., óptimos climáticos históricos.

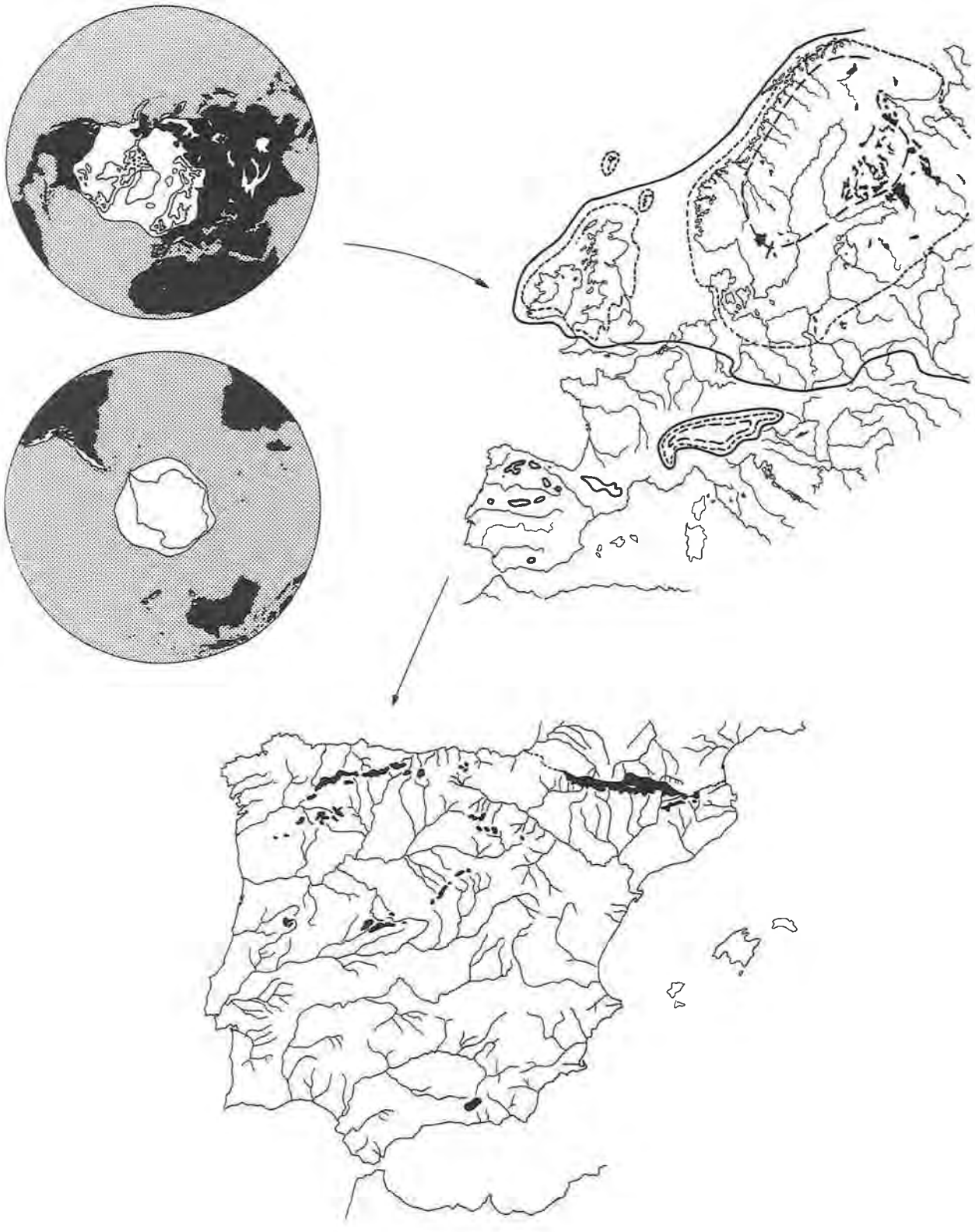


Figura 8.17. Variaciones glaciares.
- Extensión máxima de los glaciares durante el Pleistoceno en ambos hemisferios, según Flint (1957).
- Superficie ocupada por los hielos en el continente europeo: máxima extensión (línea continua) durante el Pleistoceno; máximo würmiense (línea intermedia discontinua en los Alpes y el gran casquete escandinavo); y tardiglaciar (línea discontinua interior en los Alpes y el casquete escandinavo). Según Aubouin *et al.* (1980).
- Máxima extensión del glaciarismo de montaña durante el Pleistoceno en la Península Ibérica.

Foto 8.18. Oscilaciones glaciares. Variaciones recientes en el glaciar de Bossons, macizo del Mont Blanc (Alpes franceses).

Las oscilaciones en muchos glaciares tienen una periodicidad muy corta (alta frecuencia) y se detectan fácilmente. Por ejemplo, el Vatnajökull (meseta glaciar Vatna, en Islandia), en el Óptimo Climático Holoceno se situaba a 1.400 m; posteriormente experimentó un notable avance y en el siglo V a.C. llegaba hasta los 500-600 m; del siglo IX al XIII volvió a retroceder, quedando a unos 1.000 m; a finales del siglo XVIII y principios del XIX (fin de la Pequeña Edad Glaciar), los frentes estaban situados a 800 m; en el momento actual han retrocedido hasta los 1.100-1.200 m (todas las cotas refieren alturas absolutas de las márgenes en la meseta de hielo).
Control similar al del Vatnajökull se ha realizado en otros muchos glaciares, por ejemplo el de Bossons (o de las Bossons). Este glaciar, que aparece en las fotografías, finalizada la Pequeña Edad Glaciar (1892) descendía hasta los 1.100 m mediante una lengua confinada entre dos grandes morrenas (ver foto 8.2); posteriormente inició un retroceso que, con otras oscilaciones menores, culmina en 1955 perdiendo unos 1.500 m de longitud y situando el frente a unos 1.650 m de cota absoluta. Desde esa época invierte su tendencia hasta 1983, avanzando casi 750 m que dejaron el frente a 1.240 m de cota absoluta; entre 1983 y la actualidad, pasa a otro período de retroceso que sitúa el frente alrededor de los 1.300 m, habiendo retrocedido unos 200-300 m. La fotografía izquierda corresponde a su posición en agosto de 1983, y la derecha en noviembre de 1994.

8.7. VARIACIONES GLACIARES A LO LARGO DEL TIEMPO: CAUSAS MÁS PROBABLES

Para explicar avances y retrocesos glaciares debe acudirse a fenómenos de la dinámica terrestre que, pudiendo influir sobre balances en los hielos, presenten una secuencialidad correlacionable con esos cambios episódicos, así:

- *Las orogenias*: implican nuevas relaciones entre continentes y océanos, e importantes modificaciones del relieve a escala de millones de años. A causa de ello inducen variaciones en la circulación atmosférica y sobre balances de calor y humedad, por tanto, estos fenómenos geológicos son los más adecuados para desencadenar «eras y épocas glaciares».

- *Los ciclos astronómicos*: conocidos también como «ciclos de Milankovitch», ya que fue este matemático quien calculó su magnitud. Sin embargo, la teoría del control orbital sobre el balance energético terrestre según la radiación recibida desde el Sol y, en consecuencia, sobre las variaciones glaciares, se debe a Adhemer en 1842, y más detalladamente a James Croll en 1864 y 1875. Los factores que regulan estos fenómenos son (figura 8.18A):

- La «excentricidad» orbital por la variación del eje menor, con ciclos de unos 100.000 años para cambiar desde un rango máximo de 0,041 (elíptica) a uno mínimo de 0,005 (circularidad máxima) y viceversa. El rango actual es de 0,016, casi la media.

- La «inclinación del eje de rotación» terrestre, derivado del ángulo de inclinación entre polos o ejes, terrestre y de la eclíptica, más la oblicuidad de ésta. El primero presenta ciclos de unos 17.000 años para pasar del máximo (23° 50' 30") al mínimo (22° 29' 31"), que significa 2/3 de una precesión completa; en el año 1979 el ángulo era de 23° 26' 31". La segunda presenta ciclos de unos 363.000 años para oscilar 1° 36', superior e inferior, que implica unos 14 ciclos de precesión.

- «Precesión-cabeceo-nutación», derivado del fenómeno anterior, con ciclos de unos 26.000 y 10.000 años.

Los ciclos astronómicos de Milankovitch (1920, ref. 1969; ver también Berguer, 1988), se ajustan bastante bien a ritmos glaciares cuya variación equivale a «etapas, subetapas e incluso pulsaciones». Dichos ciclos quedaron confirmados mediante registros isotópicos en series de sedimentos oceánicos (figura 8.18B, ver apartado 8.9).

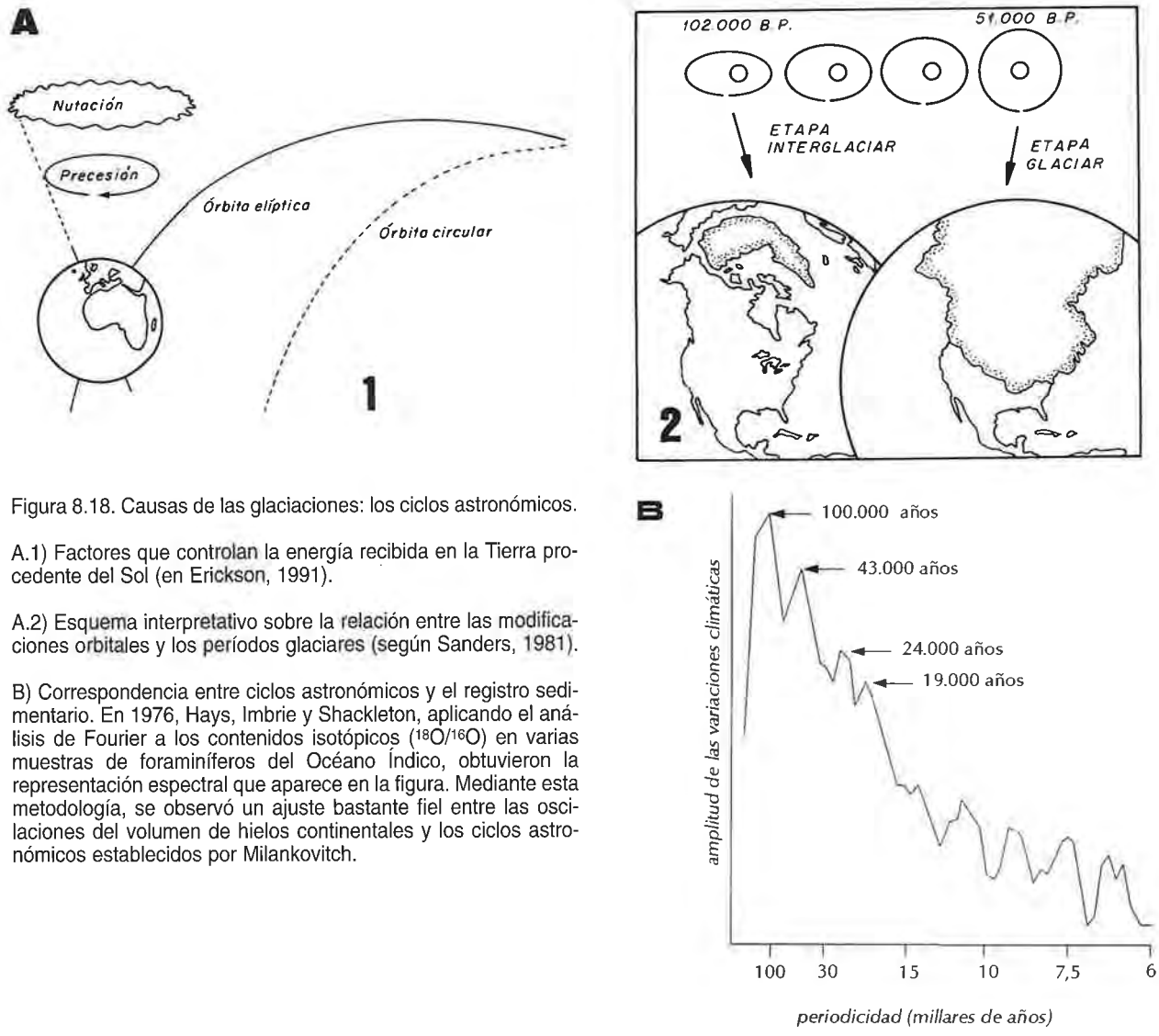


Figura 8.18. Causas de las glaciaciones: los ciclos astronómicos.

A.1) Factores que controlan la energía recibida en la Tierra procedente del Sol (en Erickson, 1991).

A.2) Esquema interpretativo sobre la relación entre las modificaciones orbitales y los períodos glaciares (según Sanders, 1981).

B) Correspondencia entre ciclos astronómicos y el registro sedimentario. En 1976, Hays, Imbrie y Shackleton, aplicando el análisis de Fourier a los contenidos isotópicos ($^{18}O/^{16}O$) en varias muestras de foraminíferos del Océano Índico, obtuvieron la representación espectral que aparece en la figura. Mediante esta metodología, se observó un ajuste bastante fiel entre las oscilaciones del volumen de hielos continentales y los ciclos astronómicos establecidos por Milankovitch.

- *La actividad reguladora de los océanos*: desde una perspectiva global, consideran que las glaciaciones implicaron un nuevo equilibrio termo-hidro-geoquímico en la Tierra. Los océanos podrían ser responsables de ese nuevo equilibrio, al actuar como suministradores y sumideros, o repartidores y distribuidores, de energía calorífica, componentes líquidos, gaseosos y a veces sólidos; es el papel correspondiente a la denominada «cinta transportadora», que completa un recorrido cada 300 años aproximadamente (figura 8.19).

Así los océanos ejercen una función estabilizadora a nivel planetario, evitando efectos en cadena al generarse un cambio. De esta forma, «pulsaciones y oscilaciones glaciares» podrían responder a un sistema de ajustes menores en el clima, controlados por la actividad reguladora de los océanos cuando aquél va desplazándose hacia un nuevo estado.

- *Actividad solar y volcánica*: aun cuando no está claro a qué nivel influyen, su carácter aleatorio parece indicar que son meros «aceleradores-ralentizadores» de las tendencias impuestas por los otros factores. Esa misma función pueden tener fenómenos regionales tipo «El Niño» (efecto de calentamiento anormal en aguas ecuatoriales del Pacífico y que incide sobre la circulación atmosférica) y el posible «reforzamiento del efecto invernadero» inducido por la actividad antrópica.

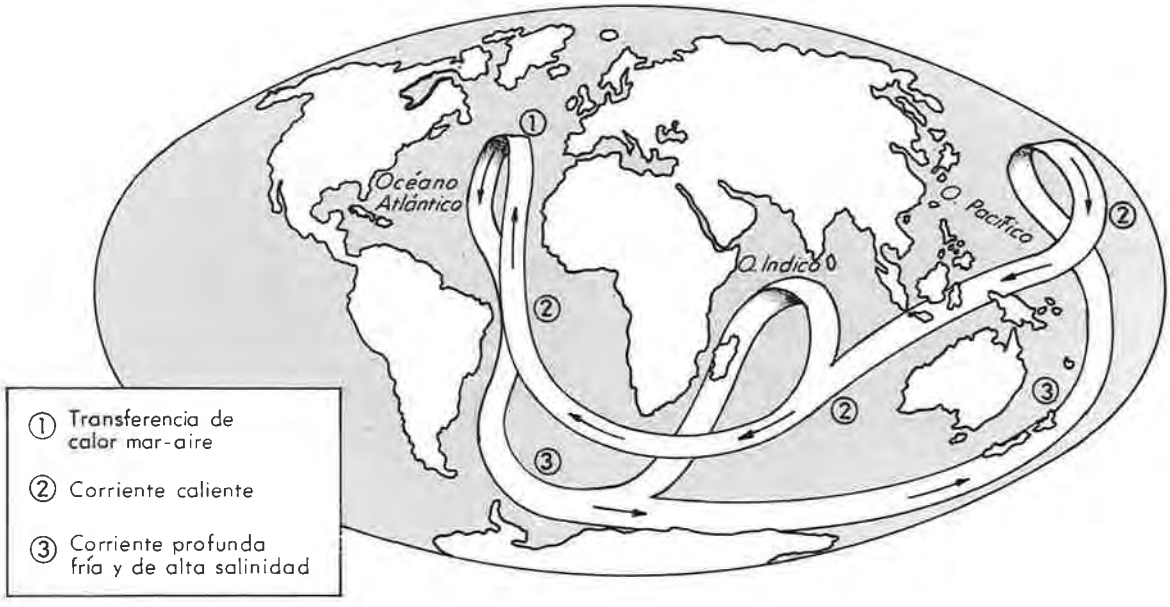


Figura 8.19. Causas de las glaciaciones: influencia reguladora de los océanos. Esquema de la gran corriente oceánica, denominada por algunos «gran cinta transportadora», capaz de regular las diferencias térmicas entre ambos hemisferios (según Kerr, 1988). Ver también Broecker y Denton (1990).

8.8. TENDENCIAS EVOLUTIVAS DEL CLIMA A ESCALA GLOBAL: HIPÓTESIS GLACIARES

Una fase glaciar implica el cambio generalizado en las condiciones ambientales de la superficie terrestre; afecta a la Biosfera (provoca reajustes biogeográficos, es decir, redistribución florística y faunística) y Geosfera (debido a nuevas relaciones continentes-océanos y entre los procesos geológicos superficiales), pero sobre todo a la Atmósfera e Hidrosfera, ya que conduce a un nuevo estado de equilibrio ambiental termo-hidro-geoquímico.

Desde el punto de vista climático, un cambio glaciar-interglaciar, o viceversa, está asociado a modificaciones en el balance térmico e hídrico de la superficie terrestre. El papel de esas modificaciones a escala global, con ser importante, no resulta lo más destacado; es preciso situarlas en su contexto geográfico pues, cualitativa y cuantitativamente observadas, muestran una distribución heterogénea: dado que los contrastes meteorológicos regionales son, en primera instancia, producto de la circulación atmosférica, es evidente la conexión entre períodos glaciar-interglaciar y los reajustes en dicha circulación.

Todas las consideraciones anteriores coinciden con los datos disponibles hasta el momento y son una formulación de carácter general; el verdadero problema se plantea a escala de detalle, esto es: conocer las perturbaciones a nivel de parámetros meteorológicos y ámbito regional. Partiendo de ello, deben establecerse correlaciones interregionales buscando signos para deducir cambios climáticos asociados, paralelos o condicionados, entre diferentes zonas de la superficie terrestre.

La investigación de estos problemas relativos a variaciones climáticas y, concretamente, aquéllas referentes a regímenes hídricos regionales, comienzan casi al mismo tiempo de formularse la «teoría glaciar». Como hipótesis inicial, consideraron que todo aumento de las precipitaciones y, consecuentemente, del hielo acumulado sobre «regiones altas» de la Tierra (altas latitudes y altitudes), hubo de tener su incidencia en las «regiones bajas» (bajas latitudes y altitudes).

Siguiendo dichos esquemas, Taylor introduce en 1868 el concepto de período pluvial haciéndolo equivaler al período glaciar. A su entender, los períodos glaciares e interglaciares ocurridos en «regiones altas» de la Tierra durante el Cuaternario, debieron afectar al régimen hídrico de las «regiones bajas» quedando reflejados, de forma preferente, en los aluvionamientos fluviales; un **período pluvial**, por tanto, refiere etapas de máximos caudales y aluvionamientos en los ríos.

A lo largo de los años fue matizándose la definición para dicho término y se complementó con el de **período interpluvial**; así llegaron a equipararse, por una parte, «glaciar» (mayor nivación, acumulación de hielos y avance glaciar) e «interglaciar» (menor nivación, fusión de

hielos y retroceso glaciar) y, por otra, «pluvial» (mayor pluviosidad, crecidas y aluvionamientos fluviales) e «interpluvial» (menor pluviosidad, estiajes y encajamientos fluviales).

Con esas premisas y comprobada la casi total coincidencia entre **ciclos térmicos** (glacial-interglacial) y **ciclos de hielo** (glaciar-interglaciar), restaba resolver el problema sobre su relación con los **ciclos de lluvias-caudales** (pluvial-interpluvial). Concretamente se abordaron dos cuestiones: una, las *secuencias que seguían nivación y pluviosidad para definir máximos de avance-retroceso (glaciar) y crecida-estiaje (pluvial)*; otra, la *correspondencia entre episodios glaciares en regiones altas y aluvionares en las bajas*.

Respecto a la primera, Trevisan (1949, ref. 1950) precisó las diferencias entre el máximo-mínimo de los hielos (glaciar-interglaciar) o caudales (pluvial-interpluvial) y el régimen de precipitación que hace crecer o decrecer ambos. Como consecuencia introdujo los prefijos **ana-** y **cata-** para distinguir cada etapa, e indican: el primero, un aumento de la nivación en cuencas glaciares y lluvia en las fluviales cuyo régimen es pluvial o dominantemente pluvial; el segundo, un retroceso en la nivación y las lluvias de las respectivas cuencas.

Siguiendo la terminología y conceptos introducidos por Trevisan (*op. cit.*), pueden establecerse dos períodos. Uno corresponde al progresivo aumento de los hielos glaciares y caudales en ríos pluviales, denominados respectivamente: **anaglaciar**, entre un máximo interglaciar y un máximo glaciar; y **anapluvial**, entre máximo estiaje y máxima crecida. El otro período, corresponde a la disminución progresiva de los hielos glaciares y caudales en ríos pluviales, denominados respectivamente: **cataglaciar**, entre un máximo glaciar y un máximo interglaciar; y **catapluvial**, entre máxima crecida y máximo estiaje. La implicación que tienen estos fenómenos en la génesis de las terrazas fluviales, es notoria (ver capítulo 9, figura 9.31).

En lo referente a la segunda cuestión planteada, para determinar la correspondencia entre fenómenos glaciares y pluviales, se analizaron detenidamente las características del balance hídrico en latitudes bajas, ya que habían sido detectadas grandes anomalías durante el Cuaternario. En base a los datos obtenidos, Fairbridge (1964) consolidó la hipótesis de la «desecación tropical» durante los períodos glaciares, es decir: el máximo avance glaciar en «regiones altas» (glaciar y pluvial), coincidía con una «aridificación» en las regiones tropicales (interpluvial).

Lo anterior, a nivel general y como hecho geográfico más destacado, significaba que los límites del Sáhara y la selva ecuatorial habían experimentado notables modificaciones a lo largo del Pleistoceno; en máximos glaciares, el dominio de la *pluviisilva* se redujo (figura 8.20B) y las zonas desérticas avanzaron hacia el sur, invadiendo regiones semiáridas y la sabana espinosa (zona sursahariana y saheliana, respectivamente).

Quedaba por concretar cuál fue el funcionamiento del límite septentrional del Sáhara; si permaneció estable o también cambió y, de ser así, cómo lo hizo. La cuestión era saber si las variaciones en la extensión del desierto respondían a una oscilación (ambos límites se desplazaron según latitudes opuestas), una migración sencilla (sólo se desplazó el límite sur), o una migración doble (ambos límites se desplazaron hacia latitudes ecuatoriales). Los datos posteriores han permitido confirmar la hipótesis de las oscilaciones para ambos límites, es decir, la ampliación y reducción en la franja desértica durante el Cuaternario (figura 8.20A).

Entre los años 1968-1973, la «franja sursahariana y saheliana» soportó un período de sequía con efectos catastróficos para la población (figura 8.21). Este hecho, ampliamente reflejado y debatido en publicaciones especializadas, revistas y medios de comunicación social, hizo plantear el problema a escala mundial y la ONU, en 1976, auspició la conferencia de Nairobi donde tomaba carta de naturaleza el término «*desertification*», castellanizado por unos como «desertización» y por otros «desertificación» (ver capítulo 16).

Al apuntar posibles causas para este proceso de aridificación del Sahel, en la conferencia de Nairobi se hizo especial hincapié en el *factor antrópico a escala local*. Sin embargo, muchos expertos lo asociaron a un posible *cambio en la tendencia del clima a escala planetaria*, considerando que podría deberse: bien a uno más de los ritmos del clima cuaternario, y para explicarlo trabajaron sobre **hipótesis glaciares**; bien a uno nuevo ocasionado por implicaciones globales del factor antrópico, y para explicarlo trabajaron sobre hipótesis de **mutaciones climáticas inducidas** (ver capítulo 16).

Desde las hipótesis glaciares, interpretaron lo ocurrido en el Sahel como un indicador de la ampliación del desierto (desplazamiento del límite meridional del Sáhara hacia latitudes ecuatoriales), que podría significar una nueva etapa «interpluvial». Dicho interpluvial debía analizarse adecuadamente y determinar su magnitud y categoría en relación con el posible «final del interglaciar Postwürm o actual». En esta perspectiva, el «factor antrópico» era mero «catalizador» de su propia catástrofe y, por ello, habría de situarse a nivel del uso de unos suelos extremadamente vulnerables y sobreexplotados por el pastoreo. Sin embargo, la incidencia del hombre en la evolución natural de los límites del desierto se consideraba mínima.

En los años posteriores algunos datos parecían reforzar la hipótesis glaciar, así: el tiempo transcurrido desde el último máximo glaciar, 15.000-20.000 años, era un período medio suficiente para haber alcanzado ya el máximo interglaciar, e invertirse la tendencia actual de retroceso generalizado que muestran la mayoría de los glaciares; en los últimos 500.000 años de la historia climática del Cuaternario, sólo un 5% reflejan temperaturas medias tan elevadas como las del siglo XX; observaciones y medidas realizadas por control remoto (imágenes de satélite), demostraban que, correlativamente a los fenómenos del Sahel, aumentó considerablemente la cantidad de hielo y nieve en las aguas oceánicas árticas y subárticas (en octubre de 1973 la superficie media de hielo y nieve era de 32 millones de km^2, frente a 16,13 millones medidos en octubre de 1968); en un registro realizado en Groenlandia, apreciaron notables coincidencias entre años muy fríos en

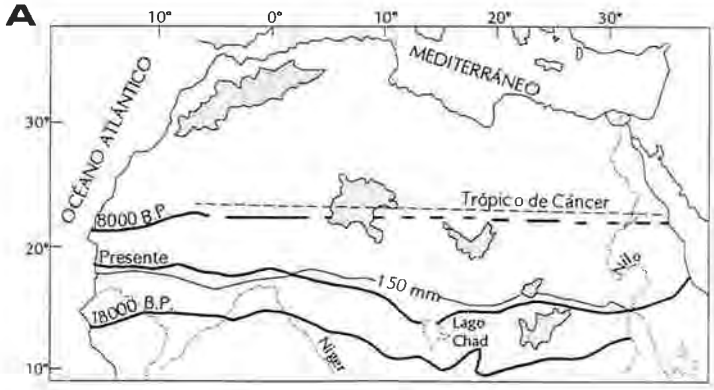
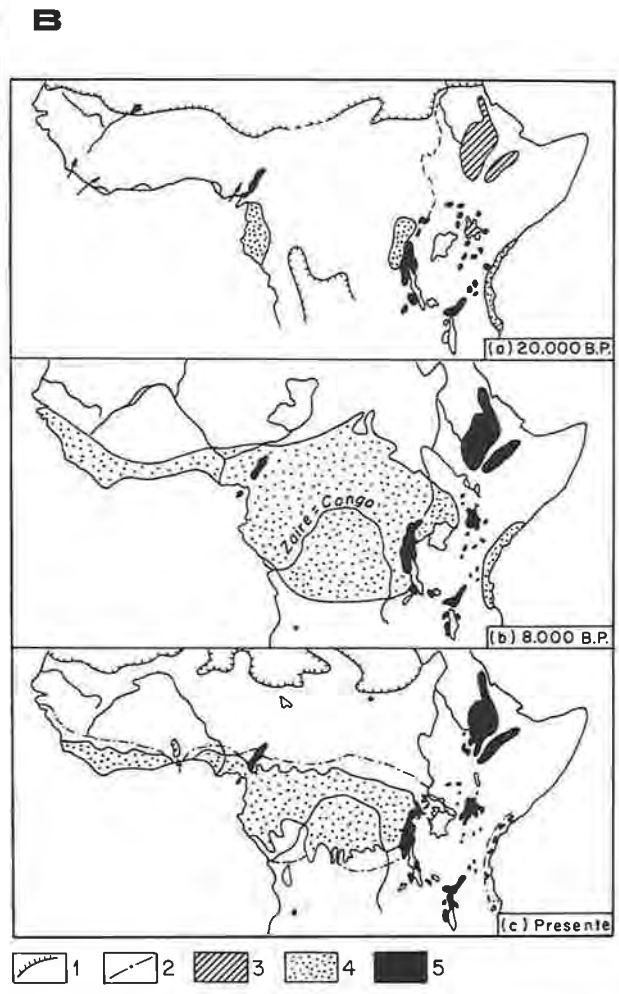


Figura 8.20. Modificaciones ocurridas en la franja tropical desde el máximo glaciar würmiense (18.000 a 20.000 BP) hasta la actualidad, incluyendo el Óptimo Climático Postglaciar (considerado aquí alrededor de 8.000 BP).

A. Oscilaciones para el límite meridional del Sáhara en dichos períodos (según Petit Maire, 1991).

B. Modificaciones sufridas en el bosque de *pluviisilva* ecuatorial y regiones próximas (Hamilton, 1976): 1, límite meridional del Sáhara; 2, límite natural del bosque; 3, bosque de montaña en retroceso; 4, bosque de *pluviisilva* ecuatorial; 5, bosque de montaña.



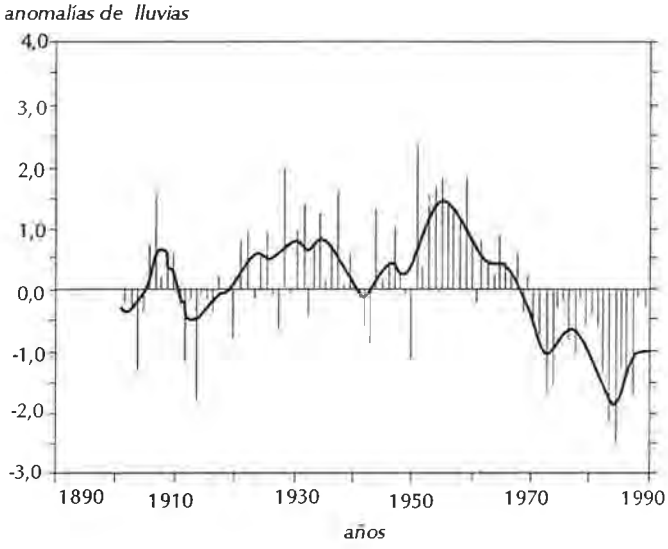


Figura 8.21. Anomalías de las lluvias en la franja del Sahel, respecto a la media regional de las variaciones interanuales. Entre 1968 y 1985, hay un déficit de dos veces esa media; siguiendo algunas hipótesis (Charney, 1975), este fenómeno se explicó como una consecuencia de la deforestación debida al sobrepastoreo, y la subsiguiente modificación del balance hídrico a escala local.

dicha zona (concretamente 1907, 1949 y 1965) y la agudización de la aridez en la franja sursahariana.

A esos datos, deben añadirse aquéllos otros que confirmaron la correlación entre cambios glaciar-interglaciar y variaciones de los límites del Sáhara; sin embargo, ambos fenómenos no son todo lo sincrónicos que se pensó inicialmente (ver figura 8.20).

Partiendo de las «hipótesis glaciares», el tema básico está en resolver adecuadamente la siguiente cuestión: ¿dónde situar el estado actual de los glaciares? o, planteado de otro modo, ¿cuál es la tendencia evolutiva de los glaciares? La respuesta será sencilla o compleja, según las consideraciones respecto a la evolución futura.

Si únicamente se centran los objetivos en el presente y futuro inmediato, ante el retroceso iniciado durante el siglo XIX y que parece mantenerse, cabe suponer una «pulsación interglaciar»: la correspondiente sucesiva al «avance glaciar» producido entre principios del siglo XVI y mediados del XIX; pulsación bien documentada en los Alpes mediante sedimentos, morfologías, grabados, relatos, etc., y que se denomina «Fernau» o también, a nivel global, «Pequeña Edad Glaciar» (ver foto 2.1).

Si el objetivo es predecir el futuro a medio y largo plazo, ha de considerarse un pasado no tan inmediato y, acorde con ello, las posibilidades serían múltiples.

Tras el último máximo glaciar hace unos 18.000 ± 2.000 años, el «pleniglaciar würmiense», comenzó un período de progresivo ascenso termométrico y menor nivación (cataglaciar), culminando hace unos 6.000-5.000 años en el llamado «Óptimo Climático Postglaciar», también «Óptimo Climático Holoceno» (OPH) dentro de la «Fase Atlántica» (ver figuras 8.15 y 8.16B-3); para el mismo, se han calculado temperaturas medias del orden de 2 a 3 °C superiores a las actuales (CLIMAP, 1981).

Teniendo en cuenta el clima de los últimos milenios (Lamb, 1972, 1977; Chaline, 1985), desde el OPH a la actualidad, destacan dos hechos: la tendencia al progresivo y continuo calentamiento de la atmósfera, iniciada tras el «pleniglaciar würmiense» y agudizada a finales del Dryas reciente (11.000-9.500 BP), quedó interrumpida tras el OPH y las temperaturas se estabilizaron, incluso aparece una ligera inversión respecto a la tendencia anterior; desde ese momento a la actualidad, aun siendo muy similares las amplitudes en las oscilaciones térmicas positivas y negativas, hay una leve desviación (≈0,5 °C) hacia las segundas (ver figuras 8.15 y 8.16B3).

Por lo que respecta a los glaciares, tras el «pleniglaciar würmiense» iniciaron un retroceso generalizado dando paso a una «etapa o fase interglaciar». Dicho retroceso, con una serie de subetapas y pulsaciones, tiene lugar de forma rápida hasta el OPH y a partir de ese momento se estabiliza o, al menos, hay un notable decrecimiento en su magnitud.

De acuerdo con esos datos, el problema básico para conocer la evolución futura de los glaciares está en determinar con exactitud la categoría del «Óptimo Climático Postglaciar» (OPH).

Centrando la cuestión, deben considerarse varios hechos ocurridos alrededor de dicho «óptimo»: desaparición definitiva de los casquetes glaciares en Norteamérica y la Península Escandinava; desaparición de muchos glaciares en las montañas, mientras otros perdían la mayor parte de su lengua quedando reducidos a dimensiones similares o menores a las actuales; estabilización de las oscilaciones actuales alrededor del máximo de retroceso a que llegaron durante el OPH; y desarrollo de algunas pulsaciones que denotan una ligera inversión respecto a la tendencia previa a él.

Todo parece indicar que el OPH marca el máximo de la «etapa o fase interglaciar Postwürm». Sin embargo, para confirmarlo es necesario investigar detalladamente las variaciones glaciares en los últimos milenios y concretar la amplitud de sus oscilaciones alrededor del ese «óptimo»; es decir: si representa una «etapa» (máximo absoluto) o, por el contrario, una «subetapa» (máximo relativo de primer orden) y caben esperar retrocesos glaciares aún mayores a los ocurridos hasta el momento actual.

La información obtenida con sondeos en hielos de la Antártida, Groenlandia y otras zonas, también apunta hacia la hipótesis del máximo absoluto, si bien tímidamente (Dansgaard *et al.*, 1969, 1971, 1982; Lorius *et al.*, 1988; y GRIP, 1993).

Como síntesis de todos estos planteamientos acerca de las *hipótesis glaciares*, puede decirse que:

- La «pulsación Fernau» o «Pequeña Edad Glaciar» significó un avance generalizado de los glaciares, abarcando desde el siglo XVI hasta mediados del XIX. Tras esa pulsación algunos quedaron estabilizados, sin embargo la mayoría inició un retroceso cuyo alcance aún se desconoce; únicamente está confirmado que las oscilaciones de retroceso han sido predominantes durante la primera mitad del siglo XX, posteriormente algunos registraron avances, para retroceder todos ellos en los últimos años.

- De mantenerse la tendencia reciente predominando las oscilaciones de retroceso, los glaciares seguirían disminuyendo hasta alcanzar una extensión equivalente a la que tuvieron hace varios siglos (pulsación de retroceso previa al avance Fernau). Una vez llegaran a dicho nivel, podrían darse varias situaciones, especialmente dos:

1ª) Inversión de la tendencia actual y, tras una relativa estabilización, inicio de un avance. En este caso se habría completado la pulsación de retroceso interglaciar, correspondiente sucesiva al avance Fernau o «Pequeña Edad Glaciar».

2ª) Mantenimiento de la tendencia al retroceso, con lo cual los glaciares evolucionarían hacia un máximo interglaciar de mayor categoría, es decir, equivalente al «Óptimo Climático Postglaciar» (OPH).

- Si se añaden otros datos a la indefinición anterior, la hacen aún más hipotética: en realidad no debe descartarse que, tras ese «Óptimo Climático Postglaciar» en el cual tuvo lugar el máximo retroceso ocurrido desde el último pleniglaciar, no estén ya los hielos en lenta y progresiva recuperación hacia una nueva etapa o subetapa de avance. Este hecho tiene difícil comprobación, pues todos los modelos y esquemas evolutivos acerca del glaciarismo están concebidos dando por supuesto que el presente camina hacia un máximo absoluto interglaciar; muchos

conocimientos sobre las variaciones glaciares recientes, quedan así mediatizados por esa visión «apriorística» insuficientemente contrastada.

Las investigaciones sobre el clima son una tarea compleja y siempre probabilística: están basadas en análisis estocásticos con series temporales de variables climáticas o la duración de ciclos; por ello los modelos serán tanto más hipotéticos cuanto mayor sea su globalización temporal. En el caso de variaciones glaciares, oscilaciones y pulsaciones deben analizarse con más detalle, pues son ritmos que afectan directamente a la actividad antrópica y, recíprocamente, ésta podría incidir en ellos modificando su tendencia evolutiva natural.

Para estos objetivos hay datos directos aportados por los glaciares actuales, otros indirectos próximos obtenidos con documentos «histórico-sociales» y, por último, indirectos remotos a través de documentos «histórico naturales», bien cualitativos o «*proxy*», bien aquéllos apropiados para realizar una paleoclimatología cuantitativa.

Dado que los ritmos mayores, subetapas y etapas, están en función de otros menores, aquellos datos obtenidos estudiando oscilaciones y pulsaciones recientes son básicos para elaborar modelos globales sobre la evolución glaciar. Estos modelos deberán explicar cuestiones como: número de períodos térmicos (glacial-interglacial) y relación con la precipitación sólida (glaciar-interglaciar) y líquida (pluvial-interpluvial); simultaneidad o desfase entre las glaciaciones en ambos hemisferios; funciones matemáticas representando las oscilaciones en esos períodos (térmicas, glaciares o pluviales) a lo largo del tiempo; extensión exacta de los glaciares en cada región y época; también, oscilaciones termométricas y pluviométricas que implican el cambio glaciar-interglaciar.

8.9. CRONOLOGÍA Y PALEOTEMPERATURAS ASOCIADAS AL GLACIARISMO CUATERNARIO

Como ya se apuntó a propósito de las variaciones glaciares, la cronoestratigrafía del Cuaternario, sobre todo para Europa, estuvo basada durante muchos años en el trabajo de Penck y Brückner (1901-1909). Sin embargo, durante la segunda mitad del siglo XX hay un notable cambio en los enfoques para ese período; a ello contribuyeron nuevas técnicas de datación y la renovación conceptual.

La introducción de *métodos para dataciones absolutas* o «datación física a partir de isótopos radiactivos», entre los cuales fue pionero el conocido como «carbono catorce» (^{14}C; Libby, 1955), significó un avance en las precisiones cronológicas. Todos ellos se basan en la evolución atómica de algunos elementos, que a lo largo del tiempo pierden actividad o «radiactividad» (descubrimiento realizado por Rutherford y Soddy en 1905), y pasan a isótopos más estables; es el caso de las relaciones $^{14}C/^{12}C$, $^{40}K/^{40}Ar$ ó ^{238}U y $^{234}U/^{230}Th$. Fundamento similar tienen las termoluminiscencias, resonancias paramagnéticas, trazas de fisión e hidratación del mineral de obsidiana.

El apoyo de los anteriores posibilitando cronologías absolutas, dio utilidad o sirvió para consolidar otros métodos de datación; unos como el paleomagnetismo nacieron con ese fin, aunque la mayoría se asocian a investigaciones paleontológicas, estratigráficas y dinámicas.

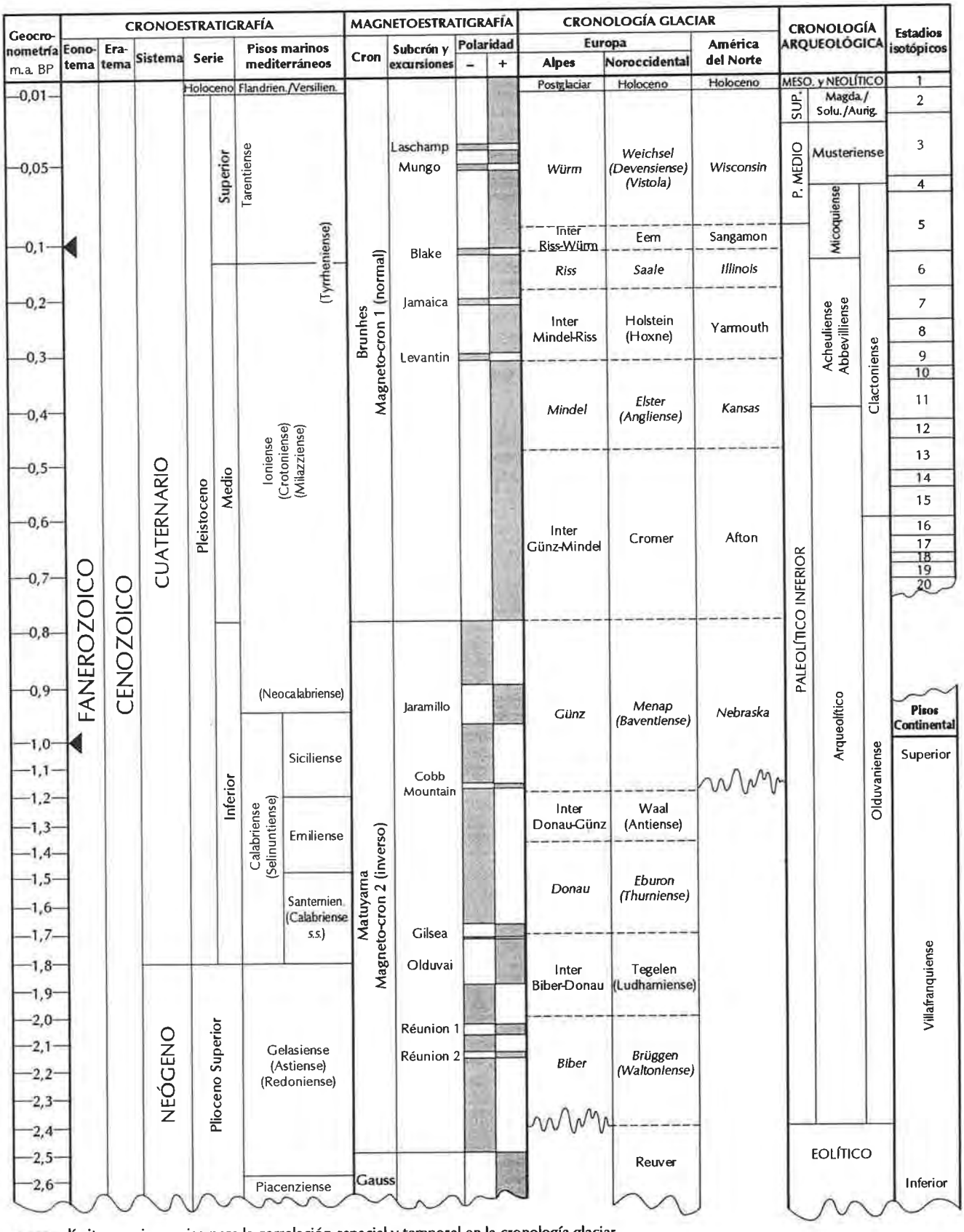
Las variaciones en el campo magnético terrestre (declinación, inclinación e intensidad) eran conocidas mediante datos que se remontan al siglo XVI; ello hizo posible calcular la magnitud de las modificaciones en su eje: unos 10° de arco por siglo. Hacia el año 1905 analizando una formación con abundantes minerales de arcilla, Brunhes constató «imantaciones remanentes» que, en principio, parecían marcar un sentido opuesto al campo magnético actual; confirmada dicha hipótesis, hoy las dataciones paleomagnéticas miden imantaciones remanentes «normales» (idénticas a la actual) o «inversas». Esta determinación no comporta una cronología absoluta, siendo por ello un método de datación indirecta a complementar con análisis radiométricos; labor que fue iniciada por Cox, Doell y Dalrymple en 1963 (ref. 1968), y prosiguió en otros trabajos hasta concluir una escala de unidades «magnetoestratigráficas» con zonas, subzonas y episodios de polaridad; actualmente denominados, respectivamente: «cron», «subcron» y «excursiones» (figura 8.22).

Los estudios litoestratigráficos (series de sedimentos continentales y marinos) *y bioestratigráficos* (zonas de fauna fósil correspondientes a esas series sedimentarias), dieron paso a una cronoestratigrafía renovada del sistema Cuaternario (secuencias de capas o series con un valor referencial). Asignando a esas secuencias cronoestratigráficas su «geocronología» (período de tiempo que comprende su desarrollo) establecida mediante los nuevos métodos de datación absoluta, hacen posible la moderna **tabla cronoestratigráfica del Cuaternario**. Tanto el volumen de datos disponibles, como la excesiva proliferación de términos y tablas parciales, dificultan la síntesis para llegar a una escala única; a pesar de esa limitación, hay pisos, cronologías, acontecimientos y similar, generalmente aceptados por todos los especialistas y que sirven como referencia al abordar un resumen a nivel orientativo (figura 8.22).

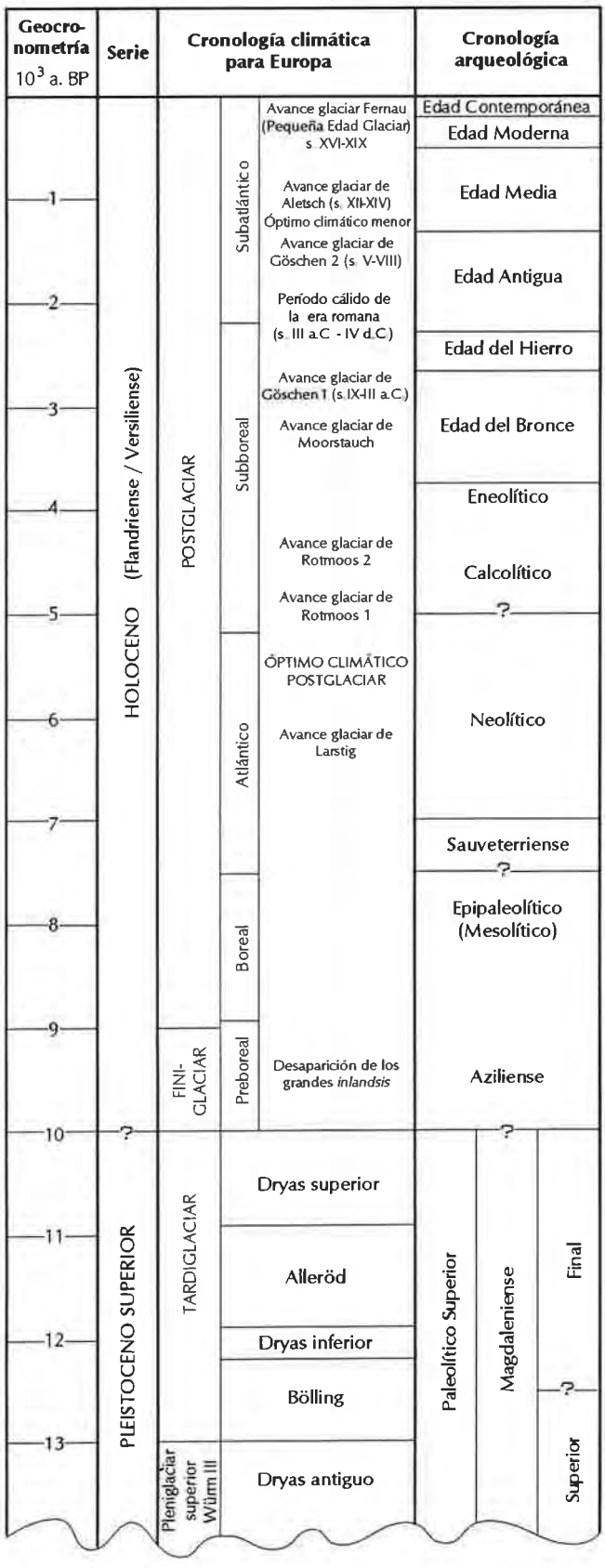
Otro objetivo destacado en el análisis del período Cuaternario es la *reconstrucción paleoambiental* y, dentro de lo posible, ajustar esos cambios con la escala cronoestratigráfica.

Una primera aproximación fue la derivada del estudio de secuencias morfosedimentarias (varvas y morrenas glaciares, aluviones fluviales y fluvioglaciares, y paleosuelos), que llevaron a definir períodos o fases glaciares e interglaciares (ver apartado 8.6).

Los registros fósiles de polen y esporas, es decir, la paleopalinología, dieron paso a interpretaciones más precisas de todos aquellos cambios florísticos y climáticos ocurridos entre finales del Pleistoceno y principios del Holoceno, especialmente la evolución tardi y finiglaciar. Partiendo de técnicas y métodos introducidos por el sueco Post (1916; ref. 1967), fue posible elaborar secuencias o «diagramas polínicos» por regiones, a su vez divididas en «zonas de polen» según las asociaciones florísticas. Dichas zonas, tras las correspondientes dataciones utilizando técnicas de ^{14}C y su correlación con faunas marinas,



límite muy impreciso para la correlación espacial y temporal en la cronología glaciar



permitieron establecer **cronologías climáticas** para el período Cuaternario (figura 8.22).

Mediante análisis realizados en la década de 1920 sobre muestras de sedimentos marinos cuaternarios del Atlántico, el alemán Schott (ref. 1935) separó tres niveles en base a la presencia de restos fósiles del foraminífero *Globorotalia menardii*: el superior tenía una notable concentración de esta especie fósil, mientras el intermedio carecía de ella; sin embargo volvía a aparecer en el inferior, junto a otras muchas especies propias de un ambiente cálido. Esto le llevó a concluir, que la capa intermedia correspondía a sedimentos depositados durante el último período glaciar.

A esa misma conclusión llegaron años después (en la década de los años 1950) Ericson (1956) y sus colaboradores del Observatorio Geológico de Lamont (EE.UU.). Utilizando técnicas más precisas, dataron el límite entre la capa intermedia y superior en unos 11.000 años BP; coincidía, por tanto, con el tránsito glaciar-interglaciar actual según lo establecido mediante ^{14}C. Estos trabajos supusieron un paso definitivo en la utilización de organismos fósiles como «indicadores» del ambiente térmico.

Aunque el método de *registros térmicos en formaciones geológicas* comenzó por la utilización de fósiles «indicadores», su fundamento básico tiene otro origen; se debe al premio Nobel Urey (1947), quien al analizar las formas isotópicas del oxígeno (^{18}O, ^{17}O y ^{16}O) contenidas en las moléculas de agua, descubrió que la relación $^{18}O/^{16}O$ era mayor en aguas marinas al compararlas con las continentales (sólidas y líquidas).

La aplicación de esas variaciones o «relaciones isotópicas» entre aguas marinas y continentales para medir paleotemperaturas, surgió cuando el mismo Urey detecta que dichos cambios quedan «reflejados» en moléculas de sedimentos y restos fósiles carbonáticos (caparazones, esqueletos, corales y otros «indicadores»); un dato importante, hacía referencia a la mayor concentración de ^{18}O en sedimentos y organismos fósiles de aguas frías respecto a sus equivalentes en aguas cálidas. Esto permitiría desarrollar lo que, de manera informal pero sumamente ilustrativa, han denominado «el termómetro geológico».

La puesta a punto de la metodología para «medir paleotemperaturas oceánicas» fue una labor progresiva, participando en ella numerosos investigadores. Inicialmente hubieron de conseguirse espectrómetros de masas que

Figura 8.22. Tabla cronoestratigráfica indicativa del sistema Cuaternario. Tanto la geocronometría como algunos pisos, deben considerarse meramente aproximativos, pues las diferencias entre las diversas alternativas son notables.
Los triángulos señalan cambios de proporcionalidad en las dimensiones de la escala; para la cronología glaciar, aparecen indistintamente períodos o fases sin significado estratigráfico, junto a depósitos equivalentes con categoría litoestratigráfica. En cursiva se marcan períodos fríos o pisos equivalentes. Ver al respecto: Flint (1971), Chaline (1985), Haq y Van Eysinga (1987), Taborín (1992) y Van Couvering (1995).

detectaran variaciones mínimas en la relación $^{18}O/^{16}O$: relaciones del 1% corresponden a oscilaciones termométricas del orden de 10°C, lo cual limitaba mucho su uso. Junto a lo anterior, surgieron problemas en la extracción de CO_2 a partir del CO_3Ca sin variar el equilibrio isotópico; también cómo eliminar la materia orgánica sin alterar la relación isotópica del CO_3Ca, pues la escala termométrica se basó en análisis de invertebrados marinos.

Superados los problemas anteriores y a la vez que se introducía un nuevo método basado en «la temperatura de precipitación del CO_3Ca», se obtiene la ecuación experimental para calcular paleotemperaturas (T) en una muestra cualquiera (M); ésta es (Epstein *et al.*, 1951):

$$T = 16{,}5 - 4{,}3\ (\delta - A) + 0{,}14\ (\delta - A)^2$$

siendo:

***A*, factor de corrección si la composición isotópica del agua (W´) donde se tomó la muestra es diferente a la media general (W).**

δ, diferencia entre la relación $^{18}O/^{16}O$ en la muestra *(M)* y otra estándar *(B)* que se toma como referencia (relación isotópica del CO_2 extraído de una muestra de belemnites, el *Belemnitella americana*, del Cretácico Superior de la formación «*PD*» en Carolina del Sur), así:

$$\delta = 1000\ [\frac{^{18}O/^{16}O\ \ (en\ M)}{^{18}O/^{16}O\ \ (en\ B)}] - 1 = PDB - 1$$

donde:

δ es la desviación relativa de ^{18}O respecto al estándar (*PDB*) y se expresa como positiva (mayor que el estándar) o negativa (menor que el estándar) en partes por mililitro (‰).

Las fórmulas serían calibradas años más tarde, entre 1969 y 1971, por Shackleton, llegando a establecer que el contenido en ^{18}O disminuye 0,24‰ con cada 1°C de aumento en la temperatura, aproximadamente.

Utilizando estos métodos y sistematizando los análisis, Emiliani (1955) elabora la primera «curva de paleotemperaturas oceánicas», que abarcaba unos 300.000 años BP; según sus cálculos, las oscilaciones isotópicas en aguas oceánicas a lo largo de los cambios glaciar-interglaciar fueron del orden de 0,4‰ (PDB-1). En este trabajo aparecen dos conclusiones importantes: una, que durante los últimos 300.000 años hubo unos siete ciclos completos de períodos glaciar-interglaciar; otra, que su ritmicidad coincidía con los «ciclos orbitales» intermedios y menores establecidos por Milankovitch (1941, ref. 1969).

En la década de 1970, una serie de estudios modifican sustancialmente el enfoque para estos temas; todos ellos consideran hipótesis «multifactoriales» y teorías de «fraccionamiento isotópico». Aunque el fundamento inicial corresponde a Imbrie y Shackleton (ver Imbrie e Imbrie, 1979), su desarrollo concreto fue labor de múltiples equipos agrupados en un proyecto común, CLIMAP (Clima: investigación a largo plazo, mapas y predicción), llevado a cabo entre 1970 y 1980 con el objetivo principal de reconstruir las condiciones climáticas del último máximo glaciar (ver CLIMAP, 1981).

Las hipótesis «multifactoriales» tienen bases ecológicas más precisas y, en consecuencia, estimaron que las variaciones en la concentración de algunos organismos fósiles contenidos en sedimentos marinos, no sólo se deben a cambios de temperatura, sino también de salinidad, disponibilidad de alimentos, estacionalidad, etc. De acuerdo con esa deducción, las modificaciones isotópicas no denunciaban directamente variaciones térmicas, sino relaciones diferenciales entre: masas de hielo continentales y aguas oceánicas. Siguiendo estos esquemas, fue posible ajustar mejor la coincidencia de los ritmos glaciar-interglaciar con los ciclos astronómicos (ver figura 8.18B).

La segunda cuestión, el **fraccionamiento isotópico**, explica esa relación entre variaciones isotópicas ($^{18}O/^{16}O$) y balances hídricos según los períodos glaciar-interglaciar: las moléculas de agua compuestas por ^{18}O, al ser más pesadas, evaporan menos (se calcula un 1% el empobrecimiento en este cambio de fase) y en el camino hacia los continentes condensan y precipitan antes (se calcula entre un 2 a 4% de empobrecimiento durante este otro cambio). De esta forma, las aguas continentales quedan empobrecidas en ^{18}O (aproximadamente un 5%) respecto a las oceánicas; si dichas aguas permanecen formando masas de hielo, el resultado global será la regionalización del balance isotópico: durante períodos glaciares aumenta su concentración en los océanos (pasa de -2 a -1‰, PDB-1) y disminuye en los hielos glaciares (pasan de -29 a -40‰, PDB-1), retornando de nuevo a sus valores iniciales durante el período interglaciar.

El mejor conocimiento de este proceso y las nuevas metodologías analíticas, permitieron definir una «tabla de estadios isotópicos» que, una vez establecida su cronología, fue incorporada a la general del sistema Cuaternario (ver figura 8.22).

Muchos resultados de estos trabajos, en gran medida derivados del proyecto CLIMAP (1981), están reflejados en curvas y mapas de paleotemperaturas oceánicas y cartografías de las masas de hielo durante los períodos glaciares. También se obtuvieron algunos datos precisos del último máximo glaciar (18.000 a 20.000 años BP), por ejemplo: los hielos llegaron a ocupar unos 50 millones de km^2; el nivel de los océanos llegó a ser unos 150 m, como media, inferior al actual; y el descenso en las temperaturas

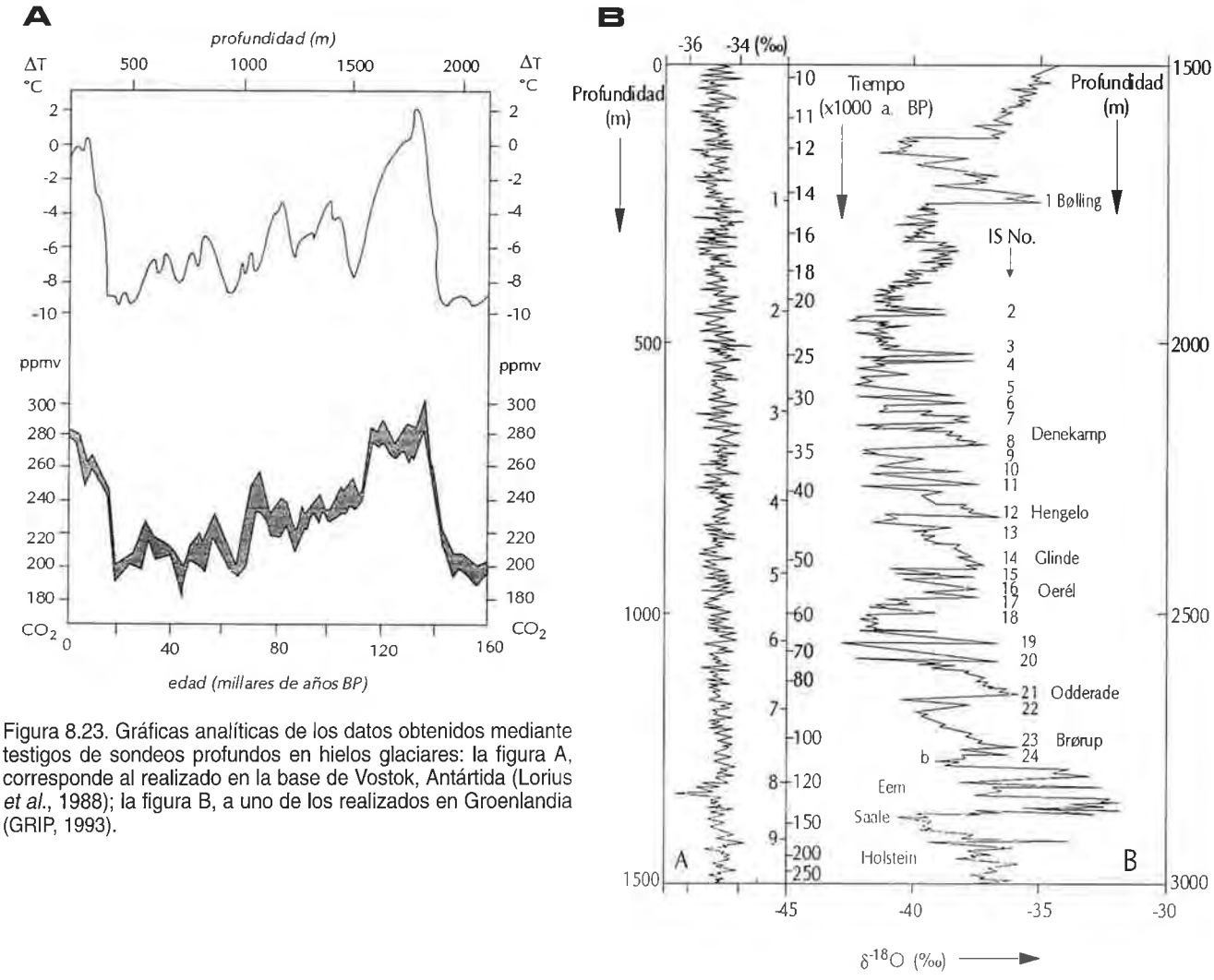


Figura 8.23. Gráficas analíticas de los datos obtenidos mediante testigos de sondeos profundos en hielos glaciares: la figura A, corresponde al realizado en la base de Vostok, Antártida (Lorius *et al.*, 1988); la figura B, a uno de los realizados en Groenlandia (GRIP, 1993).

fue de 6 a 10°C en los polos, 2°C en el ecuador y 4 a 5°C de media. La magnitud del cambio termométrico respecto a los valores medios actuales que supusieron el Óptimo Climático Postglaciar (OPH) y la «Pequeña Edad Glaciar», significó un ascenso de 2-3°C el primero y un descenso de 1°C la segunda.

A partir de las variaciones isotópicas y en función del balance hielos glaciares-aguas oceánicas, aplicaron la misma metodología al medio continental analizando los primeros; con esta finalidad se iniciaron sondeos profundos durante la década de 1960 en las estaciones Camp Century (Groenlandia) y Byrd (Antártida). Ver al respecto Dansgaard *et al.* (1969, 1971, 1982).

La continuidad en los trabajos y el perfeccionamiento adquirido por las técnicas de perforación, han posibilitado culminar sondeos a gran profundidad en la Antártida (Vostok) y Groenlandia (proyectos GISP-II y EUROCORE); a lo anterior se unió el desarrollo de nuevas técnicas instrumentales analíticas, obteniéndose así datos sobre: paleotemperaturas, según las relaciones isotópicas del ^{18}O y el deuterio; composición atmosférica (básicamente CO_2), analizando el aire contenido en las burbujas; cronología del hielo, utilizando el único isótopo radioactivo propio de los glaciares, el tritio; y paleoactividad volcánica, a partir de elementos traza extraños (figura 8.23).

El sondeo realizado en la base Vostok de la Antártida (Lorius *et al.*, 1988) llegó hasta 2.200 m, abarcando unos 160.000 años de antigüedad. De esta manera ha podido conocerse, entre otros datos (figura 8.23A), que la concentración de anhídrido carbónico en la atmósfera durante

períodos glaciares desciende a 2/3 de su nivel en los interglaciares; también que la temperatura en zonas polares a lo largo del máximo würmiense o «pleniglaciar», era unos 10°C inferior a la actual.

Resultados similares respecto a la concentración de anhídrido carbónico y paleotemperaturas, son los obtenidos mediante el sondeo efectuado en Groenlandia (GRIP, 1993), que alcanzó 3.028 metros y significan unos 250.000 años de antigüedad. En este caso también se estudió el balance de masa y las secuencias o «estratigrafía» del hielo, de lo cual se dedujo que los avances hacia un máximo glaciar (anaglaciar) son extremadamente lentos y discontinuos, mientras los retrocesos hacia máximos interglaciares (cataglaciar) son rápidos y progresivos. Por otro lado, los cambios en la tendencia, es decir, inversiones avances-retrocesos, ocurren frecuente e instantáneamente, medidos según la escala general de la periodicidad evolutiva del hielo.

Otras campañas de sondeos (Alaska, Perú, o Nueva Zelanda), aunque más limitadas, muestran datos básicos coincidentes con esos ya reflejados. Todas ellas, y en especial la GRIP (*op. cit.*), han permitido formular varias secuencias evolutivas, siendo la más clara para el Würm: esta etapa o fase glaciar comienza 100.000 años BP, se intensifica alrededor de 75.000 BP, alcanza su máximo aproximadamente 19.000 BP, e inicia el retroceso hacia los 14.000 BP; en sólo 7.000 años, es decir, en el «Óptimo Climático Postglaciar», los glaciares quedaron reducidos a dimensiones similares o menores a las actuales.

8.10. INDICACIONES PRÁCTICAS

Dado que el glaciarismo y la glaciología implican todos aquellos aspectos relacionados con la actividad presente, pasada y futura de los glaciares, su estudio requiere un planteamiento interdisciplinar (cuadro 8.7). Por este motivo, al abordar tales fenómenos desde un campo científico concreto, deben estructurarse adecuadamente los objetivos y el nivel de profundización.

Desde la perspectiva geomorfológica, el objetivo prioritario es explicar formas debidas a las acciones glaciares, tanto presentes como pasadas. De acuerdo con ello hay que considerar áreas donde aún aparecen masas de hielo, junto a otras en las cuales sólo quedan signos de su actividad, es decir, «paleomorfología glaciar». Esto puede hacer las interpretaciones más laboriosas, pero el procedimiento a seguir no difiere del utilizado con los restantes procesos: salvo en la zona ocupada por el agente y sometida a su acción directa (la masa de hielo, la corriente fluvial, la línea de costa, etc.), es preciso recurrir al análisis comparado.

En una región con morfología glaciar, el análisis comparado habrá de aplicarse tanto a relieves circunglaciares, es decir, que bordean al hielo, como a aquéllos alejados del mismo. En los primeros son posibles correlaciones directas con el agente y sus acciones referenciales; en los segundos se necesitan procedimientos indirectos a través de reconstrucciones paleogeográficas.

Por lo dicho previamente, si para todo estudio geomorfológico regional debe jerarquizarse el territorio en glaciarismo resulta imprescindible y, siguiendo la metodología de clasificación del relieve (ver capítulo 4), pueden considerarse tres niveles: el «regional» o entorno donde se localiza o localizó en su momento la actividad glaciar y demás procesos asociados; a «escala de dominio» dentro de cada región, considerando el relieve cuya morfología deriva de aquellas acciones específicas directas e indirectas que desarrollan o desarrollaron glaciares; y a «escala de agente» dentro de cada dominio, al considerar la zona que soporta directamente acciones del hielo glaciar. El nivel regional es el apropiado para análisis fisiográficos, el dominio para cálculos morfométricos y el agente para estudios dinámicos.

La clasificación geomorfológica de los glaciares (ver cuadro 8.2) es eminentemente fisiográfica y, en segundo lugar, morfométrica; ello hace imprescindibles muchos datos aportados por este tipo de trabajos.

- *En el análisis fisiográfico* procede definir el contexto y límites del área o áreas glacializadas; si hay relieves confinantes, su tipología y posibles asociaciones con otro dominio o procesos y contexto bioclimático.

- *En los trabajos morfométricos*, el dominio glaciar puede asimilarse a una cuenca vertiente y marcar sus límites, trazado y geometría. Para todos los casos hay que recurrir a parámetros relativos a la masa de hielo y del relieve asociado, tanto circunglaciar como subglaciar; allí donde aún permanece el hielo, será necesario utilizar técnicas y observaciones específicas: sensores remotos y sondeos, exploraciones en cavidades y espeleoglaciocársticas, como más significativas.

El procedimiento se apoya en el análisis de perfiles, y deberá tenerse en cuenta el tipo de circulación que presenta o presentó el hielo: en glaciares confinados al relieve conviene trabajar con perfiles longitudinales y transversales; en los no confinados, deben hacerse perfiles radiales y concéntricos. Todos toman como origen la cuenca de alimentación y el objetivo común es definir contrastes o cambios en la inclinación del terreno y la masa de hielo: resaltes, umbrales, depresiones, barreras, saltos, etc.

Al analizar la configuración superficial, es imprescindible estimar las diferencias entre distintos tipos de glaciares. Mientras para los confinados resulta fundamental el relieve circunglaciar, para aquéllos no confinados apenas tiene importancia; en éstos últimos los perfiles son del hielo aflorante, ya que, salvo algunos resaltes rocosos intraglaciares, no existen otros elementos morfológicos o quedan más allá del frente de ablación: el área proglaciar y periglaciar en el sentido estricto del término; de ahí los problemas derivados por la utilización del mismo para denominar unos procesos, tal como fue analizado en el capítulo correspondiente (ver introducción al capítulo 7). Entre esos dos extremos, aparecen numerosos glaciares de carácter intermedio: aun siendo grandes acumulaciones de hielo, presentan alineaciones de crestas, aristas o similar, que actúan como divisorias y denuncian una morfología subglaciar compleja y compartimentada (p. ej., campos de hielo o *ice fields*).

Cuadro 8.7. Síntesis de los aspectos más destacados a considerar en los estudios glaciológicos.

TEMAS DE INVESTIGACIÓN	OBJETIVOS GENERALES	OBJETIVOS PARTICULARES	CIENCIAS IMPLICADAS
Cronología y Paleogeografía del glaciarismo	Establecimiento del número, desarrollo temporal y espacial, contexto geográfico, etc., de las glaciaciones que han ocurrido a lo largo de la Historia Geológica Bioestratigrafía y Cronoestratigrafía	Estudios detallados de signos: - morfológicos: pulidos, estriados, aborregamientos, rellenos de tills, llanuras de *drumlins*, complejos morrénicos, cuencas de geometría característica, etc. - sedimentológicos: tipos de *tillitas* y *tills*, carácter granulométrico, mineralógico, textural, estructural, etc. - paleontológicos: análisis de las sucesiones - asociaciones faunísticas y florísticas contenidas en los depósitos y de los paleoambientes que les corresponden. - cronoestratigráficos: correlaciones en el tiempo y dataciones en general.	Paleontología Estratigrafía Geomorfología Sedimentología Geología del Cuaternario Geofísica Geoquímica
Condiciones termo - pluviométricas asociadas a los glaciares	Elaboración de un modelo para explicar los ritmos climáticos y su incidencia en los avances y retrocesos de los hielos	Estudio de la dinámica y composición de la atmóstera e hidrosfera, actual y pasada; elaboración de modelos de composición - difusión y funcionalidad de la atmósfera y los océanos, tanto actuales como del pasado; paleorregistros obtenidos a partir de glaciares actuales, en especial los polares con masas de hielo remantes del Pleistoceno. Morfología glaciar (datos o signos *proxy*) Datos de sedimentos, suelos, fósiles, y técnicas isotópicas, obtenidos a partir del análisis de *tills*, varvas glaciolacustres, paleosuelos y turberas en ombligos glaciares.	Geofísica Meteorología Climatología Paleoclimatología Astronomía Tectónica Global Oceanografía Morfodinámica
Hidrología Glaciar	Determinar el balance de masa de un glaciar. Modificaciones del balance hídrico a nivel global	Realización de balances determinando: - ganancias directas y por aportación de los acuíferos del sustrato. - pérdidas por fusión (volumen más importante en la mayoría de los glaciares), evaluando los caudales que emergen del frente glaciar y la infiltración hacia los acuíferos del sustrato. - ablación neta y oscilaciones del frente. Estudio de las modificaciones producidas en cada uno de los términos del ciclo hidrológico, durante los períodos de tránsito glaciar - interglaciar y viceversa; relación con los periodos pluviales e interpluviales; estudio de las variaciones del nivel del mar (glacioeustatismo).	Hidrología Geofísica Ingeniería hidráulica Meteorología Hidromorfología intraglaciar (carst en hielo) Morfodinámica
Características físicas y comportamiento mecánico del hielo glaciar Geometría de la masa de hielo	Fenómenos diagenéticos, metamorfosis Reología del hielo Estructuras y deformación del hielo Morfometría de la masa de hielo	Deben considerarse aspectos: - petrológicos: apilamiento o sedimentación de las diferentes capas de nieve y estructura y texturas primarias que presentan. - cristalográficos: cambios en la geometría y estructura de los cristales y relaciones de causalidad con las presiones confinantes, temperatura, etc. - termodinámicos: cambios de fase, flujos térmicos y su relación con los procesos de diagénesis y circulación - morfodinámica: geometría de las masas de hielo y del terreno confinante en su caso; geometría del lecho o soporte en relación con los fenómenos de diagénesis, circulación, cambios de fase y carga de derrubios en el glaciar. - geología estructural o glaciología estructural; deformaciones o estructuras secundarias que aparecen en la masa de hielo a causa de las tensiones dinámicas.	Geofísica Cristalografía Morfodinámica Termodinámica Petrología y Geología Estructural

De esta manera, la geometría en superficie de un glaciar no confinado al relieve es sencilla y para determinarla basta establecer el carácter de la masa de hielo: configuración (dómica, aplanada o irregular), inclinación, rupturas de pendiente, posibles divisorias separando compartimentos (a veces marcadas por protuberancias en el hielo y otras por alineaciones de *nunataks*), entre otros.

En el caso de glaciares intermedios y confinados al relieve, las opciones son mayores; a todos esos aspectos descritos previamente para aquéllos no confinados, deben añadirse otros derivados del relieve circundante. Habrá que delimitar divisorias de cada dominio y, como en los ríos, compartimentar según emisarios (actuales o antiguos), que a su vez pueden ser tributarios de otros emisarios con mayor categoría.

A estos glaciares es factible considerarlos «ríos de hielo» y aplicarles la metodología desarrollada para estudios fluviales; el trabajo puede planificarse según varios niveles:

En conjunto: analiza su planta determinando la geometría general del dominio o cuenca, y establece parámetros que hacen referencia a la masa de hielo (o su reconstrucción en glaciares ya desaparecidos) en relación con el entorno confinante. Deben definirse divisorias, separar cada cuenca

de alimentación o «colector» (sencilla o compleja, circular o no, etc.) y su zona de descarga o «emisario»; si hay varios colectores-emisarios formando redes dendríticas, podrá establecerse su orden o jerarquía.

Individualmente: analiza cada cuenca de alimentación-zona de descarga o «colector-emisario» y puede realizarse en planta o perfil.

En planta, se determina la geometría precisa de la superficie que ocupa o pudo ocupar el hielo: longitud, anchura por tramos, fisonomía del trazado, etc.

En perfil, se determinan parámetros longitudinales y transversales del antiguo lecho (en glaciares desaparecidos), de la masa de hielo, o ésta y su lecho (en glaciares actuales); así: geometría detallada a lo largo y ancho del glaciar, relaciones entre las geometrías en el lecho y superficie, cambios bruscos de pendiente y su relación con la geometría confinante (barreras de *seracs*, umbrales, cubetas y contrapendientes), compartimentaciones en la masa de hielo debidas a la presencia de irregularidades en el lecho o derrubios, entre otros.

Los perfiles transversales, permiten algunas clasificaciones útiles en el estudio de complejos morrénicos; sirva como ejemplo la propuesta en el cuadro 8.8.

Para realizar trabajos de morfometría, las técnicas, procedimientos e instrumental, son los ya señalados en el apartado correspondiente (ver capítulo 3), es decir: análisis, interpretación y medidas sobre mapas topográficos, foto aérea, foto e imagen de satélite; y medidas sobre el terreno, con levantamientos de perfiles topográficos y delimitación de zonas.

En todos estos trabajos, hay que considerar posibles modificaciones experimentadas por el glaciar a lo largo del tiempo. Deberán hacerse, por tanto, sucesivas observaciones de campo mediante técnicas e instrumental específico: topografía de precisión, perfiles geofísicos, teledetección, etc.

- *Los análisis dinámicos* sobre un glaciar actual o la reconstrucción de parámetros con esta categoría en antiguos glaciares, tiene como referencia básica el hielo y su zona de acción inmediata, es decir, el lecho glaciar. En Morfodinámica interesa conocer las interrelaciones hielo-roca o hielo-materiales del lecho, y no tanto la física del hielo en sí: carácter, fluencia o reología general, tipo de circulación, desplazamiento y balances de masa.

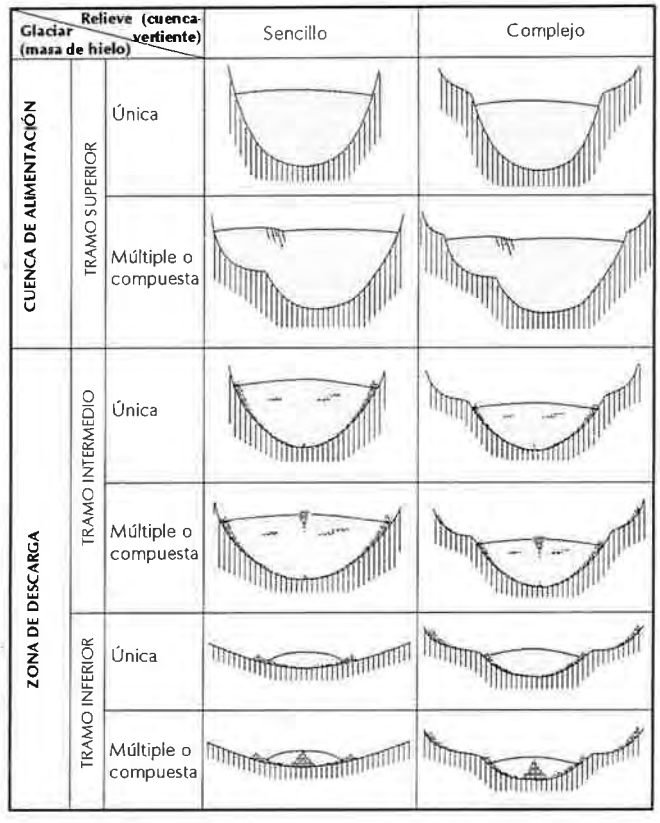
Si a nivel teórico pueden separarse ambos campos, en la práctica resulta difícil, y los estudios morfodinámicos suelen ir acompañados de observaciones y cálculos como: balances de masa, tipo de flujo, velocidad de desplazamiento, y separación entre zona de acumulación y ablación, como más importantes.

El balance de masa tiene interés para delimitar claramente la línea de equilibrio y sus oscilaciones, ya que, por lo general, la zona de acumulación es donde carga derrubios, arranca y pule; al mismo tiempo, la zona de ablación, salvo excepciones, coincide con el transporte y descarga.

Partiendo del balance de masa puede realizarse una clasificación dinámica, diferenciando (Ahlmann, 1935, 1948): **glaciares activos**, están en progresión o avance y presentan balance de masa positivo, por tanto su velocidad es alta y la evacuación de masa (hielo y derrubios) muy rápida; **glaciares pasivos**, están en regresión o retroceso y presentan balance de masa negativo, por tanto su velocidad es baja y la evacuación de masa (hielo y derrubios) lenta; y **glaciares muertos** o estancados, que sólo tienen ablación y tienden a desaparecer.

En investigaciones de aspectos erosivo-sedimentarios, es preciso conocer las características físicas del hielo: termicidad, grado de compactación, transformación y diagénesis, tipo de flujo, etc. Esos datos y observaciones en distintos sectores del glaciar, permiten explicar procesos de arranque-empuje-carga-transporte y abandono de material. Para todas estas observaciones, y mediante perfiles

Cuadro 8.8. Reconstrucción idealizada del lecho en glaciares confinados, según sus perfiles transversales más comunes. En todos ellos se han suprimido posibles contrastes menores (microformas), que pueden ser importantes, sobre todo en el tramo superior.
a) único: glaciar de un sólo colector; b) múltiple: glaciar formado por varios colectores (cuencas de alimentación con su lengua) que al confluir circulan yuxtapuestos o uno se sobreimpone al otro; c) sencillo: cuenca-vertiente sin signos de otras etapas evolutivas del glaciar; d) complejo: cuenca-vertiente con signos de otras etapas evolutivas que ha tenido el glaciar.



longitudinales y transversales, debe disponerse de una morfometría adecuada sobre los límites entre la masa de hielo y su lecho. En cada caso y período de tiempo, habrá de separarse lo que constituye: **lecho activo**, materiales interactuando con el hielo; **lecho pasivo**, materiales recubiertos por aquéllos del lecho activo que a lo sumo sufrirán empujes; y **sustrato del lecho**, materiales que soportan a los anteriores y no son afectados por el hielo, sean sustratos rocosos previos al glaciar, sean acumulaciones debidas a su actividad.

El procedimiento general para esos trabajos, suele basarse en observaciones, análisis y muestreos sobre: petrología, mineralogía y granulometrías; dinámica y carga en aguas subglaciares y relación de éstas con las supra y englaciares, es decir, glaciocarst o criocarst; pulido, arranque por acuñamiento de fusión-infiltración-recongelación y *plucking*; carga por recongelación; sedimentación por fusiones locales o desprendimientos de clastos suspendidos en la base del hielo; derrubios procedentes de las márgenes extraglaciares y carga supraglaciar; abandono de derrubios por estancamiento o desconexión en un sector del frente glaciar; y arrastres debidos a empujes por reactivación; entre otros.

Obtener todos los datos anteriores, como ya fue señalado en este y otros apartados, requiere herramientas específicas y observaciones seriadas. Sensores remotos, topografía y sondeos, constituyen las técnicas instrumentales más sofisticadas; estacas, pértigas, pluvio-nivógrafos, y limnímetros e hidrómetros, son técnicas instrumentales simples, ya clásicas, pero que se siguen utilizando con frecuencia.

Los procedimientos varían, desde trabajos sobre la superficie del glaciar y exploración de algunas grietas y cavidades muy accesibles, hasta laboratorios subglaciares, pasando por exploraciones sistemáticas aprovechando conductos (figura 8.24); cada alternativa elegida está en función de la «fiabilidad» necesaria:

- Un balance de masa podrá realizarse: con series de datos y evaluando cada término de «manera exacta»; aforando caudales surgentes en el frente glaciar y midiendo la nivación en cabecera, que serían, respectiva y «aproximadamente», pérdidas y ganancias.

Los datos pueden obtenerse: con «precisión», utilizando imágenes de satélite y topografía láser para delimitar la cuenca y medir espesores de nieve; por «aproximación», situando pértigas o estacas en las zonas de acumulación y ablación que, debidamente graduadas y referenciadas, permiten evaluar modificaciones en la superficie del glaciar y reconvertir la altura a volumen de ganancias y pérdidas.

- Los desplazamientos y velocidades en superficie y fondo subglaciar, pueden medirse: por «aproximación», con un sistema de estacas y tubos flexibles; con «precisión», utilizando topografía láser, geofísica para controlar trazadores colocados en el interior de la masa de hielo, cavitómetros, etc.

En el primer caso, basta situar sobre la superficie del glaciar una línea de estacas definiendo la transversal entre ambas márgenes y, una vez referenciadas adecuadamente, controlar su movimiento.

La medida indirecta del desplazamiento subglaciar siempre resulta más difícil, incluso con métodos de aproximación. Éstos comenzaron a utilizarse a principios del siglo XX adoptando una técnica sumamente ingeniosa: mediante un sondeo o «pozo» perforando toda la masa de hielo, se introduce un tubo o varilla flexible hasta incrustarlo sobre el lecho y que sobresalga en superficie suficientes metros; al avanzar el glaciar deja parte de esa varilla atrapada en su zona basal, lo cual quedará reflejado por aquella longitud equivalente perdida en superficie, que permite calcular el desplazamiento.

Espeleología glaciar, túneles artificiales para captación de aguas, junto a cavidades y *crevasses* marginales, ponen a disposición de los glaciólogos el lecho subglaciar facilitando la obtención de datos (figura 8.24); caso notable fue la instalación del «cavitómetro» en el glaciar de Argentière (Alpes de Saboya).

Topografía de precisión con láser, tanto en superficie como en el interior del glaciar siguiendo trazadores, perfiles geofísicos seriados y medidas directas en conductos o cavidades, son técnicas que hoy suelen utilizarse de forma generalizada.

- Las modificaciones en la geometría de la masa de hielo, pueden analizarse: por «aproximación», mediante documentos históricos, fotografías seriadas y referencias indirectas; y en «detalle», cartografiando las líneas de oscilación a partir de signos morfológicos, sedimentos, vegetación, etc.

Los controles para detectar variaciones en la superficie ocupada por el hielo, pueden hacerse utilizando señalizaciones básicas (estacas, pértigas), o con topografía de precisión, geofísica e imágenes de satélite.

También mediante teledetección, y allí donde es posible con apoyo topográfico, se controlan actualmente las oscilaciones, tanto de la línea de equilibrio como de las márgenes y frentes del glaciar. Si en general estos trabajos necesitan apoyo topográfico y observaciones sobre el terreno, dichos controles se hacen imprescindibles en aquellos glaciares que, por sus reducidas dimensiones, no quedan bien reflejados con la teledetección.

Todos esos datos sobre dinámica son fundamentales para analizar los *riesgos asociados a estos procesos*; el hielo por sí mismo (avances del frente, hoy poco probable, o caída de bloques y *seracs*), junto a otros agentes como nieve y aguas de fusión (aludes, avenidas), hacen que el glaciar comporte eventos catastróficos, a veces de gran magnitud.

Este tipo de fenómenos, consustanciales al funcionamiento de cualquier proceso natural, únicamente resultan peligrosos si la actividad antrópica ha colonizado zonas en extremo vulnerables (un ejemplo son las montañas europeas y en especial los Alpes), o la magnitud del proceso llega a tener extensión supralocal (caso de algunas zonas andinas).

Aspectos a tener en cuenta para el análisis de riesgos debidos a procesos glaciares, son: desprendimientos y avalanchas de hielo, por inestabilidad gravitatoria, cambios de temperatura, o sacudidas sísmicas; crecidas en torrentes fluvioglaciares por fusiones rápidas en la cobertera nival y

Foto 8.19. Cavitómetro para medir la velocidad de deslizamiento basal, situado en una gruta subglaciar (glaciar de Argentière, Alpes franceses). La rueda contacta con el hielo, que transporta gran cantidad de derrubios en la zona de suspensión. La parte inferior derecha corresponde al lecho rocoso.

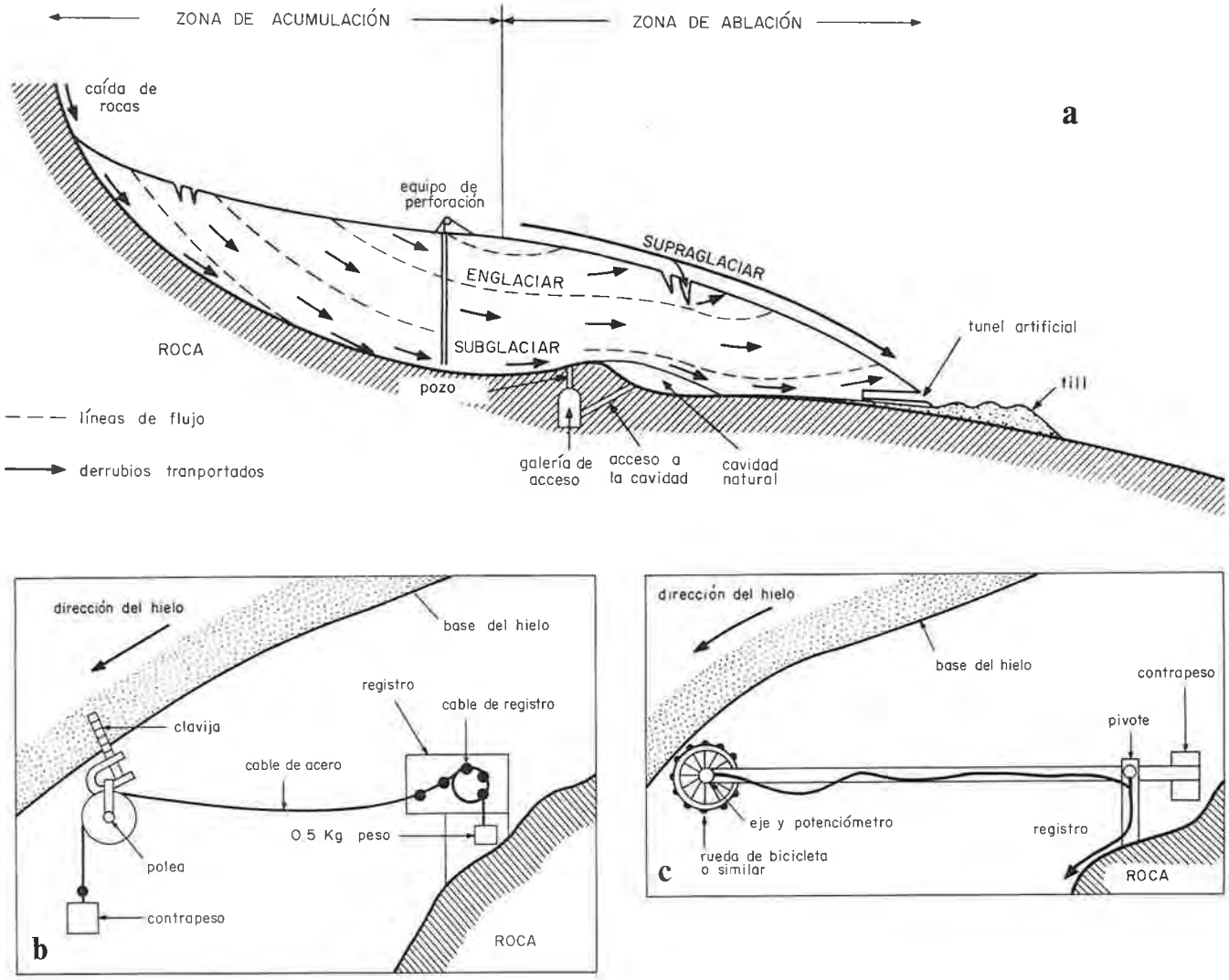


Figura 8.24. Algunos procedimientos de trabajo en un glaciar (en Collins, 1981).
a) zonas de posible acceso para muestreo y medida; b) criocinégrafo desarrollado por Goldthwait en 1973; c) cavitómetro para medir el flujo basal del hielo, desarrollado por Vivian en 1971.

En la Península Ibérica, *la práctica totalidad de los sistemas montañosos presentaron actividad glaciar durante el Pleistoceno (ver figura 8.16). Inicialmente se utilizó como referencia la cronología alpina citándose etapas Riss y Würm; hoy suele recurrirse a correlaciones más locales, estableciendo máximos absolutos o relativos en cada macizo o zona. Las dataciones aproximativas centran dicho glaciarismo alrededor del Pleistoceno Superior, con etapas previas y más tardías en la Cordillera Pirenaica.*

En general fue un glaciarismo de montaña en el que, salvo los de piedemonte, estaban bien representadas todas las tipologías, incluso grandes «monteras de hielo» por coalescencia (tipo campos de hielo) o por acomodación a fisonomías aplanadas (tipo mesetas de hielo). Éstas últimas fueron frecuentes en macizos con superficies de erosión culminantes (Sistema Central, Macizo Galaico); las primeras, en montañas con relieves más enérgicos como pudo ocurrir en Los Pirineos. Por lo que respecta al recorrido en glaciares de valle, era muy desigual: los mayores correspondieron a la Cordillera Pirenaica, con máximos entre 52-55 km y media de 30 km; mientras en las restantes montañas oscilaron entre 5 y 10 km de media. Todos esos glaciares desaparecen entre finales del Pleistoceno y principios del Holoceno (Tardiglaciar), quedando únicamente pequeñas masas de hielo residual acantonadas en antiguos circos pirenaicos: Vignemale, Monte Perdido, Maladeta, Aneto, y otros.

Autores clásicos, como Obermaier, Carandell, Vidal Box y F. Hernández-Pacheco, en sus investigaciones realizadas entre 1915 y 1945, sentaron las bases para el estudio de la morfología glaciar peninsular. Con estos precedentes, en el momento actual los trabajos giran en torno a: cartografía geomorfológica de detalle (a escala 1:50.000 ó 1:25.000), ya realizada en sectores del Pirineo y Sistema Central; dataciones e interpretaciones sedimento-dinámicas, analizando tills y complejos morrénicos; y control sistemático sobre la evolución de los glaciares residuales pirenaicos.

Respecto a glaciaciones precuaternarias, la única cita y muy problemática, corresponde a posibles tillitas carboníferas; se trata de una formación aglomerática, discordante sobre una serie vulcano-sedimentaria del gran sinclinal devónico de Almadén, que aparece definida en el mapa geológico de la zona a partir de otra cita previa.

Ver al respecto:

- La cartografía geológica de la Serie MAGNA sobre las zonas mencionadas.
- J.M. García-Ruiz, *Mapa geomorfológico 1:50.000 de Sallent* (MTN 145), Geoforma, Logroño, 1980.
- J. Pedraza y J. López, *Gredos, geología y glaciarismo*, Caja de Ahorros de Ávila, Ávila, 1980.
- E. Martínez de Pisón y J. Antón, «Repertorio bibliográfico sobre morfología glaciar en la Península Ibérica», *Cuadernos de Investigación Geográfica*, VII(1-2), Logroño, 1981.
- D. Serrat y J.M. Vilaplana, «Metodología de estudio de la Geomorfología glacial moderna», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 2, 1988.
- E. Martínez de Pisón y M. Arenillas Parra, «Los glaciares actuales del Pirineo español», en *La nieve en el Pirineo español*, MOPU, 1988.
- ITGE, *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000*, Madrid, 1989.
- J.M. García-Ruiz, J. Bordonau, E. Martínez de Pisón y J.M. Vilaplana, *Mapa geomorfológico 1: 50.000 de Benasque* (MTN 180), Geoforma, Logroño, 1992.
- M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 1994.
- C. Martí Bono y J.M. García-Ruiz (eds.), *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones*, Geoforma, Logroño, 1994.

cuyo factor desencadenante son los ascensos térmicos, bien climáticos, bien asociados a otros fenómenos (los más frecuentes corresponden a erupciones volcánicas); avenidas, a causa de desbordamientos inducidos en lagos por avalanchas y aludes o por la ruptura de represas en lagos yuxta (en, sub o supraglaciares) y proglaciares; avalanchas mixtas, por desprendimientos masivos de bloques de hielo y masas rocosas.

Las avalanchas mixtas son especialmente catastrófica si se asocian a nuevos arrastres a medida que avanzan. Caso referencial fue el ocurrido en Río Santa (Andes peruanos) el 31 de mayo de 1970: una sacudida sísmica dio lugar a grandes desprendimientos de hielo y roca en el glaciar del Huascarán; esto desencadenó una lengua de avalancha y flujo rápido que fue incorporando material valle abajo a lo largo de unos 14,5 km, hasta finalizar en su salida formando un gran abanico que sepultó por completo las ciudades de Ranrahirca y Yungay (Browning, 1973).

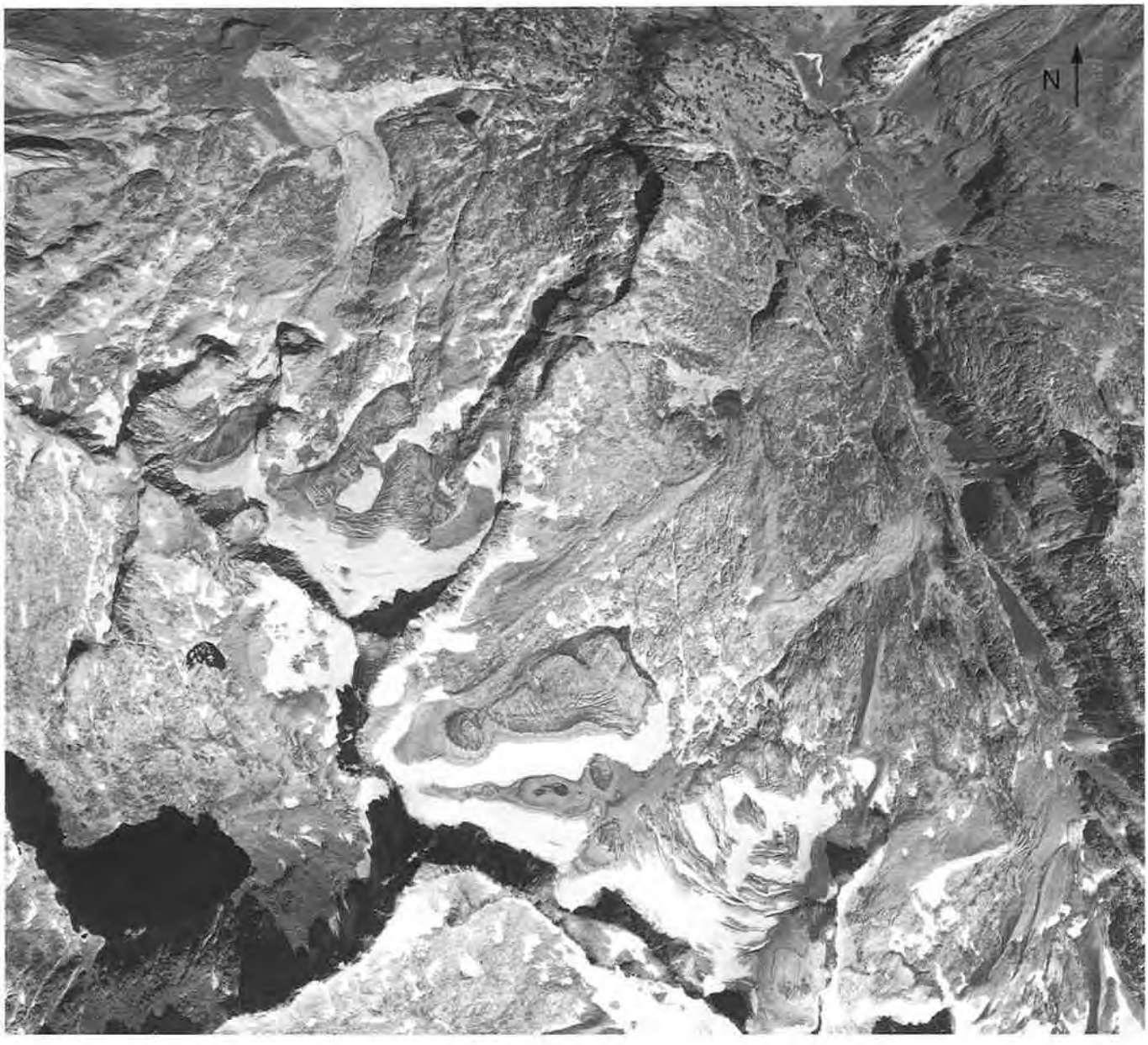


Foto 8.20. Fotografía aérea, realizada en septiembre de 1981 (Instituto Geográfico Nacional), correspondiente a los glaciares del macizo de Maladeta-Aneto que, de noroeste a sureste, son: Coma de Alba, Maladeta, Aneto, Barrancs, Tempestades y Coronas.Bajo las manchas de nieve reciente aparece el hielo con múltiples *crevasses* y más al norte, diagonal noroeste-sureste de la foto, las crestas o arcos morrénicos de la posición reciente más avanzada; ésta corresponde a finales del siglo XIX, en una pulsación equivalente a la Pequeña Edad Glaciar.

9

PROCESOS FLUVIALES

Por su etimología, el vocablo «fluvial» (del latín *fluvialis*, «perteneciente o relativo a los ríos») hace sobreentender que el agente característico en estos procesos es el río. Sin embargo, tal asociación puede conducir a ciertos equívocos, pues no hay un concepto unitario para cualificar dicho agente dinámico: unos limitan esa cualidad a corrientes de agua con régimen uniforme y permanente, cierta estabilidad en sus cauces y jerarquización en las redes; otros la hacen extensible a todo sistema de drenaje sin tener en cuenta su carácter.

Siguiendo la consideración más amplia, pueden analizarse las corrientes fluviales *s.l.* como sistemas de flujo superficial, que recogen y evacúan linealmente el agua aportada desde las vertientes. Presentan una organización espacial en redes y éstas en porciones, llamadas cuencas hidrográficas, que vierten las aguas a un mismo punto. Su energía depende de la posición topográfica respecto a un nivel mínimo referencial o nivel de base; las variaciones energéticas regulan secuencias con agradación-degradación mediante acciones concatenadas de erosión, transporte y sedimentación. Todos estos fenómenos están controlados por variables tales como: caudal (líquido y sólido), pendiente, tipo de conducto, y características del material sobre el que circula el fluido.

En definitiva, *los procesos fluviales deben su presencia a flujos de agua encauzados o semiencauzados, con colector sencillo o múltiple, sean efímeros, estacionales, intermitentes o perennes y tengan dinámica propia de alta, media o baja energía.* Esta delimitación del agente fluvial tiene en cuenta criterios dinámicos y no morfológicos, por ello: ríos, arroyos y ramblas, entre otros, tienen la misma categoría a este nivel.

9.1. FUNDAMENTOS HIDROLÓGICOS

Las corrientes fluviales, como flujos de agua que son, contribuyen a la transferencia de escorrentía superficial dentro del ciclo hidrológico. En el conjunto de la Hidrosfera los ríos contienen unos 2.120 km^3 de agua instantáneamente, lo que significa tan sólo el 0,006 % del volumen ácueo planetario. Considerando el espesor equivalente medio, esto es, si estuviera repartida uniformemente sobre toda la superficie en sus cuencas vertientes, dicha cantidad alcanzaría una altura de 14 mm. A nivel mundial, la escorrentía de superficie aportada por los ríos al mar supone un volumen próximo a 45.000 km^3 anuales.

9.1.1. Generación y concentración de la escorrentía

Supuesto un episodio de lluvia o fusión nival cualquiera, el agua que no fue retenida por la cobertera vegetal («intercepción») y supere la «capacidad de infiltración»

del suelo o sustrato, pasará a ocupar pequeñas irregularidades sobre el terreno («almacenamiento en depresiones»). De estos tres procesos hidrológicos, llamados **abstracciones iniciales** por retirar parte del agua precipitada sobre la cuenca, adquiere mayor importancia el segundo, ya que el almacenamiento en depresión refleja una variabilidad espacial de la infiltración, fenómeno altamente no lineal.

Si el agua retenida no es evaporada y continúan los aportes, podrá sobrepasar la capacidad de almacenamiento, comenzando a fluir desde sus bordes hacia zonas topográficamente más bajas. Así pasa de una depresión a otra hasta rellenarlas por completo, constituyendo la «retención superficial» (encharcamientos) y empezando a circular vertiente abajo en la denominada **fase de laderas** para la escorrentía.

El movimiento del agua sobre la vertiente suele realizarse según mecanismos que, por lo general, actúan conjuntamente, aunque adquieren distinta importancia en base a la morfología, características edáficas y precipitación. Esta fase de la escorrentía ha sido explicada mediante varios modelos, casi tantos como autores trataron el tema (Horton, Betson, Dunne, Weymann y Kirkby; ver Kirkby, 1978); sin embargo, todos ellos pueden englobarse en dos: uno de flujo superficial (Horton, 1945) y otro subsuperficial (Kirkby, 1978).

- *El modelo de flujo superficial (overland flow) o escorrentía pura*, considera una lámina de agua cuyo espesor aumenta vertiente abajo. Distingue tres zonas: una superior sin erosión, la intermedia con erosión activa, y otra inferior donde existe sedimentación. Parece predominar en climas áridos y semiáridos (suelos poco profundos) y durante las crecidas.

- *El modelo de flujo subsuperficial (through flow) o escorrentía por exceso de saturación*, considera que en la parte superior, y debido a contrastes de permeabilidad, existe un interflujo inicialmente oblicuo (por infiltración) y luego paralelo a la superficie según el gradiente del terreno. Esto hace que el agua se concentre y exfiltre en la parte inferior, provocando su saturación. Frente al anterior, éste ocurre con climas templado-húmedos y suelos de cierto espesor.

Al definir los tipos de circulación en esta etapa, algunos autores inicialmente concedieron especial relevancia al «flujo en lámina» (*sheet flow*), también denominado «flujo en manto o difuso»; sin embargo, los modelos actuales han demostrado que requiere superficies lisas y homogéneas para su desarrollo, cuando lo más común en el terreno son las irregularidades que obligan a la escorrentía a concentrarse en microcanales o «canalillos» móviles. Éstos aparecen durante las etapas de precipitación o fusión nival y tienen un carácter efímero, existiendo dos tipologías fundamentales:

- **Acanaladuras** (*rills*). Formadas por removilización de materiales con fragmentos finos, siguen la dirección de máxima pendiente y trazados subparalelos, apareciendo durante cada episodio de precipitación.

- **Cordones** o **lazos** (*braids*). Desarrollados sobre materiales con fragmentos gruesos que obligan a la escorrentía a describir hilos de flujo entrelazados bordeando los mismos. Son característicos en zonas semidesérticas, y suelen permanecer durante varios episodios de precipitación.

Cuando los microcanales adquieren carácter permanente o confluyen varios formando otro de orden mayor, especialmente en la banda con erosión activa sobre la parte intermedia de una ladera, la escorrentía superficial se concentra en **regueros** o regatos (*gullies*). Inicialmente constituyen pequeñas depresiones lineales, discontinuas y con escalonamientos; posteriormente, al mismo tiempo que inician una sedimentación en la desembocadura, desarrollan incisión remontante hacia su cabecera, adquiriendo perfil longitudinal cóncavo por coalescencia entre los escalones.

Esta evolución en los regueros desde discontinuos a continuos, presenta «situaciones críticas» que condicionan el inicio de incisión lineal sobre el lecho (encajamiento). Dichas situaciones (umbrales de cambio o *thresholds*; Schumm, 1973) se producen en función de diversas variables: unas pueden considerarse intrínsecas (controlables por el propio reguero), como área y pendiente de su cuenca; otras extrínsecas (no controlables por el reguero), como precipitación y usos del suelo.

Canales móviles y regueros, aun siendo trazados correspondientes a esta escorrentía superficial, dependen también de la circulación hipodérmica: el flujo subsuperficial puede organizarse según vías preferenciales condicionadas por cambios litológicos, granulométricos, de agregación o conductos biogénicos previos. En dichas condiciones el agua circula a presión arrastrando las partículas con menor granulometría (limos, arcillas y coloides) y, de continuar evolucionando el proceso, aparecerán conductos subcutáneos. El desplome o colapso de su techo da lugar a pequeñas depresiones, que constituyen sumideros para la instalación de una red superficial incipientemente canalizada; son los «barcos», «vals» u «hoyas» en la terminología popular.

Determinadas circunstancias hacen que los flujos subcutáneos circulen contrapendiente en verdaderos sifones, trasvasando agua a presión entre la zona inferior y la inmediata superior. Ello origina una retroexcavación que, desde las rupturas de pendiente o escalonamientos en el reguero, progresa aguas arriba bajo su canal formando cavidades y pequeños túneles: son fenómenos denominados **sifonamiento**, ***piping***, o **sufusión** (por su analogía con el proceso patológico animal).

Todas estas aguas incipientemente canalizadas en regueros, terminan por confluir dando origen a un **torrente**; aunque con flujo esporádico y avenidas intermitentes, sus acciones morfodinámicas son ya encuadrables en el contexto fluvial canalizado. A su vez, suelen converger o evolucionar hacia otras corrientes mayores (**arroyos**) o directamente a **ríos** de régimen continuo.

La importancia relativa de esta fase en la escorrentía respecto a la fluvial propiamente dicha, depende del tamaño de la cuenca hidrográfica y su densidad de drenaje; suele ser mayor para cuencas pequeñas, ya que con dimensiones superiores, el tiempo de permanencia en fase fluvial es muy prolongado.

9.1.2. Régimen hídrico fluvial

El **aforo** o **caudal** (Q) equivale al volumen de agua por unidad de tiempo, medido en un punto determinado del conducto. Es, por tanto, igual al producto de la sección transversal del colector por la velocidad de flujo ($Q = A\ v$), normalmente expresado en m^3/s ó l/s. Este concepto concierne al denominado caudal volumétrico, supuesto el fluido incompresible (densidad constante), en contraposición a otro másico, que considera la transferencia de masas a través de una superficie.

El caudal varía con el tiempo (a lo largo de los meses o entre distintos años) y en el espacio (según diferentes corrientes o zonas de la misma); aquél que circula por una cuenca es función, básicamente, de tres factores: clima (precipitación y evaporación), vegetación (intercepción y transpiración) y complejo suelo-sustrato (capacidad de infiltración y almacenamiento).

La relación entre volúmenes de precipitación y caudales acumulados en una cuenca determinada, corresponde al «coeficiente de escorrentía»; esta *ratio* siempre será menor que uno, salvo cuando existan aportaciones subterráneas desde otras cuencas. Una vez demostrada la variabilidad temporal del mismo debido a factores como la humedad previa del suelo o la propia precipitación, ya no se considera un parámetro constante y característico.

Las variaciones espacio-temporales de caudal y su origen, son la base para el estudio del «régimen hídrico fluvial». A partir de los caudales instantáneos o diarios medidos en un mismo punto (estación de aforos), y mediante cálculos oportunos, es posible obtener parámetros y representaciones gráficas útiles para determinar dicho régimen (ver apartado 9.6). A grandes rasgos, éste puede definirse por la permanencia temporal del flujo (continuo, semiperenne, discontinuo, estacional, esporádico, irregular, o similares), o mediante su relación con determinados regímenes climáticos (atlántico, mediterráneo y tropical, entre otros), como establece el sistema de Pardé (1955).

Cualquier distribución temporal en los caudales depende fundamentalmente del «régimen de alimentación», esto es, la procedencia mayoritaria de sus aguas, que puede ser: pluvial, nival, glaciar, subterránea, lacustre, o mezcla de ellas (mixta o transicional).

El estudio del régimen hídrico adquiere especial relevancia en Geomorfología, por el control que los caudales y su variación ejercen sobre formas y depósitos fluviales.

9.1.3. Crecidas y estiajes

Las **crecidas** o **avenidas** son episodios temporales con caudales anormalmente altos que, periódica o excepcionalmente, registra un punto o tramo de la corriente; popularmente reciben distintas denominaciones, como riadas, torrentes, ramblazos o arriadas de invierno. En Geomorfología interesa conocer sus causas, intensidad, propagación, evolución y frecuencia, ya que suelen asociarse con importantes modificaciones; corresponden a «ajustes morfodinámicos» que producen variaciones en el trazado de canales y láminas, disposición de los aluviones o morfología del lecho rocoso.

Los **estiajes**, por el contrario, son períodos con caudales anormalmente bajos, menores que sus valores medios calculados. El problema, una vez más, radica en determinar ese «caudal medio» y realizar análisis estadísticos de los cuantiles con series cortas de aforos. Como la alimentación en muchos ríos depende directa o indirectamente de la precipitación, los estiajes suelen estar vinculados a sequías meteorológicas; por ello, para conocer su intensidad y persistencia debe recurrirse a modelos climatológicos (intrazonales o extrazonales), análisis estadístico para caudales (teoría de rachas) e índices de sequía.

EL HIDROGRAMA DE CRECIDA

La intensidad y evolución de las crecidas suelen estudiarse representando variaciones de caudales para un corto período de tiempo; esta función, denominada ***hidrograma****, sitúa en ordenadas la magnitud del caudal y en abcisas el tiempo. Un hidrograma simple (representa un sólo episodio de crecida) le componen los siguientes elementos (figura 9.1):*

- ***Curva de ascenso****, crecimiento o concentración: parte de la función que presenta pendiente positiva, entre el momento en que se detecta dicho evento y el máximo caudal.*
- *Máximo, punta o* ***pico de flujo****: valor más alto de caudal para una crecida.*
- ***Curva de descenso*** *o decrecimiento: tramo en la función con pendiente negativa; comprende desde el máximo hasta que los efectos de la crecida ya no son percibidos.*
- ***Curva de agotamiento****: tramo del hidrograma donde no quedan reflejados los efectos de la crecida; el aforo está compuesto fundamentalmente por caudal base procedente de aportes subterráneos.*

La relación con su correspondiente hietograma, que representa la intensidad de precipitación o fusión, permite diferenciar una serie de «tiempos característicos» (figura 9.1).

Esos elementos marcan las relaciones entre los cuatro componentes del hidrograma: ***escorrentía superficial****,* ***escorrentía directa*** *(lluvia sobre el cauce),* ***escorrentía subsuperficial*** *(interflujo) y flujo subterráneo (****caudal base****). Forma del hidrograma e importancia relativa de sus componentes, en gran medida dependen de parámetros meteorológicos y de las características edáficas, botánicas y morfométricas que tenga la cuenca (figura 9.2).*

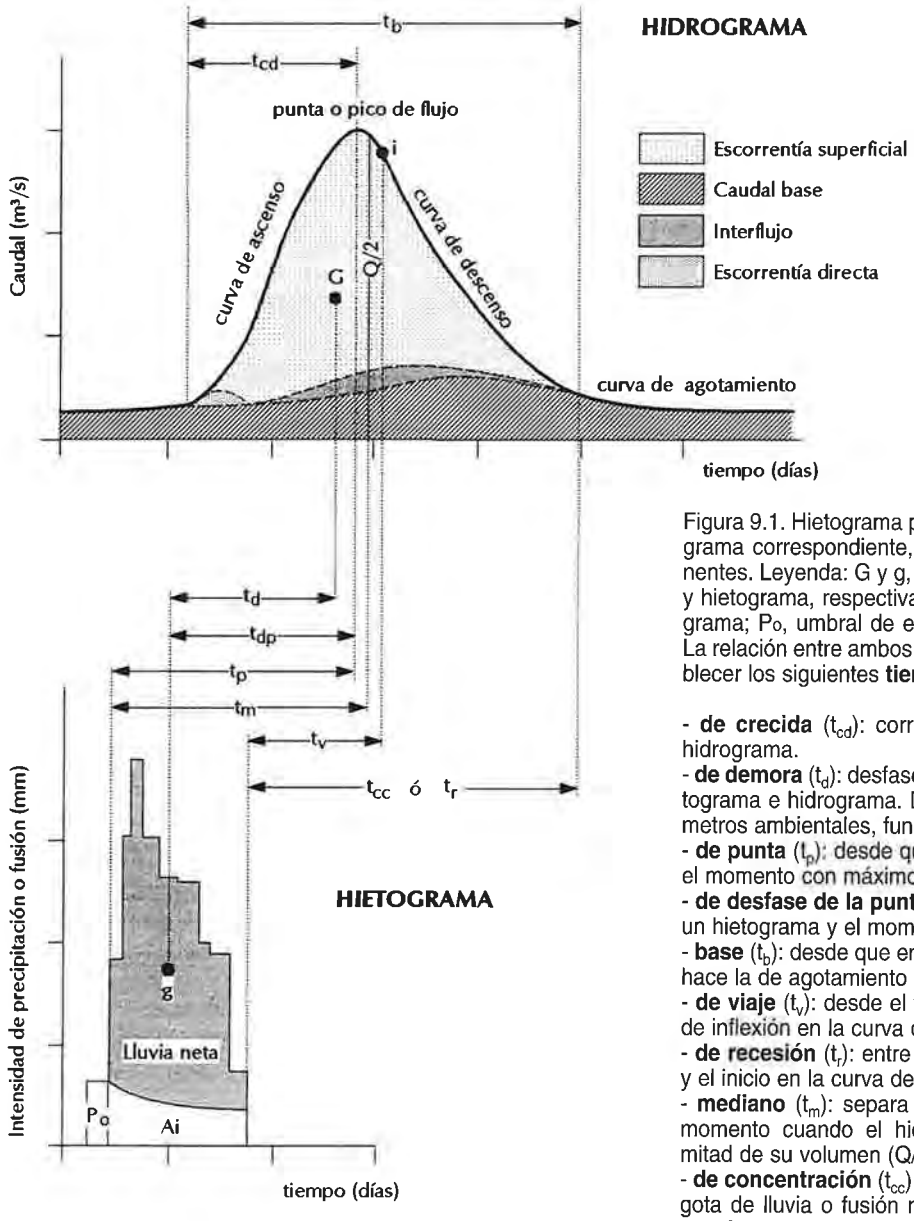


Figura 9.1. Hietograma para un episodio de precipitación e hidrograma correspondiente, con sus tramos o elementos y componentes. Leyenda: G y g, centros de gravedad para el hidrograma y hietograma, respectivamente; i, punto de inflexión en el hidrograma; P_o, umbral de escorrentía; y Ai, abstracciones iniciales. La relación entre ambos, hietograma e hidrograma, permite establecer los siguientes **tiempos característicos**:

- **de crecida** (t_{cd}): corresponde a la curva de ascenso en el hidrograma.
- **de demora** (t_d): desfase entre los centros de gravedad para hietograma e hidrograma. Depende del tipo de cuenca y sus parámetros ambientales, fundamentalmente la cobertera vegetal.
- **de punta** (t_p): desde que comenzó la lluvia o fusión neta hasta el momento con máximo caudal.
- **de desfase de la punta** (t_{dp}): entre el centro de gravedad para un hietograma y el momento con máximo caudal.
- **base** (t_b): desde que empieza la curva de ascenso hasta que lo hace la de agotamiento en el hidrograma.
- **de viaje** (t_v): desde el final del hietograma neto hasta el punto de inflexión en la curva de descenso para un hidrograma.
- **de recesión** (t_r): entre el final de la precipitación o fusión neta y el inicio en la curva de agotamiento.
- **mediano** (t_m): separa el inicio de la lluvia o fusión neta y el momento cuando el hidrograma superficial ha desaguado la mitad de su volumen (Q/2).
- **de concentración** (t_{cc}): tiempo que tarda en desaguar la última gota de lluvia o fusión neta. Este concepto tiende a sustituirse por **tiempo de equilibrio dinámico** (t_e) que expresa mejor la realidad física en un proceso de propagación.

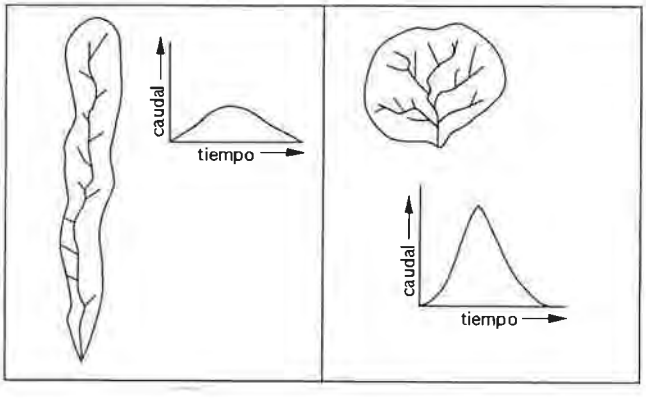


Figura 9.2. Hidrogramas generados por un mismo episodio de precipitación sobre dos cuencas con diferentes características morfográficas. Cuencas elongadas, irregulares, permeables y con escasa pendiente, darán una distribución de caudales más homogénea (hidrograma plano); por el contrario, cuencas circulares, muy regulares, impermeables y con alta pendiente, tendrán un máximo de crecida muy marcado (hidrograma apuntado). Según Strahler (1964).

CRECIDAS Y AVENIDAS: ANÁLISIS HIDROLÓGICO

El estudio de las crecidas y avenidas en Geomorfología Fluvial, presenta dos enfoques complementarios: el hidrológico, que pretende estimar caudales y/o su distribución temporal; y el geológico, cuya finalidad es determinar efectos geomorfológicos y sedimentológicos. Hidrológicamente, las crecidas pueden abordarse con dos objetivos: analizar una avenida previa, o estimar caudales de otras futuras («avenida de diseño»).

- El primero únicamente utiliza «métodos directos», esto es, caudales registrados en una estación de aforos y su distribución temporal antes, durante y tras la onda de crecida; complementariamente usa información histórica, testimonios orales directos y referencias en elementos naturales (árboles, praderas, etc.) o artificiales (puentes, viviendas, etc.).

- La «avenida de diseño» suele determinarse empleando tres metodologías diferentes: fórmulas empíricas, cálculos hidrometeorológicos y análisis estadístico de caudales medidos.

a) Las «fórmulas empíricas» relacionan el caudal máximo que puede registrarse en un punto, con las características geométricas de su cuenca hidrográfica (área, pendiente, etc.); son excesivamente simples y sólo aplicables a zonas donde fueron obtenidas.

b) Los «métodos hidrometeorológicos» simulan el proceso precipitación-escorrentía partiendo de datos pluviométricos. En general, sus objetivos son tres: estimación estadística de la «avenida máxima probable» (PMF) partiendo de la precipitación máxima probable (PMP), obtención de caudales punta (método racional) y reconstrucción del hidrograma completo mediante el método del hidrograma unitario (1).

c) Los «análisis estadísticos» utilizan series de caudales máximos (anuales o parciales) registrados históricamente y ordenados de menor a mayor, a los que asignan una probabilidad muestral usando fórmulas del tipo:

$$F(x_i)=\frac{i-\alpha}{N+1-2\alpha}$$

siendo: $F(x_i)$, la probabilidad de que un determinado caudal no sea igualado o superado; i, el número de orden para el caudal en la serie; N, el número de caudales en la serie; α, un parámetro cuyo valor varía según la fórmula utilizada: 0 (Weibull), 0,44 (Gringorten) y 0,5 (Hazen).

A cada probabilidad le corresponde un ***período de retorno*** *(T), o número medio en unidades de tiempo (normalmente años) para que dicho caudal sea igualado o superado, según: $1-F(x_i)=1/T$. Representando los caudales frente a sus correspondientes períodos de retorno en un gráfico doblemente logarítmico («papel Gumbel») y mediante una recta de ajuste, se podrá calcular cualquier caudal para un determinado período de retorno («estimación de cuantiles»). Estadísticamente también es factible analizar caudales con métodos paramétricos; éstos ajustan los valores probabilísticos en la serie de caudales a distintas leyes de distribución, como: valores extremos generalizados (GEV), Log-Pearson III o valores extremos con dos componentes (TCEV). Una vez determinados los parámetros de estas leyes mediante ajustes (momentos o máxima verosimilitud, entre otros), es posible calcular estadísticamente los cuantiles a partir de datos locales o regionales y referencias históricas (2).*

Los cuantiles o caudales punta, estimados para cada período de retorno o como máximos probables, y la curva de gastos (relaciones caudales-alturas), sirven para conocer la probabilidad de alcanzar una altura en la lámina de agua. Así, y con una sencilla restitución al mapa topográfico, se delimitan las áreas inundables para un período de retorno. La conversión de caudales en calados, considerando las variables hidráulicas de un régimen permanente gradualmente variado, está implementada en el programa informático HEC-2 (3), de amplia difusión mundial. Para su restitución cartográfica suelen utilizarse sistemas de información geográfica, que han llegado a integrarse con modelos para flujo bidimensional en la llanura inundable; es el caso del GISPLANA (4).

- La «propagación de la onda de crecida» aguas abajo puede conocerse estudiando la modificación en la forma y los tiempos característicos del hidrograma. También suelen utilizarse métodos puramente hidráulicos (resolución de las ecuaciones de «Saint-Venant»), o hidrológicos basados en la ecuación de continuidad: método de Puls, que asume el tramo de canal como un conjunto de embalses encadenados, y método de Muskingum, suponiendo que hay una relación lineal entre los caudales entrantes y salientes. Actualmente estos análisis están implementados en programas informáticos de uso estandarizado, como son el MIKE-11 para los métodos hidráulicos y el HEC-1 con los hidrológicos (5).

---

(1) - F.J. Ferrer, *Recomendaciones para el Cálculo Hidrometeorológico de Avenidas*, Monografía 37, CEDEX, Madrid, 1993.

(2) - J. Ferrer, *Análisis estadístico de caudales de avenida*, Monografía 26, CEDEX, Madrid, 1992.

(3) - HEC, *Flood Hydrograph Package, User's Manual,* U.S. Corps of Engineers, Davis, California, 1981.

(4) - T. Estrela y L. Quintas, *Modelización de flujos en llanuras de inundación. El modelo GISPLANA*, en CEDEX, «Curso sobre utilización de los SIG en Hidrología», Escuela de Formación Técnica, Madrid, 1994.

(5) - HEC, *Using HEC-1 on a personal computer*, Training document 32, U.S. Corps of Engineers, Davis, California, 1991.

Foto 9.1. Cauce fluvial durante una crecida (diciembre 1989). Para evacuar el caudal acumulado por precipitaciones torrenciales en la cuenca, este río habilita mayor sección del colector. Confluencia entre los ríos Alberche (régimen nivo-pluvial) y Perales (pluvial); cuenca del Tajo.

Foto 9.2. Morfología del mismo cauce anterior (foto 9.1) en período de estiaje (diciembre 1975). La margen izquierda de la llanura inundable está sobre un gran cono aluvial de desembocadura, formado por el río Perales durante sus crecidas. En él pueden reconocerse escalones, o «terrazas estacionales», debidos al progresivo encajamiento.

9.2. BASES DE LA HIDRÁULICA FLUVIAL

Los procesos fluviales son debidos a la energía de una masa ácuea desplazándose por gravedad sobre conductos abiertos y ajustándose a los condicionantes que imponen su viscosidad, el rozamiento con el lecho y la carga de material transportado.

La energía (E_T) en un punto (m) de una corriente, es la suma de sus energías cinética (E_c), potencial (E_p), calorífica y elástica, entre otras. Éstas dos últimas se han considerado despreciables en Hidráulica Fluvial respecto a la mecánica, representada por E_c y E_p; sin embargo, los estudios actuales consideran que la energía calorífica (función de la temperatura en el agua) puede ser importante para las características físicas del fluido (viscosidad).

Haciendo equivaler la diferencia de E_c entre dos puntos (en secciones consecutivas del conducto), a los trabajos efectuados por todas las fuerzas que actúan sobre m (peso y presión hidrostática), resulta la «ecuación de Bernouilli», reflejada en la relación 1:

$$\frac{\rho v^2}{2} + p + \rho g z = constante \qquad (1)$$

siendo: ρ, densidad del agua; v, velocidad media de la corriente; p, presión hidrostática o confinante; g, aceleración debida a la gravedad; z, cota de la base del conducto.

Esta suma, denominada «trinomio Bernouilli», puede también expresarse como la energía total por unidad de peso en el líquido (H ó altura de energía absoluta) en condiciones establecidas, resultando (relación 2 y figura 9.3):

$$H = \frac{v^2}{2g}\alpha + \frac{p}{\gamma} + z \qquad (2)$$

siendo: v, velocidad media de la corriente; g, aceleración debida a la gravedad; α, coeficiente de Coriolis ($\alpha \approx 1$, salvo fuertes curvaturas del conducto); p, presión hidrostática o confinante; γ, peso específico del agua; z, cota de la base del conducto.

La «suma de Bernouilli», una constante para cada lámina o «filete» (líneas de corriente) en que podría subdividirse un fluido perfecto, recibe el nombre de **carga hidráulica**. Los valores de H en diferentes puntos a lo largo del conducto, marcan la **línea de energía** (figura 9.3). Su **gradiente** (S_e) equivale a la diferencia en energía total entre dos puntos por unidad de longitud, debida aquélla a las pérdidas de carga hidráulica continuas (rozamiento, transporte de agua y material) y localizadas (variaciones en calado o anchura); relación 3:

$$S_e = \frac{H_1 - H_2}{\Delta x} = \frac{h_e}{L} \qquad (3)$$

siendo: H_1 y H_2, carga hidráulica en los puntos 1 y 2 del canal; h_e, pérdida de carga entre los puntos 1 y 2; Δx ó L, longitud medida en el conducto entre los puntos 1 y 2.

En conductos abiertos naturales, al tener escasa profundidad (d) y, consecuentemente, ser pequeña la columna de agua situada sobre m (d_s), su presión hidrostática prácticamente coincide con la atmosférica, pudiendo sustituirse el término p/γ por (d); el flujo es en régimen libre y la línea piezométrica (valores $z+(p/\gamma)$), coincide con la superficie del agua ($z+d$).

Para estudiar el comportamiento del flujo ante singularidades en el conducto, tales como sobreelevaciones o descensos puntuales en la base (escalones) y variaciones de su anchura o en el caudal, debe considerarse la ecuación de la «energía específica», $h=d+(v^2/2g)=d+(Q^2/2g\,A^2)$.

Dibujando dicha función cuando algunas de las variables se consideran constantes, pueden obtenerse tres representaciones de la profundidad frente a: la energía específica (para Q=cte.); los caudales para h=cte. («curva de Koch»); y la anchura del conducto (Q y h constantes). Desde el análisis de esas curvas es factible extraer conclusiones sobre la respuesta de la superficie del agua.

9.2.1. El flujo del agua

Al ser el agua un fluido newtoniano, con cambios razonablemente pequeños en la tensión de contacto (τ, ó fuerza por unidad de superficie), apenas varía su viscosidad cinemática. Así, salvo corrientes cargadas con materiales finos (lodo o barro), que llegan a tener comportamientos seudoplásticos o visco-elásticos, en aguas fluviales la deformación es proporcional al esfuerzo, y su viscosidad dinámica depende de la presión y temperatura.

Una aproximación al flujo en «fase de laderas» (escorrentía no concentrada) es la teoría sobre la «onda cinemática», que considera el principio de conservación en la masa y el hidrograma generado por una lluvia constante sobre un plano inclinado. Cuando el flujo hipodérmico (subsuperficial) cobra importancia, hay que utilizar las hipótesis del área contribuyente variable (sólo la parte más próxima al canal aporta caudales) y la grieta exponencial (flujo en canalillos atravesando las grietas de desecación).

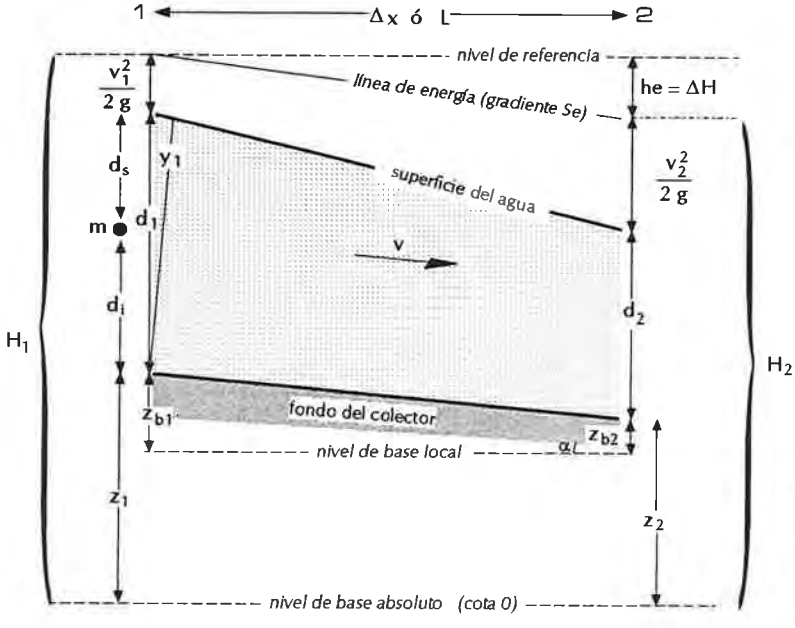


Figura 9.3. Elementos hidráulicos del perfil longitudinal en un colector. Las componentes de la ecuación para la energía por unidad de peso en dos secciones consecutivas (1 y 2), aparecen reflejadas como «alturas de energía» (a.e.).

Siendo: (Δx ó L), distancia entre las secciones; (H_1 y H_2), energías por unidad de peso; (z_1 y z_2), a.e. según posición o cotas; (z_{b1} y z_{b2}), a.e. sobre el nivel de base o elevaciones; (y_1 e y_2), a.e. por presión o calados (régimen libre); ($v_1^2/2g$ y $v_2^2/2g$), a.e. cinéticas; (h_e), diferencia en energías por unidad de peso entre las secciones; (v), velocidad; (m), un punto cualquiera en la masa de agua; (d_1 y d_2), profundidades; (d_i y d_s), columna de agua bajo y sobre el punto (m); (α), ángulo que forma el lecho con la horizontal.

El movimiento del agua en la «fase fluvial», esto es, concentrado en colectores prismáticos irregulares, está gobernado por las «ecuaciones de Saint-Venant» (4 y 5), que formulan, respectivamente: relación de caudal entrante y saliente en una superficie cerrada al ritmo que varía su densidad, e igualdad entre variación en la cantidad de movimiento y resultante de las fuerzas exteriores que actúan sobre el fluido. Dichas ecuaciones son:

Ecuación de la continuidad: (4)

$$A\frac{\delta v}{\delta x} + Bv\frac{\delta y}{\delta x} + B\frac{\delta y}{\delta t} = 0$$

Ecuación para la conservación de la cantidad de movimiento: (5)

$$\frac{\delta v}{\delta t} + v\frac{\delta v}{\delta x} + g\frac{\delta y}{\delta x} + g\frac{\delta z}{\delta x} + gS_f = 0$$

siendo: A, área para la sección transversal al flujo; v, velocidad media; x, abcisa de posición (situación en el conducto de la sección considerada); B, anchura de la lámina de agua para un calado «y»; y, calado (espesor de la lámina); t, tiempo; g, aceleración debida a la fuerza gravitatoria; z, cota para la base del conducto; S_f, pendiente de fricción, que es función de la velocidad, rugosidad y radio hidráulico.

Considerando conductos definidos sobre materiales detríticos fácilmente movilizables, es decir, con **lecho móvil**, una provisión de carga sólida y cambios morfológicos en el mismo, este **flujo bifásico** (agua más carga de sedimentos) también debe cumplir las siguientes ecuaciones (relaciones 6 y 7):

Continuidad del caudal sólido: (6)

$$(1-p)\,b\,\frac{\delta z}{\delta t} + \frac{\delta G_s}{\delta x} = 0$$

Transporte sólido (interacción líquido-sólido): (7)

$$G_s = G\,(v,y)$$

siendo: p, porosidad del material; b, anchura del conducto donde se produce el transporte sólido; z, cota para la base del conducto; t, tiempo; G_s, caudal sólido transportado (volumen/unidad temporal); x, abcisa de la posición (situación en el conducto para la sección considerada); v, velocidad media; y, calado.

Los **tipos de flujo** en el conducto pueden clasificarse en base a consideraciones cinemáticas o estructurales.

La clasificación cinemática (relaciones 8) tiene en cuenta la estabilidad-variación del vector velocidad en el tiempo y espacio (estacionario-variable y uniforme-variado respectivamente), según la ecuación de continuidad (4).

- *Si*, $\frac{\delta v}{\delta t} = 0$, *flujo estacionario o permanente* (8)

- *Si*, $\frac{\delta v}{\delta x} = 0$, *flujo uniforme*

- *Si*, $\frac{\delta v}{\delta t} \neq 0$ *y* $\frac{\delta v}{\delta x} \neq 0$, *flujo variable y variado*

siendo: v, velocidad de la corriente; t, tiempo; x, abcisa de situación en el conducto.

La velocidad del agua en un conducto varía con el tiempo (t) y a lo largo del mismo (x), haciéndolo también en distintos puntos para su sección transversal; las diferencias principales son debidas a pérdidas de carga por rozamiento con las paredes o base del conducto y, en menor medida, de la lámina superficial con el aire. Esta distribución de velocidades transversalmente al flujo suele representarse mediante «gráficos de isotacas», es decir, líneas que unen puntos con igual celeridad. Su configuración varía según la geometría en planta del conducto: para tramos rectos, el mayor valor de las isotacas aparece centrado en el conducto y a una profundidad aproximada de 1/3 del calado; para tramos curvos (como en el caso de meandros), el máximo se presenta desplazado hacia la margen externa del arco, debido al característico flujo helicoidal bidimensional.

La clasificación estructural considera la importancia relativa entre fuerzas de inercia, viscosidad y gravedad, según la conservación en la cantidad de movimiento (fórmula 5); el número de Reynolds (R_e) cuantifica el efecto debido a las dos primeras según los valores que aparecen en la relación 9:

$$R_e = \frac{\rho v D}{\mu} \quad \text{ó} \quad R_e = \frac{vL}{\mu_c} \qquad (9)$$

$R_e < 20.000$, flujo laminar
$20.000 < R_e < 30.000$, flujo transicional
$R_e > 30.000$, flujo turbulento

siendo: ρ, densidad del agua; v, velocidad; D, diámetro del conducto; μ, viscosidad dinámica; L, longitud característica (en este caso para obra hidráulica); μ_c, viscosidad cinemática (10^{-6} m²/s a 20°C).

El efecto debido a la gravedad respecto al inercial condiciona distintos tipos de flujo: tranquilo y rápido, según las perturbaciones puedan transmitirse aguas arriba o sólo curso abajo; el número de Froude (F_e) permite diferenciarlos, relacionando velocidad de flujo y celeridad en la transmisión para ondas de peso (fórmula 10):

$$F_e = \frac{v}{\sqrt{gL}} \qquad (10)$$

$F_e < 1$, flujo tranquilo o lento (subcrítico)
$F_e = 1$, flujo crítico (energía mínima)
$F_e > 1$, flujo rápido (supercrítico)

siendo: v, velocidad; g, aceleración de la gravedad; L, longitud característica.

En la Naturaleza, el flujo fluvial es variable, variado, turbulento y tranquilo (a veces próximo a crítico). Un flujo rápido es menos frecuente, pues altas velocidades conllevan mayores porcentajes de erosión y transporte de sedimentos; ello implica aumento en la rugosidad y profundidad, reducción de las pendientes y velocidades, lo que tiende a restaurar este flujo a tranquilo.

El paso de régimen rápido a lento tiene lugar mediante el denominado «resalto hidráulico», una zona de discontinuidad con ondas y variaciones del calado debido a la liberación de energía; se produce de forma natural en las pozas *(pools)*, a pie de cascadas y cataratas, o en remansos situados a continuación de «rápidos» en la corriente. Sin embargo la transición contraria, de régimen lento a rápido, es gradual. En aliviaderos de presas, el resalto queda atenuado mediante un correcto diseño del «cuenco amortiguador».

9.3. LAS ACCIONES ELEMENTALES EN UNA CORRIENTE FLUVIAL

Estas acciones, dadas sus características y estructuración, generalmente son referenciales o paradigmáticas para cualificar fenómenos de erosión, transporte y sedimentación en los procesos exógenos.

9.3.1. La erosión

El agua, «en sí misma» o «en conjunción con la carga» movilizada, produce el arranque y desgaste de los materiales. Los factores que controlan su mayor o menor eficacia son, a grandes rasgos (Knighton, 1984): propiedades del flujo (régimen de caudales, velocidad y tipo de flujo), naturaleza de las litologías que forman el conducto, clima,

Foto 9.3. Resalto hidráulico formado en un conducto experimental (modelo físico a escala 1:50). La parte izquierda simula el aliviadero para una futura presa en el río Velillos, cuenca del Guadalquivir, que posee un régimen rápido (F_e>1) y calado menor que el crítico. A su pie (simulando un conducto con lecho sobre gravas) aparece el cuenco de resalto, donde tiene lugar la liberación de energía y perturbaciones en el flujo a causa del apilamiento de masa, disminución en la pendiente y mayor profundidad; aguas abajo, el flujo adopta un régimen tranquilo (F_e<1). Laboratorio de Hidráulica en el Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX, MOPTMA).

RESISTENCIA AL FLUJO Y RUGOSIDAD DEL LECHO

Para que tenga lugar la erosión por acción hídrica en lechos fluviales móviles, deberá alcanzarse un determinado valor en la relación entre tensiones de arranque y empuje, y la resistencia al flujo. Ésta última por lo general es referida como tensión crítica de cizalla sobre el conducto (τ_c), o en términos de velocidad media crítica (u_*) necesaria para el comienzo del arrastre. Ambas están íntimamente relacionadas entre sí, ya que: $\tau=(\mu+\varepsilon)dv/dy$; siendo: μ la viscosidad dinámica, ε un coeficiente que describe el intercambio de energía turbulenta, y dv/dy el gradiente de velocidad con la profundidad.

La tensión límite de cizalla (τ_o) ejercida por el fluido sobre el lecho, suele expresarse como: $\tau_o=\gamma R S$; siendo: γ el peso específico del agua, R el radio hidráulico y S la pendiente. La tensión crítica de cizalla para que inicie el movimiento una partícula esférica, dependerá del tamaño, forma y empaquetamiento, pero también de la rugosidad del conducto; todas estas variables quedan recogidas en el diagrama de Shields (figura 9.4).

Para tener en cuenta la resistencia debida a las irregularidades del conducto, se considera que su textura da lugar a una rugosidad absoluta (K) o «rugosidad uniforme de Nikuradse». Aquéllas generan una perturbación en el régimen de flujo, llegando sus efectos hasta una zona conocida como ***capa límite****. Dentro de ella aparece la* ***subcapa laminar*** *o viscosa, en contacto con la superficie rugosa y caracterizada por un régimen laminar. El espesor de esta subcapa (δ) depende de μ_c y u_*; según sea mayor o menor que las irregularidades, el lecho será hidráulicamente liso o rugoso (figura 9.4).*

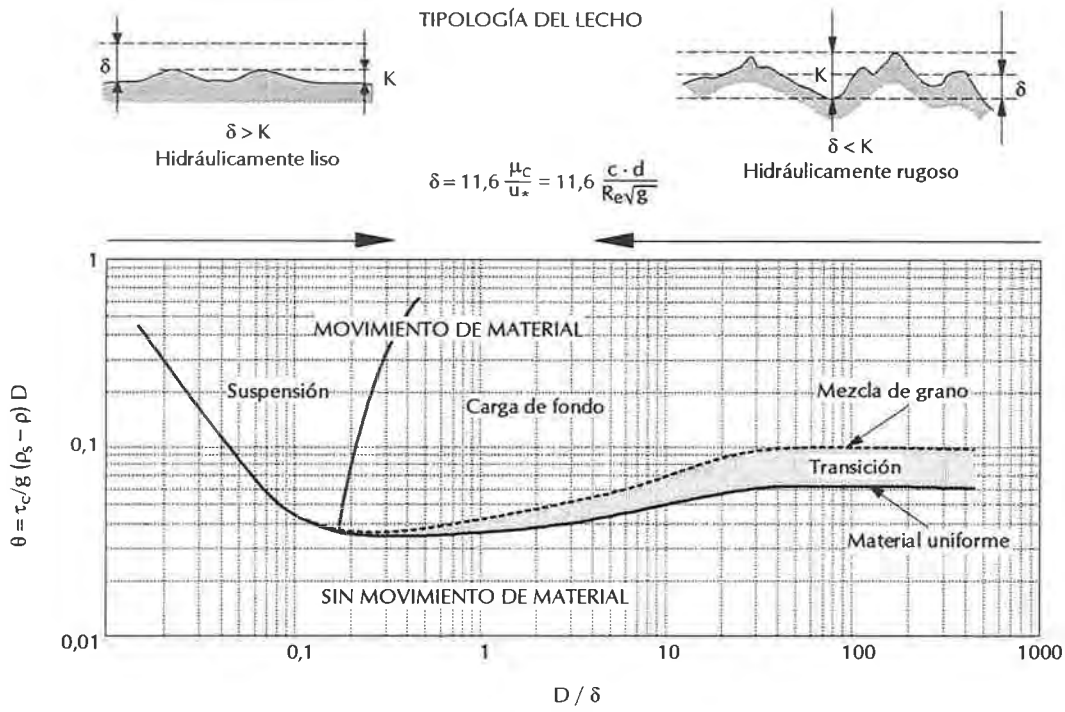
Para calcular la rugosidad como pérdidas de energía hay varias fórmulas racionales o empíricas, siendo clásicas las de lecho fijo en régimen uniforme que expresan la velocidad (v) en función de distintas variables; así:

- *Fórmula de Chezy:* $v=c\sqrt{RS}$
- *Fórmula de Manning-Strickler:* $v=\dfrac{R^{2/3}\,S^{1/2}}{n}$
- *Fórmula de Darcy-Weisbach:* $ff=\dfrac{8g\,RS}{v^2}$

siendo: c, n y ff, los coeficientes de rugosidad respectivos; R, radio hidráulico (A/P); S, pendiente para la línea de energía; v, velocidad media; g, aceleración de la gravedad; A, sección; P, perímetro mojado del conducto.

La resistencia al flujo, considerando que el agua transporta materiales, integra varios componentes: rugosidad granular o superficial (relacionada con la profundidad y el tamaño de grano característico), rugosidad de forma (en función de las micro y mesoformas en el fondo del conducto; ver figura 9.13), y la debida a las irregularidades del conducto y la carga en suspensión.

Ver al respecto:
- F.M. Henderson, *Open Channel Flow*, Macmillan, New York, 1966.
- D. Escribá, *Hidráulica para ingenieros*, Colección Obras Hidráulicas, Bellisco, Madrid, 1988.
- A. Osuna, *Hidráulica Técnica y Mecánica de Fluidos*, Colegio de I.C.C.P., Madrid, 1993.



Siendo:

θ = relación entre tensiones de cizalla (adimensional)
τ_c = tensión crítica de cizalla para un tamaño de grano definido
g = aceleración debida a la fuerza de gravedad
ρ_s = densidad del material
ρ = densidad del fluido
D = diámetro del grano
δ = espesor de la subcapa laminar
K = espesor de las irregularidades en el conducto
μ_c = viscosidad cinemática
u_* = velocidad media crítica
c = coeficiente de Chezy
R_e = número de Reynolds
d = profundidad

Figura 9.4. Gráfico de Shields. Tipo de transporte (carga en suspensión y de fondo) según la tensión crítica, tamaño del material, y modalidades hidráulicas, en base a la relación entre subcapa laminar e irregularidades del lecho. Modificado de Jansen *et al.* (1979) y Knighton (1984).

condiciones del subsuelo (percolación, sufusión y humedad), geometría del colector, actividad biológica e intervención antrópica (canalizaciones, drenajes, urbanización, represamientos, dragados, etc.).

Las acciones del agua «en sí misma» son roces o choques por interferencia con las paredes del conducto; dan lugar a tensiones de arrastre-empuje y presentan dos modalidades: una ocasionada directamente por la energía del flujo, o acción hídrica, y otra debida a sobretensiones al liberarse los gases atrapados en el agua, o cavitación.

- *La acción hídrica* es una tensión permanente y generalizada, aunque variable en intensidad, manifiesta mediante arranques, arrastres y desgastes del material. Su eficacia depende de la potencia total en dicha corriente (W), y las características del conducto que soporta esa carga debida a la masa de agua (presiones) e interfiere el flujo haciendo posible una transferencia de energía (cizallas). La potencia total corresponde a la energía por unidad de peso ($H\gamma$) de un caudal determinado (Q), siendo por tanto equivalente a $W = Q H \gamma$. Las características del conducto varían con la mayor o menor rugosidad de sus paredes y la cohesión, geometría y agregación en los materiales que lo definen.

- *La cavitación* es una sobrepresión debida a ondas expansivas, producto de la compresión-descompresión del aire contenido en el agua. Constituye un fenómeno sumamente selectivo, tanto en el espacio (localización) como en tiempo (ocurrencia) e intensidad; esto se debe a que las tensiones necesarias para su generación, no dependen tanto de la potencia como del tipo de flujo: cuanto más variado sea éste (ver apartado 9.2.1), más mezcla habrá entre las capas o láminas. En esas condiciones tienen lugar continuos atrapes (difusión) y liberación del aire en el agua, provocando ondas de choque y un «martilleo

persistente» sobre las paredes del conducto, que llegan a ser muy eficaces para los fenómenos de desagregación, arranque y desgaste.

El fundamento físico para este fenómeno son las variaciones de velocidad (v) y profundidad en las láminas de flujo (d_s); la presión total en un filete del fluido es constante y equivale a la dinámica (Pd) más la estática (Pe), como establece el trinomio de Bernouilli (ver fórmula 1 y figura 9.3): mayor velocidad conlleva crecimiento en la presión dinámica (Pd) que deberá compensarse mediante una disminución en la estática (Pe), lo cual resulta posible con menor profundidad (d_s). Planteado en otros términos y para una lámina de agua determinada, el fenómeno implica: ascenso hacia la superficie, menor presión confinante y descompresión de los gases, apareciendo ondas expansivas e incluso su liberación o escape a la atmósfera. Dado que los comportamientos inversos son también continuos (disminución de velocidad, aumento en la profundidad, compresión y atrape de gases), suele producirse la cavitación allí donde existen interferencias al flujo (figura 9.5).

En cuanto a las acciones del agua «en conjunción con la carga» movilizada por ella, originan fenómenos químicos y mecánicos.

- *Los fenómenos químicos*, denominados **corrosión**, son ejercidos por el agua al ser éste un compuesto químico dieléctrico, más o menos eficaz o agresivo para reaccionar con los materiales. Así pues, la acción química en corrientes fluviales es una meteorización, destacando: oxidación-reducción, entre compuestos de hierro y manganeso; reducción por hidromorfismos edáficos, con acumulación de materia orgánica sin apenas descomponer; disolución, que controla la carstificación a nivel regional; e hidrólisis, sobre todo en el dominio controlado por las crecidas.

Dicha corrosión, propia tanto del dominio de las aguas superficiales como subsuperficiales (acuíferos conectados con la corriente), resulta más intensa en los tramos sometidos a crecidas y estiajes.

La mayor o menor eficacia en estas acciones depende del ambiente hidrometeorológico (régimen térmico, pluvial e hídrico), la composición del agua (concentración en sustancias disueltas) y los materiales afectados (textura, mineralogía y estructura del conducto).

- *Los fenómenos mecánicos* están originados por las partículas que impulsa la corriente; conlleva choque inelástico o roce, provocando roturas, desgastes y, a veces, arranques (desprendimiento de fragmentos). Éstos últimos pueden generarse si hay una gran diferencia de tamaño o dureza-cohesión entre las litologías.

El desgaste-rotura tiene lugar sobre los materiales autóctonos (paredes del conducto), denominado **abrasión**, y entre aquéllos otros que transporta el agua, aludido frecuentemente como **corrasión**. Es preciso señalar, sin embargo, que no hay acuerdo en el manejo de estos términos: a veces se utilizan indistintamente; otros les dan un significado contrario al usado aquí; por último, hay quienes consideran abrasión al proceso (fenómeno de desgaste), corrasión los efectos sobre el conducto (forma resultante) y **atrición** los efectos mutuos entre la misma carga transportada.

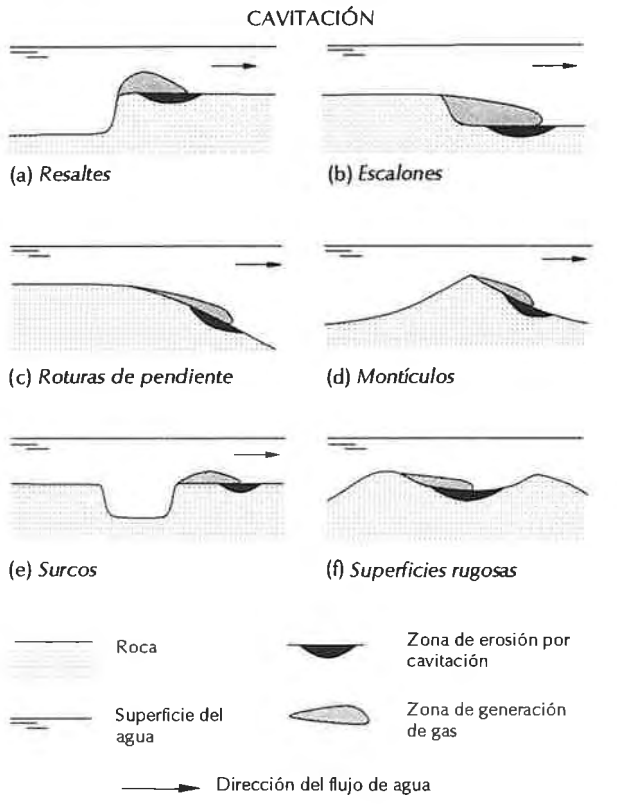


Figura 9.5. Zonas comúnmente afectadas por cavitación sobre un conducto fluvial: situaciones más características (según Selby, 1985). Obsérvese la importancia que adquieren las variaciones de profundidad, condicionando modificaciones en la velocidad del flujo. La cavitación sobre rocas coherentes, genera incisiones lineales, marmitas de gigante y pozas u hoyas.

La carga más eficaz para producir todos estos fenómenos, es aquélla impulsada por la corriente sobre la base del conducto; sus resultados dependen tanto de la dureza relativa del material puesto en contacto y masa movilizada, como del caudal y régimen, no sólo para desplazar esas cargas, sino para alternar flujos tranquilos y rápidos (ver apartado 9.2.1) que generan vórtices con gran capacidad de removilización.

9.3.2. El transporte

La «carga», volumen total de masa no ácuea que desplaza una corriente en un momento determinado, es movilizada por el agua según modalidades asociadas, en gran medida, al tipo de erosión. Éstas pueden ser: en disolución, suspensión y de fondo (figura 9.6); las dos últimas suelen aludirse como «carga sólida».

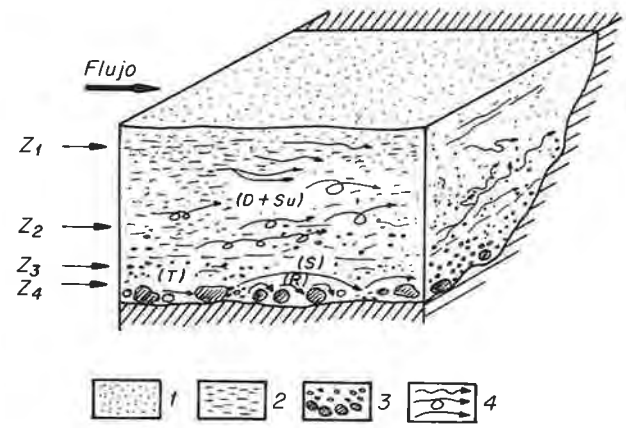


Figura 9.6. Modalidades de transporte en zonas del conducto próximas a las márgenes y según diferentes condiciones: afectando a la parte inferior (carga de fondo), con traslación de bloques deslizando por el fondo (T), rodadura de cantos (R) y saltación de granos (S); y abarcando todo el dominio del agua, con disolución de iones (D) y suspensión de partículas (Su).

Leyenda: 1, iones; 2, partículas (arcillas y limos) y gránulos (arenas finas); 3, granos, cantos y bloques; 4, trayectorias de las partículas.
Zonas del canal: velocidad alta y turbulencia baja (Z_1); velocidad y turbulencia intermedias (Z_2); velocidad decreciente (Z_3); turbulencia en aumento (Z_4).

- *La carga en disolución* está formada por iones derivados de la corrosión, otros aportados desde la atmósfera y residuos orgánicos de origen antrópico o biológico natural; son: $(HCO_3)^-$, Ca^{++}, Mg^{++}, $(SO_4)^=$, fundamentalmente.

El contenido total transportado es función de la concentración que, a su vez, depende del ambiente general donde se localiza cada río: climático, biológico, litológico e incluso antrópico. Temperatura y humedad ambiental, organismos y microorganismos, composición del material y movilidad en la corriente, son factores básicos que controlan este tipo de transporte.

- *La carga en suspensión*, fracción de tamaño inferior a 0,064 mm, corresponde a partículas orgánicas o minerales (coloides, arcillas y limos), desplazándose por «sustentación» en el seno del fluido.

Siempre que las áreas proveedoras (lechos móviles o rocosos meteorizables) presenten granulometrías adecuadas para esta modalidad de transporte (arena fina, limo y arcilla) y los procesos erosivos previos sean capaces de movilizarlas inicialmente, la ocurrencia de estos fenómenos quedará controlada, más que por la energía total del agua, por sus velocidades críticas. Corrientes con régimen muy variado (ver apartado 9.2.1) asociadas a flujos turbulentos (muchos vórtices y movimientos derivados), aun cuando puedan cargar momentáneamente muchas partículas, no hacen sino removilizarlas sin apenas desplazamiento. Frente a ellas, flujos más uniformes y menos turbulentos causan sustentaciones persistentes y con mayor eficacia en el transporte.

Una consideración importante para el desplazamiento en suspensión, hace referencia a las modificaciones sobre el mismo medio receptor; las partículas que pasan al seno del fluido, generan una fase mixta sólido-líquido donde el rozamiento entre láminas resulta mucho mayor. Esto implica un aumento de viscosidad y resistencia a la deformación, lo cual conlleva mayores tensiones de sustentación y competencia; es decir, puede transportar en suspensión partículas de mucho mayor tamaño.

En casos extremos, la sobrecarga en finos transforma la corriente líquida en una de barro o muy similar, al haber sobrepasado los límites de un fluido newtoniano y entrar en comportamientos viscoplásticos o seudoplásticos; estas condiciones presentan competencia para desplazar bloques, incluso de gran tamaño.

- *La carga de fondo* (o acarreo) está formada por elementos gruesos, clastos en general, que no soporta el fluido o sólo esporádicamente; son desplazados sobre el fondo del conducto y responden a «tensiones de arrastre-empuje».

Esta carga es asociable a la acción hídrica y, en primera aproximación, la masa movilizada está en función de la potencia total de esa corriente, siempre que haya disponibilidad de materiales como ocurre en lechos móviles.

Corrientes derivadas (vórtices o turbillones), geometría y tamaño de las partículas y rugosidad del conducto, hacen aparecer tensiones complementarias que implican modalidades de transporte muy variadas ante una misma provisión energética. Así: geometrías esferoidales o determinados obstáculos en el trayecto (rugosidades del conducto), pueden producir momentos rotacionales; el efecto sombra, al formar retrovórtices opuestos al flujo y provocar removilizaciones con zapamiento en la base de los clastos, genera vacíos tensionales de succión o tractivos que colaboran con las tensiones de empuje; flujos turbillonares por cambios en el régimen de la corriente, pueden originar tensiones superpuestas a las de arrastre y casi ortogonales, que dan lugar a sobreimpulsos de elevación-sustentación transitoria afectando a clastos con tamaño pequeño.

De acuerdo con lo anterior aparecen: **rodadura**, que conlleva momentos de rotación; **arrastre-deslizamiento**, sea con empuje, empuje-tracción, o empuje-tracción-zapamiento; y **saltación**, junto a tensiones derivadas de elevación. La acción conjunta de todos estos fenómenos es factible a lo largo del tiempo y en cualquier localización dentro del conducto.

Parece probado que la diferenciación hidráulica entre los distintos tipos de transporte, puede hacerse según la *ratio* entre las velocidades de caída y fricción (v_s/u_*): para rodadura o deslizamiento $6 > v_s/u_* > 2$; saltación $2 > v_s/u_* > 0,7$; y suspensión $0,7 > v_s/u_* > 0$ (ver figura 9.4 y fórmula 11).

Dos conceptos que en su momento fueron de uso casi normalizado para cualificar el transporte fluvial son **capacidad** y **competencia**. Sedimentológicamente, el primero alude a la cantidad máxima de material con un tamaño dado (expresada en volumen) que puede transportar una corriente como carga de fondo por tracción; el segundo, a su vez, al mayor tamaño entre los clastos (gránulos, granos, cantos o bloques) transportados. Hidráulicamente, la competencia refleja la máxima energía del flujo y la capacidad el tiempo durante el cual ha actuado con unas determinadas condiciones energéticas.

Para calcular capacidades de transporte por el fondo del conducto, se consideran relaciones tensionales de arrastre y características en el material; pueden citarse al respecto, tanto las fórmulas y relaciones de Meyer-Peter (transporte por acarreo), Du Boys y Schoklitsch, como el modelo de Einstein para evaluar la carga total en el lecho (ver Knighton, 1984).

9.3.3. La sedimentación

Acorde con los tipos de transporte, la deposición tiene lugar según las modalidades de: *precipitación*, cuando se sobrepasan los límites del producto de solubilidad por estancamiento-evaporación, ión común, temperatura, actividad bioquímica, etc.; *decantación*, debido a pérdidas de sustentación cuando la corriente disminuye su velocidad en remansos, estancamientos, cambios bruscos de régimen, etc.; y *abandono de carga en el fondo* por descenso energético de la corriente y, en consecuencia, también de su capacidad para el empuje-arrastre, como ocurre al cambiar el régimen de flujo durante crecidas y estiajes.

La velocidad de sedimentación o «caída» ya estabilizada en el fluido, para partículas esféricas de tamaño arena fina y con un régimen laminar, suele formularse según la ley de Stokes. La generalización de esta ley se expresa como aparece en la relación (11):

$$v_s = \sqrt{\frac{4}{3}\,\frac{gD_s}{C_D}\,\frac{\rho_s - \rho}{\rho}} \qquad (11)$$

siendo: v_s, velocidad de sedimentación; g, aceleración debida a la fuerza gravitatoria; D_s, diámetro del grano; C_D, coeficiente de fricción (tabulado); ρ_s, densidad del sólido; ρ, densidad para el fluido.

Foto 9.4. Confluencia entre dos ríos con diferentes modalidades de transporte predominante: el principal (parte inferior) lleva materiales como carga de fondo por rodadura y saltación (*bed load*), que tienen su origen en arrastres y removilizaciones del lecho; los materiales del tributario circulan principalmente en suspensión y se originan por lavado (*wash load*) de litologías margo-arcillosas presentes en su cuenca. En la desembocadura, los sólidos en suspensión (aguas turbias) se mantienen formando una «pluma» antes de ser depositados en las márgenes o mezclarse con aguas menos cargadas. Ríos Ésera e Isábena, proximidades de Graus (Prepirineo oscense).

9.3.4. Concatenación de las acciones elementales

Aun cuando haya modelos sectoriales, en una corriente fluvial todas las acciones actúan conjunta e interdependientemente.

Los trabajos sobre dinámica fluvial en ingeniería, sedimentología y morfología, han generado innumerables y complejos modelos matemáticos para explicar estos procesos (Hey *et al.*, 1982; Petersen, 1986; Thorne *et al.*, 1987; etc.), si bien, el objetivo final en todos ellos es determinar las tensiones y velocidades críticas necesarias para las acciones de arranque, transporte y sedimentación (figura 9.7).

Un modelo cualitativo básico, permite explicar la concatenación de las acciones fluviales según el balance energético en cada punto. Para ello considera una «potencia bruta o total» (PB), correspondiente a la energía total por unidad de peso ($H\gamma$) que representa un caudal determinado Q ($W = QH\gamma$); otra «absorbida» (PA), o energía por unidad de peso empleada en transportar la carga y vencer todos los rozamientos (pérdida de carga hidráulica total); y una diferencia entre las dos (PB-PA), que será «neta» (PN), o disponibilidad energética en cada punto que corresponda. De acuerdo con esos parámetros y según los balances en un punto dado, pueden ocurrir dos situaciones:

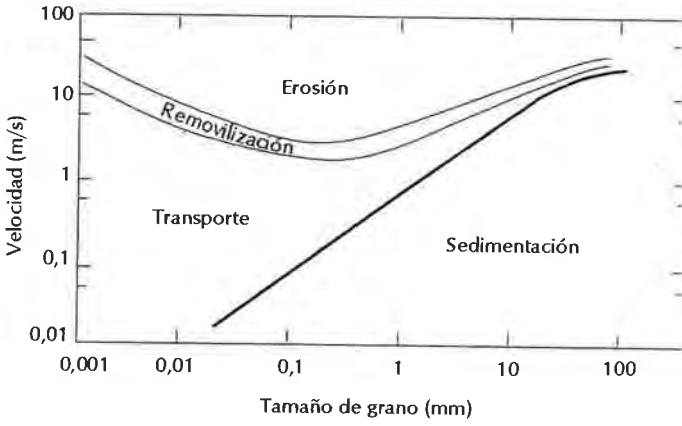


Figura 9.7. Gráfico de Hjulström (1935, ref. 1976). Interrelación entre acciones elementales según la velocidad crítica del flujo y dimensión de las partículas; obtenida empíricamente utilizando diferentes tamaños de fracción arena. La velocidad requerida para que se inicie la removilización, puede ser mayor a aquélla necesaria para mantener el material en transporte. La inflexión en la banda de separación entre erosión y transporte (removilización) con tamaños correspondientes a las arcillas, es debida a su comportamiento hidráulico diferencial (fuerzas electrostáticas entre partículas) precisando velocidades de flujo casi equivalentes a los tamaños mayores (gravas) para removilizarlas. La zona que separa los campos de transporte y sedimentación, sigue una ley prácticamente lineal directa (a mayor tamaño, mayor velocidad para mantenerse el transporte) salvo en tamaños superiores.

Foto 9.5. Concatenación de acciones elementales en un conducto fluvial. Los fenómenos de erosión, transporte y sedimentación, están regulados por las características del flujo (material más agua); si se produce una modificación local en los parámetros del mismo, tiene lugar un reajuste en el sistema; caso frecuente es el aporte de masa (agua y material) desde las vertientes, o en la unión con otros conductos. La imagen muestra la confluencia entre el arroyo Grande y el río Perales en Aldea del Fresno (cuenca del Tajo); el primero (a la derecha) presenta un exceso de carga en finos (arena y limo) que se ve obligado a depositar a causa del efecto de frenado inducido por el río receptor (Perales), formando así un pequeño cono aluvial en la desembocadura. A su vez el Perales (a la izquierda), una vez depositada parte de la carga en el tramo inmediato anterior a la confluencia (formas lobuladas de deposición), ve disminuida su sección por la irrupción del cono y la barra lateral de gravas (a la izquierda), aumentando la velocidad de flujo y produciendo arrastres en el lecho móvil, que adopta morfologías de megarrizaduras y rizaduras.

1°) Que PN sea positiva, entonces PA<PB. Hay un exceso de energía disponible, ello implica: excavación ⇒ arranque ⇒ suavización de pendientes ⇒ aumento en la carga. Así tiende a disminuir la PB y aumentar la PA hasta que PA≈PB. Llegados a este punto, la corriente no excava pero asegura el transporte.

2°) Que PN sea negativa, entonces PA>PB. Hay un defecto de energía disponible (en el paso de un punto a otro inmediatamente posterior), lo que implica: sedimentación ⇒ acentuación de pendientes ⇒ alivio de carga. Así tiende a disminuir PA y aumentar PB, hasta que PA≈PB. Entonces la corriente no deposita, pero asegura el transporte.

En suma, toda corriente fluvial tiende a adquirir una pendiente que le proporciona la energía mínima necesaria para, deducido el rozamiento, transportar la carga; es decir, una pendiente en la que su PN tienda a cero, o «pendiente de equilibrio» (Mackin, 1948).

Desde un punto de vista teórico, erosión y sedimentación son fenómenos «obligados» para una corriente fluvial, ya que ésta ajusta su pendiente hasta conseguir la mínima necesaria para evacuar el material, sea líquido o sólido, que le llega de las vertientes; es un agente para el transporte más que el arranque, y erosiona en su conducto sólo transitoriamente.

De acuerdo con ello, cualquier corriente tiende a modificar el perfil longitudinal para adquirir la pendiente de equilibrio en todos los puntos; dicho perfil exige que PN→0 y una PB necesaria para vencer rozamientos y evacuar cargas, siendo considerado en algunos modelos evolutivos como «provisional», frente a otro «definitivo o teórico» con el cual la corriente sólo sería capaz de evacuar el agua y tendría PN=0.

Otra formulación para este modelo cualitativo, desarrolla la proporcionalidad entre parámetros propuesta por Lane (1955):

$$Q_s D_{50} \propto Q S \qquad (12)$$

siendo: Q_s, caudal sólido; Q, caudal líquido; D_{50}, diámetro del material; S, pendiente.

Por ejemplo, en la confluencia entre una corriente principal y otra afluente poco caudalosa con abundante carga, el aumento en Q_S debe compensarse mediante un incremento en la pendiente, al no variar significativamente ni D_{50} ni Q; esto se consigue gracias a una sedimentación aguas abajo de la confluencia, que puede llegar a represar el agua y aumentar su nivel curso arriba.

Las consideraciones sobre el equilibrio para un «río nivelado» (*graded river*), tienen su origen en los trabajos de Surell, Powell y Gilbert y de ellos partió Davis para definir la penillanura; posteriormente Mackin sintetiza y modifica todas esas aportaciones, introduciendo nuevos conceptos (ver apartado 1.3).

Desde la perspectiva sistémica, el fluvial es: abierto, pues presenta intercambio de materia y energía; morfológico, al estar sus variables estadísticamente relacionadas; en cascada, por poseer flujo hacia estados más avanzados; y de proceso-respuesta, ya que aparecen interrelacionados los procesos en cada zona (respuesta compleja), y fenómenos de autorregulación-retroalimentación *(feedback)*.

Teniendo en cuenta los diferentes tipos de equilibrio posibles en un sistema (ver figura 1.5), el fluvial admite enfoques desde varias perspectivas, así:

1°) Para la Ingeniería Hidráulica, donde interesan fluctuaciones elementales a corto plazo, el río es un «sistema estable» que, tras un estímulo dado, tiende a recuperar sus condiciones de partida mediante ajustes dinámicos.

2°) En Geomorfología sin embargo, que interesa la historia global del paisaje y no sólo la dinámica modeladora del agente, el río es un «sistema evolutivo» con desplazamientos de rango superior al simple ajuste.

Este segundo contexto enfoca el equilibrio a diferentes escalas y con distintos modelos; en realidad puede que el modelo no sea único: aquellas variables dinámicas que controlan las acciones elementales (erosión, transporte y sedimentación) e hidráulica de los conductos, parecen ser estables; las geomorfológicas a escala media, que generan fases de agradación, degradación, encajamiento, etc., se ajustarían a equilibrios dinámicos metaestables (cada estado implica superar ciertos umbrales, con cambios sustanciales o catástrofes); y aquellas otras variables geomorfológicas a escala global, de donde derivan los paisajes resultantes, corresponden a modelos termodinámicos.

Sea cual fuere el modelo, lo cierto es que todo río presenta una tendencia al ajuste en su perfil longitudinal (figura 9.8A). Dicha tendencia queda controlada por variables con implicación diversa: «independientes» (caudal, carga, nivel de base, le son impuestos al río); «semi-independientes» (anchura, profundidad, superficie de la cuenca, etc.; son función de variables independientes y la acción del río) y «dependientes» (inclinación del conducto). La geometría de dicho perfil corresponde a una curva con trazado variable: irregular, escalonado, convexo y lo más general, cóncavo.

Tal como han señalado diversos autores, la forma cóncava responde a varios motivos: mayor caudal y competencia

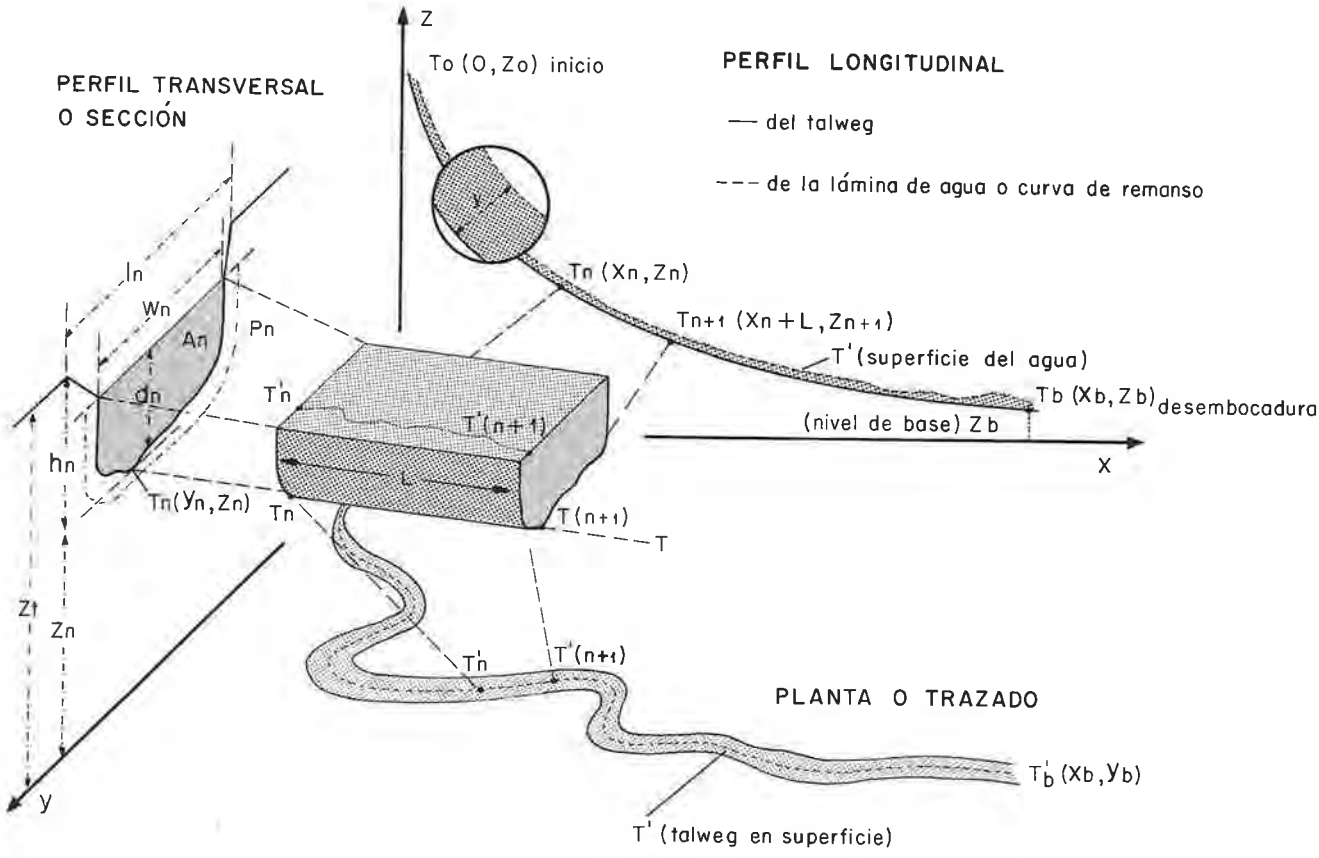


Figura 9.8A. Variables de la geometría hidráulica en los colectores fluviales.
Al ser formas tridimensionales, cualquier punto (n) puede expresarse en función de sus coordenadas (x_n; y_n; z_n). Los estudios, clasificaciones morfográficas y morfodinámicas, suelen realizarse mediante secciones, proyecciones y perfiles extendidos, de acuerdo con los tres planos ortogonales del espacio.
- En el plano YZ aparecen los cortes perpendiculares a la dirección del flujo, perfiles transversales o **secciones del conducto** (con o sin agua); en estos casos x=cte.
- Sobre el plano YX aparece el **trazado** o patrón *(pattern)* del colector. Por lo general corresponde a la proyección de sus elementos, o un corte horizontal según la dirección del flujo; en estos casos z=cte.
- Sobre el plano XZ se obtienen **perfiles longitudinales**, siendo característicos para la superficie sobre el agua y fondo del conducto (definido mediante los puntos con mínima cota o talweg); en este caso y=cte.
De acuerdo con lo anterior, pueden determinarse: «contornos», perímetro y tipo de conducto, relación entre zona sumergida por el agua y emergida, etc.; «alzadas», longitudes medidas en la vertical que separan dos puntos o líneas en el sumidero y conducto, como profundidades, altura de un nivel sobre otro, posición para elementos en el sumidero respecto al fondo del conducto, etc.; «separaciones o amplitudes», longitudes entre dos puntos cualesquiera del conducto medidas según el eje Y; «anchuras», longitudes a lo largo del conducto sumergido medidas según el eje Y; «inclinaciones», ángulos o pendientes; «espesores» y «profundidades», alzadas entre dos puntos del agua o su colector; «desarrollos lineales», longitudes medidas a lo largo del perfil longitudinal; «desniveles», diferencias de cotas entre dos puntos a lo largo del conducto o sumidero; «elevación», altura de cualquier punto sobre una referencia z_b que se toma como base; y «distancias», longitudes que separan dos puntos medidas según el eje X.

Simbología: (X), (Y) y (Z), ejes de coordenadas; (T), talweg o línea que une todos los puntos de menor cota (mayor profundidad) a lo largo del conducto; (T_n y T_{n+1}), puntos del talweg; (T_o y T_b) inicio y fin del conducto; (T'), trazado del talweg en superficie; (T'n), (T'n+1) y (T'b), puntos homólogos de (T_n), (T_{n+1}) y (T_b) respectivamente, en la superficie del agua; (z_n), cotas del talweg; (z_o) cota de nacimiento y (z_b) cota del nivel de base; (h_n), alzada del límite superior del conducto respecto al talweg; (z_t) altitud total (cota+alzada; equivalente a z_n+h_n); (d_n), profundidad o alzada entre un punto en la superficie de la lámina y otro cualquiera del conducto situado en su vertical (normalmente no se considera y $z_n+d_n \approx z_n$); (P_n), perímetro en la zona sumergida; (W_n), anchura del conducto; (I_n), amplitud del sumidero; (A_n), área para el conducto sumergido (lámina de agua); (y), calado o espesor de la lámina, medido en la perpendicular al fondo, que equivale a ($d_n \cos\alpha_n$) para (α_n) igual al ángulo del conducto con la horizontal en el punto (n); (L), distancia entre dos puntos.
Simbología estandarizada: (y), calado; (S ó S_o), pendiente del lecho; (w ó b), anchura de la lámina; (d ó p ó h), profundidad; (A), área para la sección del conducto; (P), perímetro mojado; (v), velocidad de flujo, que se proyecta en las tres componentes espaciales (v_x; v_y; v_z) y representadas normalmente como u, v y w respectivamente; (R), radio hidráulico o relación A/P.

aguas abajo; decrecimiento en el tamaño de grano; y degradación dominante en cabecera, mixta en el centro y agradación en el tramo bajo. Debe apuntarse también un fundamento físico básico, ya que es la curva media más idónea entre dos extremas: mínimo trabajo y reparto uniforme del mismo. En cualquier caso, hay perfiles convexos descritos en zonas áridas donde el río pierde caudal, incluso llega al estiaje total (figura 9.8B).

Importantes elementos de control en la geometría del perfil longitudinal son la disposición estructural y la naturaleza litológica del sustrato (figura 9.9). Escalonamientos tectónicos (por fallas o flexuras corticales), patrones condicionados por la fracturación, y series sedimentarias estratificadas mono o aclinales, pueden producir variaciones drásticas de la pendiente, e incluso saltos de agua formando cascadas y cataratas. Por su parte, cambios bruscos en la resistencia o grado de alteración en los materiales por los que circula la corriente fluvial, y en la granulometría de su carga sólida, controlan la relación entre pendiente (S) y longitud del canal (L); se han definido relaciones del tipo $S=aL^{-b}$, donde *a* y *b* son parámetros que varían según la petrología del lecho (composición y granulometría).

Eventos dinámicos, como erosión remontante en cabecera, aparición de meandros, o entrada de afluentes que aportan caudales y cargas de diferente naturaleza a la del río receptor, producen igualmente modificaciones en el perfil (figura 9.9c). De cualquier modo, los ajustes se realizan en términos de erosión que sobreexcava el lecho y de relleno aluvial, aumentando o disminuyendo el gradiente.

Considerado en detalle, el perfil presenta innumerables irregularidades y pequeños escalonamientos a escala métrica o decamétrica, producidos por variaciones locales y genéricamente denominados vados *(riffles)* y pozas u hoyas *(pools)*.

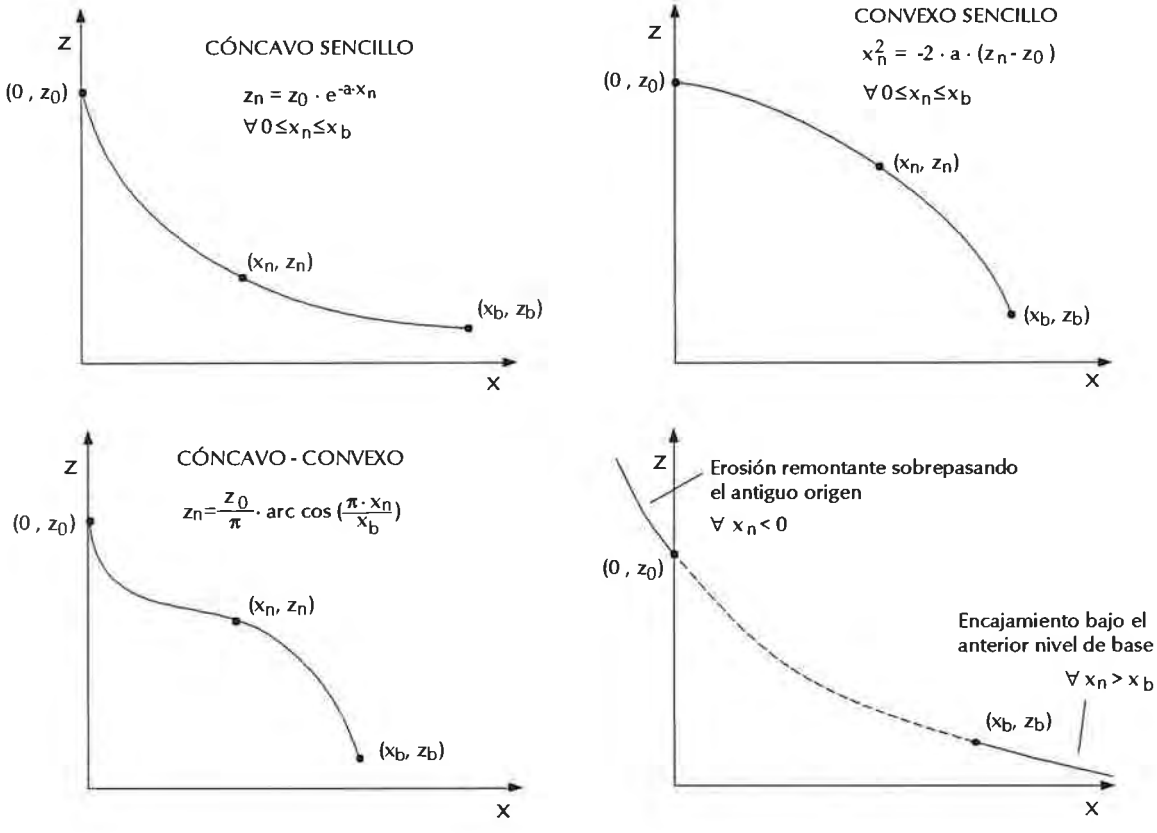


Figura 9.8B. Tipologías básicas de perfiles longitudinales en un colector fluvial y sus correspondientes ecuaciones aproximativas. Siendo: (x_n), posición para un punto n en el perfil respecto al inicio; (z_n) cota de un punto n en el perfil respecto al nivel referencial absoluto; (z_0), cota en inicio o nacimiento; (z_b), cota para el fin o nivel de base local; (x_b), desarrollo o longitud total desde su nacimiento a la desembocadura; (a), parámetro que condiciona la pendiente en el perfil. Modificado a partir de Morisawa (1985).

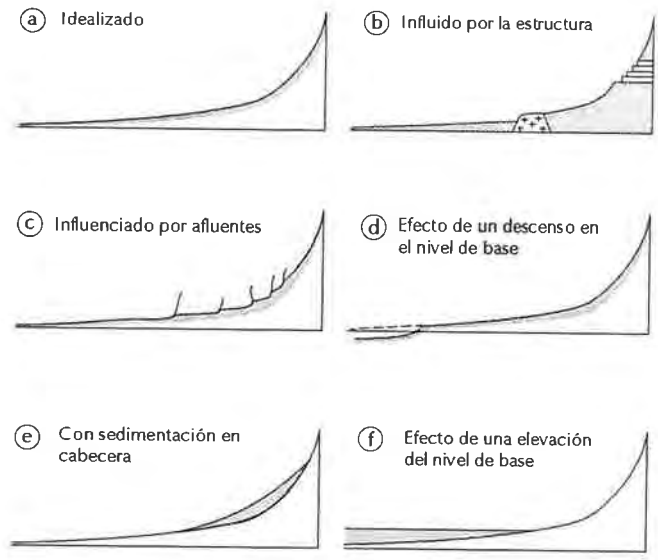


Figura 9.9. Condicionantes lito-estructurales y evolutivos en la forma del perfil longitudinal para una corriente fluvial; según Selby (1985).

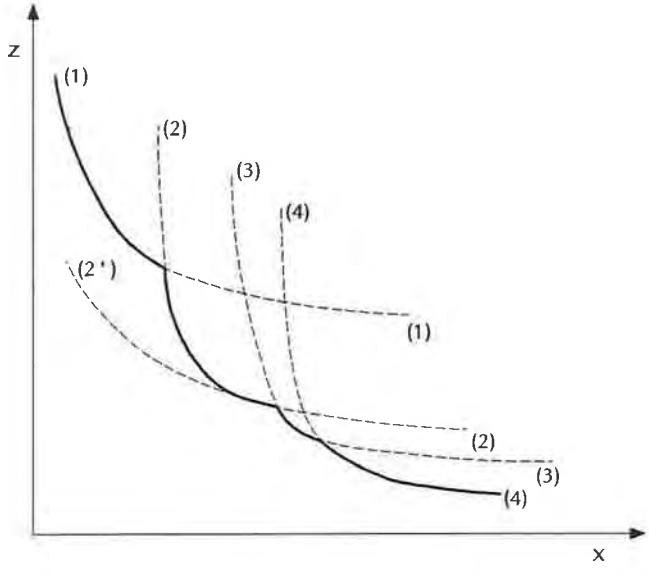


Figura 9.10. Perfil longitudinal complejo (línea continua), resultante al superponer cinco series de perfiles cóncavos simples (líneas discontinuas) para la misma cuenca. Las rupturas corresponden a escalones morfológicos que presentan redes fluviales con diferente grado evolutivo. El esquema es una síntesis agrupando varios ríos y arroyos «tipo» que drenan la vertiente meridional del Sistema Central, con nivel de base en el río Tajo.

En sus estudios sobre torrentes alpinos a mediados del siglo XIX, el ingeniero francés Surell dedujo que los talweg, en su estado más evolucionado, tendían a un perfil característico o «perfil longitudinal teórico». Este concepto y el de «nivel mínimo energético» introducido por Powell en 1875, sirvieron a Davis (1899, ref. 1975) para definir la penillanura y elevar la categoría del perfil longitudinal teórico a perfil de equilibrio, esto es: la curva con pendientes límites a que tienden todos los cursos fluviales (ver apartados 1.2 y 1.3). En teoría presenta un patrón cóncavo y tendencia asintótica a ambos ejes: cotas y distancias al origen o nivel de referencia energético, es decir, el nivel de base.

Desde la perspectiva anterior, el perfil longitudinal da una «medida del grado de equilibrio» en un río. De acuerdo con los modelos actuales respecto a estos temas (ver figura 1.5), dicho planteamiento sólo sería aplicable suponiendo la evolución del río según un modelo finalista. En cualquier caso y a nivel teórico, esta curva puede considerase una referencia primaria del grado evolutivo para una cuenca fluvial (figura 9.10).

9.4. FORMAS FLUVIALES ELEMENTALES

Las morfologías básicas asociadas a estos procesos están definidas por sumideros o colectores lineales que sirven como conducto a la escorrentía. Son formas tridimensionales de hábito prismático, hemicilíndrico o diédrico sencillo (ver figura 3.3).

FORMAS ELEMENTALES EN LAS VERTIENTES

El flujo del agua en la fase de laderas (arroyada) genera sobre las vertientes unas morfologías características, fundamentalmente erosivas. Cuando la ladera presenta elevada pendiente, la salpicadura del propio impacto por gotas de lluvia traslada cantidades importantes del material fino, impulsando partículas vertiente abajo, y forma «microcráteres». El lavado de finos durante estas fases iniciales en que tiene lugar la concentración de escorrentía, origina pequeñas irregularidades o micromorfologías en superficie, como pedestales debidos a la sustentación del material por obstáculos (tallos vegetales y clastos de mayor tamaño), y minados por socavamiento bajo los cantos.

En laderas con materiales fácilmente erodibles (detríticos finos y rocas solubles), los microcanales desarrollan una notable incisión lineal formando ***acanaladuras****. De proseguir su evolución, profundizan bajo la superficie estrechando los interfluvios y dan lugar a morfologías en* ***surco****. Éstos últimos, al jerarquizarse los regueros, pasan a* ***cárcavas*** *(galachos o alcabenes), es decir, redes arborescentes con surcos y acanaladuras, e interfluvios afilados. Debido al «efecto pedestal», en estos interfluvios pueden aparecer fisonomías residuales consistentes en torres subcónicas de material erosionable culminadas por un bloque; son las* ***chimeneas de las hadas*** *o «dames coiffées» (damas con toca). Al evolucionar todas estas formas por confluencia de pequeños colectores, generan morfologías densamente acarcavadas denominadas* ***malpaís*** *(badlands) por su intransitabilidad.*

Una vez concentradas las aguas en torrentes, la escorrentía circula por conductos bien definidos con mayor capacidad de evacuación, cierta permanencia y régimen irregular: se trata de ***torrenteras*** *en un sentido genérico, que reciben en cada caso específico nombres como: gargantas, barrancos, barranqueras o quebradas, según su morfología; o arroyos (en América), ramblas y guadi (uadi), por su régimen.*

Los efectos de la arroyada arrancando material en zonas superiores, se manifiestan en las inferiores de la ladera mediante sellados por decantación (sealing) e inversiones edáficas. Este material, junto al procedente de erosión en acanaladuras, surcos y cárcavas, pasará a constituir la carga que el torrente transporta hasta su tramo inferior; aquí, bien deposita dicha carga dando origen a un ***cono de deyección****, bien la aporta a otra corriente emisaria. El primer caso corresponde al contexto característico para torrentes que drenan relieves con pendiente contrastada, diferenciándose en su trazado una cuenca de recepción (concentración de la escorrentía y material), un canal de desagüe (zona de tránsito) y el cono de deyección (zona de descarga). Éstos últimos son una tipología más de abanicos de piedemonte, y por tanto correlacionables con los abanicos aluviales que, como se verá posteriormente (apartado 9.5.1), dada su magnitud, significado evolutivo y dinámica, son paradigmáticos al analizar dichas morfologías.*

Foto 9.6. Escorrentía en la fase de ladera (1ª). Generación de escorrentía superficial en una vía preferente (reguero o *gully*), al colapsar una cavidad de sufusión. La formación de estas depresiones puede verse favorecida por el empapamiento que sufren los materiales; el caso de la imagen, apareció sobre un relleno en antiguas graveras tras una crecida. Río Jarama (cuenca del Tajo).

Foto 9.7. Escorrentía en la fase de ladera (2ª). Acanaladuras (*rills*) sobre un talud artificial, formadas por la concentración incipiente de aguas pluviales siguiendo líneas subparalelas a favor de la pendiente. La zona donde las divisorias entre acanaladuras se hacen más afiladas (izquierda de la imagen), suelen considerarse morfologías en surco. En la base del talud pueden distinguirse acumulaciones debidas a los arrastres, formando la tercera y última zona según el modelo de Horton. Materiales arcósicos en el valle del Alberche.

Foto 9.8. Escorrentía en la fase de ladera (3ª). Regueros o regatos (*gullies*) apenas estructurados, en los cuales se concentra el flujo superficial. Son colectores discontinuos con pequeños escalones transversales, que evolucionan por retroceso del talud y aterramiento en su base; la disposición incipientemente jerarquizada en la red, podría conducir al desarrollo de cárcavas. Materiales limo-arcillosos en la cuenca del Ebro (Lanaja, Huesca).

Foto 9.10. Escorrentía en la fase de ladera (4ª). Frente a casos como el correspondiente a la foto 9.9, los surcos y regueros en las vertientes pueden jerarquizarse, elevando notablemente la densidad del drenaje (número de conductos por unidad areal); paralelamente hay una reducción de los interfluvios entre regueros, apareciendo acarcavamientos (*badlands*) como los que muestra la imagen. Formaciones arcósicas en las campiñas cercanas a Aldea del Fresno (cuenca del Tajo).

Foto 9.9. Escorrentía en la fase de ladera (4ª). Concentración inicial mediante regueros continuos estabilizados (fondos de vaguada), que agrupan la masa (agua y material) durante los episodios de precipitación. El perfil longitudinal del reguero está regularizado, sin escalonamientos, por coalescencia entre segmentos y sedimentación en la base. Formaciones arcósicas, campiñas de Villamanta (cuenca del Tajo).

Foto 9.11. Escorrentía en la fase de ladera (4ª). Interfluvios en una zona acarcavada: «chimeneas de hadas» sobre materiales arcósico-conglomeráticos próximos al Pontón de la Oliva (cuenca del Tajo).

Foto 9.12. Escorrentía en la fase de ladera (5ª). Arroyada concentrada en las vertientes formando un conducto de carácter torrencial; son diferenciables los tres elementos característicos: cuenca de recepción, canal de desagüe y cono de deyección. Cuenca del alto Noguera-Ribagorçana (Cordillera Pirenaica).

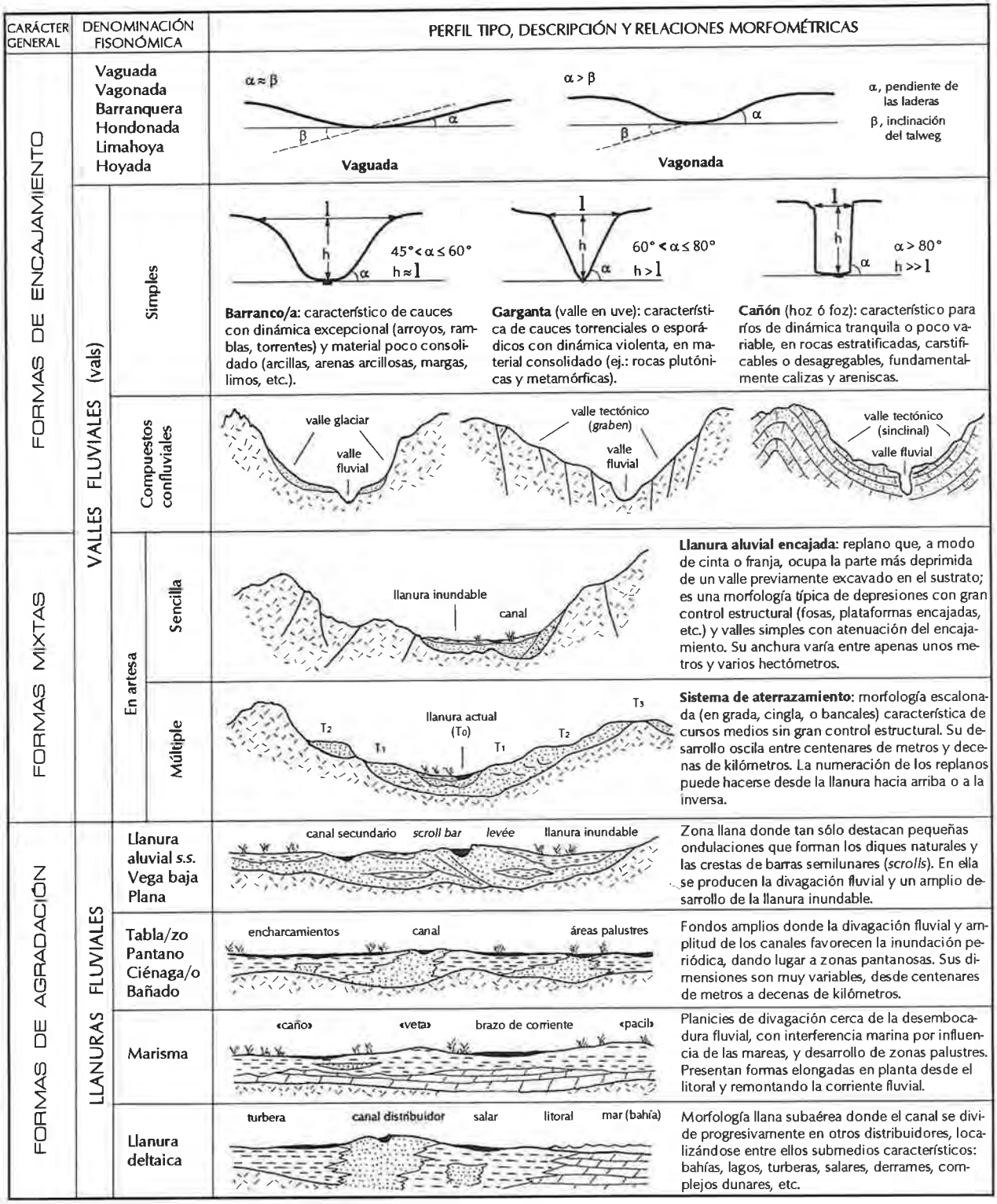


Figura 9.11. Morfologías fluviales más comunes según su sección o perfil transversal: denominaciones características.

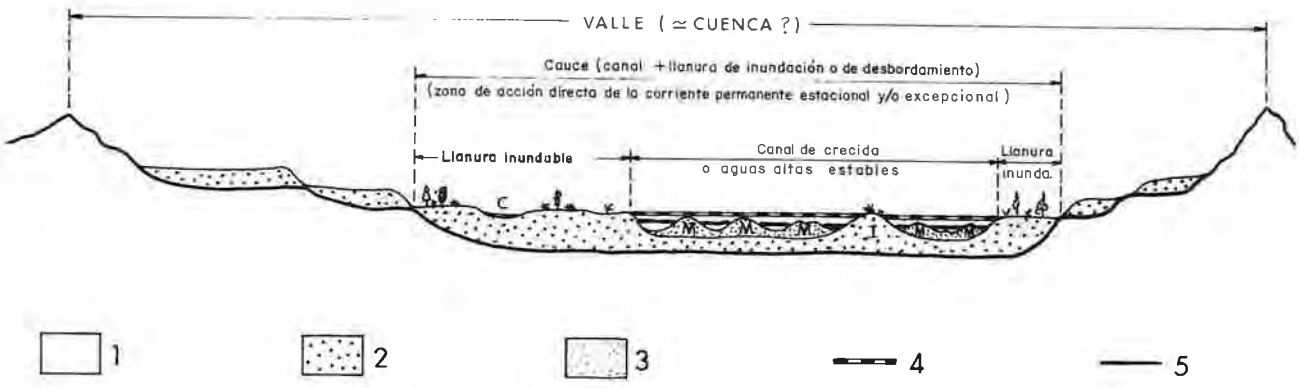


Figura 9.12. Elementos y componentes del perfil transversal en una artesa de aterrazamiento con llanura aluvial bien definida. Siendo: (I), isla fluvial, aluvial o isleta; (M), médanos o barras emergentes (en aguas bajas) compartimentando el canal; (C), canal secundario (funcional durante crecidas); (1), sustrato rocoso donde se ha excavado el valle en artesa; (2), aluviones estabilizados formando terrazas; (3), aluviones en proceso de removilización; (4), nivel correspondiente a aguas altas (*bankfull discharge*); (5), nivel correspondiente a aguas bajas o estiaje. Las barras son sumergidas durante períodos de crecida anual, quedando como vados (*riffles*) que separan pozas u hoyas (*pools*); en aguas bajas, las barras emergen formando médanos que compartimentan el canal, separando láminas de agua y conformando un patrón múltiple.

Su clasificación geométrica y genética se realiza a partir del análisis bidimensional y, por tanto, manteniendo constante una variable o suponiéndola supeditada a las otras dos (ver figura 9.8A).

Los perfiles transversales o secciones permiten definir jerarquías geométricas en el colector y, partiendo de ellas, su morfometría y significado fisiográfico en la cuenca hidrográfica. Por el contrario, al establecer la prioridad sobre el trazado, es posible separar colectores tipo según su morfografía y dinámica.

9.4.1. Secciones del conducto: cauces y canales

El conjunto del colector o sumidero agrupa unos elementos diferenciables tanto por la fisonomía como por su funcionalidad dinámica; corresponden a los denominados: vaguadas, vagonadas, valles, cauces, canales y lechos (figuras 9.11 y 9.12).

Vaguadas, vagonadas y valles son hendiduras o concavidades lineales en el terreno, con perfil transversal en «artesa» o «uve» más o menos amplias y profundas, encajadas en una llanura u otra concavidad mayor; en su fondo aparece el conducto que alberga las aguas, manteniéndose así encauzadas o semiencauzadas. Por lo general son alargadas según la dirección del flujo y con pendientes longitudinales y transversales variables:

- *Vaguadas y vagonadas* se asocian a la escorrentía primaria (flujo de ladera), que suele tener carácter esporádico y un encauzamiento muy incipiente del agua. En las vaguadas, pendientes longitudinales y transversales son similares, o ligeramente mayores éstas últimas; las vagonadas tienen pendientes transversales mucho mayores y por tanto, son hendiduras más profundas.

- *Valle* es un término de uso generalizado para referir cualquier terreno con fondo diverso, más o menos plano o cóncavo, formando un corredor lineal confinado a unas elevaciones. Partiendo de esa denominación genérica, cada tipología específica se califica según su posición, carácter u origen; así, un valle puede ser: cerrado o endorreico, tectónico, sumergido, transversal, cárstico, glaciar, en «V», en «U», en artesa y fluvial, entre otros (Novo y Chicarro, 1949; ver figura 9.11).

El valle fluvial, a su vez, podría entenderse en sentido amplio o restringido. El primero, más fisiográfico y toponímico, corresponde al dominio territorial comprendido entre las divisorias hidrográficas y drenado por un curso de agua y sus afluentes; por tanto, equivale a la «cuenca» o «vallonada». El segundo, más dinámico y genético, abarca únicamente el dominio morfológico labrado por la acción directa de la corriente a lo largo de toda su evolución y corresponde, por consiguiente, al **dominio fluvial** geomorfológicamente entendido. En esta última acepción del término, el valle normalmente está definido por unos rellanos escalonados o «terrazas» que, a su vez, culminan el mismo o quedan confinados a otro relieve deprimido cuyo origen puede ser muy variado: tectónico, glaciar, cárstico, etc. Entonces se alude como «valle compuesto», frente al exclusivamente fluvial, que recibe el nombre de «valle simple».

Tanto valles compuestos como simples, frecuentemente presentan un contraste morfográfico neto definiendo dos dominios fisiográficos: uno superior que llega hasta la divisoria y fue generado en períodos evolutivos previos; otro mas restringido, encajado en el primero y estrechamente ligado a la dinámica actual; corresponden respectivamente: al «valle mayor» el antiguo y al «valle menor» el reciente.

Foto 9.13. Valle compuesto de origen fluvio-cárstico, elaborado sobre materiales carbonáticos. En su formación participan tanto los procesos erosivos en el lecho y márgenes del río, como el colapso y captura de las cavidades cársticas infrayacentes; ambos están condicionados por discontinuidades en la masa rocosa (planos de estratificación y diaclasado) y los controles dinámicos a escala regional (nivel de base y neotectónica). Cañón de Arbayún (Navarra).

Foto 9.14. Valle simple desarrollado por encajamiento fluvial a favor de fracturas sobre materiales graníticos. En la formación del valle adquiere especial relevancia la relación entre la incisión lineal en el lecho y el aporte de materiales desde las laderas para ser evacuados, ya que condicionan el perfil resultante en las vertientes. Garganta del Infierno (Valle del Jerte, Sistema Central).

Ligados a estos relieves aparecen otros conceptos que asocian esas características morfológicas con las botánicas y usos potenciales del terreno; es el caso de **vegas fluviales**. Éstas ocupan los rellanos próximos a la corriente actual, formados sobre aluviones consolidados, y pueden dividirse en «baja» (o inferior) y «alta» (o superior). La primera, directamente conectada con el río (o flujo canalizado, en general), comprende el terreno estricto de la **ribera fluvial**, prolongándose hasta los escarpes que dan paso a nuevos rellanos o «terrazas» y forman la vega alta. De no existir ésta segunda, la vega baja continúa hasta donde aparezca un cambio en el relieve (contraste morfológico) y deje de sentirse la influencia del flujo subterráneo controlado por la corriente superficial. Dicha zona coincide, *grosso modo*, con el límite de la vegetación riparia (bosques en galería) y los suelos aluviales. La vega alta ha perdido su conexión directa con el flujo hidrológico del río, pero conserva una potencialidad edáfica (suelos aluviales) y usos primarios que la asemejan a la baja o «vega *s.s.*».

En el dominio morfográfico o fisiográfico de la vega baja o valle menor, aparecen los dos elementos morfodinámicos básicos en las corrientes encauzadas o semiencauzadas: cauce y canal (ver figura 9.12).

Cauce es un término de uso común para aludir a la zona más deprimida dentro del valle o una llanura. Por lo general alberga las aguas concentradas y constituye su conducto o aliviadero. Suele corresponder a una franja de terreno bien establecida; sin embargo su ocupación varía con los caudales, siendo mínima durante los estiajes y máxima en las crecidas excepcionales. El dominio del cauce que actúa como conducto en los períodos con caudales extraordinarios de desbordamiento y avenida, corresponde a la **llanura inundable**; ésta suele coincidir con el primer rellano o escalón sobre las aguas, a veces denominado «terraza actual». Llanura inundable y **llanura de inundación** son términos que pueden utilizarse indistintamente; sin embargo, hay quienes dan al segundo un carácter más limitado aplicándolo, bien a la zona del cauce que ocupan las aguas de crecida estacional, bien al canal de aguas altas estables (*bankfull channel*).

El cauce suele definirse también como el dominio completo de terreno que cualquier corriente utiliza, ha utilizado y utilizará para evacuar el agua según unos períodos de retorno característicos o propios. Esto implica una franja de ocupación efectiva en cada momento, o conducto habitual, y otra «potencial» que es la llanura inundable. La potencialidad hace referencia al terreno que durante las crecidas actúa como aliviadero o conducto transitorio (también llamado **canal de avenida**) y, en todos los casos, soporta las modificaciones de trazado que sufre el conducto habitual.

En aquellas corrientes donde predomina la acreción o aluvionamiento, el dominio del cauce suele coincidir con la **llanura aluvial actual**; sin embargo, deben hacerse dos

Foto 9.15. Valle en artesa múltiple de aterrazamiento formado sobre materiales detríticos (arenas arcósicas) y mixtos (margas y yesos). Está configurado por rellanos escalonados o terrazas asimétricas, con desarrollo preferente en la margen izquierda del río (derecha en la imagen). El fondo del valle corresponde a la llanura aluvial y de vega, notoria por la franja de vegetación ripa-ria. Río Jarama en su confluencia con el Lozoya (cuenca del Tajo). Foto L. Bartolomé.

Foto 9.16. Canal de avenida en corriente de régimen esporádico tipo rambla (Tabernas, Almería). El lecho, muy plano, está formado por un manto de arenas y limos (del que deriva su nombre: en árabe *ramla*, «arena gruesa o arenal»). Para este tipo de corrientes, las márgenes del cauce suelen estar ocupadas por taludes con fuerte pendiente (subverticales) debido al encajamiento del canal.

anotaciones al respecto. La primera sirve para precisar lo «actual o funcional», ya que las llanuras aluviales no son otra cosa que planicies sedimentarias fluviales sin implicar, en principio, ninguna edad ni posición; una terraza, o un abanico aluvial en el que se ha encajado la corriente, son dos ejemplos de llanuras aluviales colgadas, no funcionales o abandonadas. La segunda anotación sirve para señalar posturas o conceptos extremos y, por ello, límites para una llanura aluvial funcional: quienes entienden estos terrenos sin condicionamientos temporales y consideran que abarcan toda la franja donde puede haber removilización aluvial, los hacen coincidir con el cauce; aquéllos que fijan como condicionante una removilización casi permanente, los reducen a una franja dentro del cauce que, en general, coincide con el conducto de aguas altas (crecida estacional o, a lo sumo, desbordamientos de alta frecuencia y baja magnitud).

Por último, cabe destacar que la diferencia más notable entre todos estos términos corresponde al nivel funcional: *cauce es, ante todo, un concepto morfodinámico; llanura inundable morfográfico (en realidad fisiográfico ya que equivale a la vega baja); y llanura aluvial, morfosedimentario.*

La definición del cauce o álveo en la Ley de Aguas española de 1985, fija esta zona como aquélla inundada por la máxima crecida ordinaria, cuyo caudal equivale a períodos de retorno entre 1,1 y 9,8 años para gran parte de los ríos peninsulares. Esta consideración del cauce, hace que su dominio quede asociado al régimen fluvial y no a su dinámica, con lo cual no siempre tiene el mismo significado morfográfico y morfodinámico. Tal como se propone aquí, son esos últimos aspectos los fundamentales a tener en cuenta para realizar delimitaciones, quedando otros, como períodos de retorno, a nivel secundario.

Un elemento de especial importancia en la regulación y trazado del cauce, son las *islas*. Corresponden a resaltes sobre la llanura inundable y, por ello, sólo llegan a ser ocupadas por el agua en avenidas muy excepcionales, con períodos de retorno altos o muy altos. Por lo general presentan aluviones consolidados, frecuentemente recrecidos a partir de un núcleo o resalte rocoso. En ocasiones y debido a su extensión, dan lugar a pequeñas cuencas de drenaje que vierten directamente al canal; deben calificarse, por tanto, como **islas permanentes** o, a veces, **islas-cuenca**. Hay determinadas zonas, como las marismas del Guadalquivir, donde las partes más elevadas de estas áreas no inundables («paciles») reciben el nombre de «vetas». Dado su carácter, están totalmente colonizadas por la vegetación, arbórea incluso, y hacen que el cauce disfluya aguas arriba y confluya nuevamente aguas abajo, sobrepasada la isla.

- *El canal, caz o brazo de corriente* (aunque este último término a veces se utiliza para denominar el cauce), corresponde a la franja del cauce que actúa como conducto «habitual» de las aguas, cualquiera que sean los caudales y regímenes. Mientras en ríos cuyo estiaje no llega a ser total está permanentemente ocupado por agua hasta una determinada altura, en los de estacionalidad muy marcada pueden separarse dos niveles: el **canal de crecida**, o aguas altas estables (equivalente al canal lleno o *bankfull channel*), y el **canal de estiaje** o aguas bajas.

Dentro del canal aparecen diversos elementos que contribuyen a configurarlo y aportan información sobre su dinámica, así:

El **talweg**, o línea que resulta al unir los puntos de menor cota a lo largo del trazado en el canal; suele coincidir con la línea de máxima profundidad (ver figura 9.8A).

La **lámina de agua** o caño, corresponde a la masa de agua que circula en un instante dado por el canal; aparece individualizada de otras por barras emergentes (médanos) o por afloramientos rocosos en el lecho del canal.

Las **barras emergentes** o médanos, son acumulaciones detríticas de aluviones no estabilizados que separan láminas de agua. En general están próximas a la superficie y llegan a emerger en períodos de aguas bajas o estiajes muy marcados. Por evolución natural tienden, bien a modificarse, desaparecer con cualquier crecida (sea cual fuere la frecuencia, incluso en variaciones estacionales del caudal), o bien estabilizarse formando isletas. Por su disposición en planta respecto al canal, pueden distinguirse: laterales (marginales y laterales *s.s.*) y medias (longitudinales, diagonales y transversas). En el perfil transversal aparece una zona sumergida (plataforma) y otra que sólo lo está durante las crecidas (supraplataforma); longitudinalmente se diferencian elementos como la cabeza, cola y canales transversos.

Las **isletas**, también llamadas islas fluviales o islas aluviales, corresponden a terrenos que sobresalen ligeramente de las aguas, quedando entre canales fluviales que disfluyen aguas arriba y confluyen aguas abajo. Son inundadas por crecidas con baja frecuencia, cuyo rango corresponde a desbordamientos o avenidas excepcionales y períodos de retorno similares a la llanura inundable; en realidad son terrenos equiparables a ella, si bien desconectados del conjunto general. Normalmente están formadas por médanos de aluviones estabilizados que, al ser el ambiente propicio, fueron colonizados por la vegetación.

El **lecho** suele definirse según dos opciones: una eminentemente geométrica y otra más dinámica. En la primera, lecho equivale a toda la zona o área del canal que subyace bajo el agua y, por tanto, refiere los materiales de la interfase sólido-líquido. La segunda opone zona subacuosa y subaérea, o superficie y fondo del agua; así, lecho y canal son equivalentes, si bien el primero se reserva para la parte sólida y el segundo implica también a la líquida.

En la primera opción, dado que abarca todo el área del canal, es frecuente aludir a un lecho mayor (de crecida) y otro lecho menor (de estiaje); también a un lecho basal o solera (centro, base o pie del canal) y un lecho marginal (pared o lateral del canal). Si el lecho marginal está verticalizado, es decir, forma un talud o escarpe muy neto (*cut bank*), resulta fácil separar ambos elementos; sin embargo, eso no suele ocurrir, siendo normales geometrías con cambio de gradiente constante (hemicilíndricas) o irregulares con paredes muy tendidas.

Dadas estas circunstancias, en la mayoría de los casos hay que delimitar las zonas del canal según aparezcan o no determinados procesos y formas de detalle: «lecho del canal» se reserva únicamente para la base o pie, mientras las paredes laterales o taludes (el lecho marginal) reciben el nombre de márgenes o «bancos del canal» *(banks)*. Éstas segundas prosiguen en el nivel subaéreo formando la «línea de ribera»; suele ser irregular, con salientes (resaltes rocosos o recrecimientos aluvionares, por ejemplo) y entrantes a modo de golfos que, si quedan alejados respecto al flujo preferencial de la corriente, originan remansos o ensenadas.

Las morfologías del lecho corresponden a geometrías en detalle reguladas por el carácter de los materiales que componen el mismo; es decir: según sean fácilmente movilizables, en general sus propios aluviones (**lecho móvil**), o duros y coherentes, en general rocas del sustrato (**lecho rocoso**).

En lechos móviles, las morfologías sumergidas son acumulaciones detríticas de granulometría y geometría variables (limos a gravas gruesas). Se clasifican según su tamaño en: microformas centimétricas (llamadas rizaduras o *ripples*); mesoformas decimétricas a métricas (lecho plano, megarrizaduras, dunas y antidunas); y macroformas métricas a decamétricas (barras sumergidas o vados y pozas u hoyas).

Hay diversos modelos para interpretar esas morfologías, la mayoría elaborados mediante coeficientes de rugosidad (Manning-Strickler o Darcy-Weisbach; ver recuadro de texto *Resistencia al flujo y rugosidad del lecho*) y regímenes de flujo según el número de Froude (ver apartado 9.2.1); potencia total en la corriente, diámetro de las partículas, velocidad media y profundidad, son también variables implicadas en los mismos (figura 9.13).

Estas tipologías del lecho puede predecirse mediante una serie de relaciones analíticas, semiempíricas y empíricas (ver Simons y Richardson, 1961) que tienen gran utilidad en la interpretación dinámica de depósitos antiguos.

Las formas sumergidas más comunes en lechos rocosos, son: surcos de incisión lineal, marmitas de gigante (pozas, calderas o *potholes*) y los bodones, todos ellos generados por abrasión en movimientos turbillonares; y escalones o saltos transversales, bien de origen litológico (diferente resistencia entre materiales), estructural (planos de fractura) o vinculados a procesos exógenos (paredes de cañones fluviocársticos, valles glaciares, acantilados, montes-isla, o similares). Éstos últimos introducen modificaciones en el flujo, dado que generan rápidos y cascadas (o cataratas) con pozas a su pie donde se produce un resalto hidráulico natural.

Tanto para explicar la geometría concreta de una sección transversal, como su modificación por crecidas, tipos de carga de sedimentos, etc., existen diversas relaciones, normalmente empíricas o cualitativas, si bien aportan más sobre la dinámica en la corriente, incluso de su evolución, que sobre la configuración concreta del perfil (cuadro 9.1).

9.4.2. El trazado general de las corrientes fluviales: geometría y dinámica

Teniendo en cuenta su geometría en planta, es posible definir tipologías de corrientes (en general aludidas como «tipos de ríos»), que son la base para todo estudio morfodinámico y sedimentológico de los procesos fluviales.

Leopold y Wolman (1957) diferenciaron tres modelos básicos de ríos, según fuera la geometría del canal rectilínea,

Cuadro 9.1. Relaciones de la geometría hidráulica del canal (completado a partir de Knighton, 1984).

TIPO	AUTOR/ES	RELACIONES	COMENTARIOS
Cuantitativas empíricas	Leopold y Maddock (1953)	$W=aQ^b$; $D=cQ^f$; $V=kQ^m$; $S=tQ^z$ $Q_s/Q \propto m/f$	b+f+m=1; ack=1 Distintos valores para los parámetros en la sección o aguas abajo
	Wolman y Brush (1961)	$S=jC^nQ^o$	Experimental para arena gruesa
	Cherkauer (1972)	$S=t_iR^dM^e(W/D)^gA^h$	g=0 en los segmentos rectilíneos
	Charlton *et al.* (1978)	$S=pQ^qM_{65}{}^rM_{90}{}^s$	$D/M_{90} > 3$ Canales planos $D/M_{90} < 3$ Canales rugosos
Cualitativas	Lane (1955)	$Q_sM \propto QS$	
	Schumm (1977)	$Q=f(\frac{W,D,L}{S})$	$Q^+ \rightarrow W^+, D^+, W/D^+, L^+, S^-$ $Q^- \rightarrow W^-, D^-, W/D^-, L^-, S^+$
		$Q_s=f(\frac{W,L,S}{D,P})$	$Q_s{}^+ \rightarrow W^+, D^-, W/D^+, P^-, S^+$ $Q_s{}^- \rightarrow W^-, D^+, W/D^-, P^+, S^-$
	VARIABLES		PARÁMETROS Y COEFICIENTES
W , anchura del canal (*) Q , caudal medio D , profundidad (*) V , velocidad media (*) S , pendiente del lecho	Q_s , caudal sólido C , concentración de sedimentos R , factor de relieve A , área de la cuenca M , tamaño medio de grano	M_{65} , tamaño superior al 65% M_{90} , tamaño superior al 90% L , longitud de onda en el meandro P , sinuosidad	a, b, c, ..., r Adoptan unos valores según la fórmula, zonas y condiciones en las que se obtuvieron.

(*) Estas variables, habitualmente reciben denominaciones con siglas en minúscula; aquí se han diferenciado (en mayúsculas) con objeto de distinguirlas respecto a los parámetros y coeficientes.

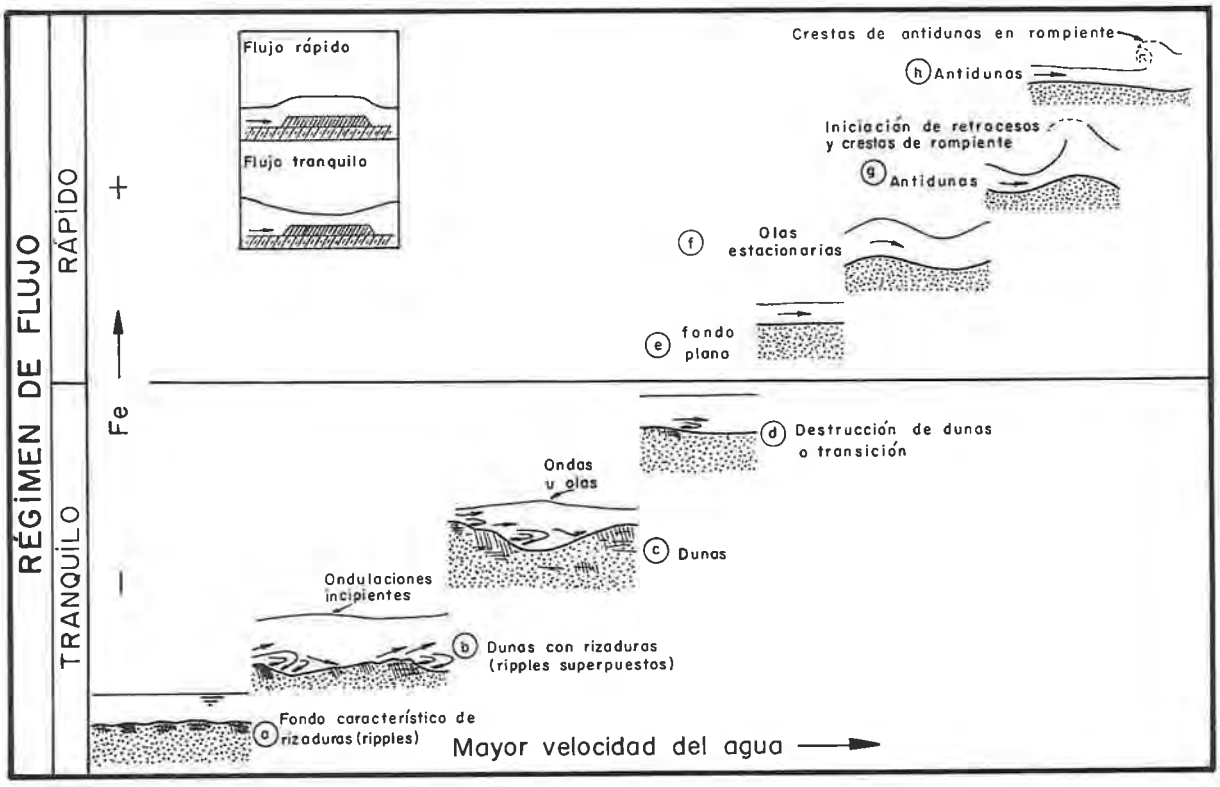


Figura 9.13. Modificaciones morfológicas en un canal con lecho móvil, según su régimen de flujo definido mediante el número de Froude (F_e; ver apartado 9.2.1) y la propia velocidad del agua. En el recuadro pequeño, aparece el efecto que produce un escalón sobre la lámina de agua. En Simons y Richardson (1961).

Foto 9.17. Formas sumergidas en lechos móviles. Estructuras debidas a la removilización de un lecho arenoso: megarrizaduras con cresta ondulada y dunas de plataforma amplia, originadas por un «efecto sombra» (pilares del puente) y el aporte de carga sólida aguas arriba (ver foto 9.5). Río Perales en las proximidades de Aldea del Fresno (cuenca del Tajo).

Foto 9.18. Formas en lechos rocosos. Marmitas de gigante en un canal sobre rocas graníticas fracturadas. Estas morfologías suelen localizarse en tramos con fuerte pendiente longitudinal, donde existen cascadas y pozas, muy condicionados por diferencias litológicas o líneas de debilidad en la masa rocosa (diaclasas y planos de estratificación). Garganta del Infierno (Valle del Jerte, Sistema Central).

meandriforme o *braided* (figura 9.14A). Respecto a los dos primeros existe un acuerdo casi total, separándose mediante un índice de sinuosidad que, de una u otra forma, tiene en cuenta la relación Lc/L*v*, siendo: Lc, recorrido total del agua a lo largo del talweg; L*v*, distancia rectilínea que separa el punto inicial y final (figura 9.14B).

El problema surge en los *braided*, pues su clasificación debe hacerse en base a la multiplicidad o diversificación de la corriente, propiedad sujeta a una relación de escala o jerarquías que generalmente no ha sido considerada.

Entre los métodos de clasificación más usuales destaca el elaborado por Rust (1978), que tiene en cuenta índices de sinuosidad y multiplicidad (cuadro 9.2). Para obtener el primero sigue ese procedimiento reseñado previamente, y en el segundo utiliza un parámetro de *braiding* o trenzado, que calcula según el número de barras o islas presentes en un arco de meandro o «trenza» de canal múltiple (figura 9.14B).

Cuadro 9.2. Tipos de ríos (según Rust, 1978).

Multiplicidad / Sinuosidad	Canal sencillo (parámetro de *braiding* < 1)	Canal múltiple (parámetro de *braiding* > 1)
Baja < 1,5	RECTILÍNEO	*BRAIDED*
Alta > 1,5	MEANDRIFORME	ANASTOMOSADO

9.4.2.1. Corrientes fluviales rectilíneas

Presentan cauce y canal únicos, con índice de sinuosidad muy bajo (menor de 1,5) y una relación anchura-profundidad que suele ser menor a 4. Transportan carga en suspensión, de fondo y mixta; por lo general, la primera es inferior al 11% del total. Pueden tener gran competencia, llegando a mover incluso grandes bloques.

Son corrientes con alta energía, propias de zonas con pendientes longitudinales elevadas, y gran capacidad para el arranque y arrastre de material; también muy inestables, ya que tienden a desaparecer pasando a otro tipo, sobre todo allí donde no presentan confinamiento y la llanura aluvial está sobre materiales fácilmente removilizables; ese carácter hace que apenas aparezcan depósitos antiguos derivados de canales rectilíneos.

Por su alta energía y capacidad de excavación-arrastre, suelen generar sobreexcavaciones o encajamientos y raramente llanuras aluviales; en los casos más favorables, aparecen acumulaciones marginales (barras) que condicionan y dirigen el flujo, dando lugar a una sinuosidad controlada por pozas y vados (figura 9.15).

A escala geológica desarrollan un proceso de sedimentación por retrorrelleno (*backfilling*) debido a variaciones del nivel de base, y sus efectos se propagan aguas arriba por la acreción de grandes cuerpos deposicionales, dando lugar a cordones sedimentarios con granulometría variada.

9.4.2.2. Corrientes fluviales múltiples: anabranch, braided y anastomosadas

Tienen como carácter distintivo la presencia de múltiples cauces o diversos elementos del mismo (canales o láminas), con parámetro de *braiding* superior a uno. Existen discrepancias en la consideración de las distintas tipologías, referidas como *braided* y anastomosadas.

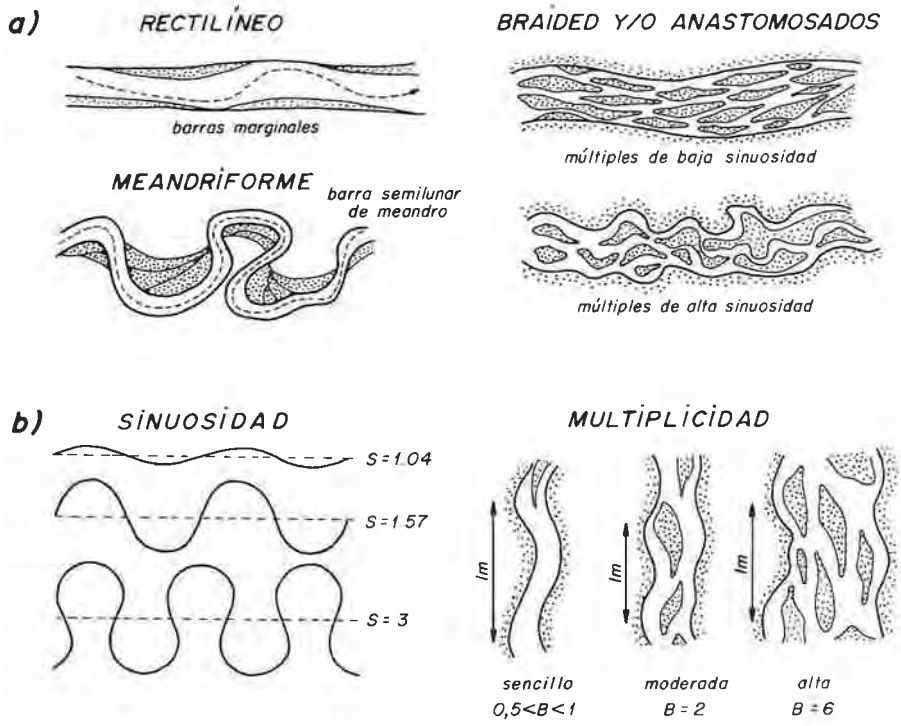


Figura 9.14. **A**) Corrientes fluviales según su trazado en planta: tipologías básicas («tipos de ríos»). **B**) Valores que adoptan los parámetros de sinuosidad (S) y multiplicidad *(braiding* ó B) en un lazo de meandro (lm) para varias corrientes.

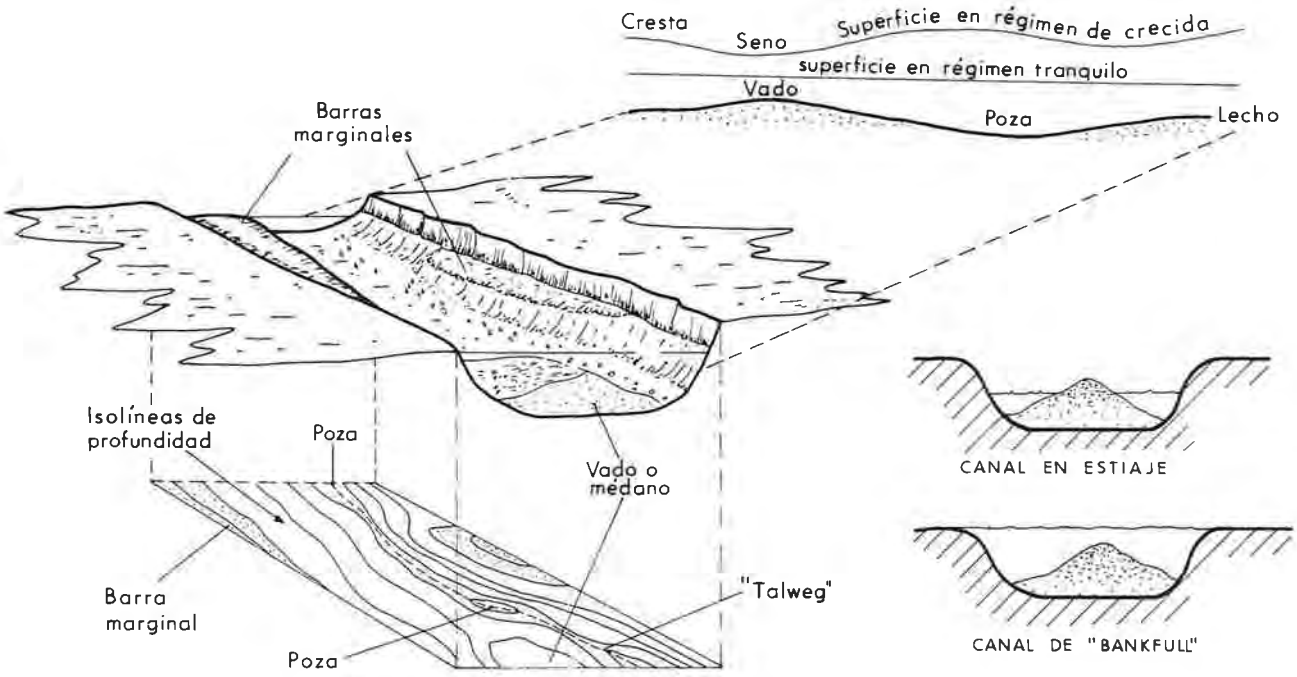


Figura 9.15. Elementos característicos en el canal de un río rectilíneo simple. Obsérvese cómo durante el estiaje, los médanos pueden transformar el trazado en múltiple (anastomosado).

Foto 9.19. Corriente rectilínea con barras aluviales de arena. Durante los eventos de crecida quedan sumergidas y sufren removilización, presentando la corriente un canal único con pozas y vados; en el estiaje emergen como médanos separando distintas láminas de corriente. Curso medio del río Alberche (cuenca del Tajo).

Foto 9.20. Corrientes anastomosadas sobre la llanura aluvial en un frente de fusión glaciar (*outwash*). Sandur Markarfljót, construido por glaciares emisarios procedentes de la meseta Myrdalsjökull (Islandia). Foto L. Bartolomé.

Muchos autores entienden que sólo hay un tipo de corrientes de alta multiplicidad, por lo cual ambos términos son la misma cosa; a lo sumo aceptan que *braided* sirve para denominar el carácter y anastomosado la cualidad: «*braided* sería una corriente con anastomosamientos».

Sin embargo, como ha sido señalado, para analizar la multiplicidad debería procederse mediante una categorización adecuada, ya que, observado este fenómeno globalmente, presenta jerarquías con claro signo fractal: son ritmos geométricos (lazos o trenzas) de entidad (dimensión espacial y temporal) muy diferente, pues separándolas pueden aparecer islas permanentes (islas-cuenca), isletas fluviales (islas ocasionales) o barras emergentes efímeras (médanos).

En consecuencia, las corrientes fluviales deberán jerarquizarse según sean cauces, canales o láminas de agua, resultando así varias categorías:

- *Una primera categoría* de multiplicidad la presentan, dentro de cada colector en conjunto, aquéllos que poseen cauces múltiples separados por islas permanentes (islas-cuenca). Éstos son escasos y, en su momento, fueron aludidos como *anabranch* (ramificado); sin embargo, ese término hoy carece de significado y uso concreto. Para su análisis dinámico debe clasificarse cada rama o cauce, y determinar en él la multiplicidad-sinuosidad a escala de isletas o barras.

- *La segunda categoría*, aparece dentro de los cauces cuando tienen canales múltiples separados por isletas fluviales (islas ocasionales). Este tipo de corrientes son las aludidas normalmente como *braided* (trenzadas, entrecruzadas o entrelazadas).

- *La última categoría* corresponde, dentro de los canales, a aquéllos que presentan láminas de agua separadas por barras emergentes. Son láminas con media-alta sinuosidad, que pueden referirse como «anastomosadas».

En las clasificaciones sedimentológicas, sobre todo si estudian depósitos antiguos donde no interesa el grado de estabilidad en los elementos del cauce, suele subdividirse el *braided* según su carga sea de grava o arena y el anastomosado lo hacen equivaler a multimeandriforme (ver Ramos Ruiz, 1989 y Marzo, 1989).

A nivel general, *braided* y anastomosados son ríos con canales-láminas de agua múltiples, en lazos o trenzas de variada sinuosidad; Rust (1978) establece para los primeros una sinuosidad menor de 1,3 y para los segundos mayor de 1,5 (figura 9.16A). Ambos tipos de ríos quedan caracterizados por su alta capacidad de carga-sedimentación, formando grandes llanuras aluviales y rellenos de cuencas. Son fenómenos debidos al solape-coalescencia de barras o médanos aluvionares (llamadas «de *braided*» o «de canal»), tanto marginales como interiores a la corriente y longitudinales o transversales. Su funcionamiento equivale al de cualquier corriente sinuosa, es decir: erosión en un flanco y sedimentación en el opuesto de cada lazo o trenza (figura 9.16B).

Estas corrientes transportan fundamentalmente carga de fondo, siendo su relación anchura-profundidad mayor a 4 y, en determinadas cuencas (básicamente las de piedemonte generadoras de abanicos aluviales), pueden estar asociadas en el espacio y tiempo. Las *braided* presentan mayor encauzamiento y alta competencia, con carga de granulometría gruesa o muy gruesa (grava y bloques), llegando a arrastrar grandes bloques. Las anastomosadas son efímeras, con marcada estacionalidad o avenidas excepcionales y la carga suele ser de granulometría media (grava y arena).

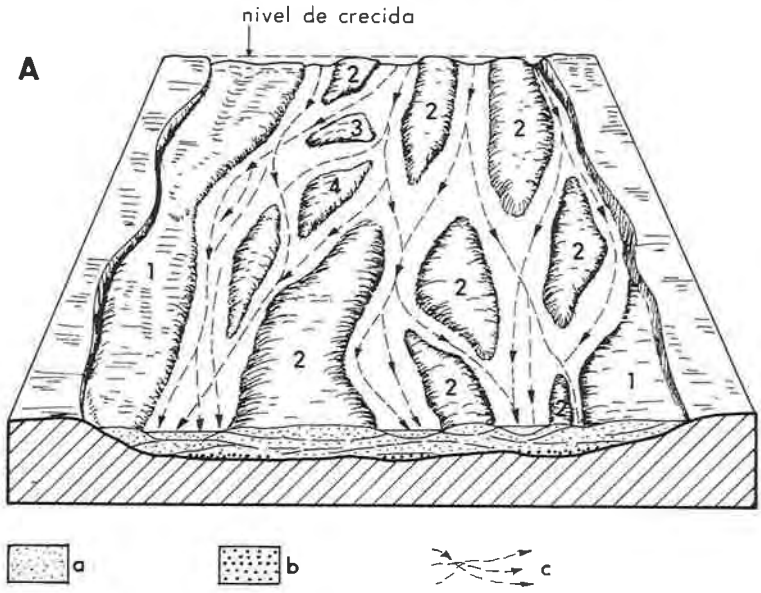


Figura 9.16. Elementos característicos en un río múltiple.
A) Morfología de la llanura aluvial, con barras marginales (1) y centrales: longitudinales (2), transversales (3) y diagonales (4).
Leyenda: a, depósitos de acreción en el canal; b, depósitos de *lag;* c, trayectoria en las láminas de flujo.
B) Funcionamiento para una barra de canal *(braided bar).* Nótese la similitud con un lazo de meandro al producirse erosión y sedimentación simultáneamente, con migración en la barra; 1 y 2 representan perfiles y depósitos correspondientes a dos crecidas (según Campy y Macaire, 1989).

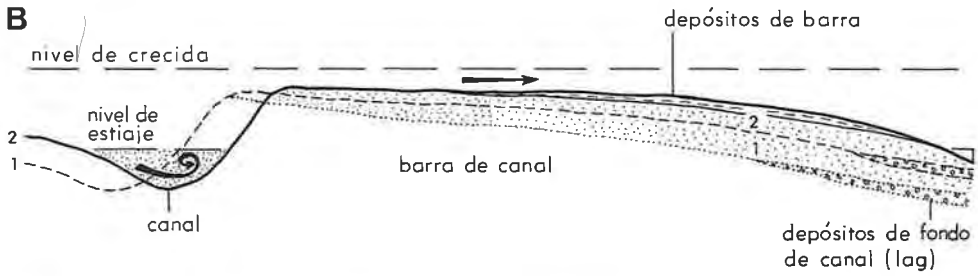


Foto 9.21. Canal anastomosado sobre materiales detríticos medios y finos (arenas y limos). Pueden apreciarse diferentes láminas de agua compartimentadas por barras emergentes ocasionales, destacando las medias longitudinales. Arroyo de la Guadarramilla, cuenca del río Alberche.

Foto 9.22. Cauce tipo *braided*, compuesto por barras e islas de gravas y bloques. Las primeras aparecen en los estiajes separando láminas (carecen de colonización vegetal), las segundas quedan permanentemente emergidas separando canales y definiendo el *braided* (están colonizadas, incluso por vegetación arbórea). Río Cinca (Ainsa, Pirineo aragonés), en período de aguas bajas.

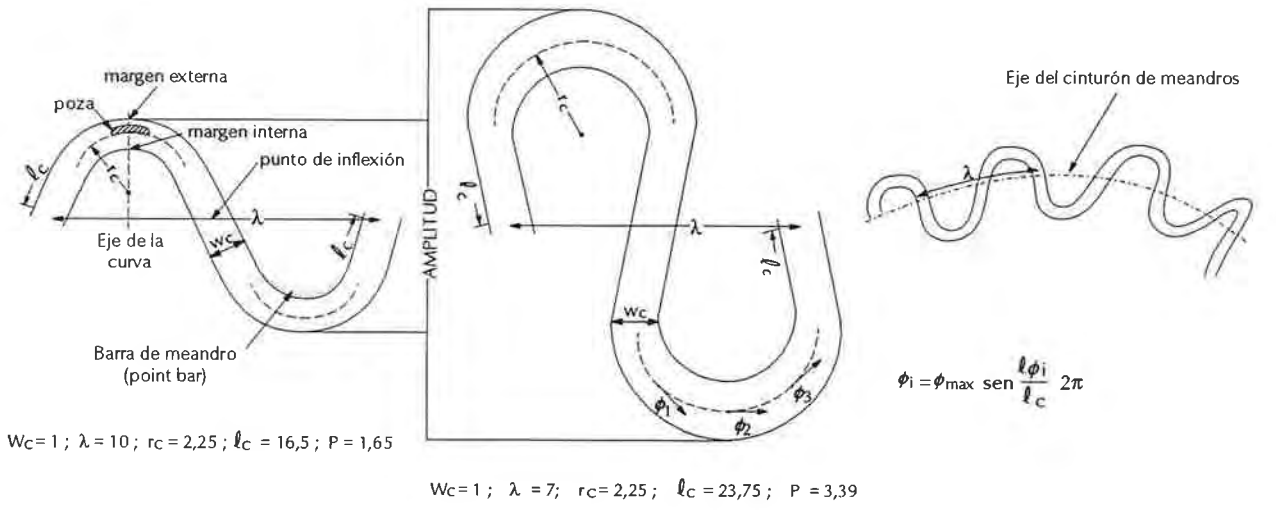


Figura 9.17. Elementos y parámetros característicos en el análisis geométrico de un meandro: (l_c), longitud del canal medida a lo largo del talweg o la línea media en planta; (w_c), anchura del canal sobre la lámina de agua; λ, longitud de onda para el meandro; (P), sinuosidad (l_c/λ); (r_c), radio de curvatura; (ϕ_i), ángulo de la dirección del flujo respecto al eje en el cinturón de meandros; ($\phi_{máx}$), ángulo máximo del flujo respecto al eje; ($l_{\phi i}$), longitud hasta el punto de medida del ángulo (ϕ_i). Modificado a partir de Selby (1985).

9.4.2.3. Corrientes fluviales meandriformes

Son de cauce y canal únicos, con índice de sinuosidad mayor que 1,5. El canal está encajado en su cauce sin apenas depósito, o divaga sobre el mismo formando una gran llanura aluvial.

En general corresponden a ríos con pendientes longitudinales escasas y abundante carga en suspensión o mixta, aunque la de fondo suele ser inferior al 11% del total transportado. Frente al carácter eminentemente erosivo en rectilíneos y sedimentario de los múltiples, éstos deben calificarse como erosivo-sedimentarios.

La unidad geométrica en corrientes meandriformes es el **meandro**: curva completa sobre el canal, compuesta por dos arcos (*bends*) sucesivos. Para el análisis de sus relaciones entre dinámica y geometría, hay unos parámetros que asimilan el trazado del canal con funciones sinusoidales: amplitud, longitud de onda, anchura, variación en la dirección, etc. Todos ellos permiten abordar diversos cálculos matemáticos (figura 9.17), ampliamente reflejados en trabajos como los de: Leopold *et al.* (1964), Allen (1970), o Gregory y Walling (1973); más específicamente en Howard y Hemberger (1991).

Característico igualmente es el «flujo helicoidal», debido a la superposición del desplazamiento transversal y longitudinal en la corriente, dando lugar a efectos erosivo-sedimentarios: erosiona y carga sobre el lado externo de un arco, depositando el material sobre el lado interno del siguiente (figura 9.18). Estas corrientes superpuestas pueden llegar a separarse, creando una «capa de cizalla».

Las llanuras aluviales en este tipo de ríos, conocidas como marjales o planas, forman una banda irregular a ambos lados del canal siguiendo la dirección del valle (figura 9.19) y deben su origen a tres procesos asociados: retroceso del escarpe de orilla, acreción en barras marginales, y enlace-coalescencia para los sucesivos cuerpos acrecionales.

El retroceso en el escarpe lo regula un zapado sobre la margen externa del meandro, que condiciona la pérdida de sustentación y la caída de material por gravedad.

La acreción está asociada al retroceso del escarpe: cada arco erosiona y zapa su margen externa, transporta el material, y lo deposita en la margen interna del arco sucesivo inmediato. Esto provoca el crecimiento de **barras semilunares** o *point bars* hacia la zona externa, lo cual marca en la orilla interna una serie de **surcos-crestas** (*scrolls*) sucesivos (figuras 9.19 y 9.20).

El continuo crecimiento de las barras y retroceso del escarpe, ocasiona un desplazamiento de cada arco según diversas modalidades: traslación, extensión, rotación o mezcla de todas ellas (figura 9.21).

La coalescencia entre barras semilunares, que produce el relleno en la llanura por desplazamiento continuo de los distintos arcos, está más o menos condicionada por causas climáticas. A este proceso sistemático, deben unírsele los derivados de estrangulamientos o cortes *(neck cut-off)* y acortamientos *(chute cut-off)*, donde el río recupera un antiguo trazado entre dos crestas; en ambos casos dan lugar a meandros abandonados, que actúan como **lagunas semilunares** efímeras (*oxbow lakes*, galachos o bancos) en los sucesivos desbordamientos, hasta quedar rellenos por material fino (figuras 9.22 y 9.23).

Figura 9.18. Flujo helicoidal, fenómenos erosivo-sedimentarios y morfologías resultantes en un meandro (modificado de Smith y Stopp, 1978). Junto al movimiento del agua en la dirección del talweg (flujo principal o de desplazamiento), hay una traslación desde la orilla externa a otra interna por el fondo del canal, y a la inversa cerca de su superficie; el resultado es un flujo helicoidal en «tirabuzón» o «sacacorchos». Como consecuencia produce sobreexcavación y zapado en la margen externa, llegando incluso a desestabilizar los taludes de orilla (*banks*), y sedimentación en la interna, generando barras de meandro en secuencias marcadas por sucesivas crestas (*scrolls*).

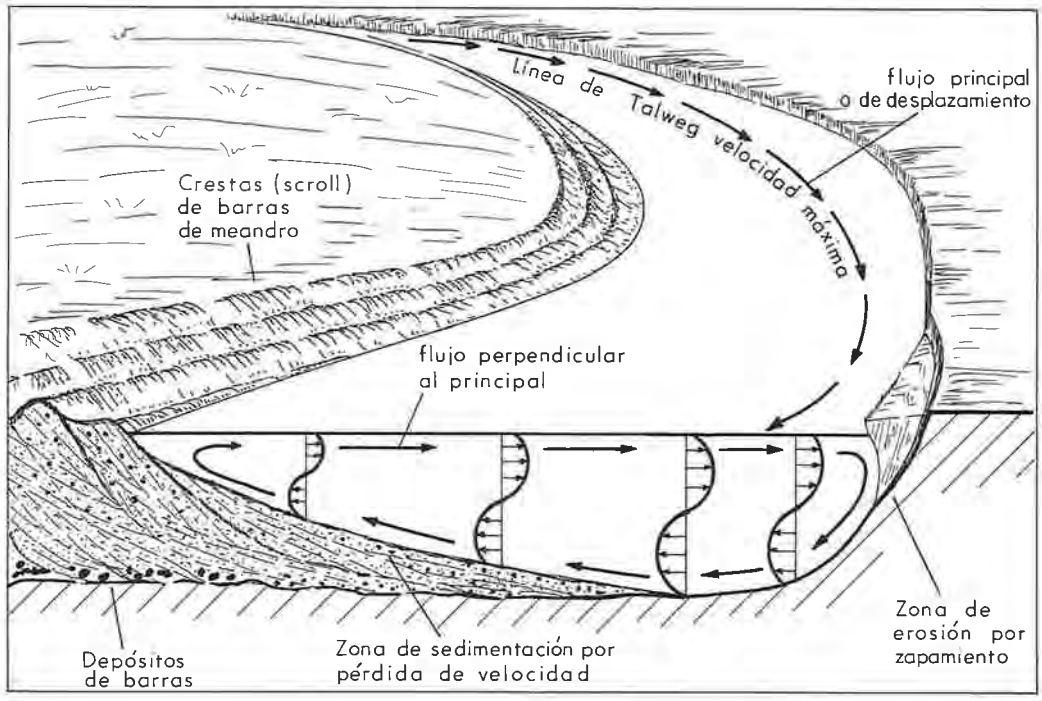
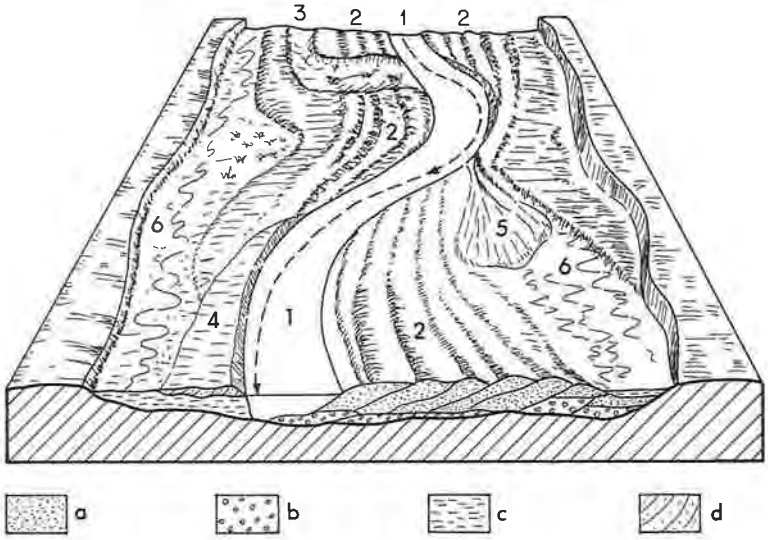


Figura 9.19. Elementos característicos en un cauce meandriforme (modificada de Campy y Macaire, 1989): (1), canal funcional con su talweg (línea discontinua); (2), barras de meandro *(point bars)* con sus crestas *(scrolls)*; (3), canal abandonado; (4), dique natural o *levée*; (5), cono o abanico de desbordamiento *(crevasse splay)*; (6), encharcamientos residuales de inundación y desbordamiento (marjales y turberas). Depósitos correspondientes a: (a), barras; (b), fondo de canal *(lag)*; (c), llanura inundable; (d), diques naturales.



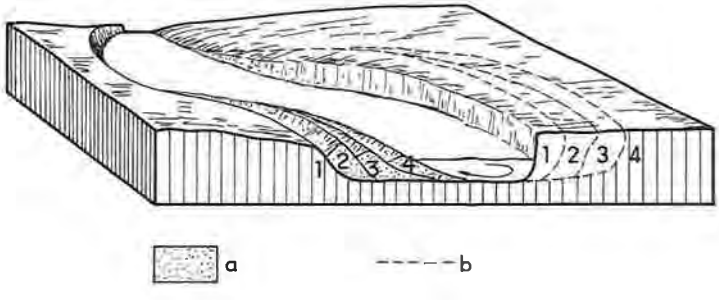


Figura 9.20. Formación de barras semilunares de meandro (*point bars*): zapado en la margen externa y salida del material hacia la margen interna sucesiva; acumulación de bancos arenosos sobre la margen interna, marcada por crestas o *scrolls*. Siendo: (a), depósitos aluviales en la barra de meandro; (b), trazado del talud de orilla (*bank*) para cada etapa (1 a 4).

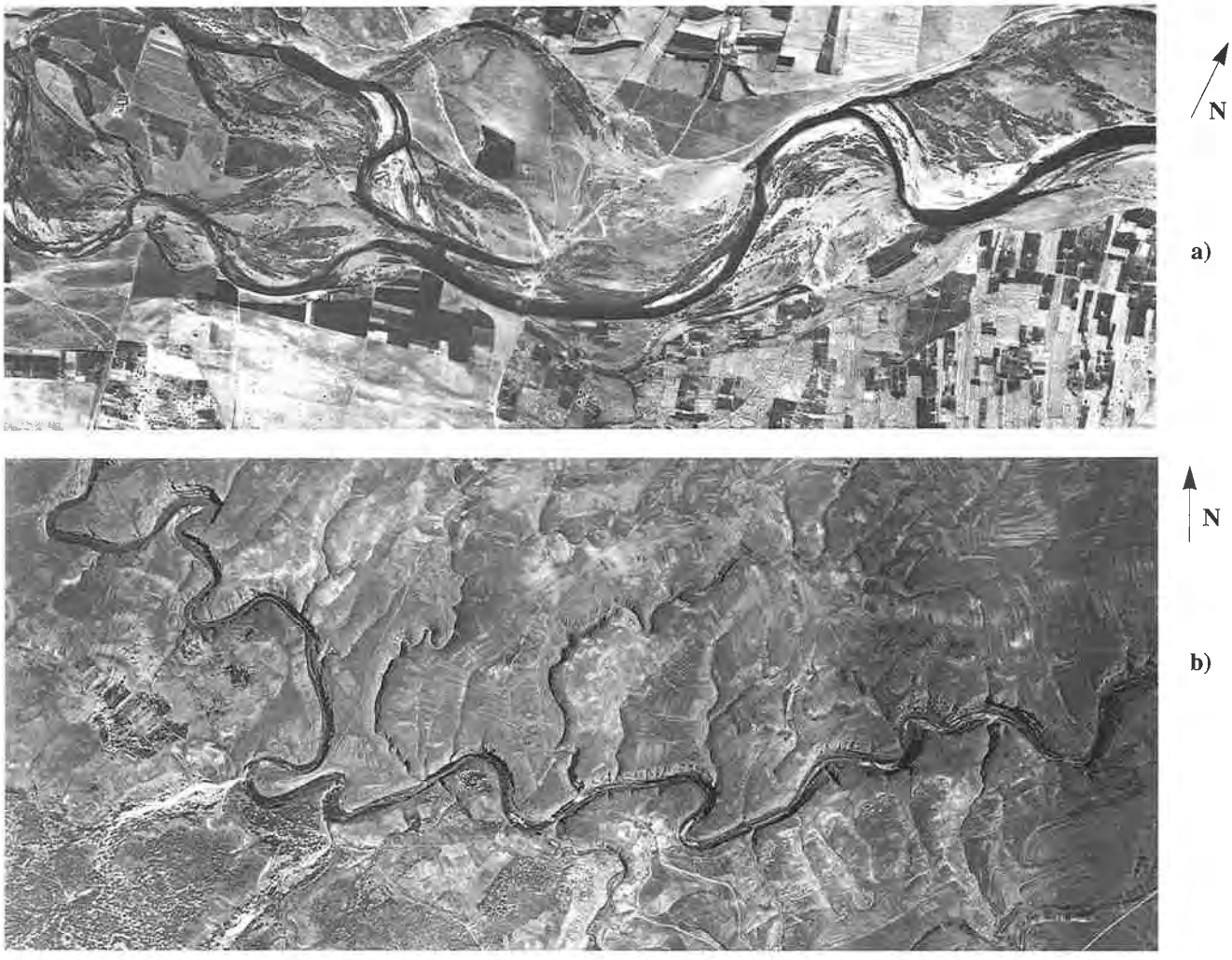


Foto 9.23. Canales meandriformes.
a) Tren de meandros libres desplazándose por una amplia llanura aluvial, donde se aprecian las barras con sus crestas (*scrolls*) y restos de canales abandonados por acortamiento y estrangulamiento. Río Guadiana en Don Benito-Villanueva de la Serena (Cáceres). Fotografía aérea: agosto 1956 (S.G. del Ejército).
b) Río confinado al interior de un cañón fluvio-cárstico meandriforme; en este caso, el desplazamiento queda atenuado por la resistencia de los materiales en que está excavado el valle. La migración por extensión de los arcos, captura y deja colgados algunos afluentes. Río Duratón entre Villar de Sobrepeña y Villaseca (cuenca del Duero). Fotografía aérea: julio 1946 (C.C. y F., Ejército del Aire).

Caudales excepcionales con desbordamientos que inundan toda la llanura y originan flujos secundarios, hacen recrecer las márgenes del canal formando los **diques naturales** (albardones o *levées*). Aunque éstos son posteriormente fijados por la vegetación, otras crecidas de menor caudal pueden ocasionar su rotura, inundando las márgenes mediante **conos de desbordamiento** o **derrame** *(crevasse splay)*. En ambos casos, una vez descargan el material más grueso cerca del canal, las aguas se reparten por la llanura formando encharcamientos con baja velocidad de flujo, lo que provoca decantación de finos sobre la llanura inundable (ver figura 9.19).

El conjunto sedimentario en estos ríos está formado por los siguientes materiales, según su granulometría y génesis: grueso en la carga de fondo (*lag*); medio en diques naturales de las márgenes y conos de derrame; fino procedente de desbordamientos, inundaciones en la llanura y relleno de canales; y granulometrías variables para las barras semilunares.

El recrecimiento de diques naturales sobre las márgenes del canal y la sedimentación en su lecho (barras), pueden elevar el nivel del agua superando la cota media topográfica de su llanura inundable. Ello facilita que en episodios de crecida o con roturas puntuales de los *levées*, el río cambie su trazado hacia cotas más bajas en la llanura. Este fenómeno, denominado **avulsión**, es característico en

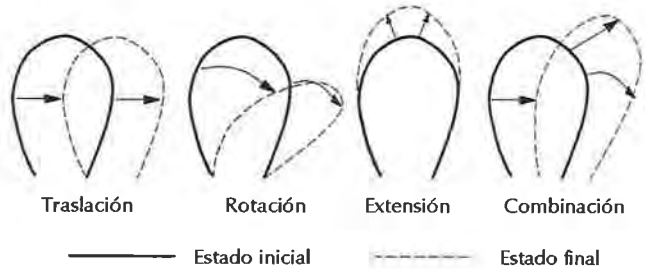


Figura 9.21. Patrones básicos a que suele ajustarse el desplazamiento en un arco de meandro: traslación, rotación, extensión, y caso mixto entre ellos.

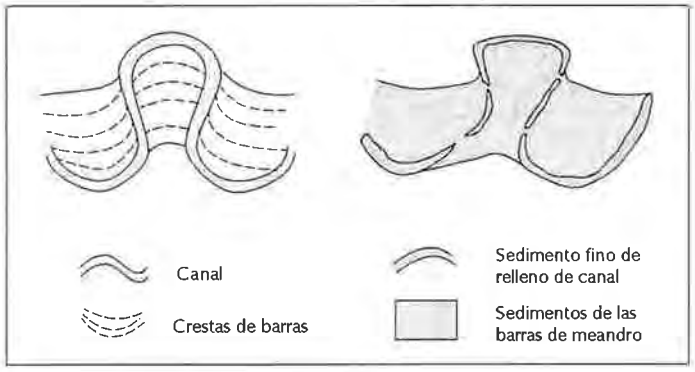


Figura 9.22. Llanura aluvial en canales meandriformes formada por coalescencia. En la primera fase, con el canal activo, van depositándose las barras en secuencias solapadas. Tras el abandono del canal por avulsión, dichas barras constituyen una franja irregular interrumpida por depósitos finos correspondientes al relleno del antiguo canal.

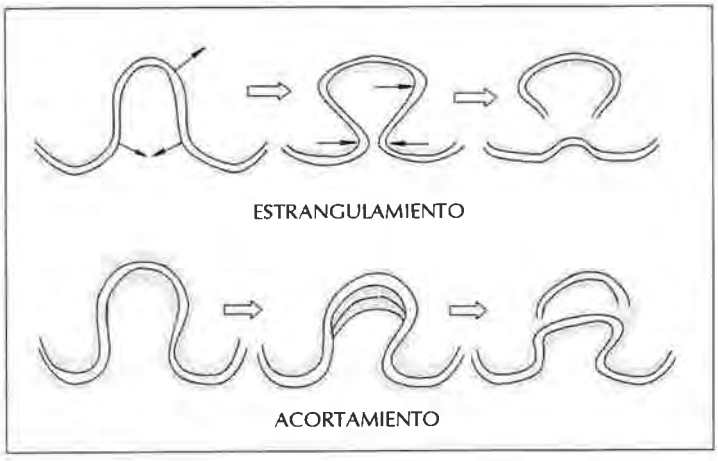


Figura 9.23. Mecanismos según los cuales son abandonados fragmentos en un canal meandriforme: «estrangulamiento» (*neck cut-off*) por convergencia de las dos orillas externas del arco y «acortamiento» (*chute cut-off*) al adoptar el canal una posición entre dos crestas (*scrolls*).

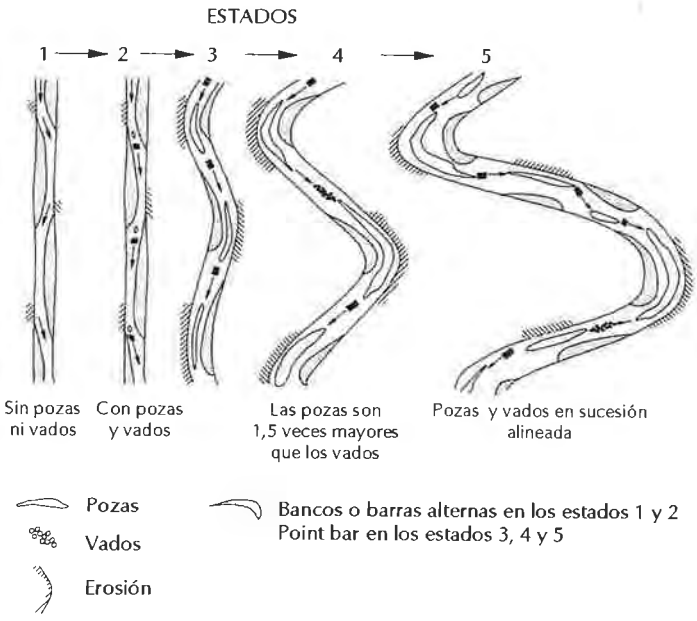


Figura 9.24. Transformación de una corriente rectilínea en otra meandriforme, ajustándose a una dinámica mixta erosivo-sedimentaria por pérdida de energía. La influencia sobre el flujo del sistema con pozas y vados, condiciona la localización preferente de las zonas con erosión y sedimentación (según Keller, 1972).

corrientes con extensas planas aluviales de muy escasa pendiente y frecuentes crecidas; por lo general, coincide con tramos cercanos a su desembocadura.

En un cómputo global, los ríos rectilíneos aparecen como los más inestables, con alta energía y capacidad para la excavación; por ello su permanencia es escasa. Una pérdida energética, normalmente hace que comiencen a desarrollar sinuosidades ajustando su dinámica a un proceso mixto erosivo-sedimentario (figura 9.24). Al mismo tiempo, el exceso en la carga los conduce a sobrepasar sus límites de capacidad y competencia, formando múltiples canales o láminas, que generan grandes acumulaciones sedimentarias.

Estos postulados básicos son discutidos por muchos autores, al considerar que las transformaciones se deben también a otros factores (tectónicos, evolutivos, e incluso granulométricos), determinando cambios importantes en estas corrientes (figura 9.25).

Aunque a nivel sedimentario, litológico y también de las morfologías que definen sobre las llanuras aluviales, haya notables diferencias entre todos esos tipos de ríos, desde el punto de vista dinámico existe cierto paralelismo entre ellos: anastomosados y *braided* están formados por láminas de flujo cuyo comportamiento es asimilable con arcos de ríos meandriformes. Como señalan ciertos autores, los múltiples son reductibles a trazados sinuosos; cada canal o lámina de flujo, aparte de interferir con otra (lo cual le separa del meandriforme), describe una curva o lazo con excavación-deposición sobre las islas o barras confinantes. En todos estos casos, los cuerpos sedimentarios están formados por acreción y solape de barras, *point bars* o *braided bars*, según sean meandriformes o múltiples, respectivamente. A ellos se añaden otros materiales de relleno o desbordamiento (cuadro 9.3 y figura 9.26).

Foto 9.24. Estructuras sedimentarias en depósitos fluviales debidas al relleno y abandono de canal. De base a techo se distinguen: laminación cruzada en surco y cruzada plano-paralela (arenas y gravas), formada por migración de dunas sobre el lecho; laminación subhorizontal y rizaduras (limos) y laminación fina (arcillas), correspondientes al relleno del canal y la llanura inundable. Terrazas medias del río Alberche en su confluencia con el río Perales (cuenca del Tajo).

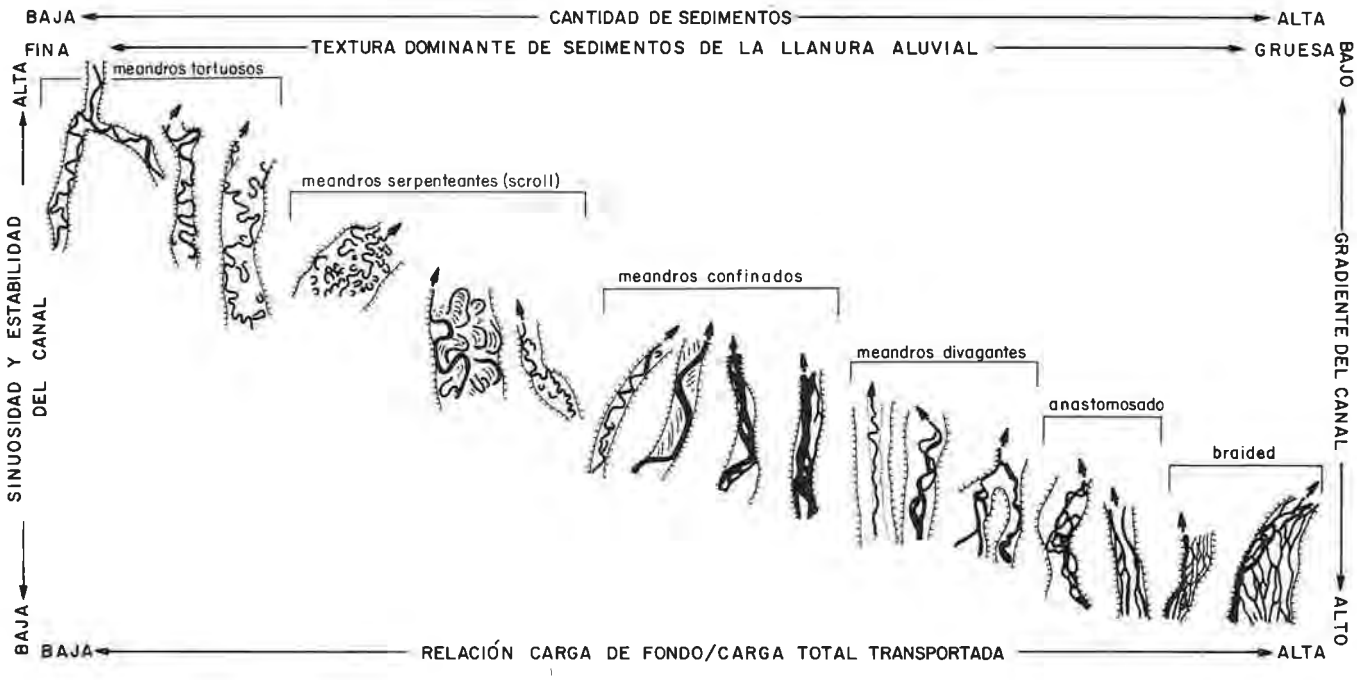


Figura 9.25. Relación entre las diferentes modalidades de corrientes (en planta) con la carga, estabilidad y gradiente del canal (según Mollard, 1973). Obsérvese que las corrientes multimeandriformes son consideradas por este autor como anastomosadas.

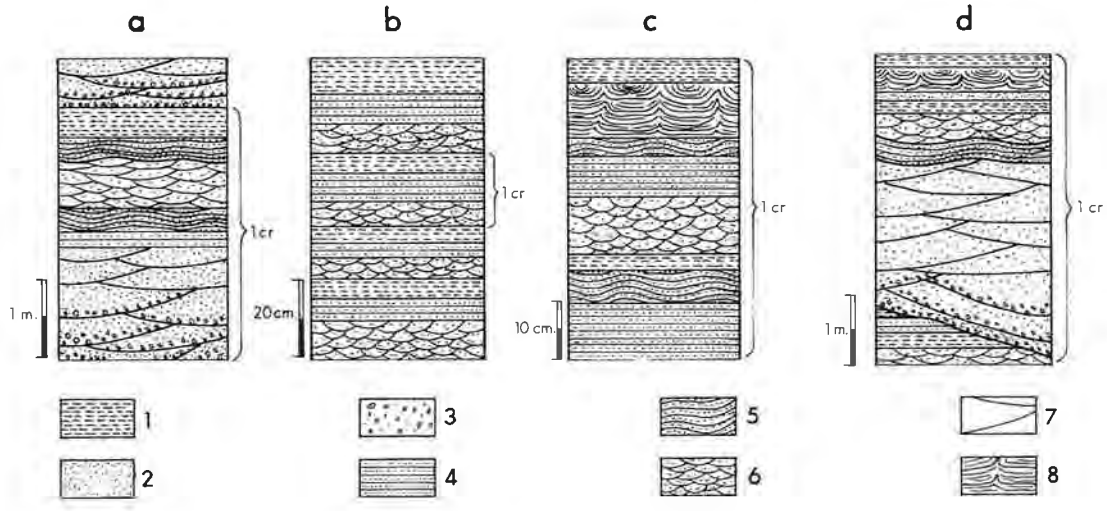


Figura 9.26. Sucesiones sedimentarias en cauces fluviales (según Campy y Macaire, 1989): (a), barra de meandro (*point bar*); (b), dique natural (*levée*); (c), llanura inundable; (d), barra de canal (*braided bar*). La porción de cada columna comprendida en la llave representa un episodio de crecida (1cr) cuyos depósitos se han conservado en su integridad. Los materiales y estructuras sedimentarias son: (1), limos y arcillas; (2), arenas; (3), gravas y cantos; (4), laminación horizontal; (5), laminación en surco ascendente; (6), estratificación oblicua a pequeña escala; (7), estratificación oblicua a gran escala; (8), laminación con involuciones.

AVENIDAS: CONSECUENCIAS GEOMORFOLÓGICAS

Durante las crecidas, la circulación fluvial modifica variables hidráulicas ante la necesidad de evacuar o almacenar temporalmente mayores caudales y durante menos tiempo. Para ello precisa aumentar su sección, ocupando zonas más amplias del cauce (llanura inundable), o variar la velocidad media y su distribución, ya que aparece un flujo bidimensional complejo.

A microescala, estas modificaciones hidráulicas implican cambios morfológicos causados por una notable reestructuración de las acciones elementales (erosión, transporte y sedimentación), tanto en intensidad como respecto a su distribución espacial sobre el cauce. La erosión actúa sobre lecho y márgenes por sobreexcavación y zapado, fundamentalmente allí donde las velocidades son mayores (orillas externas de meandros, escalones en el lecho, etc.). Esta capacidad erosiva aumenta su carga, que inicialmente es muy elevada debido al efecto evacuador del material ya «preparado» en el lecho de la llanura inundable (por deslizamientos, meteorización o conos de deyección). Finalmente, cuando disminuyen los caudales tiene lugar una sedimentación, aportando carga de fondo al antiguo canal y depósitos de decantación sobre la llanura inundable (denominados en castellano «tarquín»).

A mesoescala, algunas avenidas suelen modificar la geometría del canal, para lo cual deben superarse ciertos umbrales (situaciones límites) capaces de hacer salir al sistema (la llanura aluvial) de su equilibrio metaestable. En sección, los efectos concatenados pueden compensarse y llevar a resultados finales sensiblemente parecidos al estado inicial; únicamente destaca una sobreelevación del lecho respecto a sus márgenes, generada al irse apilando materiales. Sin embargo, en planta (trazado) las consecuencias son mayores, dando lugar a cortas de meandros (acortamientos y estrangulamientos), avulsiones, cambios en el patrón del canal, así como a modificaciones en algunos elementos del cauce: rotura en diques naturales, aparición de conos por derrame, movimiento en dunas, agrandamiento de marmitas de gigante, etc.

Además de éstos puramente fluviales, las avenidas conllevan otros fenómenos geomorfológicos asociados, sobre todo gravitacionales en las márgenes (producto del zapado y empapamiento en el material) y sufusión afectando a la llanura inundable (por sobresaturación local del material).

Ver al respecto:

- J.J. Durán, E. Elízaga, M.G. Garzón *et al.*, *Geología y prevención de daños por inundaciones*, IGME, Madrid, 1985.
- J. Martínez, M.G. Garzón y A. Arche, *Avenidas e inundaciones*, MOPU, Madrid, 1987.
- V.R. Baker, R.C. Kochel y P.C. Patton (eds.), *Flood Geomorphology*, John Wiley & Sons, New York, 1988.
- K. Beven y P. Carling (eds.), *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*, John Wiley, Chichester, 1989.

Foto 9.25. Crecida del río Alberche en Isla Redonda (meandro de El Santo); marzo 1991. El aforo durante esta crecida equivale aproximadamente al de aguas altas (*bankfull discharge*), caudal que transporta gran parte de la carga y es el dominante en la configuración morfológica del canal.

Foto 9.26. Estiaje subsiguiente al episodio de crecida reflejado en la foto 9.25. Durante esa avenida, el canal sufrió un corte por uno de los surcos entre las crestas (mediante acortamiento o *chute cut-off*), pasando a fluir en línea recta; hasta entonces describía un arco desplazado hacia su margen derecha (parte izquierda de la imagen).

Cuadro 9.3. Tipologías básicas de sedimentos fluviales (aluviones).

I. DEPÓSITOS DEL CANAL	II. DEPÓSITOS DE DESBORDAMIENTO	III. DEPÓSITOS DE LAS MÁRGENES (incorporados al cauce)
A. **Lag** : carga gruesa de fondo (gravas, cantos y bloques). B. **De acreción** (arena-grava) : - Laterales: barras semilunares de meandro (*point bar*); estructura «epsilon» (figura 9.26 A). - Del lecho: barras marginales y centrales (*braided bar*) y llanuras arenosas (figura 9.26 D). C. **Relleno o abandono de canal** : en general material fino de decantación y precipitación (limos, arcillas, turbas, haluros y carbonatos).	A. **Marginales** : - Diques o *levées*, de rebose de canal (figura 9.26 B). - Conos o *crevasse-splay*: abanicos de rotura de canal; material heterogéneo según los ríos. B. **Llanura inundable** : De desbordamiento estricto de canal, ocupando las aguas el cauce. Material en general mixto, grano medio en la avenida y de decantación por permanencia de pequeñas ciénagas, turberas, etc. (figura 9.26 C). Procesos de edafización y retrabajamiento eólico.	A. Arroyada y abanicos de vertiente (mantos de arena y conos de deyección). B. Depósitos gravitacionales-periglaciares (coluviones). C. Gravitacionales específicos (deslizamientos, caídas, flujos, etc.).

9.5. FORMAS Y DEPÓSITOS FLUVIALES MAYORES

Observaciones directas (medidas de caudal, tipos de corrientes, modificaciones en crecidas), datos históricos (documentos, fotos y mapas) y registros sedimentarios y morfológicos (terrazas, valles, secuencias aluviales, etc.), evidencian los cambios en las redes fluviales; éstos pueden producirse a escala micro, meso y macrotemporal.

El «sistema fluvial», siguiendo planteamientos de Schumm (1977), es posible analizarlo desde una perspectiva «física» y otra «histórica».

Las variaciones energéticas conducen a modificaciones en su trazado y balance erosivo-sedimentario, es decir, ajustes u oscilaciones episódicas con «alta frecuencia y baja magnitud» (cambios espaciales y temporales limitados); atenuado su efecto, el sistema recupera las condiciones iniciales (Brunsden y Thornes, 1979).

Como ya fuera descrito (ver apartados 1.3 y 9.3.4), algunos modelos *consideran que la llanura aluvial es una zona de ajuste o cambios a microescala* (variaciones en anchura, profundidad, tipo de canal, arranque-sedimentación en proceso de remodelación continua, etc.), *capaz de asimilar todas las modificaciones en el sistema físico* (variaciones de caudal, velocidad, energía, carga, etc.), *bajo un límite de condiciones externas* (climáticas, botánicas, edáficas, etc.). Según esos modelos y al menos en teoría, un río podría estabilizarse indefinidamente mediante una serie de variaciones continuas limitadas, sin evolucionar hacia estados que impliquen cambios a otra escala; funcionaría, por tanto, en régimen permanente o *steady state* (Mackin, 1948).

Sin embargo, los ríos también presentan cambios que deben ser encuadrados en el contexto histórico a macro y mesoescala; ejemplo: relleno en una cuenca, formación de terrazas, arrasamiento del terreno, etc. Son fenómenos provocados por el sistema físico pero tienen dimensión histórica: pueden catalogarse de «baja frecuencia y alta magnitud». En este contexto están los paisajes fluviales más significativos y con categoría de unidad geomorfológica: abanicos aluviales y sistemas de aterrazamiento.

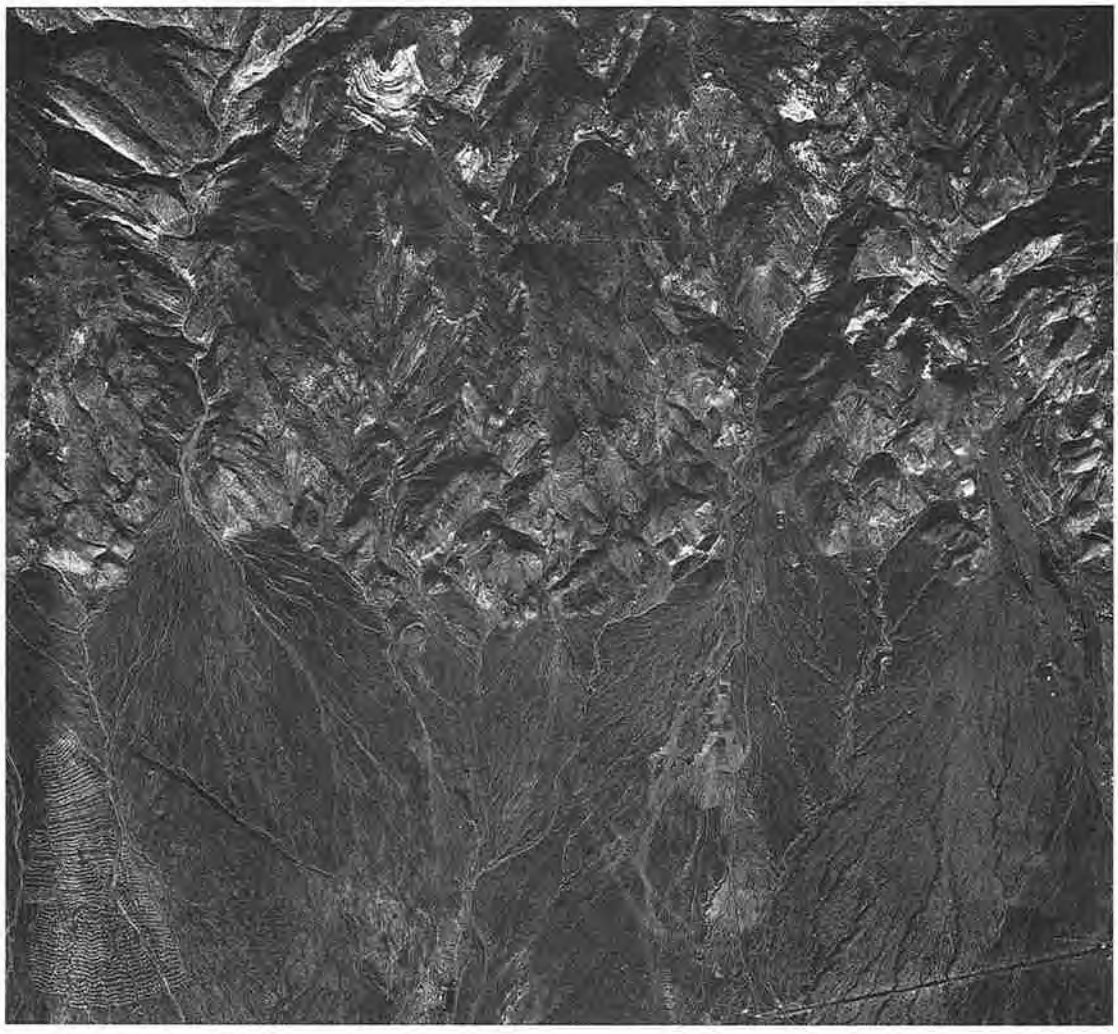


Foto 9.27. Torrenteras emergiendo desde una zona montañosa (Sierra de Gádor, parte superior en la imagen), que descargan los materiales en el piedemonte mediante un sistema de abanicos aluviales coalescentes (Campo de Dalías, parte inferior). Proximidades de Roquetas de Mar (Almería); fotografía aérea, febrero 1957 (S.G. del Ejército).

9.5.1. Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son formas de acumulación complejas, generadas por una corriente fluvial encauzada que deposita su carga allí donde emerge a una zona de menor pendiente y relieve no confinante (figura 9.27). Se sitúan característicamente en el límite entre dos morfologías con marcado contraste orográfico, como una zona montañosa y un piedemonte o cuenca intermontana; ejemplos paradigmáticos constituyen las del suroeste semiárido en los Estados Unidos de Norteamérica.

Forman configuraciones semicirculares en planta, con un radio de dimensiones variables y el centro o **ápice** situado sobre la zona donde emerge dicha corriente fluvial. El perfil transversal suele ser convexo y, en general, su pendiente es inversamente proporcional al tamaño del radio: los abanicos de mayores dimensiones muestran gradientes más suaves (menores, incluso, de 1°); esta pendiente deposicional también puede asociarse a la granulometría, siendo mayor con depósitos más gruesos. El perfil longitudinal es cóncavo o ligeramente cóncavo-convexo; las pendientes iniciales (entre 3° y 15°), que corresponden al tramo denominado **bajada**, van disminuyendo progresivamente al alejarse del ápice, hasta hacerse mínimas en las zonas distales.

La generación de un abanico aluvial esta controlada, en primera instancia, por el contraste orográfico-dinámico y la disponibilidad de carga sólida en una corriente fluvial.

- *El contraste orográfico-dinámico* lo regula la actividad tectónica y marca dos sectores bien definidos: «macizo montañoso» en proceso de elevación y «cuenca sedimentaria subsidente»; ambos aparecen limitados por el «frente o escarpe de falla», que puede quedar enmascarado a causa de la dinámica deposicional (figura 9.28).

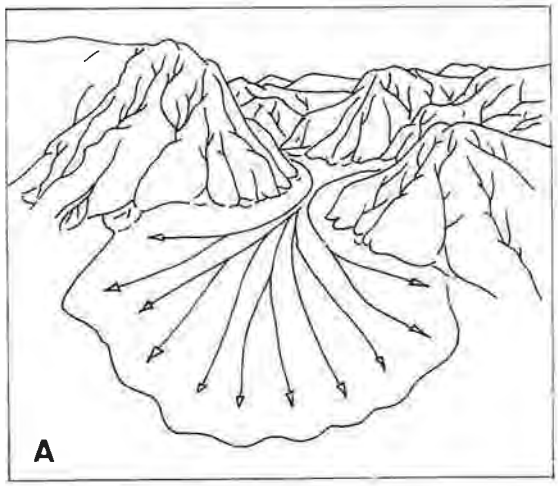


Figura 9.27. Contexto fisiográfico en un abanico aluvial: (A) emersión desde la zona montañosa al piedemonte; (B) una reactivación tectónica o un cambio climático provocan su progradación, con encajamiento en la zona apical y formación de un nuevo lóbulo telescópico en zonas medias-distales. Según Lustig (1965).

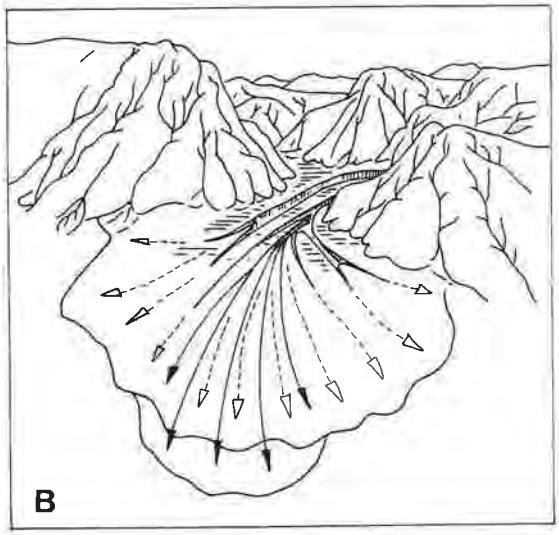
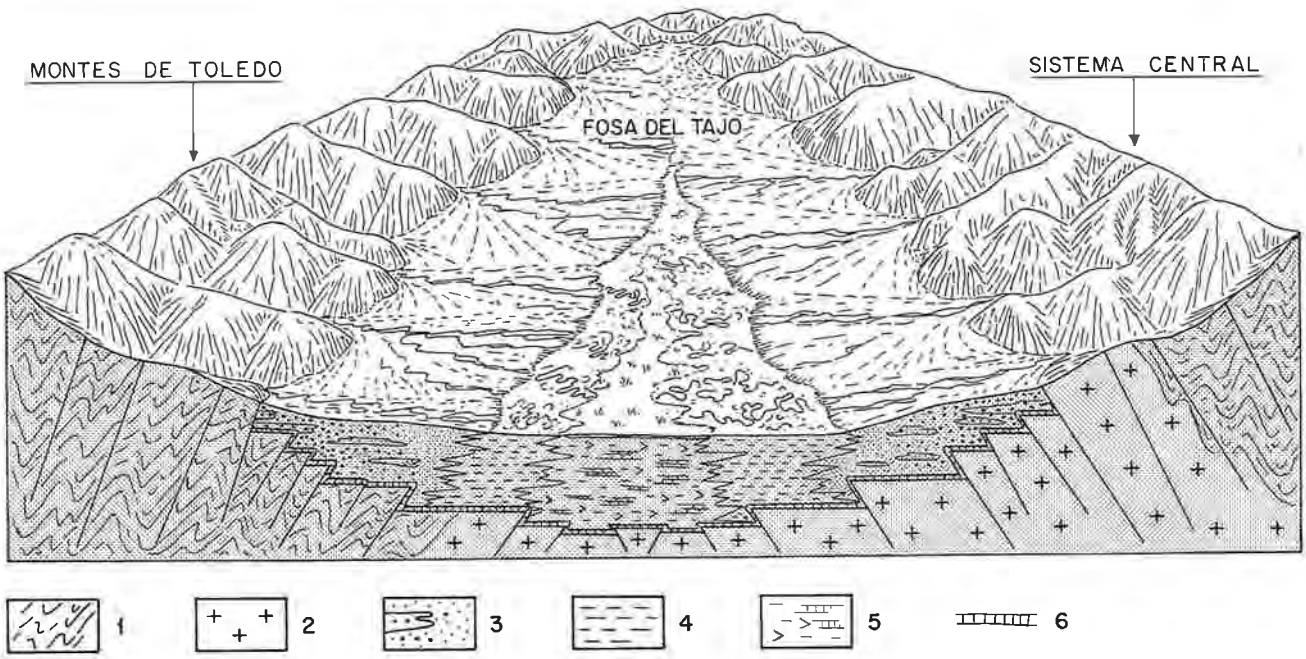


Figura 9.28. Reconstrucción idealizada del contexto fisiográfico correspondiente al sistema de abanicos aluviales que, emergiendo al piedemonte desde el Sistema Central y los Montes de Toledo, rellenaron la fosa del Tajo durante buena parte del Neógeno. En superficie se distinguen: zonas apicales donde surgen los canales alimentadores; zonas medias o «bajadas» drenadas por canales distribuidores; áreas distales, ocupadas por canales múltiples y sectores encharcados (lacustres, palustres). Los frentes de falla, aunque enmascarados por depósitos, quedan manifiestos en las laderas con facetados subtriangulares. Materiales representados: (1), rocas metamórficas (gneises, esquistos y pizarras); (2), granitoides; (3), bloques, gravas y arenas; (4), arenas finas, limos y arcillas; (5), margas, yesos, calizas y dolomicritas; (6), arenas, calizas, dolomías y areniscas dolomíticas. Basado en el esquema de Bloom (1974) para las cuencas intermontanas del suroeste de los EE.UU.



La red hidrográfica del macizo o «alimentadora» es encauzada, lineal, con canal único y bien jerarquizada; la de su cuenca, dispersa, efímera y con canales múltiples. Estas diferencias en el trazado están controladas por variables geométricas siempre que permanezca el contraste orográfico-dinámico.

La corriente alimentadora expande bruscamente su carga (agua y material) cuando llega al ápice, aumenta el dominio del cauce, pierde velocidad y aparece una red radial centrífuga de aspecto dendrítico: los canales circulan ligeramente encajados en el cuerpo del abanico hasta un determinado lugar, llamado «punto de intersección», donde cortan la superficie diversificando su flujo en redes múltiples (*braided* y anastomosadas) y derramando la carga en lóbulos de morfología planar-biconvexa; otras veces el agua se infiltra en el ápice, surgiendo en zonas medias-distales. Las partes distales están ocupadas por corrientes que las drenan transversalmente, o áreas lacustres y palustres de encharcamiento efímero (playas).

- *La disponibilidad de carga sólida* está regulada por la naturaleza del área fuente para la corriente fluvial (litología, cobertera vegetal, grado de alteración en los materiales, energía del relieve, como más destacados), pero también es condicionante el régimen pluvial; se encuentra estrechamente vinculada con el tipo y distribución de las precipitaciones en la región, hasta el punto que algunas clasificaciones antiguas distinguían entre abanicos de clima húmedo y clima árido.

Partiendo de registros sedimentarios efectuados en estas formaciones, puede concluirse que los grandes sistemas de abanicos han evolucionado casi siempre mediante secuencias acumulativas; es decir: asumiendo grandes cambios tectónicos y climáticos, para mantener su tendencia hacia la colmatación de una cuenca o «bolsón» y generar un **sediplano**. Al seguir un sistema proximal-distal, la modalidad del relleno determina variaciones de facies, granulométrica y composicionalmente, entre la zona del ápice (proximales) y las más alejadas (distales). Según su dinámica deposicional característica, los abanicos se clasifican en: dominados por corrientes canalizadas (normalmente en climas húmedos) y dominados por los arrastres en masa (típicos de zonas áridas).

Las modificaciones temporales en el punto de intersección, conllevan la del lugar con deposición (lóbulo o segmento activo), abarcando un amplio espectro en direcciones. Si el punto de intersección migra hacia zonas distales, la progradación, al sobrepasar el antiguo límite del depósito, origina abanicos telescópicos (ver figura 9.27). Si por el contrario migra hacia el canal alimentador, causará una retrogradación que puede llegar a concentrar la sedimentación en su zona apical, disminuyendo la pendiente.

9.5.2. Sistemas de terrazas

Aunque sedimentológicamente sean más sencillos que los abanicos aluviales, los sistemas de aterrazamiento presentan gran complejidad morfogenética: su evolución responde a unas secuencias de estabilización-cambios sustanciales (saltos con categoría de rupturas catastróficas), difícilmente esquematizables.

La formación de cada terraza individual (erosiva, aluvial o mixta), en principio se explica mediante una secuencia sencilla con dos etapas básicas: durante la primera hay un ensanchamiento lateral del cauce (sea por excavación o excavación y aluvionamiento asociados) elaborando una llanura (erosiva o aluvial); en la siguiente, el río concentra su acción erosiva vertical y sobreexcava un nuevo cauce, dejando colgada la llanura primitiva.

Resulta difícil sin embargo, establecer qué procesos concretos dan lugar a los escalones de aterrazamiento, al ir quedando «colgadas» sucesivas terrazas individuales que, en su momento, constituyeron el dominio del cauce.

Todos estos fenómenos (excavación, aluvionamiento y sobreexcavación), inicialmente fueron asociados a las oscilaciones en el nivel de base y su influencia aguas arriba del río (figura 9.29): aquél establece el perfil longitudinal de equilibrio y, hasta cierto punto, regula la energía que tiene esa corriente para producir excavación, transporte, sedimentación o sobreexcavación y, por tanto, la capacidad para cortar su propia llanura (encajarse) o seguir ensanchándola.

Considerando que el nivel de base final en cuencas exorreicas es el mar, y dada la relación entre su volumen de agua y las oscilaciones glaciares, se llegó a concluir que las terrazas actuales eran causadas por fenómenos **glacioeustáticos** (ascenso-descenso en el nivel medio del mar según la fusión-retención de agua en las cuencas glaciares) ocurridos durante el Cuaternario y, por ello, correlacionables a escala mundial.

La generalización anterior dejaba sin explicar varios hechos fundamentales, como: aluvionamientos o sobreexcavaciones continuos en zonas que, considerando el perfil teórico del río, deberían presentar una terraza; ríos cuyo número de terrazas no equivale a los ritmos de variación en el nivel del mar; aterrazamientos con alturas sobre el canal actual sin equiparación a los rangos oscilatorios en el nivel de base; posible relación entre fases de aluvionamiento-excavación y períodos con crecida-estiaje; y diferencias en el funcionamiento de un río según la actividad tectónica, o según tramos (curso bajo, medio o alto) en relación con el régimen de alimentación.

A las objeciones antes señaladas, y por lo que respecta a cualquier correlación, debe añadirse otra debida a las oscilaciones en el nivel del mar y su heterogeneidad espacial. Dichas variaciones obedecen a múltiples factores: los climáticos son globales; por el contrario, tectónicos y distribución del agua según la cuenca marina o corrientes, tienen un carácter local o regional. De esta forma y cualquiera que sea su tipología o disposición (figura 9.30), debe acudirse a modelos de causas múltiples para explicar las terrazas.

A partir de un río tipo (caudal permanente, régimen climático propio de latitudes medias, nacimiento en una cuenca glaciar y desembocadura al mar), los modelos de causas múltiples (Trevisan, 1949; ref. 1950) consideran tres grupos básicos de terrazas: eustáticas, climáticas (*s.s.*) y fluvioglaciares.

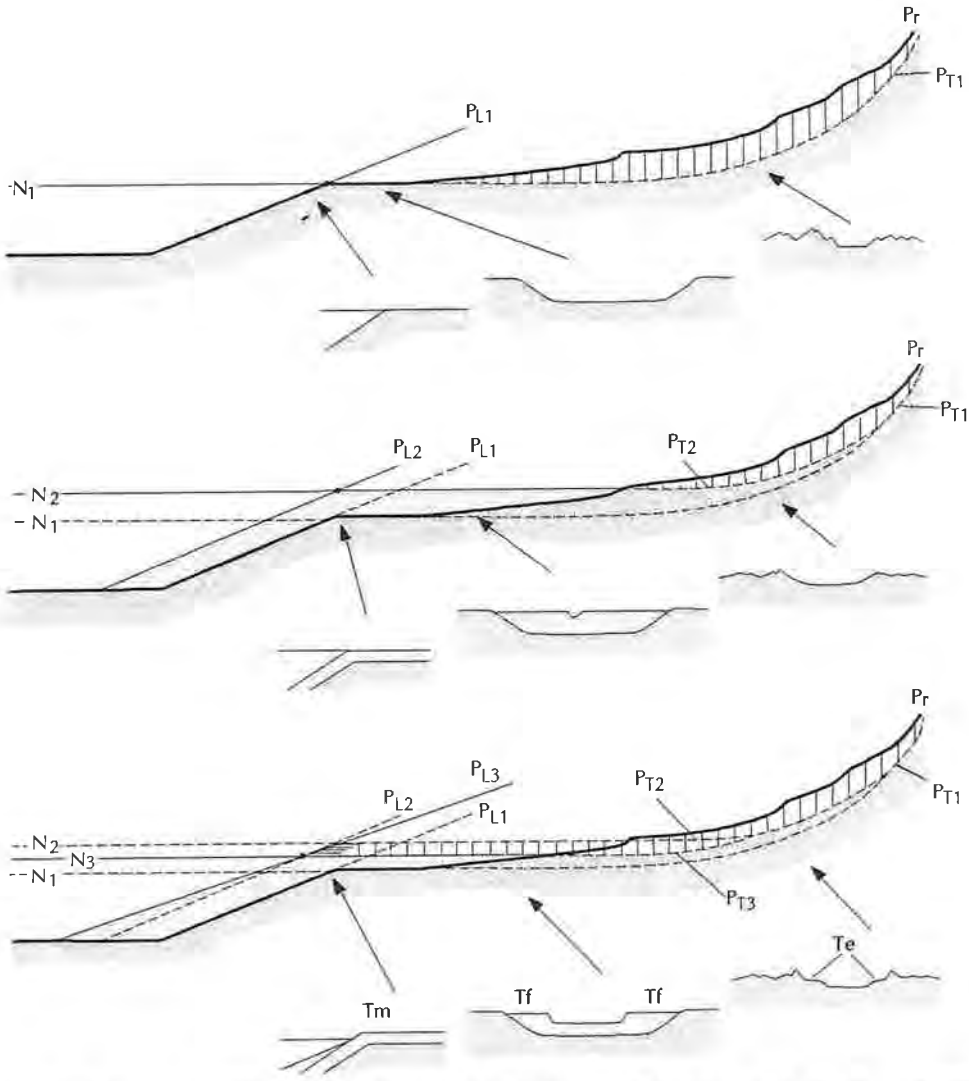


Figura 9.29. Generación de terrazas eustáticas por las variaciones en el nivel del mar. Supuesto un relieve (P_r) al que corresponde un nivel de base (N_1), y unos perfiles de equilibrio teórico (P_{T1}) y litoral (P_{L1}): la erosión remontante tiende a nivelar el río, para lo cual deberá excavar la porción correspondiente (rayado vertical). Los perfiles transversales marcan la situación inicial en cada zona.
Una elevación en el nivel de base (N_2), reinicia el proceso en otras condiciones: nuevos perfiles longitudinal (P_{T2}) y litoral (P_{L2}), que marcan la zona de relleno aluvial y «recrecimiento» litoral (punteado claro); y reducción del terreno a excavar. En esta etapa los cortes transversales muestran esas secuencias: playa, aluvial (curso bajo) y erosiva (curso alto).
Un nuevo descenso en el nivel de base hasta un punto intermedio (N_3), da lugar a: nuevos perfiles longitudinal (P_{T3}) y litoral (P_{L3}); una fase generalizada de excavación-encajamiento que deja colgada la antigua playa configurando una terraza marina (Tm); la antigua llanura aluvial forma una terraza fluvial (Tf) y la de excavación en el curso alto su correspondiente terraza erosiva (Te).
Simbología: punteado oscuro, sustrato; punteado claro, sedimentos aluvionares y de playa; rayado vertical, zona a excavar en cada momento; rayado horizontal, tramo de interferencia marino-fluvial que excava en la 2ª etapa (N_3). Se ha exagerado la pendiente del perfil litoral para una mejor expresión gráfica.

Para su comprensión, hay que tener en cuenta dos cuestiones básicas respecto a la dinámica fluvial: los ritmos climáticos, pues implican variaciones en la alimentación y, por tanto, del régimen fluvial; y la estructuración del río según tramos, pues cada uno presenta funcionamiento diferencial.

En lo referente a esos ritmos climáticos, como quedó señalado a propósito de las variaciones glaciares (ver apartado 8.8), una alternancia entre fases de crecida y estiaje, al igual que las variaciones glacioeustáticas, no puede asociarse a períodos glaciares e interglaciares; en realidad corresponden a avances-retrocesos de los hielos entre dos máximos consecutivos: son períodos **ana-** (entre un máximo estiaje o retroceso glaciar y uno de pluviosidad o avance glaciar) y **cata-** (con funcionamiento contrario), sean glaciar o pluvial (figura 9.31).

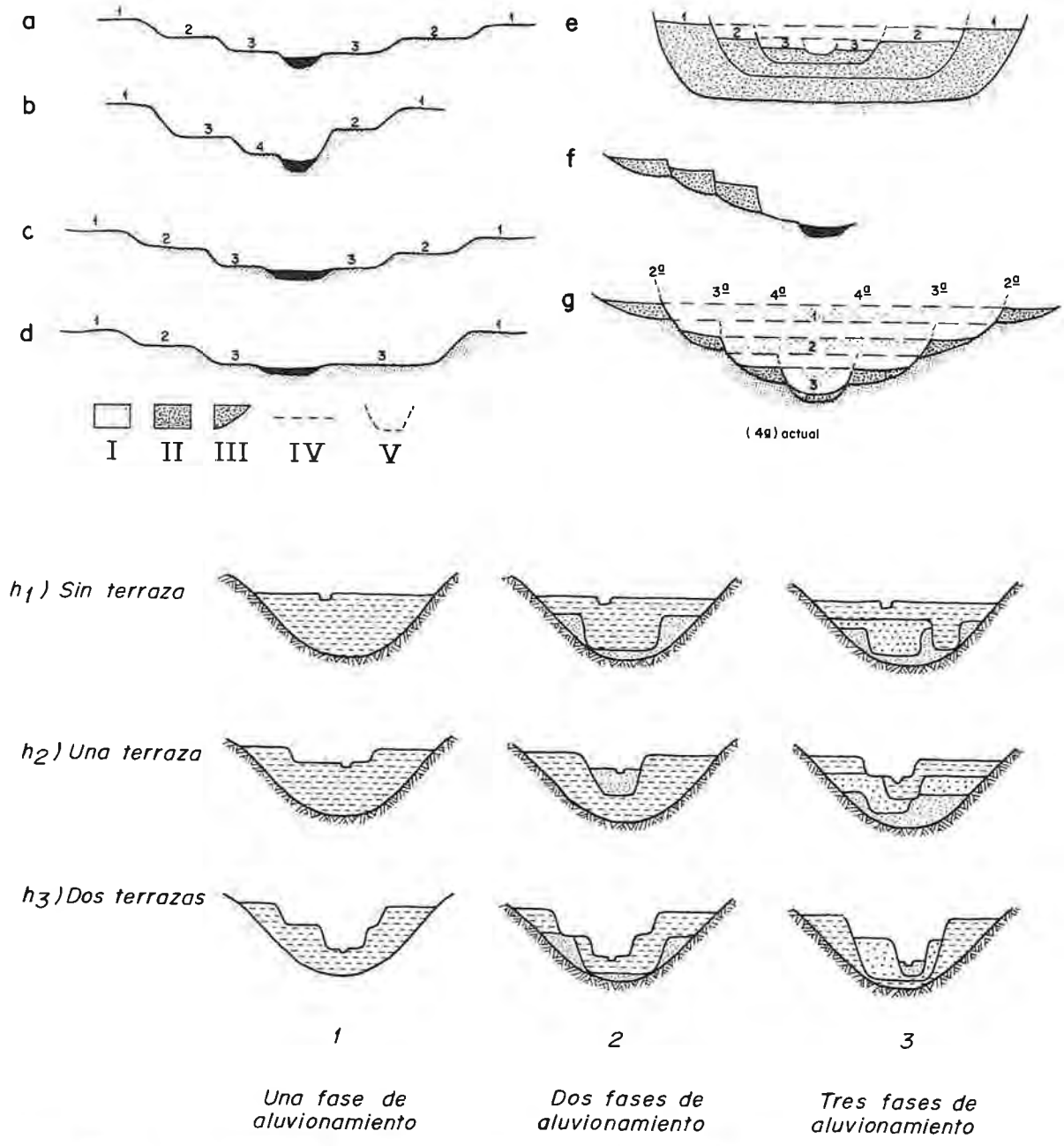
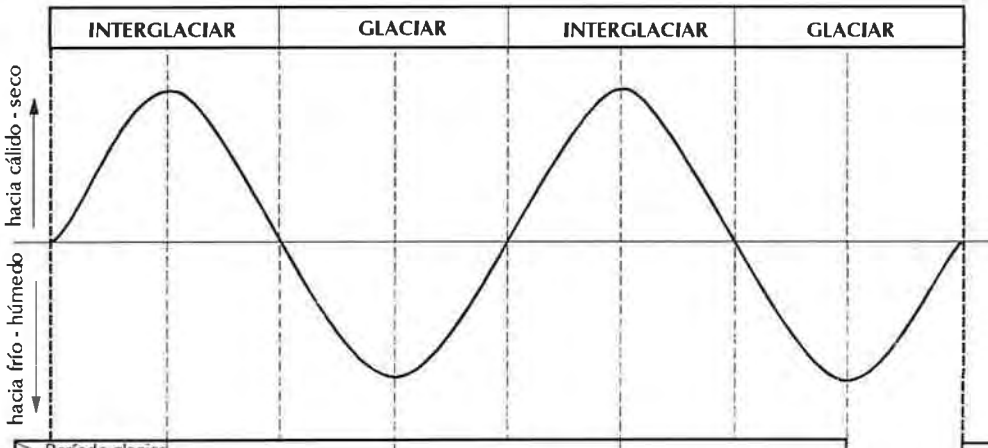


Figura 9.30. Tipologías más frecuentes de terrazas según sus perfiles transversales (secciones):
a) Apareadas: niveles que se corresponden a ambos lados del cauce, sean o no simétricos.
b) No apareadas: situación contraria a la anterior.
c) Simétricas: apareadas con el mismo desarrollo o extensión desde la línea central del cauce.
d) Asimétricas: apareadas o no, situación contraria a la anterior.
e) Superpuestas encajadas: la sobreexcavación no llega hasta el nivel previo de excavación, afectando sólo a los aluviones.
f) Escalonadas solapadas o yuxtapuestas: la sobreexcavación profundiza bajo el nivel de excavación previo, encajándose en el sustrato pero sin dejar que éste aflore.
g) Escalonadas colgadas: caso similar al anterior, pero el exceso en la sobreexcavación y una ausencia de relleno posterior, hacen aflorar el sustrato dejando las terrazas colgadas.
h) Diferentes secuencias de relleno aluvial y configuración para el sistema de terrazas en función de las fases con aluvionamiento-encajamiento, según interpretación de Leopold y Miller, 1954 (en Leopold *et al.*, 1964).

Leyenda (para las figuras e, f, g): I, aluvionamiento total desaparecido posteriormente en la sobreexcavación; II y III, rellenos aluviales que llegan a formar terrazas; IV, límites aproximados para las diferentes etapas de aluvionamiento (figura g); V, referencias a los niveles de sobreexcavación.



Período glaciar y pluvial / Tramo	ANA (PLUVIAL Y GLACIAR)	CATA (PLUVIAL Y GLACIAR)	ANA (PLUVIAL Y GLACIAR)	RESULTADO
CURSO BAJO	Regresión → nivel de base en descenso **Encajamiento**	Transgresión → nivel de base en ascenso **Aluvionamiento**	Regresión → nivel de base en descenso **Encajamiento**	Terrazas eustáticas
				Posible interferencia eustática-climática
CURSO MEDIO	+ pluviosidad → crecida **Aluvionamiento**	- pluviosidad → estiaje **Encajamiento**	+ pluviosidad → crecida **Aluvionamiento**	Terrazas climáticas
				Posible interferencia climática-fluvioglaciar
CURSO ALTO	Rehielo → estiaje **Encajamiento**	Fusión → crecida **Aluvionamiento**	Rehielo → estiaje **Encajamiento**	Terrazas fluvioglaciares

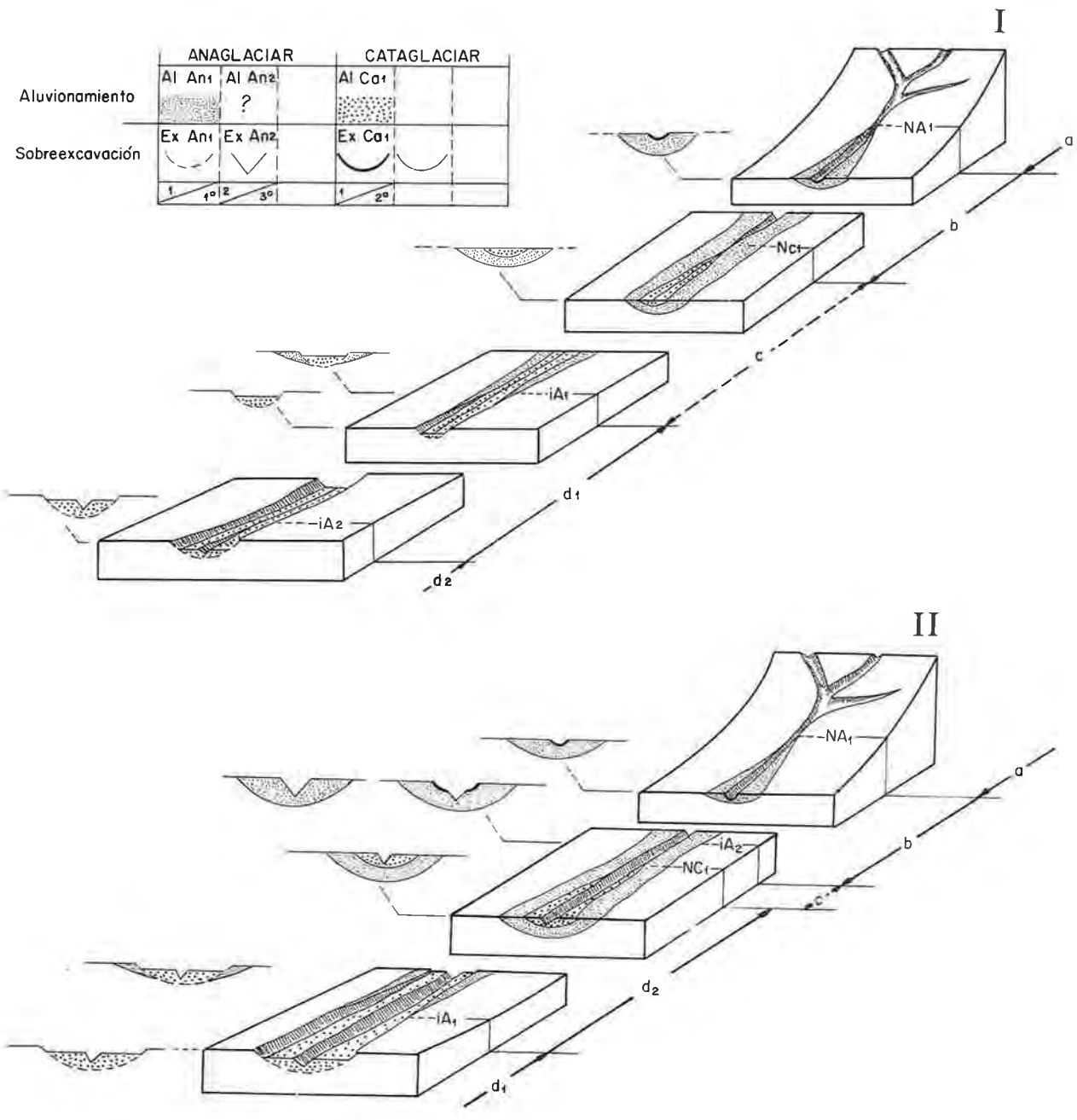
Figura 9.31. Esquema basado en Trevisan (1949, ref. 1950), precisando la correlación entre diferentes etapas ana- y cata- (pluviales y glaciares) y la formación de terrazas en los distintos tramos de un curso fluvial.

La estructuración del río en tramos, considera una dinámica diferencial regulada por gradientes energéticos según el sector del curso fluvial (energía de posición; ver apartado 9.2.1 y fórmulas 2 y 3). La tendencia general del río es excavar su cauce para homogeneizar dicha energía (z; ver figura 9.3) y, al ser un fenómeno progresivo, su nivel energético estará en función del estado evolutivo.

Supuesta una corriente sin interferencias tectónicas o litológicas que la obliguen a rellenar cuencas intermedias o sobreexcavar rápidos (escalones), su ajuste dinámico introduce una acción remontante que, a partir del nivel de base, progresa hacia la cabecera nivelando el perfil. Así, y desde la perspectiva teórica, en un río tipo pueden diferenciarse tres grandes sectores dinámicos: inferior, medio y superior.

El tramo inferior o «curso bajo», está próximo al nivel mínimo energético de posición y, salvo modificaciones externas (tectónicas y eustáticas sobre todo), en él predomina la sedimentación y relleno *(fill)*. El tramo intermedio o «curso medio» ocupa un nivel transitorio (o «indiferente»); por sus implicaciones en la potencia y según los caudales (ver apartado 9.3.4), aparecerán acciones de excavación-transporte-sedimentación y alternancias sobreexcavación-relleno (*cut and fill*). Finalmente, en el tramo superior o «curso alto» hay exceso energético de posición y, cualquiera que sea la circunstancia evolutiva para el nivel de base o caudal, predominan excavación y transporte sobre la sedimentación, generándose así vaciados o sobreexcavaciones permanentes (*cut*).

De acuerdo con ese esquema, el tramo inferior (curso bajo) queda regulado energéticamente por su nivel de base, originando **terrazas eustáticas**. El tramo intermedio (curso medio) está condicionado por los caudales que, en principio, dependen de las precipitaciones en la cuenca y por ello dan lugar a **terrazas climáticas**. Al ser una zona de transición, aquellos efectos debidos a las oscilaciones en el nivel de base pueden llegar a ese tramo intermedio, por lo cual hay una interferencia entre ambos fenómenos y aparecen **terrazas mixtas eustático-climáticas**. Para finalizar, en el tramo superior (curso alto) hay excavación permanente y, caso de aparecer, forma **terrazas erosivas** (figura 9.32).



Este esquema teórico debe matizarse en base a otros factores, siendo los más comunes: controles tectónicos que causan reactivaciones en el relieve, aumentan la energía de posición, desplazan aguas abajo el dominio del curso alto con excavación permanente y, en casos extremos, llegan a controlar la dinámica fluvial generando **terrazas tectónicas**; controles tectónicos que producen hundimientos locales y disminuyen la energía de posición, desplazan aguas arriba el dominio del curso bajo o inferior con relleno permanente *(fill)* y, en casos extremos, llegan a controlar la dinámica del río originando **terrazas subsidentes**; contrastes litológicos diferenciales (más o menos resistentes a la excavación) que pueden aparecer por fenómenos de sobreimposición (al penetrar el canal del río en otra formación subyacente a medida que sobreexcava) o de otro tipo (capturas; obstrucción en el canal por aporte de masas rocosas como ocurre en deslizamientos y volcanes; subsidencia por carstificación; etc.) y que, en todos los casos, obligan a reajustes dinámicos cuyo resultado es la ralentización o una aceleración de la excavación en esa zona concreta y, en consecuencia, modificación en la tendencia general del río; cuencas que inician su curso desde áreas glaciares y, por ello, sufren en cabecera modificaciones por aportes de masa (agua y derrubios), llegando a formar **terrazas fluvioglaciares**; por último, es preciso considerar también los efectos antrópicos que, con las retenciones de caudal en embalses y su desviación para otros usos, modifican la dinámica global del río al inducir efectos similares a un cambio en el nivel de base, o avenidas y estiajes con ritmos impuestos artificialmente.

Figura 9.32. Esquema teórico para explicar la generación de terrazas eustáticas y climáticas en un río (modificado de Aubouin *et al.*, 1980; basado, a su vez, en Trevisan, 1950). Consideraciones o supuestos de partida:
1ª) Coincidencia entre períodos glaciares e interglaciares y pluviales e interpluviales.
2ª) No hay tramo fluvioglaciar, dando por supuesto que es un río de régimen pluvial o pluvionival.
3ª) Los aluvionamientos en períodos de crecida sobre el tramo sometido al régimen climático, se originan allí donde sus caudales y pendientes del canal son las propicias según su nivel energético (definido por el perfil longitudinal).
4ª) El lugar del curso medio que, según los niveles energéticos, separa en cada momento aquellas zonas donde comienza la sedimentación aguas abajo y la erosión aguas arriba, es el **punto neutro** (N) o punto teórico en el cual no hay ni sedimentación ni erosión.
5ª) De forma similar al anterior, el lugar del curso fluvial hasta donde progresa aguas arriba la acción erosiva remontante debido al descenso en el nivel de base, corresponde al **punto neutro inverso** (i).
6ª) La generación de terrazas, puede describirse según se «desplacen los puntos neutro y neutro inverso» a lo largo del canal; así:
- *Período anaglaciar* (A). Hay un ascenso aguas arriba del punto neutro (NA) ampliando la franja con aluvionamiento; también asciende el punto neutro inverso (iA), propagando la sobreexcavación aguas arriba desde el nivel de base hasta un punto donde puede sobreimponerse a los fenómenos climáticos.
- *Período cataglaciar* (C). Hay un descenso aguas abajo del punto neutro (NC) ampliando la franja con sobreexcavación; desaparece el neutro inverso (iC) bajo las aguas del nivel de base y progresan los aluvionamientos eustáticos aguas arriba, que pueden solaparse con los climáticos antiguos (de la fase anaglaciar).
7ª) Teniendo en cuenta esos desplazamientos del punto neutro y el inverso, aluvionamientos y sobreexcavaciones presentan distinto espesor y edad según el tramo del río: los primeros progresan aguas arriba con el tiempo (en ambos casos, climático y eustático); las segundas, aguas arriba eustáticas y aguas abajo climáticas.

Las figuras muestran situaciones evolutivas de dos períodos anaglaciares (A_1 y A_2) y uno cataglaciar (C_1) intermedio entre ambos (para el anaglaciar 2 no se han representado los aluvionamientos climáticos, en fase de desarrollo sobre el encajamiento previo).
- *En la figura I*, no hay cruce entre los puntos neutro y neutro inverso; la secuencia aparece representada por los tramos siguientes:
a) dominio superior al tramo donde oscila el punto neutro: excavación permanente, posibles terrazas erosivas.
b) dominio climático o tramo donde oscila el punto neutro, con la formación de una terraza climática: aluvionamiento anaglaciar en la fase 1ª (Al An_1); sobreexcavación cataglaciar durante la fase 2ª (Ex Ca_1) y aluvionamiento en la fase 3ª (no representado, Al An_2).
c) dominio de solape eustático-climático, con relleno continuo: aluvionamiento climático anaglaciar para la fase 1ª (Al An_1) y eustático cataglaciar en la fase 2ª (Al Ca_1) que seguirá durante la fase 3ª.
d) dominio de variación del punto neutro inverso (i), con ascenso hasta producir una sobreexcavación (Ex An_1) que trunca los aluviones climáticos de esa misma fase (Al An_1) originando una terraza mixta. La 2ª etapa, cataglaciar 1, produce un aluvionamiento que progresa hasta el dominio climático (Al Ca_1). La 3ª etapa, anaglaciar 2 (An_2), genera una nueva sobreexcavación (Ex An_2) que progresa hasta d_2, dejando una terraza eustática; en la zona superior, entre d_2 y b, hay relleno continuo eustático.
- *En la figura II* se supone un cruce entre los puntos neutro y neutro inverso, solapándose las sobreexcavaciones climática de la 2ª etapa (cataglaciar 1, Ex Ca_1) y eustática de la 3ª etapa (anaglaciar 2, Ex An_2). El punto más destacado frente al anterior, es la posible presencia de dos terrazas (o una terraza con dos niveles o rellanos) formadas por los aluvionamientos climáticos de la 1ª etapa anaglaciar (Al An_1), una sobreexcavación climática corresponde a la 2ª etapa cataglaciar (Ex Ca_1) y otra sobreexcavación eustática de la 3ª etapa, anaglaciar 2 (Ex An_2). En este último caso, también puede ocurrir que una sobreexcavación de la 3ª etapa borre el nivel de la excavación cataglaciar climática (Ex Ca_1).

Como ha sido señalado anteriormente (ver figuras 9.29 y 9.31), las terrazas eustáticas están asociadas a oscilaciones en el nivel de base general para cualquier río: su ascenso conduce al relleno aluvionar *(fill)* y el descenso a la sobreexcavación *(cut)*; uno y otro se propagan aguas arriba desde la desembocadura y progresarán más o menos, según el tipo de río y la influencia de otros fenómenos como los tectónicos, fluvioglaciares, climáticos, etc.

En las terrazas climáticas y fluvioglaciares, el proceso queda regulado por etapas de crecida y estiaje: las primeras implican aumento en el caudal, mayores aportes y, a la larga, más aluvionamiento y relleno *(fill)*; las segundas conllevan el fenómeno contrario y, por ello, una sobreexcavación o encajamiento *(cut)*.

Tal como lo estableciera Trevisan (1949, ref. 1950), este funcionamiento puede observarse con la **terraza aluvial**, **anual** o **estacional** de algunos ríos: durante una crecida, las aguas ocupan todo el canal *(bankfull channel)* y hacen recrecer barras aluviales *(fill)*; el estiaje las deja confinadas dentro del lecho mayor, en el cual se sobreexcava *(cut)* el lecho menor o canal encajado, formando así la terraza. Generalizando este fenómeno a los períodos climáticos (ana y cata, glaciar o pluvial) resulta el funcionamiento que aparece en la figura 9.31.

La interrelación de todos estos fenómenos en un curso fluvial, hace que las terrazas sean difícilmente asociables a un proceso específico. Para el caso más común, supuesto un río sin interferencias tectónicas, litológicas o glaciares, la relación entre terrazas eustáticas y climáticas aparece en la figura 9.32 y, como puede comprobarse, resulta altamente compleja a pesar de haber reducido al máximo las variables implicadas en el resultado global.

Por último y referente a la génesis de escalonamientos, este modelo de causas múltiples no aporta explicaciones y da por supuesto el glacioeustatismo como responsable del encajamiento progresivo en los ríos.

Foto 9.28. Terrazas estacionales formadas sobre una llanura aluvial, recrecida por la sedimentación en el tramo posterior de un embalse (Mediano, en el río Cinca). El llenado del vaso actúa como período de crecida y aluvionamiento; los descensos corresponden a estiajes y encajamientos. Proximidades de Ainsa (Pirineo aragonés).

Las artesas fluviales con aterrazamiento son morfologías que, globalmente analizadas, denuncian un balance neto favorable a la sobreexcavación (generación de escalonamientos), frente a la excavación y aluvionamiento (formación de cada llanura). Así hay que interpretar la profundización y estrechamiento progresivo del fondo de estas artesas, es decir, la llanura aluvial donde divaga cada corriente. En parte, estos fenómenos son asociables a reajustes del ciclo hidrológico a lo largo del Cuaternario; sin embargo, considerando únicamente ese factor y su variabilidad durante el Holoceno, muchos ríos deberían haber desarrollado llanuras aluviales más amplias a las observables actualmente. Por tanto, dichas incisiones muestran una tendencia creciente a lo largo de la historia evolutiva en algunos ríos, e implican la reducción progresiva del tiempo que cada canal permaneció elaborando su propia llanura aluvial o cauce.

Teniendo en cuenta lo anterior, debe recurrirse a fenómenos **isostáticos** o **tectónicos** (subsidencias, levantamientos, compensaciones, etc.) y posibles modificaciones a escala regional en las redes fluviales, para poder explicar sus aterrazamientos; por ejemplo, el cambio en la red hidrográfica de la Meseta, al pasar desde mediterránea a atlántica sufriendo notables reajustes (Pérez González, 1982 y Martín Serrano, 1988 y 1991). Estas investigaciones, independientemente de la correlación posterior al nivel que proceda, deberán hacerse para cada cuenca y considerando todos los factores señalados, es decir: eustáticos, climáticos, fluvio-glaciares y tectónicos.

9.6. INDICACIONES PRÁCTICAS

La amplia distribución geográfica de los ríos y su relación ancestral con la actividad humana, han hecho que muchas ramas científicas y técnicas aborden su análisis: Física (Hidrostática, Mecánica de Fluidos, Hidrodinámica e Hidráulica), Química (Hidroquímica, Hidrología Isotópica), Geología (Hidrogeoquímica, Hidrogeología y Sedimentología Fluvial), Geomorfología Fluvial, Hidrología de Superficie, Ingeniería Fluvial, etc.

De acuerdo con sus objetivos prioritarios, la Geomorfología estudia estos temas a partir de la capacidad que presenta toda corriente fluvial para transformar el relieve. Este enfoque general ha dado lugar a otros específicos que, con mayor o menor incidencia según la época, siempre giraron en torno a dos grupos básicos: evolución, trazado y dinámica en las redes de drenaje, por un lado, y fenómenos de excavación-aluvionamiento y generación de terrazas, por el otro.

Evolución, trazado y dinámica en las redes fluviales, son temas asociados al mismo nacimiento de la Geomorfología como ciencia, debido a las investigaciones de Gilbert, Powell y Davis. Todos ellos dedicaron buena parte de su labor a problemas relacionados con el equilibrio de las formas del terreno, aportando teorías y conceptos como: nivel de base, perfil de equilibrio, penillanura y ciclo evolutivo del relieve o ciclo geográfico (ver apartados 1.2 y 1.3).

A partir de los trabajos anteriores, surge una notoria polarización en dos campos temáticos: el primero corresponde a estudios globales del relieve o paisaje, incluyendo aspectos evolutivos sobre morfología fluvial; el segundo al análisis del río como agente morfogenético sectorial, haciendo hincapié en aquellos temas que iniciaran Horton (1945), Mackin (1948) y Strahler (1950), acerca del trazado y dinámica.

La profundización en morfografía y dinámica (Morisawa, 1968; Chorley, 1969; y Schumm, 1973) tiene su referente en la obra *Fluvial Processes in Geomorphology* (Leopold *et al.*, 1964), que significó la consideración de la red fluvial y, por extensión, de los procesos morfogenéticos, desde una perspectiva sistémica.

El enfoque anterior se vio favorecido por el desarrollo de aspectos hidrológicos e hidráulicos, debido a su utilización en ingeniería civil: puentes, encauzamientos, canalizaciones, embalses, diques, puertos fluviales, etc. En su mayoría son trabajos aplicados a la evaluación de recursos hídricos y estimación de riesgos, ya sea erosión, inundabilidad, o afección a obras civiles. Paralelamente a estas aplicaciones, aparecen metodologías y técnicas instrumentales para la toma de datos, su procesado y análisis, que

posteriormente han sido asumidas en otros campos científicos. Aplicando esas metodologías surgen aportaciones destacadas (Paleohidrología, Sedimentología Fluvial, relación producción de sedimentos-uso del suelo, modelos de procesos, avenidas y gestión para la llanura inundable, entre otras), pero también una atomización excesiva que, olvidando el objetivo general, polariza los trabajos en la cuantificación de algunos fenómenos limitados a las llanuras aluviales (cambios en canales, volúmenes de arrastre, parámetros geométricos para el canal, etc.).

Estudiar las terrazas fue una labor, sobre todo, de cuaternaristas y con gran desarrollo en la primera mitad del siglo XX. A medida que surgieron nuevas ideas y demostrada la dificultad para correlaciones a escala global o en el uso de referencias a alturas constantes sobre el talweg (ver por ejemplo, Cotton, 1940; Johnson, 1944; UGI, 1948; Trevisan, 1949, ref. 1950), la dedicación a estos temas sufrió un notable retroceso. Por ello, actualmente no hay modelos paradigmáticos que expliquen los aterrazamientos o la evolución de las llanuras aluviales.

Las tendencias futuras que siguen objetivos particulares, parecen centrar su atención sobre anomalías en la naturaleza de estos procesos; por ejemplo: configuraciones o depósitos fluviales notablemente diferentes a la situación media (Smith, 1993); también problemas no resueltos, como los flujos hiperconcentrados, la dinámica en ríos rectos, rellenos aluviales e influencia por niveles de base.

En investigaciones siguiendo objetivos generales, se detecta un renacimiento de los análisis fisiográficos y secuenciales. Esto responde a la necesidad de integrar la morfología fluvial en trabajos para evaluar «cambios globales», ya que precisan conocer el funcionamiento biótico, hidrológico o climático y predecir su posible evolución futura. Este tema, junto a las cuestiones ambientales, requieren la integración de geomorfólogos en equipos multidisciplinares, donde pueden aportar respuestas a problemas paleohidrológicos desde proyectos unificados.

Como síntesis puede decirse, que la Geomorfología Fluvial tradicionalmente ha abordado el estudio de formas generadas por el agua en movimiento, usando una o varias de las siguientes nueve aproximaciones clásicas: cartografía, geometría o configuración, análisis estadístico y morfométrico, hidráulica, hidrología, acciones elementales, sedimentología, modelación, y predicción. Sin embargo, teniendo en cuenta las tendencias actuales hacia la globalización e interrelación, *los estudios deberán estructurarse según una aproximación progresiva* (cuadro 9.4).

Como punto de partida, hay que enmarcar los agentes fluviales en su *entorno fisiográfico regional*, considerando aquellos factores que controlan su existencia: geografía, clima, geología, biología e intervención antrópica.

Establecido su marco fisiográfico, se discretiza el objeto de estudio, la *hidrografía regional*; consiste en trazar la red en conjunto, tal y como aparece en un plano topográfico (análisis en planta). Posteriormente debe caracterizarse su disposición, comparándola con unos patrones geométricos establecidos (figura 9.33). Estas configuraciones hay que interpretarlas según la influencia que ejerce cada factor físico (topografía, litología, estructura tectónica, suelos, etc.) o histórico (grado evolutivo, intervenciones antrópicas, etc.) en el control de la red.

Contextualizada la zona y su red de drenaje, podrá procederse a delimitar las diferentes unidades hidrológicas básicas que componen ese territorio, o sea, sus *cuencas hidrográficas*: lugar geométrico de todos los puntos que drenan hacia una misma corriente (emisario o colector), y cuyo límite con otras anexas viene marcado por líneas imaginarias llamadas divisorias. Hay que tener en cuenta que las divisorias trazadas sobre el terreno (con mapas u otra cartografía) únicamente definen cuencas de escorrentía superficial (cuencas topográficas). Sin embargo, posibles aportaciones subterráneas procedentes del agua infiltrada en cuencas limítrofes, hace necesario considerar también el funcionamiento hidrogeológico a nivel regional (cuencas hidrológicas), para proceder a los reajustes oportunos.

El estudio morfométrico de cada cuenca (Gardiner, 1974, y apartado 3.1.5) incluye:

- Mediciones básicas (areales, lineales, altimétricas o enumerativas): área (A), perímetro (P), orden (n_c), longitud (dimensión mayor, entre la desembocadura y el punto más elevado, etc.) y relieve o contraste en la cuenca; número de subcuencas con un orden dado, y pendiente (ortogonal a las isohipsas o del propio valle).
- Cálculo de variables morfométricas: relaciones de relieve y del área en la cuenca, relieve relativo, número de accidentalidad, integral o curva hipsométrica, curva de frecuencias, rectángulo equivalente, etc.
- Medidas de forma: circularidad, compacidad, elongación, etc.

Las variables morfométricas aportan parámetros extrapolables, que permiten comparar cada cuenca con otras limítrofes o respecto a valores adoptados por aquéllas descritas en la bibliografía. Igual ocurre para las medidas de forma, que facilitan la caracterización geométrica de esa cuenca, complemento a la descripción morfológica convencional (ver figura 3.5).

Una vez establecidos todos estos parámetros, conviene reconsiderar los factores condicionantes de la red hidrográfica en detalle. Con ellos pueden extraerse datos útiles para interpretar minuciosamente su disposición sobre la cuenca, distribución espacio-temporal de caudales, perfiles longitudinales y transversales, o situación y composición de los sedimentos fluviales (aluviones).

- *Analizar la red de drenaje* conlleva distinguir sus tipologías, la caracterización morfométrica y el estudio de su jerarquización. Para establecer tipos de redes en una cuenca o subcuenca, se sigue el mismo procedimiento ya señalado a escala regional (análisis en su conjunto y planta). La caracterización morfométrica está basada en una serie de parámetros y relaciones recopilados, por ejemplo, en Gardiner (1974):

- Mediciones básicas: longitud total de canales, longitud para el canal principal, número de corrientes con un orden dado, pendiente en los canales, orientación en segmentos de canal y ángulos de confluencia, como más notorios.

Cuadro 9.4. Trabajos y ramas científicas implicados en el estudio geomorfológico de los ríos.

TEMA	METODOLOGÍA PRÁCTICA	TÉCNICAS Y PARÁMETROS	MATERIAL NECESARIO
MORFOGRAFÍA	Contextualización fisiográfica general de la zona	Encuadre temático regional: geografía, clima, geología, biología y factores antrópicos	Bibliografía especializada, estadísticas socio-económicas, cartografía básica y mapas temáticos
	Aproximación a la red de drenaje	Trazado manual o automático (digital) Medidas y relaciones morfográficas Jerarquización de los tramos en la corriente	Mapa topográfico, fotografías aéreas, imágenes de satélite, MDT, visitas de campo, cartografía digital; curvímetro, planímetro, regla, escalímetro y transportador de ángulos; hitos de referencia y regletas graduadas
	Descripción de cuencas hidrográficas (topográficas e hidrológicas)	Trazado de divisorias manual o automático Medidas y relaciones morfométricas	
	Análisis de las corrientes y sus elementos	Perfiles longitudinales, secciones y trazados	
	Caracterización de las morfologías elementales en el cauce	Medidas y relaciones morfométricas Análisis granulométrico	Mapa topográfico, fotografías aéreas, torres de tarnices, distanciómetros, regletas graduadas, radar, sonar, moldes sintéticos y fotografías
	Estudio de formas fluviales mayores	Análisis morfométrico en mapa o campo Perfiles longitudinales, secciones y cartografía	Altímetro, mapa topográfico, GPS, teodolito, cinta métrica, planímetro y curvímetro
HIDROLOGÍA	Observaciones sobre la generación y concentración de la escorrentía	Caracterización de rasgos morfológicos e hidrológicos en las vertientes	Fotografías aéreas en detalle, visitas al campo, perfiles de humedad e infiltración
	Estudio del régimen hídrico y de alimentación	Medida de caudales: mecánica o dilución química Tratamiento de los datos foronómicos: relaciones y representaciones (caudales medios y extremos, aportaciones, módulo relativo mensual, caudal específico y curva de caudales clasificados)	Datos meteorológicos regionales y puntuales; limnígrafos (de tambor o digitales) conectados a boyas, sensores de presión o por ultrasonidos; molinetes y medidores electromagnéticos; trazadores químicos; anuarios de aforos y bases de datos con caudales
	Análisis de crecidas y estiajes	Métodos directos, empíricos, hidrometeorológicos y estadísticos (ver apartado 9.1.3); modelos climatológicos, series temporales e índices de sequía Confección de modelos físicos a escala reducida	Datos de precipitaciones y caudales máximos y su distribución espacial y temporal, parámetros de la cuenca, programas informáticos (HEC1 y HEC2), niveles y documentos históricos; series completas de precipitación y caudales
MORFODINÁMICA	Caracterización de las variaciones espacio-temporales en el trazado Estudio de las modificaciones en variables del canal (sinuosidad, pendiente y multiplicidad)	Seguimiento multitemporal de capturas, inversiones de la red y migraciones Estudio sobre los patrones de cambio en tramos representativos (meandros, confluencias, desembocaduras y cabeceras) Generación de modelos analógicos y físicos a escala	Documentación cartográfica detallada e histórica, fotografías aéreas seriadas, imágenes de satélite, trabajo en campo, archivos documentales; planímetros y curvímetros
	Análisis de las modificaciones en la sección del cauce y los materiales que lo forman	Perfiles transversales seriados del canal Localización de erosión y sedimentación	Teodolito, clavos y varillas, cadena de Leopold, microperfiladores topográficos, calibre y cinta métrica, dianas graduadas (método de Wolman)
	Estimación de la magnitud para los tipos de transporte	Medida de la carga de fondo (atrape, o pesado y tiempo de permanencia en un tramo) Medida de la carga en suspensión y disolución	Trampas (zanjas), cajas empotradas en el lecho, cestas, mallas, clastos marcados, contadores electromagnéticos, balanzas; muestreadores puntuales (manuales, de nivel, de succión, etc.) o integrados (US DH-48 y 49), botellas sacamuestras (Ruttner, Alfa o Wohlengerg), turbidímetros, conductivímetros, células fotosensibles; almacenadores digitales de información programables (*datalogger*)
	Caracterización de los depósitos fluviales (aluviones)	Análisis granulométrico (en el cauce o en represas) Sedimentología y arquitectura fluvial	Dragas de cazos o mandíbulas (Ekman, Lenz y Van Veen), de arrastre (Emery y patín), pistones sacatestigos (Ballcheck y KB), sondas manuales, torres de tarnices, sedimentógrafos, contadores de partículas, microscopía, RX; radar de penetración subterránea (GPR) y métodos geofísicos eléctricos
EVOLUCIÓN	Seguimiento de la jerarquización evolutiva en redes de drenaje	Análisis morfográfico multitemporal (desplazamiento de puntos característicos) Establecimiento de modelos fractales y físicos Caracterización de depósitos antiguos	Mapas topográficos, fotografía aérea, planímetro, curvímetro y programas informáticos
	Estudio de la formación y evolución de paisajes fluviales	Contextualización fisiográfica de planicies erosivas y sistemas aluviales (terrazas y abanicos) Estratigrafía y sedimentología de depósitos aluviales en el registro geológico	Cartografías básicas y temáticas (mapas litológicos, isopacas y paleocorrientes), fotografías aéreas e imágenes de satélite

LA CLASIFICACIÓN DECIMAL

En la década de 1960 fue ideada en España una clasificación para las cuencas, sus ríos y tramos, que tiene como virtud representar su topología completa (MOP, CEH, 1965). El procedimiento sigue un sistema decimal con tres códigos de dígitos: CDR1, CDR2 y NUMCUENCA.

El código CDR1, identifica cada corriente fluvial peninsular mediante varios pares de dígitos (hasta seis): el primer par hace referencia a la «gran cuenca» (o Confederación Hidrográfica) que incluye aquella corriente a clasificar; el segundo numera cada río en esa cuenca por orden de desembocadura al mar y según el sentido antihorario sobre la costa; los otros pares de dígitos seleccionan una corriente entre las afluentes a ese río, desde su nacimiento hasta la desembocadura; si es tributaria por su margen derecha recibe número par, mientras las siniestras impares.

Sirva como ejemplo el código 030130, correspondiente al río Alberche: el primer par de dígitos (03), indica que esa corriente pertenece a la cuenca del Tajo, tercera en una numeración peninsular; el segundo par (01) identifica al río Tajo, único de su cuenca que desemboca al mar; la tercera y última pareja de dígitos (30), indica que se trata de un afluente al mismo por la margen derecha (número par), en concreto, su décimoquinto tributario desde el nacimiento del río Tajo (15x2 = 30).

El código CDR2, identifica el tramo de un río comprendido entre dos afluentes con orden inferior. Un tercer código (NUMCUENCA) numera las cuencas vertientes de los ríos desde su nacimiento hasta la desembocadura.

Ver al respecto:
- MOP, *Datos físicos de las corrientes clasificadas por el CEH*, Ediciones del CEH, Madrid, 1965.
- J.A. Vera, «Criterios empleados en la informatización de la tabla CDR (Clasificación Decimal de Ríos) de la base de datos HIDRO del CEH», *Revista de Ingeniería Civil*, 70, CEDEX (MOPU), Madrid, 1989.

- Cálculo de variables morfométricas: relaciones de bifurcación y de longitud en la corriente, densidad de drenaje, frecuencia en la corriente y densidad de corriente relativa, entre otros.

Aunque existen varios procedimientos para determinar la jerarquización hidrográfica, todos ellos pueden reducirse a tres métodos básicos (figura 9.34): ordenando segmentos de corriente por su posición relativa (Horton, 1945 y la modificación de Strahler, 1952), ordenando emisarios según su magnitud o importancia (Shreve, 1967 y Scheidegger, 1970), y definiendo su potencial erosivo o estado evolutivo (ver Leopold *et al.*, 1964; Morisawa, 1985). Dada su sencillez, se recomienda utilizar el propuesto por Strahler; básicamente consiste en asignar el menor rango (1) a los primeros segmentos de cauces, próximos al nacimiento, e ir incrementando su orden a un rango superior (2, 3, ..., n) cuando se unen dos corrientes del mismo orden; si confluyen dos segmentos con diferente rango, la resultante quedará con el superior.

Un paso siguiente en el análisis morfográfico fluvial dentro de la cuenca, corresponde a cada «corriente individualizada» o *dominio fluvial*, entendido éste como el *conjunto formado por un agente fluvial concreto y aquellos elementos morfológicos que han sido generados por el mismo*; ejemplo: canal, cauce y terrazas. Éstos pueden abordarse a lo largo de todo su recorrido, mediante perfiles longitudinales, o en tramos y localizaciones representativas, tanto en planta (clase de corriente y dominio) como mediante perfiles transversales (tipo de dominio, cauce o valle); ver figura 9.8A.

- *Los perfiles longitudinales* permiten establecer: delimitaciones en tramos con diferente geometría (cóncavo, convexo, rectilíneo) o pendiente; ajustes para cada tramo a una función matemática (exponencial, logarítmica, polinómica, etc.); e interpretaciones geométricas en base a los factores físicos (litología, estructura, morfología, etc.) o evolutivos (grado de madurez y equilibrio, capturas, cambios en el nivel de base, etc.); ver figuras 9.8B, 9.9 y 9.10.

- *El estudio en planta*, normalmente aplicado a un tramo de la corriente, permite: delimitar contornos (escalones, artesas, rupturas de pendiente, etc.), elementos del cauce y su multiplicidad (ver figura 9.14), o el trazado del talweg; calcular parámetros de sinuosidad y trenzado, asignando cada corriente a una tipología establecida (ver apartado 9.4.2). En corrientes meandriformes, puede caracterizarse con más precisión su geometría comparándolas a ondas sinusoidales, lo que sirve para obtener parámetros morfométricos estandarizados: longitud de onda, frecuencia, amplitud, radio de curvatura, etc. (ver figura 9.17). Estas mediciones requieren mapas topográficos a gran escala, fotogramas aéreos, u ortoimágenes de satélite con alta resolución espacial.

- *Los perfiles transversales* pueden abarcar todo el dominio de la cuenca, o limitarse a una sección en el cauce propiamente dicho. En el primer caso es posible describir cada perfil según los términos ya citados (ver apartado 3.1 y figura 3.1), o asimilarlo a una morfología característica de los valles fluviales (ver figura 9.11). En el segundo, la descripción geométrica (ver figura 9.12) suele complementarse con una serie de medidas (ver figura 9.8A): perímetro húmedo, área de la sección, profundidad media, pendiente

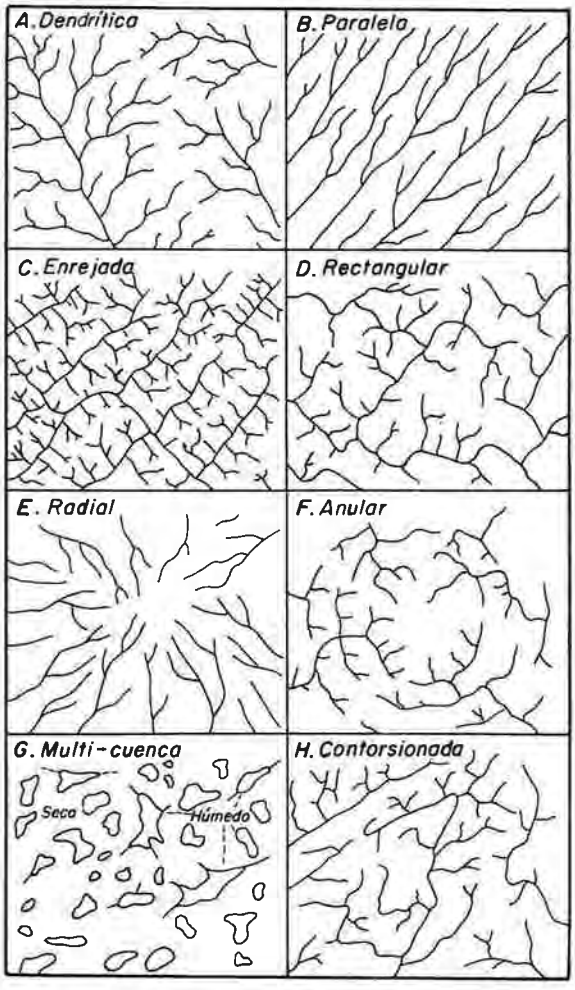


Figura 9.33. Patrones de drenaje más frecuentes (según Howard, 1967). Los materiales donde comúnmente suelen aparecer son: arcosas y granitos arenizados (A); cuarcitas plegadas (B); esquistos plegados (C); granitos fracturados (D); conos volcánicos (E); domos y diapiros (F); llanuras de *till* (G); cierres periclinales (H).

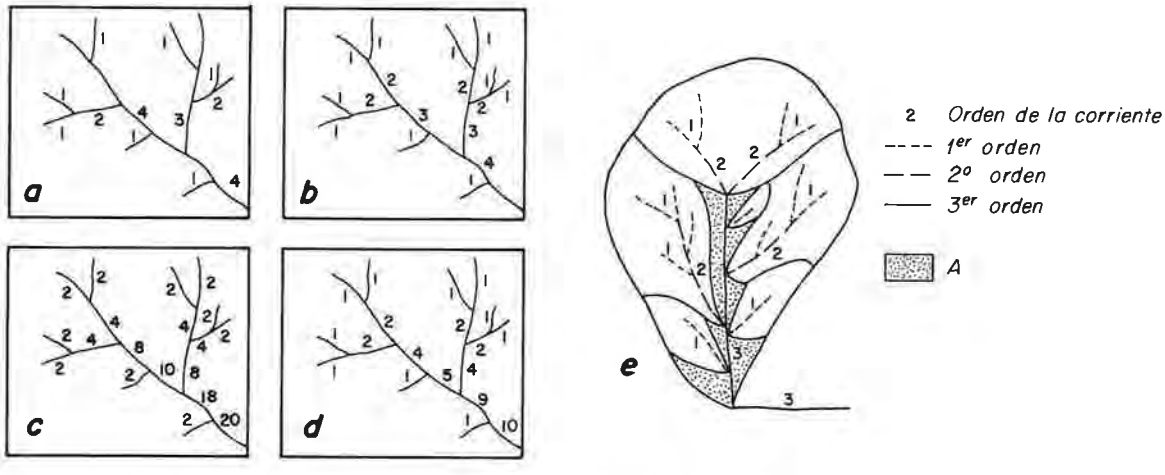


Figura 9.34. Métodos para determinar las jerarquías en una red de drenaje: (a), Horton (1945); (b), Strahler (1952); (c), Shreve (1967); (d), Scheidegger (1970); (e), Leopold *et al.* (1964). En la figura (e), el punteado (A) representa un área drenada por el canal de 3er orden y que no contribuye ni a los canales de primer o segundo orden.

media del talweg (para el tramo circundante), anchura y cota en la lámina y mínima del lecho, altura de las márgenes (*banks*), área comprendida por el «canal de aguas altas o *bankfull channel*» (cuyos límites marcan una clara inflexión en su pendiente), etc. Este perfil debe apoyarse con medidas directas, utilizando regletas graduadas, niveles y puntos de referencia en las márgenes.

El mayor detalle para la secuencia analítica sobre una red hidrográfica, corresponde al reconocimiento y medida de *micromorfologías en el canal*, tales como: pozas, vados, conos de desembocadura o confluencia, barras y médanos, rizaduras, marmitas de gigante, regueros, etc.; e incluso análisis granulométrico sobre los materiales del lecho. Para estos trabajos son necesarias, desde comunes regletas graduadas a distanciómetros digitales, pasando por fotografías de campo (hasta sonar) con escala conocida, o la realización de moldes en materiales sintéticos (resinas) durante el estiaje total.

Por su significado en la evolución del dominio fluvial, las *formas complejas* suelen constituir un campo de dedicación específico en el cual, como se ha señalado, son necesarios procedimientos para análisis tanto en planta como mediante perfiles.

En las terrazas corresponde determinar: cota media absoluta, altura respecto al canal, pendiente media longitudinal y transversal, extensión, altura y longitud del escalón. Los perfiles transversales en artesas de aterrazamiento, permiten conocer su posición relativa sobre el valle y relación en ambas márgenes (ver figura 9.30); la proyección de esas superficies junto a los perfiles longitudinales, sirve para determinar su geometría aguas abajo (divergentes o convergentes, engrosamientos y adelgazamientos, etc.; ver figura 9.32).

En el caso de abanicos aluviales, las medidas más frecuentes suelen ser: extensión (zona con depósito), área en la cuenca de drenaje, ángulo que abarca el depósito en planta, pendiente longitudinal para el canal alimentador, pendiente de los canales distribuidores, inclinación en la superficie del abanico y variación en el punto de intersección.

Las medidas citadas para canales activos, salvo aquéllas que tienen relación con la lámina de agua, son extrapolables a tramos abandonados, cauces y canales antiguos o secundarios.

Partiendo de datos morfográficos, los *estudios morfodinámicos* suelen centrarse en las variaciones que experimentan, a corto-medio plazo, determinados elementos del canal y su llanura aledaña. Es fundamental llegar a conocer la importancia que adquiere cada acción elemental y cómo se concatenan espacial y temporalmente en la génesis de formas. Estos trabajos requieren metodologías aptas para seguimientos multitemporales; aunque muchas técnicas morfométricas cumplen ese requisito al aplicarlas seriadamente en el tiempo, ha sido necesario desarrollar instrumental específico, fundamentalmente para la evaluación del transporte y sedimentación fluviales (ver cuadro 9.4).

Por otra parte, los estudios sobre formas fluviales no pueden desvincularse del agente geomorfológico, el agua. Por ello, es preciso recurrir a la Hidrología Fluvial como ciencia auxiliar y, en casos, utilizar sus técnicas para adquirir determinados datos no disponibles o excesivamente polarizados a otros fines (ver cuadro 9.4).

Recientemente ha alcanzado notable desarrollo la Paleohidrología que, según indica su nombre, tiene como objetivo analizar características hidrológicas correspondientes a antiguas corrientes fluviales (Benito, 1995). Con ese fin procede al estudio de sus depósitos (composición, granulometría, texturas, estructuras, etc.) y otros signos asociados (paleosuelos, materia orgánica, huellas morfológicas de erosión y trazado, etc.). Ejemplos en la aplicación de estas técnicas son: estimación de «caudales formadores» (*bankfull discharges*) a partir de geometrías sobre la llanura de inundación (meandros abandonados, canales secundarios, tamaño de *point bars*, etc.); y cálculo de velocidades medias analizando la granulometría de la fracción gruesa en depósitos antiguos (ver Gregory, 1983; Starkel *et al.*, 1991). Entre los objetivos perseguidos destaca la posibilidad de detectar tendencias en los cambios climáticos recientes, a partir de las formas y depósitos holocenos o pleistocenos.

Tal como se ha venido indicando, la Geomorfología Fluvial aporta criterios para evaluar **riesgos de inundación** en las márgenes, siendo fundamentales los siguientes:

- Tendencias evolutivas en la corriente fluvial, aptas para delimitar el área que ha presentado o presentará susceptibilidad a ser inundada por las crecidas, y su modificación a medio-largo plazo.
- Conocimiento exhaustivo tanto de los procesos que contribuyen al riesgo (recrecimiento del canal, cortas en meandros, roturas de diques, etc.), como sobre efectos morfológicos y sedimentológicos asociados.
- Niveles referenciales pre-históricos, para concretar órdenes de magnitud en caudales correspondientes a altos períodos de retorno; ante la escasez de registros directos o suficientemente extensos, esos datos son importantes para prevenir avenidas catastróficas. Esta rama de la Paleohidrología recibe el nombre de Hidrología de paleoavenidas y utiliza indicadores de niveles o estados antiguos (PSI), depósitos de baja energía en torbellinos o remansos de la corriente (SWD), efectos sobre la vegetación arbórea, y análisis de competencia en el transporte de bloques.
- Cartografía de elementos morfológicos en la llanura inundable, como base para delimitar áreas según criterios morfodinámicos; esta zonación permite asignar usos en la llanura según los niveles de riesgo (figura 9.35).

Las investigaciones en Geomorfología Fluvial no pueden quedar limitadas a aspectos morfográficos o morfodinámicos, ya que el objetivo último es la comprensión del relieve y su evolución. Son clásicas al respecto las investigaciones sobre *variaciones del trazado en la red de drenaje*: tanto globalmente (capturas fluviales, inversiones de la red y migraciones, entre otras), como en ciertos tramos representativos (meandros, confluencias, desembocaduras y cabeceras, básicamente); también la evolución de las distintas tipologías definidas para los canales e índices característicos según su trazado.

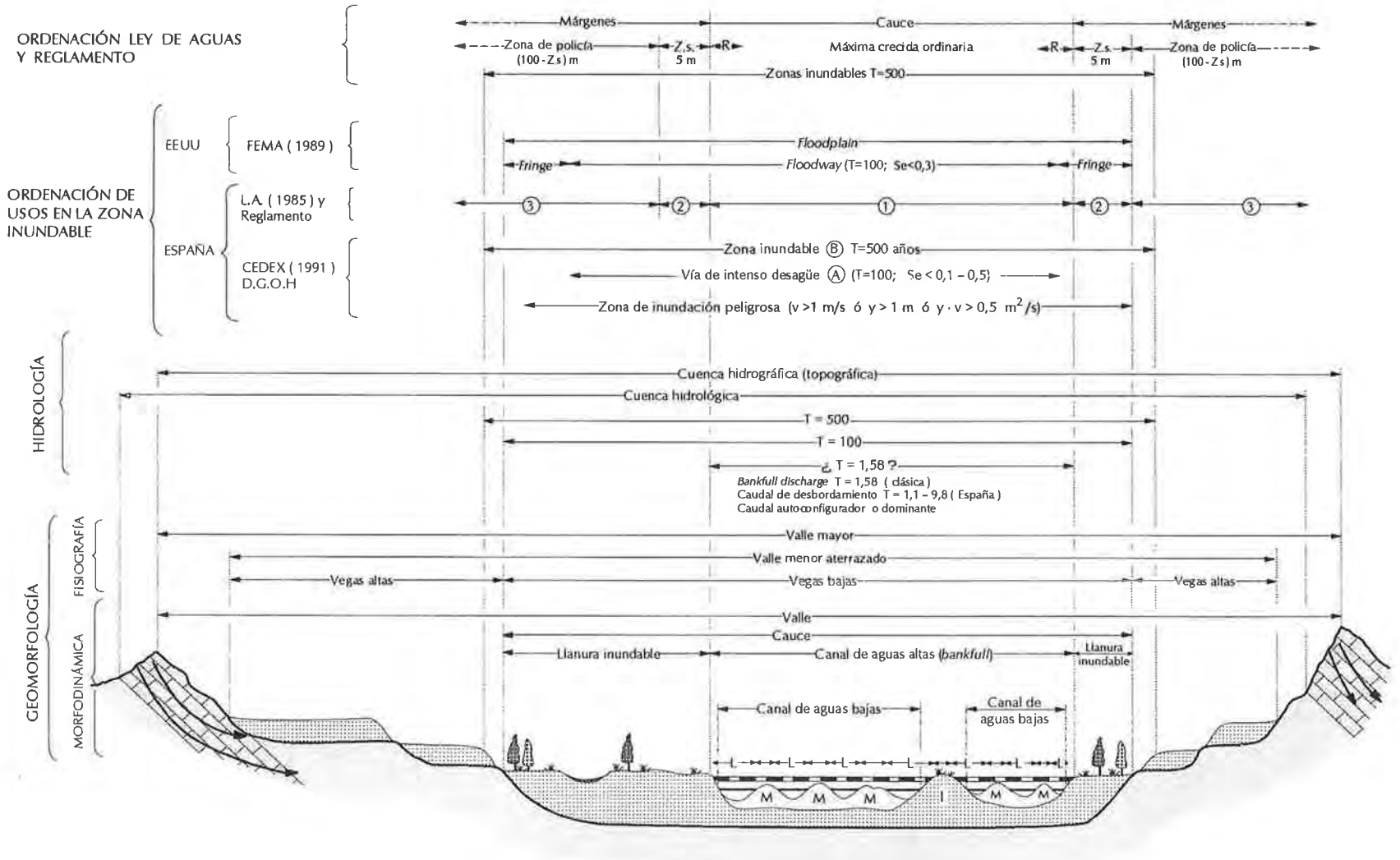

ORDENACIÓN LEY DE AGUAS Y REGLAMENTO
Márgenes
Cauce
Márgenes
Zona de policía (100 - Zs) m
Z.s. 5 m
R
Máxima crecida ordinaria
R
Z.s. 5 m
Zona de policía (100 - Zs) m
Zonas inundables T=500
ORDENACIÓN DE USOS EN LA ZONA INUNDABLE
EEUU
FEMA (1989)
Floodplain
Fringe
Floodway (T=100; Se<0,3)
Fringe
ESPAÑA
L.A. (1985) y Reglamento
CEDEX (1991) D.G.O.H
③ ② ① ② ③
Zona inundable Ⓑ T=500 años
Vía de intenso desagüe Ⓐ (T=100; Se < 0,1 – 0,5)
Zona de inundación peligrosa (v >1 m/s ó y > 1 m ó y · v > 0,5 m²/s)
HIDROLOGÍA
Cuenca hidrográfica (topográfica)
Cuenca hidrológica
T = 500
T = 100
¿ T = 1,58 ?
Bankfull discharge T = 1,58 (clásica)
Caudal de desbordamiento T = 1,1 – 9,8 (España)
Caudal autoconfigurador o dominante
GEOMORFOLOGÍA
FISIOGRAFÍA
MORFODINÁMICA
Valle mayor
Valle menor aterrazado
Vegas altas
Vegas bajas
Vegas altas
Valle
Cauce
Llanura inundable
Canal de aguas altas (bankfull)
Llanura inundable
Canal de aguas bajas
Canal de aguas bajas
L
M
I

Figura 9.35. Zonación y nomenclatura en un valle fluvial aterrazado; usos idóneos para prevenir los efectos de las crecidas.

La delimitación hidrológica está basada en el concepto de cuenca y las zonas cubiertas por caudales según los períodos de retorno; la geomorfológica considera elementos morfodinámicos y fisiográficos descritos (ver apartado 9.4.1 y figura 9.12).

La zonación según la Ley de Aguas (LA) española (BOE, 189, 8 de agosto de 1985) y el Reglamento del Dominio Público Hidráulico (RDPH), opta por una vía hidrológica. Definen así cauce o álveo como: «el terreno cubierto por las aguas en las Máximas Crecidas Ordinarias (MCO), ..., media de los máximos caudales anuales en su régimen natural, producidos durante diez años consecutivos, que sean representativos del comportamiento hidráulico de la corriente» (artículo 4, Capítulo II, Título I de la LA; y Artículo 4.2 del RDPH); sin embargo, reconocen que para casos de incertidumbre debe apoyarse en criterios geomorfológicos, medioambientales y sociales. Se ha observado, que para los ríos españoles la MCO corresponde a caudales que oscilan entre períodos de retorno de 1,1 y 9,8 años, con una media de 3,7 años y 0,6 de desviación (CEDEX, 1994). El resto de las zonas (servidumbre y policía) tienen una delimitación métrica. Las riberas (R) corresponden a franjas entre aguas altas y bajas.

La ordenación de usos en áreas de riesgo potencial por inundación durante crecidas, adopta criterios variables. En EE.UU. (Hoggan, 1989), la Agencia Federal de Gestión para situaciones de Emergencias (FEMA) propuso separar en dos zonas la llanura inundable (*floodplain*):
- *Floodway,* o zona por donde podría circular la crecida de T=100 sin producir sobreelevaciones (Se) superiores a 0,3 m. Para ella recomiendan usos de daño potencial bajo sin que obstruyan el flujo y no localizar estructuras, terraplenes o almacenamientos permanentes de materiales y equipos; los usos idóneos son: horticultura, viticultura, campos de golf, reservas naturales, áreas de juego, etc.
- *Fringe,* hasta el final de la llanura inundable y a ambas márgenes del *floodway.* Recomienda elevar o proteger nuevas estructuras, respecto a la elevación que produciría una crecida de T=100.

Recomendaciones sobre ordenación de la propia L.A. española y el Reglamento; contemplan:
- (1) Cauce: delimitación como dominio público hidráulico (proyecto LINDE).
- (2) Zona de servidumbre (Z.s.): se requiere autorización de la Confederación Hidrográfica para plantar especies arbóreas y sobre todo edificar, lo cual sólo será concedido excepcionalmente.
- (3) Zona de policía: requiere autorización de la Confederación Hidrográfica para construcciones de todo tipo, alterar sustancialmente el relieve, extraer áridos y para crear cualquier obstáculo a la corriente.

Una propuesta de ordenación de usos en zonas inundables del CEDEX (1991) para la Dirección General de Obras Hidráulicas, recomienda los siguientes usos:
- (A) Vía de intenso desagüe: aquélla por donde puede circular un caudal de T=100 sin producir sobreelevaciones mayores de entre 0,1 y 0,5 m (según circunstancias); usos agrícolas (labranza, pastos, horticultura, viticultura, césped, silvicultura, etc.), industrial-comercial (almacenes temporales, aparcamientos de vehículos) y residenciales-recreativos (jardines, parques, pistas polideportivas, campos de golf, reservas naturales y de caza).
- (B) Zona inundable (T=500): usos residenciales (viviendas con planta baja a cota superior a T=100) y comerciales-industriales (a alturas para que no se produzcan calados superiores a 0,5 m con la T=100, o con medidas impermeabilizadoras).

Finalmente, la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones (Ministerio de Justicia e Interior; MJI, 1995), utiliza criterios hidrológicos y estimación de las afecciones y daños que puedan producirse. Así, en la clasificación de áreas inundables distingue:
- Zona A de riesgo alto: en donde una avenida de T≤ 500 producirá grandes daños a núcleos de población importantes. También considera de riesgo máximo aquellos lugares donde avenidas de T=50 producirían impactos a viviendas aisladas, o daños importantes a instalaciones comerciales o industriales y/o a servicios básicos. A su vez, subdivide ésta en zonas de: riesgo alto frecuente (A-1), con T=50; riesgo alto ocasional (A-2), con T=100; y riesgo alto excepcional (A-3), con T=500.
- Zona B de riesgo significativo: áreas no coincidentes con A, donde la avenida de T=100 producirá impactos en viviendas aisladas y la de T≥100 daños significativos a instalaciones comerciales, industriales y/o servicios básicos.
- Zona C de riesgo bajo: no coincidentes con A ni B, donde las avenidas de T=500 producirán impactos en viviendas aisladas, y las avenidas consideradas en los mapas de inundación, daños pequeños a zonas comerciales, industriales y/o servicios básicos.

Los procesos fluviales en España *tienen ámbito casi general y, como consecuencia de las configuraciones fisiográficas tan variadas, las características morfográficas y dinámicas en sus corrientes son muy heterogéneas.*

El clima, fundamentalmente la distribución y tipo de precipitaciones, condiciona una notable diversidad de regímenes fluviales y caudales medios que oscilan entre 500 m^3/s del Ebro y los 30 m^3/s del Segura. Existen, desde áreas con un máximo en verano debido a la alimentación nival (Pirineo y Sierra Nevada), a otras con dos invernales (región cantábrica oriental), detectándose un predominio de máximos en primavera y otoño. Las regiones costeras mediterráneas presentan además regímenes muy irregulares con prolongados períodos de estiaje interrumpidos por crecidas, en general producto de lluvias convectivo-orográficas otoñales, que conllevan caudales punta altos.

El sistema hidrográfico está estructurado en múltiples cuencas de drenaje, exorreico desde el interior de la Península e islas hacia su periferia ocupada por la costa; su tamaño oscila entre microcuencas en el litoral y grandes cuencas interiores encabezadas por la del Duero con sus 97.290 km^2 (dimensión a nivel de toda la Península). Para su estudio y gestión, tradicionalmente se han clasificado en diez sectores o grupos de cuencas: Norte, Duero, Tajo, Guadiana, Guadalquivir, Sur, Segura, Júcar, Ebro y Pirineo Oriental; los territorios insulares gozan de consideración especial, sobre todo los archipiélagos Canario y Balear. En conjunto totalizan más de 62.000 km lineales de cauces fluviales.

Respecto a la morfología y dinámica, dichas corrientes reproducen la variedad de regímenes; existen: desde torrenteras en montaña con alta pendiente, a marismas, planas y zonas deltaicas en el litoral; desde amplios valles ocupados por sistemas de aterrazamiento, a profundas gargantas y cañones fluviales; y desde ríos de régimen permanente y canal estabilizado a torrentes de carácter excepcional, sean arroyos interiores o ramblas litorales. Éstas últimas presentan una morfogénesis compleja, pues la arroyada en los interfluvios se mezcla con la acción del canal; de ello deriva una morfología mixta con glacis, terrazas y glacis-terrazas.

Los grandes ríos suelen ser de canal sencillo, rectilíneos o meandriformes; debido al encajamiento de la red, esta morfología con canal único se ha ido agudizando a lo largo del Cuaternario. Sin embargo, pueden tener un carácter múltiple a microescala (cambios locales de pendiente o carga sólida, generando canales anastomosados), o a mesoescala en llanuras intermontanas (torrenteras pirenaicas), salidas hacia piedemontes (fan deltas y abanicos de litoral bético) o desembocaduras (deltas).

Por lo que respecta a las formas fluviales mayores, abanicos aluviales con funcionalidad actual o subactual se localizan en frentes montañosos activos tectónicamente, como aquéllos que limitan algunas depresiones en las Cordilleras Béticas (corredor de Alhama de Murcia, Campo de Dalías, Valle de Lecrín, entre otras); en ocasiones alcanzan la costa, constituyendo abanicos litorales (Sierra de Carrascoy-Mar Menor).

Los sistemas de aterrazamiento con desarrollo considerable, están ubicados en las principales depresiones peninsulares o valles de los grandes ríos. En ellas, partiendo de superficies finineógenas (correlacionables con la raña), han formado amplias artesas asimétricas donde fueron diferenciados clásicamente varios niveles de terrazas, supuestamente correlacionables en edad y cota entre cuencas. Estudios detallados en localizaciones idóneas, permiten reconocer en la actualidad un mayor número de terrazas: Duero, 14 (desde +144 m); Ebro, 8 (desde +220 m); Tajo, 14 (desde +195 m); Jarama, 20 (desde +210 m); Henares, 22 (desde +212 m); Guadalquivir, 17 (desde +200 m); el río Guadiana, aunque tan sólo presenta tres niveles de terraza (desde +50 m), tiene la particularidad de haber desarrollado una llanura aluvial entre Mérida y Badajoz de casi 10 km de anchura.

En áreas del Macizo Hespérico, como Galicia, existen patrones de drenaje heredados al menos desde el Neógeno, con fenómenos de epigénesis y antecedencia; se generan ríos colgados en la costa (Jallas) y extrañas trayectorias de la red (Sil y Miño). Por el contrario, las corrientes del área mediterránea tienen un origen muy reciente y fuerte control neotectónico. Buena parte de los ríos en las depresiones del Duero y Guadalquivir, han evolucionado desde trazados muy diferentes a los actuales mediante complejos procesos de captura y fuerte control del nivel de base marino.

Ver al respecto:

- E. Hernández-Pacheco, *Los cinco ríos principales de España y sus terrazas*, Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., Ser. geol., 36, 1928.
- P. de Miguel, E. Rodríguez, L.F. Vila *et al.*, *Riberas marítimas, fluviales y lacustres: elementos para una ordenación*, CEOTMA, Madrid, 1982.
- V. Castillo, *Estudio cuantitativo de paisajes fluviales*, Tesis Doct., ETSIM, UPM, Madrid, 1986.
- M. Arenillas y C. Sáenz, *Los Ríos*, Alianza Editorial, Madrid, 1987.
- ITGE, *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000*, Madrid, 1989.
- MOPU, Guía de los ríos de España, *Revista MOPU*, 378, 1990.
- J.L. Peña Monné, *El relieve*, Síntesis, Madrid, 1991.
- M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 1994.

La presencia de capturas se detecta por la aparición de disposiciones anómalas en planta (codos de captura), morfologías o depósitos en tramos actualmente no funcionales y cambios bruscos del perfil longitudinal (variaciones netas de pendiente, resaltes de captura e incluso cascadas); éstos últimos son analizados con índices de gradiente y sus correspondientes puntos de inflexión. Por su parte, las inversiones de la red suelen investigarse con estudios de los depósitos (paleocorrientes, componentes anómalos, etc.), y morfologías en los perfiles de las formas mayores (terrazas).

La integración de todos esos datos, obtenidos con una visión espacio-temporal, debería servir para formular modelos sobre la funcionalidad de estos procesos y sus patrones evolutivos. Sin embargo este campo no ha progresado lo suficiente en Geomorfología, quizás porque la modelación requiere una base teórica, matemática e informática, poco desarrollada.

Durante la década de 1960 hubo un notable avance en Geomorfología Fluvial cuantitativa, quedando poco después estancada: quizás las aproximaciones eran inadecuadas para conocer los procesos fluviales que, en muchos aspectos, son altamente complejos. Sin magnificar las cuantificaciones y siempre que no queden reducidas a listados o formulaciones carentes de objetivos generales, deberá profundizarse más en este campo, apoyando planteamientos teóricos y modelos genético-evolutivos.

Los procedimientos seguidos en esa vía de modelación son: físicos, trabajos en laboratorio con canales a escala *(flumes)* y variando cada factor limitante; analógicos, que comparan variaciones geométricas con otros fenómenos (p.ej., meandros con el movimiento ondulatorio); y matemáticos, tanto determinísticos teóricos, conceptuales y empíricos (p.ej., tipos de canal-factores externos), como estocásticos (p.ej., tasas de emisión para sedimentos).

También esta vía tiene sus limitaciones y, a veces, el afán por generar modelos ha llevado a la simplificación excesiva de las variables y parámetros implicados, llegando a algunos empíricos difícilmente extrapolables a otras regiones.

La actuación antrópica sobre los cauces, ha hecho que muchos ríos presenten obras de regulación u otras actuaciones modificando su dinámica natural. Los estudios geomorfológicos deben considerar estos parámetros, pues llegan a afectar notablemente los factores condicionantes: regímenes de caudales artificiales, laminación en crecidas, erosión aguas abajo de las represas, sedimentaciones en vasos de embalses, estabilización del canal, cambios en el trazado, etc.

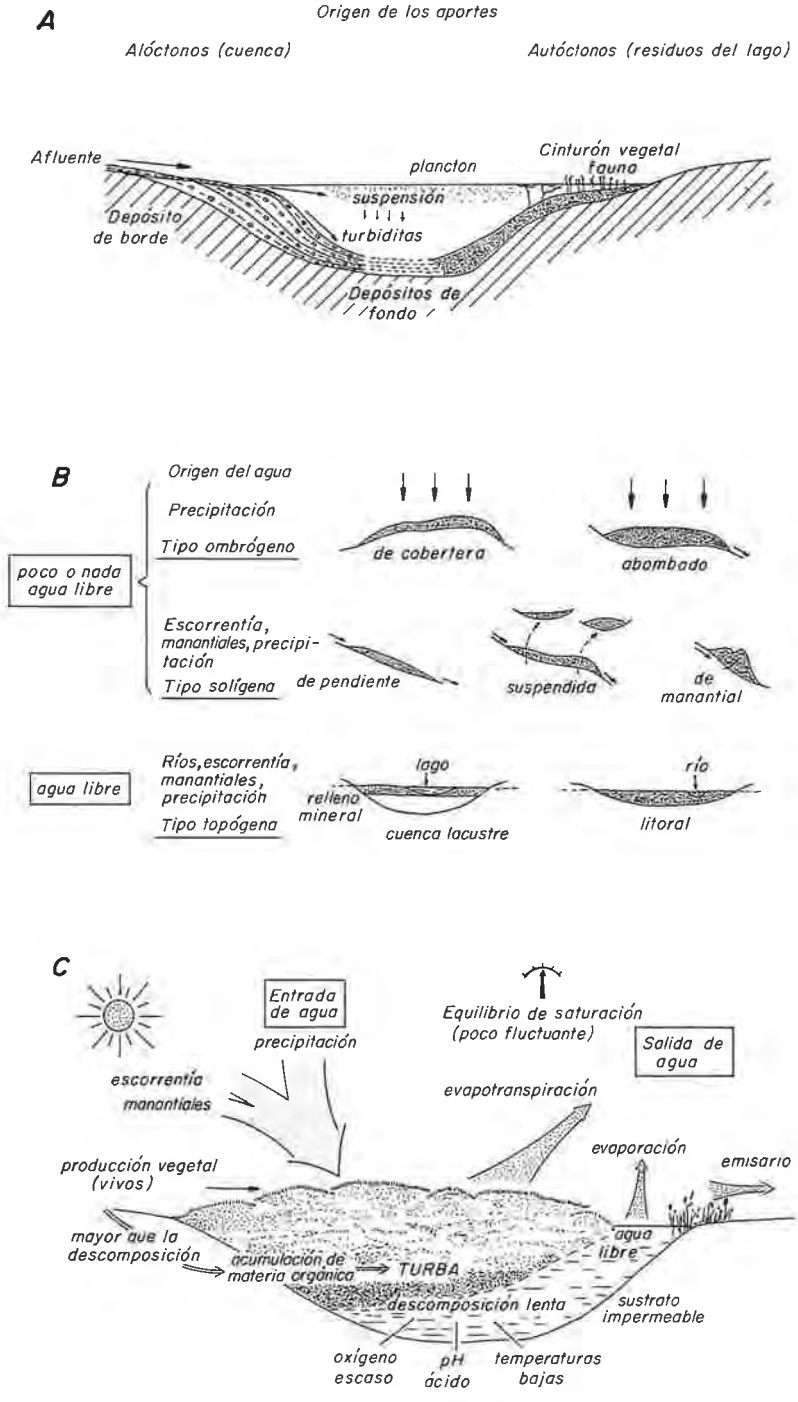


Figura 9.36. A) Componentes y elementos en la sedimentación lacustre; B) Tipos de turberas en relación con las aguas de escorrentía encauzadas; C) Principales factores y procesos que controlan la evolución de una turbera. Basado en Campy y Macaire (1989).

TIPOS DE LAGOS

El análisis de los fenómenos lacustres presenta diversos enfoques, si bien todos ellos pueden reunirse en tres: genéticos, sedimentológicos, y ecológicos (niveles tróficos, ecotermicidad, etc.). En Geomorfología, estos temas suelen quedar incluidos dentro del proceso exógeno al que se asocian genéticamente; razón por la cual interesan aquellas clasificaciones basadas en dichos aspectos, como la de Hutchinson (1) que, parcialmente modificada aquí, permite establecer 12 tipos de lagos:

1. ***Glaciares****:*
- Ocupando depresiones topográficas, bien excavadas por el hielo glaciar (lagos de circo, ibones, piedemonte o subalpinos, y de fiordo), bien tipo kettle.
- Por represamientos debidos a masas de hielo o depósitos glaciares (lagos morrénicos y de outwash).
2. ***Periglaciares****: generados por termocarst en segregaciones del permafrost, deshielo en la capa activa y represamientos en depresiones entre montículos.*
3. ***Aluviales****:*
- Fluviales (de río). Formados en: pozas a pie de cascadas o rápidos, represas por aluviones (lagos de levée), llanuras inundadas, cauces abandonados (lagos de avulsión), estrangulamientos (lagos semilunares, galachos, bancos u oxbow lakes) y zonas con escasa pendiente (lagos deltaicos y marismas).
- Asociados a abanicos, arroyos o guadi (uadi): sebja (sebkha), playa-lakes, chott y salares.
4. ***Eólicos****: ocupando cubetas de deflación o represados por arenas eólicas y loess.*
5. ***De disolución****. Situados en zonas deprimidas, debidas a disolución o colapso en materiales carstificables como rocas carbonáticas, yesos y haluros: lagos de dolina, polje, surgencia o sumidero, y cenotes.*
6. ***Costeros****. Represamientos de aguas marinas por barreras que originan las corrientes litorales (lagos de tómbolo y flecha) u oleaje (lagoon costero), o de agua salobre continental mediante cierres con depósitos mixtos (albuferas).*
7. ***Gravitacionales****. Corrientes retenidas a causa de los materiales movilizados en caídas, deslizamientos y flujos.*
8. ***Bioconstruidos****. Represas fitogénicas, por bloqueo vegetal, presas de animales (castores), acumulaciones travertínicas o construcciones biogénicas (corales).*
9. ***Tectónicos****. Asociados a movimientos corticales:*
- Movimientos epirogénicos que aíslan determinadas cuencas respecto a otras masas de agua generales.
- Basculamientos, plegamientos, combamientos y zonas de rift, con resultados similares a los anteriores.
10. ***Volcánicos****: maars, calderas, lagos de cráter y represamientos por coladas lávicas.*
11. ***Meteoríticos****: ocupando las depresiones en el cráter de impacto.*
12. ***Antrópicos****: con origen o modificados mediante la acción humana.*

Debido a su repercusión en el paisaje, asociación con cambios climáticos recientes y a sus implicaciones biológicas, las turberas (figura 9.36) son el único proceso limnológico que goza de cierta autonomía en aquellos análisis geomorfológicos más próximos a la Geología del Cuaternario.

Por lo que respecta a la morfometría de estas cuencas o depresiones, su estudio sigue los mismos métodos que se indicaron en el capítulo 3, si bien los procedimientos deben apoyarse en instrumental específico para batimetrías (2).

(1) - G.E. Hutchinson, *A Treatise on Limnology, I. Geography, Physics and Chemistry*, Wiley, New York, 1957.
(2) - L. Häkanson, *A manual of lake morphometry*, Springer, Berlin, 1981.
- L. Häkanson y M. Jansson, *Principles of Lake Sedimentology*, Springer, Berlin, 1983.

Los ambientes lacustres en la Península Ibérica, *presentan una amplia variedad de tipos genéticos. Sirvan como ejemplos los lagos y lagunas: glaciares de circo, valle y cierre morrénico (lago de Sanabria, ibones pirenaicos, lagunas de Gredos y Peñalara, lagos Enol y La Ercina, y laguna Negra), fluviales (marismas del Guadalquivir, lagunas en el delta del Ebro, galacho del Juslibol y aiguamolls del Ampurdán), de disolución cárstica (torcas de Cañada del Hoyo y Pozo Azul), eólicos (corrales de Doñana, malladas del Saler y lagunas de la Tierra de Pinares), costeras (albufera de Valencia, Mar Menor, salinas de Torrevieja y laguna de Aveiro), bioconstruidas (lagunas de Ruidera), tecto-endorreicas (Gallocanta y Fuentedepiedra) y tecto-cársticas (Banyoles).*

También abundan lagunas en zonas endorreicas o semiendorreicas con aporte de aguas subterráneas y pluviales; son característicos los «lavajos y salobrales» en las campiñas de ambas mesetas (Villafáfila y Las Torres), la Mancha (Tablas de Daimiel), depresiones del Ebro (Bujaraloz, Sástago) y Guadalquivir (Cañada Rosal).

Ver al respecto:
- B. Tello Ripa y F. López Bermúdez, *Los Lagos*, Alianza Editorial, Barcelona, 1988.
- F. González Bernáldez, *Los paisajes del agua: terminología popular de los humedales*, J.M. Reyero, Madrid, 1992.
- S. Casado y C. Montes, *Guía de los lagos y humedales de España*, J.M. Reyero, Madrid, 1995.

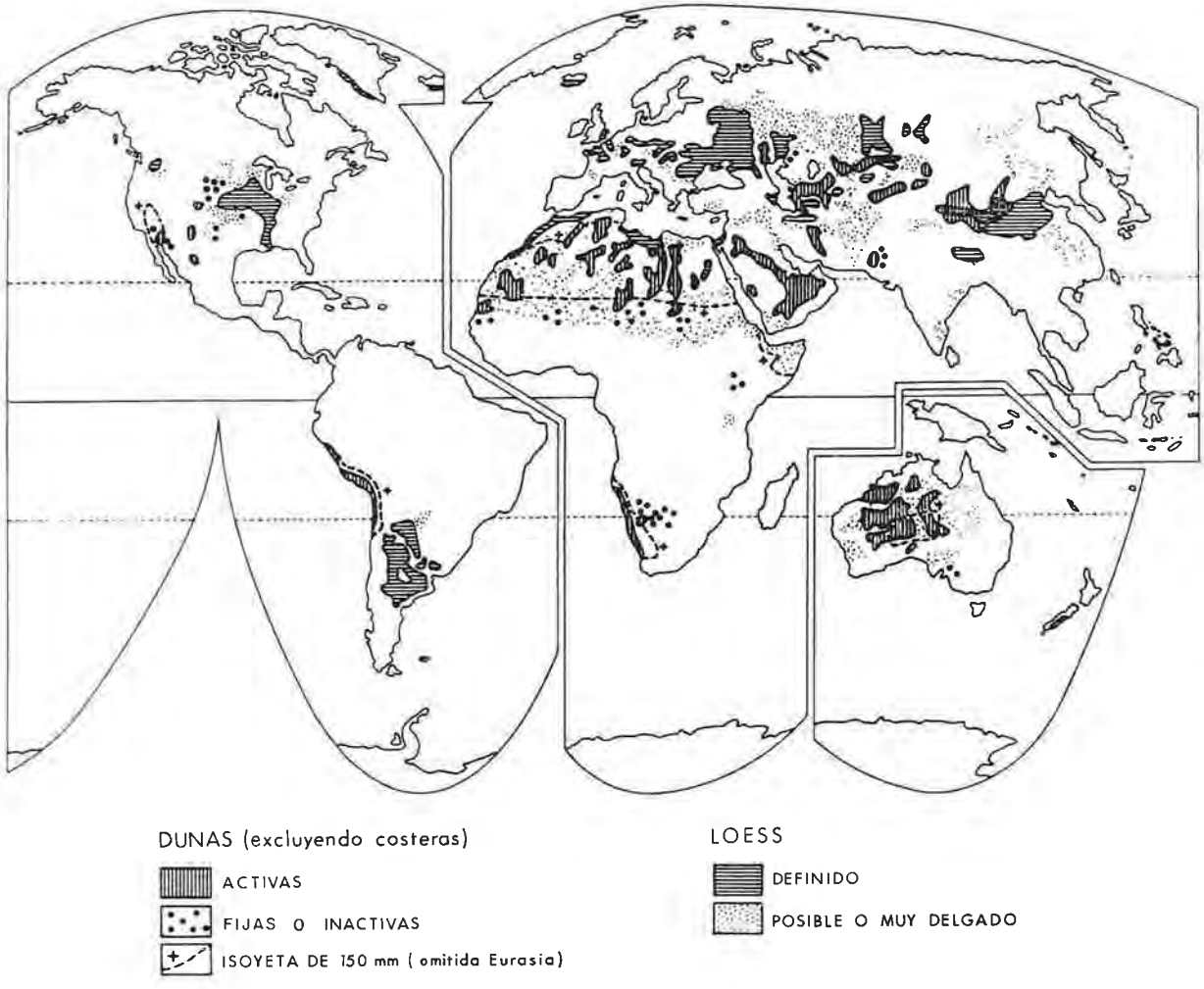


Figura 10.1. Distribución mundial de dunas y *loess* (según Chorley *et al.*, 1984)

10

PROCESOS EÓLICOS

Como las diferencias de presión atmosférica y los flujos de aire que implican son generales en la Troposfera, el agente para estos procesos (viento sin otro tipo de mediación) aparece en cualquier ambiente exógeno. Sin embargo, aquellos productos derivados de sus acciones que llegan a tener entidad suficiente para constituir una categoría morfogenética específica, quedan restringidos a medios muy concretos: llanuras aluviales proglaciares, zonas distales en abanicos de piedemonte, algunas franjas litorales, y regiones desérticas cálidas o frías (figura 10.1). En estos casos, tanto las características granulométricas, edáficas e hidrológicas presentes en el suelo, como las morfológicas y de vegetación, favorecen la máxima eficacia del viento.

El aire está formado por una mezcla de gases ligeros, con baja densidad y escasa viscosidad, cuyo comportamiento mecánico es el de un fluido newtoniano (la deformación es directamente proporcional al esfuerzo). Estas propiedades facilitan flujos turbulentos, ya que las tensiones de inercia predominan sobre aquéllas otras debidas al rozamiento entre capas del fluido.

Dadas esas condiciones, las acciones eólicas sólo son factibles según determinados rangos de velocidad del viento; más que la energía implícita en una masa de aire desplazándose, influye el tipo de flujo y sus cambios, tanto vectoriales (vórtices o torbellinos) como escalares (velocidades críticas).

A nivel general, las tensiones responsables de todos estos fenómenos se deben al roce de las capas de aire con

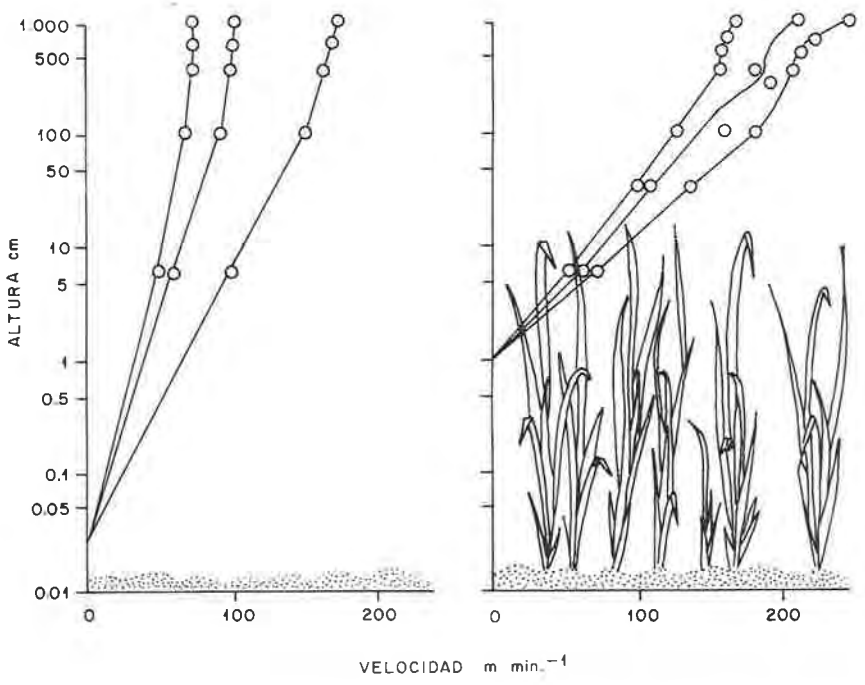


Figura 10.2. Variaciones en la velocidad del viento con la altura: sobre una superficie arenosa (izquierda) y sobre otra con cobertera herbácea (derecha). Puede apreciarse la diferencia de alturas para la capa de frenado. Según Chepil y Woodruff (1963).

los materiales, transfiriéndoles su energía cinética. Esto origina un «efecto de frenado» en el flujo, que se propaga hacia niveles superiores del fluido; cualquiera que sea la velocidad media en la masa de aire, a ras del suelo siempre hay una capa cuya velocidad es cero, siendo responsable de la «transferencia energética» y, por tanto, desencadenante de las acciones eólicas.

La altura de frenado está en función de las rugosidades del suelo y la cobertera vegetal (figura 10.2); por este motivo, vientos de similares características conducen a resultados morfológicos desiguales.

La tensión, fuerza de frenado o tractiva por unidad de área (τ), como en una corriente fluvial, puede expresarse mediante la relación:

$$\tau = \rho V_*^2$$

Siendo: ρ densidad del aire; y V_* velocidad efectiva de tracción o frenado, que es una medida indirecta del frenado o tensión ejercida sobre el suelo por el viento.

10.1. ACCIONES ELEMENTALES DE EROSIÓN, TRANSPORTE Y SEDIMENTACIÓN: MATERIALES Y FORMAS

A pesar de las notables diferencias entre ambos procesos, acciones eólicas y fluviales presentan cierto paralelismo en su desarrollo dado que agua y aire son fluidos newtonianos.

Así pues, también aquí erosión, transporte y sedimentación quedan claramente delimitadas y, como las fluviales, tienen un valor referencial o «modelo» al analizar otros procesos en la Naturaleza.

La energía transmitida por el viento a la superficie del terreno, se concreta en impulsos de elevación, cizalla e impacto; para llegar a ser efectivos, deben vencer las tensiones de resistencia propias de los materiales (cohesión y peso), así como otras ocasionadas por las fricciones entre ellos (rozamiento).

La elevación viene regulada por el efecto Bernouilli, es decir, tensiones generadas en las modificaciones locales del flujo alrededor de partículas, granos o gránulos; es un impulso selectivo.

La cizalla es la tensión de transferencia energética debida al «roce» entre las capas de aire y el suelo; puede considerarse un impulso no selectivo.

El impacto lo ocasionan los clastos, granos y partículas impulsados por el viento, siendo una acción de choque inelástico que da lugar a arranque y desgaste.

La cohesión, o fuerza de resistencia al arranque, varía según la textura, cantidad de agua en los poros, y compactación o cementación que tengan los materiales.

El peso, o fuerza de resistencia al movimiento, está en función del tamaño y naturaleza de las partículas, granos y gránulos. Debido a flujos secundarios o torbellinos, las velocidades efectivas para su movilización son muy variables, si bien, hay una relación directa entre tamaños y velocidad del viento.

10.1.1. La erosión

La erosión eólica puede realizarse por **deflación** (arranque-vaciado) y **corrasión** o **abrasión** (arranque-desgaste). Al igual que ocurre para ambientes fluviales, muchos no suelen matizar entre esos dos últimos términos, usándolos indistintamente. Sin embargo, algunos utilizan abrasión al referir desgastes homogéneos (pulidos y similares) y

Foto 10.1. Alveolos o microcavidades producto de la corrasión eólica. También suelen denominarse «alveolizaciones», «tafonizaciones», «picaduras de corrasión» y, popularmente, «nidos». Areniscas del Aguerguer en el Sáhara Occidental (foto C. Vidal Box; colección Dept. Geodinámica U.C.M.).

corrasión desgastes selectivos (oquedades y similares), mientras otros consideran la abrasión a nivel de proceso y la corrasión sus efectos; **atrición** es el desgaste mutuo entre los mismos clastos que ejercen la abrasión.

La acción abrasiva ejercida por el viento cargado de partículas o gránulos, impulsados y proyectados contra los obstáculos, origina unos elementos morfológicos comúnmente denominados **ventifactos**; los más frecuentes son:

- **Pulidos**. Superficies rocosas muy uniformes (sin contrastes micromorfológicos), resultado de una acción abrasiva continua y generalizada; tienen ciertas semejanzas con pulidos glaciares. Sin ser propios de litologías específicas, siempre que presenten un grado mínimo de compactación y coherencia, son incompatibles con la descamación, exfoliación o fragmentación, ya que esos fenómenos impiden su desarrollo al renovar continuamente la superficie expuesta a la abrasión.

- **Facetas** o **facetados**. Clastos con aristas bien marcadas que, a modo de microcrestas, definen superficies diédricas o poliédricas, por lo cual se denominan bi, tri o polifacetados; también suele considerarse facetado a superficies diédricas de mayores dimensiones, hasta un metro, localizadas en rocas *in situ*. Aunque la fragmentación pueda facilitar su desarrollo, el facetado es debido a abrasiones diferenciales y aparece con litologías compactadas, coherentes y de composición homogénea.

- **Alveolos** o «picaduras de corrasión». Son microoquedades de dimensiones variables, desde milímetros a algún centímetro, interconectadas entre sí en agrupaciones y propias de superficies verticalizadas expuestas frontalmente al viento. Suelen originarse en todo tipo de rocas coherentes, unas horadables por desagregación o fragmentación granular, otras no; dentro de éstas últimas, especialmente las solubles, con frecuencia constituyen formas heredadas que sufren ligera remodelación eólica. Tanto el efecto de interferencia frontal, como la constancia del viento y su capacidad al movilizar gránulos y granos contra el obstáculo, son factores determinantes para la presencia de estas fisonomías.

- **Acanaladuras** y **estrías**. Sistema de ranuras o microcanales, paralelos, subparalelos o interconectados, pero siempre según la dirección del flujo. Son características de superficies rocosas o bloques individualizados con litologías similares a las descritas para los alveolos. Sin embargo, la inclinación de estas superficies suele ser menor y en cualquier caso no interceptan frontalmente el flujo, sino que lo canalizan a lo largo de ellas. Las acanaladuras tienen perfil en «U» y dimensiones centimétricas, las estrías en «V» y dimensiones milimétricas.

- **Rocas fungiformes**. Masas rocosas aisladas, normalmente agujas, montículos, bloques o similares, que soportan corrasión diferencial muy neta y concentrada en sus zonas basales, presentando perfiles cóncavo-convexos en sentido ascendente; fisonomías características de este tipo son los «tormos» o «setas». Abundan en materiales compactados de textura granuda y aunque resulten de las acciones eólicas, influye también en su génesis la meteorización selectiva al favorecer o dificultar el arranque. Por extensión, también suelen clasificarse como rocas fungiformes aquellas paredes verticalizadas pertenecientes a grandes masas de roca, en cuya base se han desarrollado series de macroalveolos.

Alveolos, acanaladuras, estrías y rocas fungiformes, son morfologías convergentes (similares en su fisonomía, aunque generadas por procesos distintos) con los lapiaz o *karren*, propios de muchas rocas solubles sometidas a procesos de carstificación; este paralelismo, permite aplicar a las primeras el término «pseudolapiaz».

10.1.2. El transporte

El material desplazado por acción eólica puede ir en el seno del fluido, también impulsado sobre el «lecho» (el suelo, entendido como sustrato), o mediante una mezcla de ambos fenómenos. Los factores que controlan esas modalidades de transporte son: por un lado, morfología y tamaño de las partículas o clastos; por el otro, velocidad del viento que, dada la escasa densidad del aire, resulta determinante (figura 10.3). Mientras la ocurrencia de movilizaciones sobre el lecho está regulada por la velocidad crítica de cizalla (tracción o empuje), los desplazamientos en el seno del fluido dependen de unas velocidades medias de sustentación; en ambos casos, el volumen movilizado lo regula la permanencia del viento.

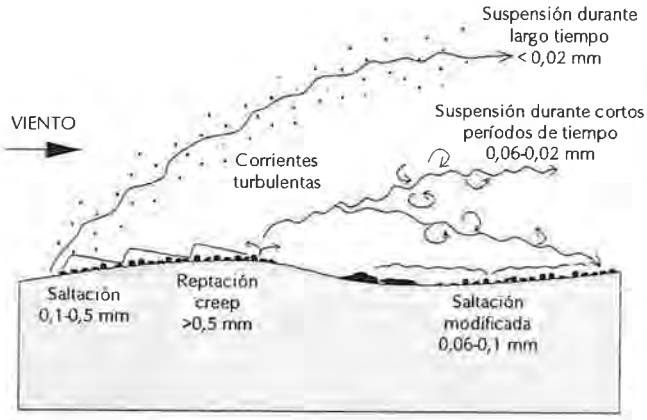


Figura 10.3. Modalidades de transporte eólico. El rango de tamaños indicado muestra una «franja» variable, entre una o dos unidades, en función del viento.

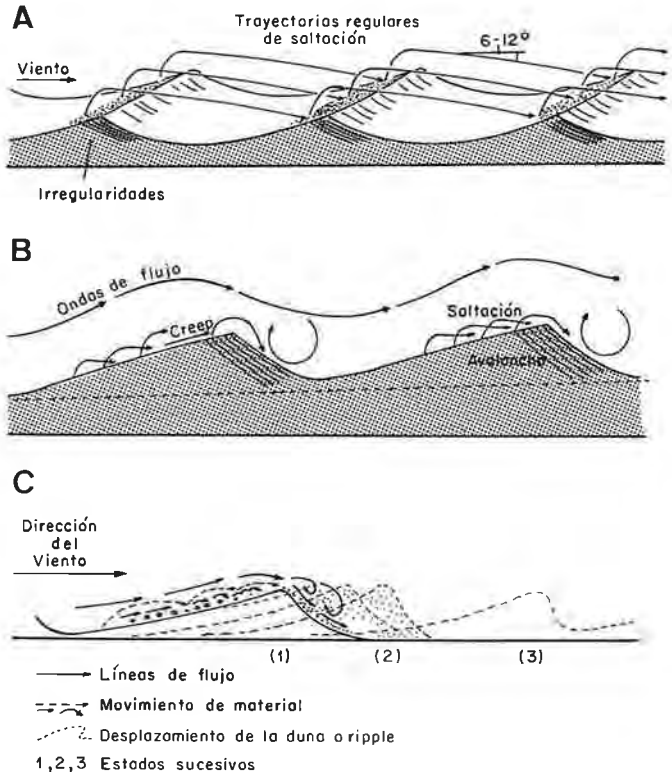


Figura 10.4. Formación de *ripples* y dunas transversas.
A. Bloque diagrama en el cual aparecen saltaciones barlovento-barlovento, es decir, con recorridos mayores.
B. Perfil del mismo fenómeno anterior pero con saltaciones más limitadas, barlovento-sotavento, junto a rodaduras y deslizamientos.
C Desplazamiento normal de un frente de duna o *ripple.*

El movimiento del material en el suelo, o sobre el «lecho», se produce por **deslizamiento**, **rodadura** y **saltación**. Todos ellos suceden en etapas, ya que pueden interrumpirse momentáneamente en base a la intensidad, permanencia y dirección del viento, o por modificaciones en la rugosidad del terreno.

Las dos primeras modalidades, al ocurrir permanentemente sobre el «lecho» y ser muy lentas por su discontinuidad, se equiparan a una reptación (*creep*). Están limitadas a vientos de gran intensidad, capaces de vencer las tensiones de rozamiento e iniciar el transporte; ocurre con granos y gránulos de tamaño superior a 0,5 mm (entre 1 y 6 mm, como norma).

Debido a esos condicionantes, el transporte más efectivo corresponde a la saltación, es decir, desplazamientos perdiendo contacto con el lecho o suelo: las partículas se mantienen en el fluido mediante impulsos de elevación ocasionados por impactos y sobretensiones turbillonares, pero sin generarse verdaderas tensiones de sustentación. Afecta a gránulos o partículas entre 0,5 y 0,06 mm, que también suelen sufrir rodadura y deslizamiento; por ello, saltación y reptación constituyen fenómenos asociados, siendo responsables del mayor volumen de transporte «interno» en estos medios.

El material soportado por el fluido de continuo, se desplaza con la masa de aire manteniéndose en **suspensión**; el proceso lo inician removilizaciones turbillonares y, una vez elevadas las partículas, su permanencia en el fluido está controlada por tensiones de sustentación. La distancia recorrida, a veces miles de kilómetros, depende de la circulación atmosférica regional y la geometría y tamaño de las partículas. El verdadero transporte en suspensión sólo es posible con dimensiones inferiores a 0,02 mm, pues los tamaños entre 0,02 y 0,06 mm realizan recorridos muy limitados alternando con otros sobre el «lecho»; sufren por tanto un transporte mixto.

Saltación, deslizamiento y rodadura, junto a la suspensión con escaso recorrido, son responsables de dunas y *ripples* o rizaduras (figura 10.4); la suspensión continua da lugar a un transporte de gran recorrido, originando acumulaciones tipo *loess*.

10.1.3. La sedimentación

Más que verdadera sedimentación, en el dominio eólico tiene lugar un «reagrupamiento» de material; sin embargo y desde el punto de vista físico, existe «abandono de carga» cuando cesan las tensiones de empuje y arrastre, o «decantación» al cesar las de sustentación.

La carga transportada sobre la superficie del suelo (carga de fondo), produce acumulaciones onduladas de

EL BARNIZ ROCOSO COMO INDICADOR DE CAMBIOS CLIMÁTICOS Y MÉTODO DE DATACIÓN

*Las **pátinas**, o cubiertas satinadas presentes en superficies de rocas expuestas a la acción meteórica, pueden aparecer en diferentes ambientes al tiempo que tienen origen y naturaleza diversa.*

*Este tipo de «recubrimientos peliculares» abundan en regiones áridas, donde los materiales soportan exposiciones directas y prolongadas a la intemperie. Se trata de **barnices rocosos**, o **barniz del desierto**, compuestos fundamentalmente por minerales de arcilla (hasta un 70%) y óxidos hidratados (no cristalinos), mayoritariamente de hierro y manganeso, que cementan el conjunto. Su color varía desde púrpura a negro si son ricas en Mn, y de naranja a rojo o marrón si son ricas en Fe; presentan aspecto parecido a nódulos ferromagnesianos submarinos.*

En principio asociaron su origen a la propia litología: una especie de «capa de exudación» similar a la producida por alteración química en otros ambientes (ver capítulo 5). Hoy se explican como elementos alóctonos que llegaron hasta la superficie de las rocas transportados, bien por el viento (en suspensión), bien por el agua (solución de humedad ambiental).

Al tratarse de precipitados atmosféricos, pueden ser buenos indicadores paleoambientales y, por su composición, también útiles para dataciones (absolutas y relativas).

- Su uso como «indicadores paleoclimáticos» está basado en los siguientes aspectos:

a) En regiones que soportaron alternancias climáticas áridas-semiáridas (incluso subhúmedas) durante el Cuaternario, las pátinas están compuestas por una sucesión de bandas oscuras (ricas en Mn) y más claras (ricas en Fe).

b) Las bandas ricas en Mn tienen su génesis ligada a la actividad biótica, concretamente bacteriana, que origina estructuras «concrecionales» similares a las «estromatolíticas»; dicha actividad es asociable a concentraciones periódicas de agua (precipitación, inundaciones estacionales, o rocío). Las bandas ricas en Fe, por el contrario, tienen un origen físico-químico según procesos ligados a ambientes hiperáridos y alcalinos, restrictivos para la oxidación microbiana del Mn.

Así pues, en muchos casos estos «barnices» son realmente «microlaminaciones alternantes», que denuncian la exposición de las rocas a ambientes con oscilaciones climáticas contrastadas, normalmente semiáridos-hiperáridos o pluviales-interpluviales.

Para establecer la secuencia de oscilaciones climáticas a que ha estado sometida una región, se construyen gráficas representando las relaciones composicionales Mn/Fe correspondientes a cada una de las capas que forman la pátina.

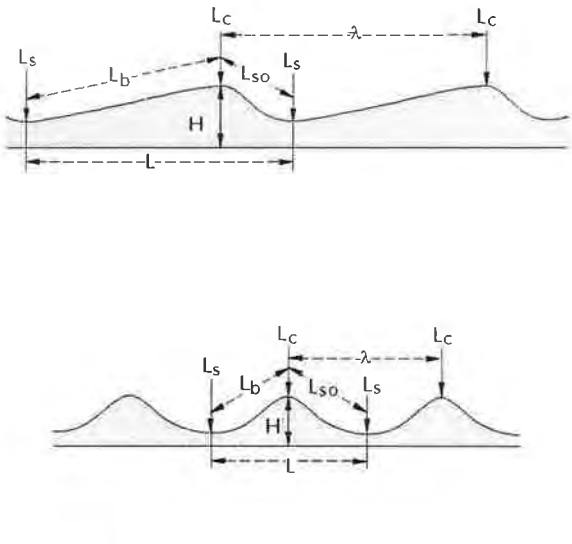
- Si se quiere conocer la «cronología» de la secuencia climática definida mediante las gráficas anteriores, deberán utilizarse las composiciones de los barnices, realizando:

a) Dataciones relativas, de manera análoga a las cronosecuencias edáficas, comparando proporciones entre elementos móviles e inmóviles incorporados al recubrimiento pelicular. Es así como Dorn y Oberlander (1981) llegaron a definir una relación catiónica para barnices desérticos (Varnish Cation Ratio, VCR), según aquellos elementos menos movilizables de los incorporados a la pátina (TiO_2) frente a cationes fácilmente movilizables (Ca y K). De este modo, $VCR = (Ca+K)/TiO_2$.

b) Dataciones absolutas para determinar el inicio del recubrimiento por el barniz, empleando métodos K/Ar en materiales volcánicos y ^{14}C en conchas carbonatadas, entre otros. Así, con series continuas Mn/Fe y antigüedad de la pátina, es posible aproximar secuencias paleoambientales.

Para cronologías del Cuaternario reciente y con el empleo del espectrómetro acelerador de masas (AMS), llega a datarse materia orgánica existente bajo o en el interior del barniz. La materia orgánica consiste en restos de tejidos y pólenes, que quedan «interestratificados» entre las arcillas o los óxidos desarrollados por acreción. Estos métodos están utilizándose actualmente para calcular la edad de petroglifos, morrenas, abanicos aluviales, actividad tectónica y episodios volcánicos recientes.

A



B

	λ modal	Rango de λ	Rango de H
Ripples	8 cm	1 - 300 cm	0,001-20 cm
Dunas (1)	40 m	20 - 300 m	1 - 30 m
Dunas (2)	200 m		
Draas	1500 m	1 - 3 km	20 - 200 m

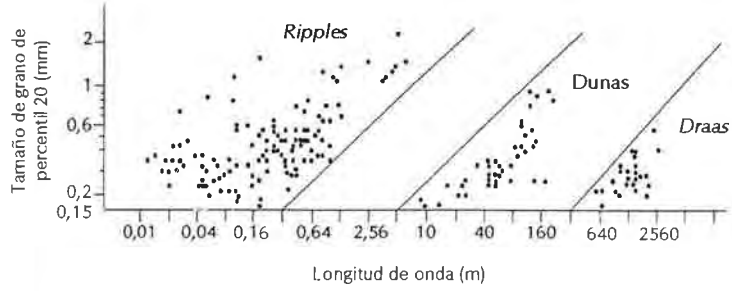


Figura 10.5. Geometría en las ondulaciones eólicas.
A. Parámetros y clasificación por su fisonomía: asimétricas (superior) y simétricas (inferior).
Leyenda: L, longitud; H, altura; L_b, lado de barlovento, ladera o dorso; L_{so}, lado de sotavento, frente o escarpe; L_c, línea de cresta o cresta; L_s, línea de surco o surco; λ, longitud de onda en una asociación de *ripples* o dunas.
B. Clasificación, según Wilson (1972), por la longitud de onda (λ) y los rangos de altura (H); relación entre la longitud de onda (λ) y el tamaño de granos y partículas que forman esas acumulaciones.

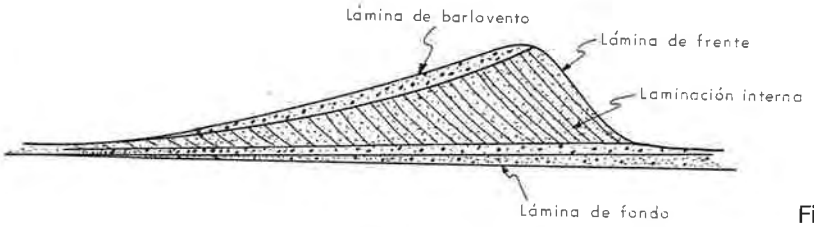


Figura 10.6. Estructura interna de una duna o *ripple*.

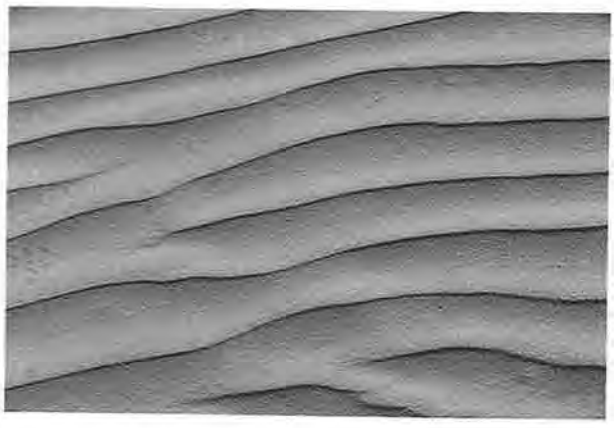


Foto 10.2. *Ripples* o rizaduras en la superficie de dunas (descritas en la foto 10.4); son ondulaciones con carácter regular, crestas agudas y senos acanalados, denunciando una buena selección en los tamaños de la arena. Foto L. Bartolomé.

dimensión variable, aludidas genéricamente como dunas. Éstas, al igual que sobre el lecho fluvial, inician su formación con desplazamientos continuos a favor del flujo: las partículas son trasladadas de barlovento a sotavento, donde se localizan pendientes más elevadas y tiene lugar el crecimiento de la duna (ver figura 10.4).

Los procedimientos para clasificar esas formas onduladas son muy variados: bien por sus dimensiones (figura 10.5), bien por su morfología y aspecto externo (simetría, asimetría, asociación, etc.); a veces por su estructura interna (tipos de láminas, por ejemplo; figura 10.6); y frecuentemente en base a su génesis (figura 10.7). Cualquiera que sea la clasificación utilizada al determinar tipologías individuales, los principales grupos de ondulaciones se separan mediante dispersiones en su longitud de onda. Así aparecen tres categorías (de menor a mayor): ***ripples*** (rizaduras), **dunas**, y ***draas*** (denominación de procedencia argelina) o «grandes colinas de arena» (figura 10.5B).

Las dunas presentan gran variedad de fisonomías y asociaciones (figura 10.8). Las **transversas** son debidas al

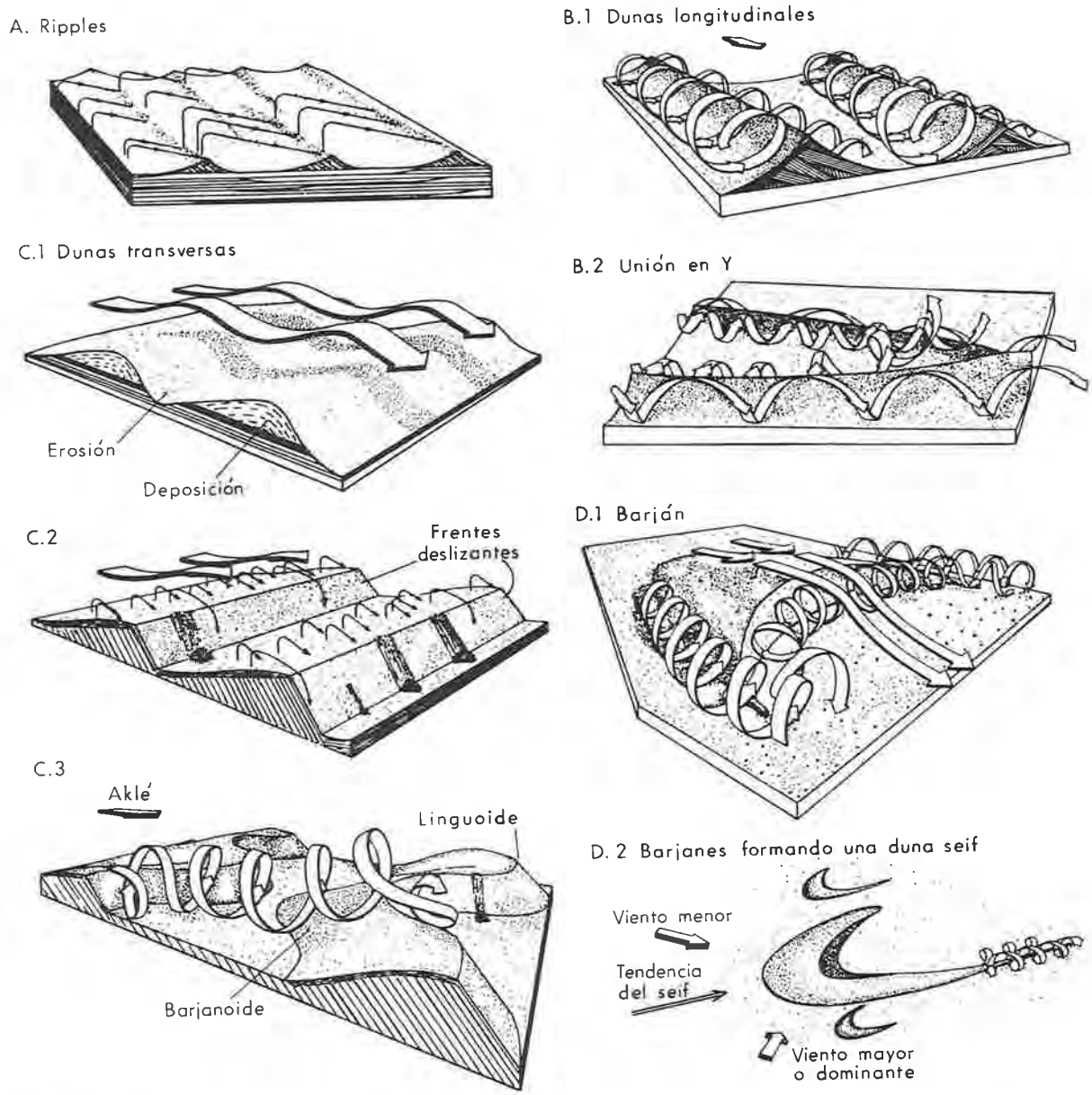


Figura 10.7. Vientos dominantes y vórtices para los principales tipos de dunas. Según Warren (1979), y Selby (1985).
A. Formación de *ripples* por saltación.
B. Dunas longitudinales debidas a pares de vórtices; la unión en Y se origina al elevarse dichos vórtices sobre el nivel del suelo.
C. Generación de dunas transversas y transformación en sinuosas o *aklé:* 1, desarrollo inicial de dunas transversas, casi simétricas, con un viento dominante; 2, aparición de flujos subsidiarios paralelos al principal y dunas asimétricas con crestas agudas; 3, desarrollo de crestas sinuosas debido a la evolución del flujo subsidiario paralelo a otro cambiante y sinuoso.
D. Flujo alrededor de un barján aislado (1) y teoría sobre la formación de una «duna espada» o *seif* por elongación en uno de los brazos del barján (2).

desarrollo de vórtices según una dirección dominante, y tienen su inicio en aquellos arrastres que producen las oscilaciones aerodinámicas generadas por obstrucciones e inversiones en el viento (ver figura 10.7). La alternancia de formas con crestas convexas (**barjanoides**) y cóncavas (**linguoides**) según la dirección del viento, puede transformar las dunas transversas en **sinuosas**; vientos unidireccionales y amplio suministro de arena, construyen una red compleja de gran sinuosidad, conocida como ***aklé***. Si el suministro de arena es más limitado, las dunas transversas

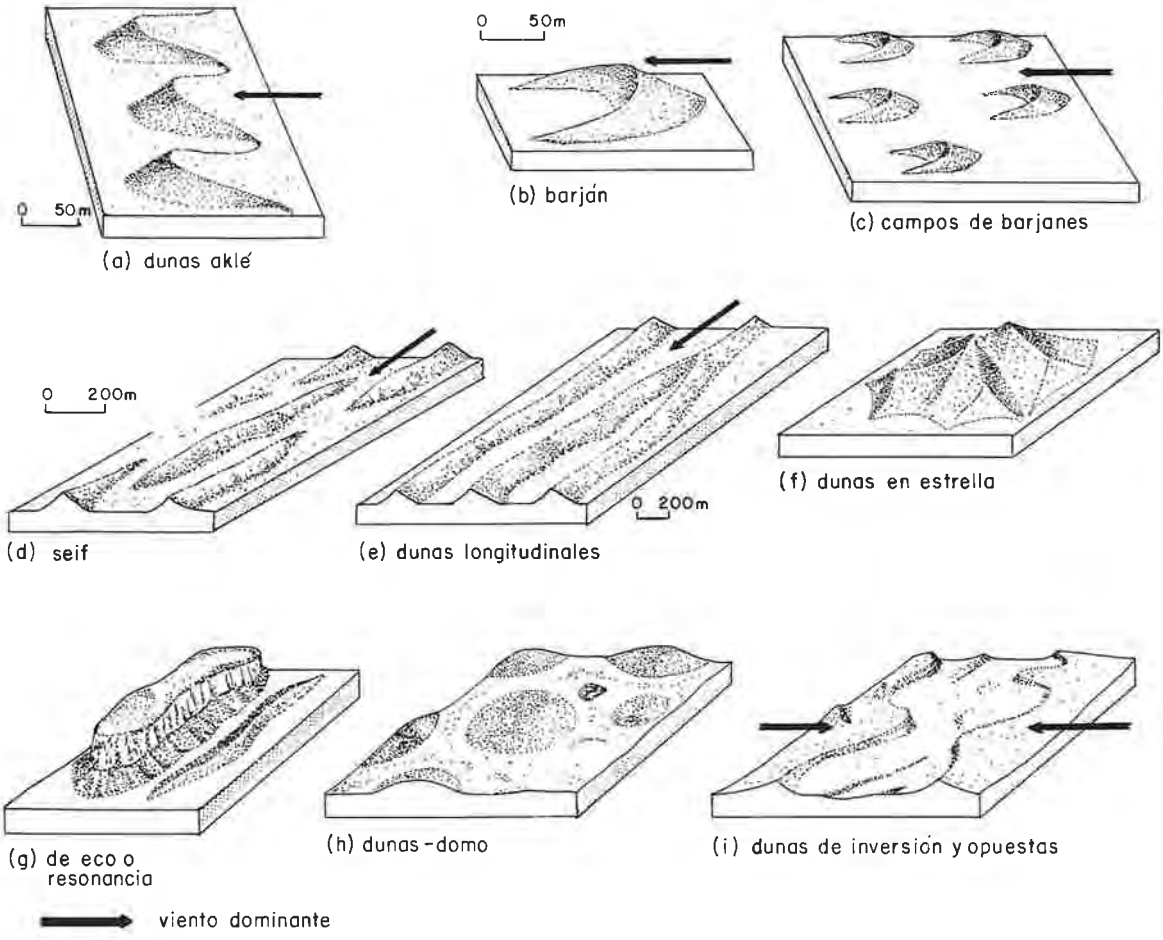


Figura 10.8. Tipos más comunes de dunas (modificado a partir de Clowes y Confort, 1991)

llegan a definir «alineaciones barjanoides», incluso **barjanes**, con desplazamientos de hasta 50 metros por año. Si hay un estancamiento en el flujo, los barjanes pueden ser remodelados a dunas **domo**, es decir, acumulaciones de geometría homogeneizada.

El origen de las dunas **longitudinales** muestra mayor complejidad y suele explicarse mediante el desarrollo de vórtices transversales o «contrarrotación helicoidal de remolinos» (ver figura 10.7); los tipos más comunes son conocidos como ***seif*** o en «espada».

Las dunas en **estrella** suelen proceder de direcciones cambiantes del flujo, y las **inversas** o de **inversión** son un caso intermedio entre transversas y en estrella.

En cuanto a los ***draas***, tienen una génesis aún poco conocida: estas colinas o alineaciones, denominadas a veces «megadunas», son producto de la asociación o coalescencia entre dunas; por ello frecuentemente reciben el nombre de «dunas compuestas» o «complejos de dunas».

Las partículas con tamaños menores de 0,02 mm, en ocasiones desde 0,06 mm, pueden ser transportadas a grandes distancias, es decir, hacia zonas «externas» del dominio eólico, donde dan lugar a ***loess***: formaciones sedimentarias de tamaño limo-arcilloso, composición mayoritaria de cuarzo, tonalidad ocre-amarillenta, y sin una estratificación bien marcada (tabla 10.1).

Formaciones con esas características cubren grandes extensiones de ambos hemisferios, pero sobre todo del Norte, en una banda casi paralela a aquellos límites que tuvieron los hielos durante su máximo desarrollo en la glaciación pleistocena (ver figura 10.1).

Según el origen primario, es decir la procedencia, que tengan sus materiales, hay dos tipos básicos de *loess*: en ambiente frío glaciar y periglaciar o «*loess* verdadero», y en ambiente cálido o «*loess* desértico». Denominarlo «verdadero» responde a que, en principio, no hay duda sobre la contribución circunglaciar como área fuente para las partículas que dan lugar al *loess*, pero resulta más dudosa su asociación con regiones áridas-cálidas tropicales y subtropicales: al menos en lo que se refiere a las grandes extensiones de estos depósitos (ver figura 10.1).

Tabla 10.1. Características generales del loess (modificado de Dapples, 1963).

Color:	Amarillo u ocre amarillento, como más característico; también gris o pardo. Desarrolla suelos con horizonte «A» de tonos oscuros, al ser rico en materia orgánica.
Textura:	a) Friable. b) Está formado fundamentalmente por fracción limosa, pero también contiene partículas del tamaño arcilla y arena. En general, la fracción entre 0,01 y 0,05 mm forma al menos el 50% del peso del material. c) Los granos de arena o de limo grueso, suelen estar rodeados por un agregado de partículas arcillosas y son angulosos o subangulosos. e) Al microscopio muestran texturas sueltas y abiertas, con pocas uniones entre los granos y muchos vacíos intergranulares.
Composición:	a) La fracción tamaño arcilla es variable, aunque la montmorillonita y la illita son los minerales más abundantes. b) La fracción tamaño limo está compuesta por cuarzo (≈50%); a veces feldespato, hasta ≈20%; calcita, dolomita y micas, menos del 10%; localmente tiene pequeñas esquirlas de ceniza volcánica y, en menor proporción, sílex, hornblenda, clorita y piroxenos. c) La fracción tamaño arena es dominantemente silícea y, en menor proporción, aparecen agregados de minerales arcillosos. La calcita es un componente importante, aunque no exista siempre, y suele presentarse en concreciones, tubos, conchas de gasterópodos y cementando otros granos.
Estructura:	a) En muchos afloramientos se observa un diaclasado vertical. b) Las estructuras tubulares, pueden aparecer hasta 9 ó 12 metros por debajo de la superficie. Incrustan raíces y a veces están asociadas con pequeños tubos formados sobre raicillas de 1 mm de diámetro o menos. c) En las superficies de fractura, aparecen incrustaciones de carbonatos y también en torno a las raíces visibles; por debajo de las zonas socavadas pueden formarse microestalactitas. d) Las concrecciones de calcita son muy frecuentes; la profundidad a la que empiezan a aparecer es directamente proporcional a la pluviosidad.
Propiedades técnicas:	a) La permeabilidad vertical para el agua es mayor que la horizontal. b) Al ejecer una carga sobre un *loess* saturado en agua, se produce una rápida consolidación del mismo. El *loess* seco, soporta pesos que no puede soportar después de su saturación por la lluvia o las aguas de escorrentía.
Formas topográficas:	a) Forma escarpes, principalmente en las trincheras artificiales y en los ríos. b) A lo largo de los valles se forman verdaderas chimeneas, barrancos estrechos y divisorias agudas. c) Recubren la topografía anterior. d) Forma sistemas de drenaje complejos. Las vertientes presentan rellanos escalonados, debidos a los deslizamientos de tierras.

En el primer caso, la acción eólica actúa sobre amplias llanuras fluvio-proglaciares (*outwash*), donde hay depósitos finos (la «harina glaciar») y ambiente propicio: el circunglaciar o «periglaciar» desértico y semidesértico (estepario). En regiones con esas características y durante las etapas glaciares y tardiglaciares cuaternarias, tienen su origen las partículas que conforman muchos *loess*, probablemente casi todos que existen en el mundo.

El otro área fuente posible siempre fue discutida, debido a la granulometría tan gruesa de los fragmentos presentes en desiertos tropicales o «de arena». No obstante, algunos consideran que tanto abrasión como meteorización, aun siendo escasas, son capaces de generar tamaños aptos para ser transportados a grandes distancias por el viento. En medios semiáridos de abanicos aluviales y zonas de *playa-lake*, también hay partículas susceptibles al transporte en suspensión y posterior decantación como *loess*. Aunque estas contribuciones sean mínimas, el problema queda planteado en algunos desiertos que tienen un carácter intermedio, como muchos de Asia Central.

Foto 10.3. Estructuras sedimentarias en arenas eólicas (paleodunas): estratificaciones cruzada planar y en surco, formadas por migración de dunas con cresta recta y sinuosa, respectivamente. La inclinación de las láminas planares denuncia un predominio en la migración hacia la izquierda del observador. Parque Nacional de Zion (Utah, EE.UU.). Foto M.A. Gilmartín.

Foto 10.4. Complejo arenoso eólico tendente a formar «dunas en estrella». Su morfología está definida por alineaciones de crestas casi ortogonales, cuyas orientaciones se deben a la localización en el fondo de un valle; la dirección del mismo controla los vientos dominantes, y aquellos relieves que lo limitan introducen modificaciones secundarias en el flujo. Stove Pyppe Wells, Valle de la Muerte (California, EE.UU.). Foto L. Bartolomé.

Foto 10.5. Arenas acumuladas por removilización eólica de depósitos previos (fluviales poco encauzados o de arroyada) durante los períodos fríos pleistocenos (glaciales). Hoy aparecen estabilizadas y definen la comarca «Tierra de Pinares». En superficie pueden reconocerse aún crestas, barjanes y cubetas de deflación. Burgomillodo (Segovia).

10.2. CONCATENACIÓN DE LAS ACCIONES ELEMENTALES: FORMAS Y DEPÓSITOS MAYORES

Las acciones eólicas frecuentemente están ligadas a ambientes morfogenéticos que, sin ser extraños, no pueden calificarse como propios: caso del litoral, ciertas llanuras aluviales proglaciares, zona distal de abanicos aluviales, y lagunas efímeras en zonas semiáridas; aquí los fenómenos eólicos suelen limitarse a removilizaciones generando algunas formas individualizadas, comúnmente recrecimientos dunares.

En medios áridos e hiperáridos, los procesos eólicos aparecen como casi los únicos capaces de modificar el relieve; las acciones están perfectamente concatenadas y sus efectos morfogenéticos deben analizarse siguiendo aquellos mismos esquemas adoptados para el caso de ríos o glaciares, esto es: erosión y transporte son responsables de la «denudación» o vaciado, y la sedimentación de rellenos o «colmataciones».

Al igual que esos procesos citados a nivel comparativo, también los eólicos realizan reelaboración continua sobre morfologías en desarrollo, caso de las dunas, y exportan masa fuera del medio o dominio específico del proceso, caso de los *loess* (figura 10.9).

La denudación actúa sobre la fracción fina del sustrato no consolidado, quedando el consolidado y detrítico grueso que, a su vez, sufre la acción abrasiva. En estas condiciones, si hay un exceso de finos, modelan depresiones por sobreexcavación: son las **cubetas de deflación**. Si el material está consolidado y tiene cierta consistencia, da lugar a superficies pulidas o **pavimentos**. Con material detrítico heterométrico en el que abundan clastos gruesos, éstos permanecen *in situ* como residuos y forman desiertos pedregosos o ***regs***.

Todos esos fenómenos descritos suelen encontrarse asociados en una misma región, configurando desiertos rocosos o ***hamadas***. En ellos, si hay alternancias litológicas y estructuras tectónicas propicias, llega a canalizarse la deflación ocasionando erosiones diferenciales caracterizadas por relieves o alineaciones de crestas y depresiones. Si no hay un condicionamiento litológico y estructural tan neto, la deflación sobreexcava irregularmente siguiendo conductos o redes entre porciones residuales de las superficies primitivas; estas formas, en las que se reconocen direcciones de flujo por su fisonomía alveolar, constituyen los ***yardangs*** o «canales de viento».

En continuidad con las morfologías de denudación y en localizaciones preferentes acomodadas a la tendencia dominante de los vientos, existen otras originadas por la concentración de materiales que proceden de aquellos vaciados. Estas formas de acumulación se agrupan en áreas que, según sus dimensiones y de menor a mayor, son: series, campos y mares de dunas; todos ellos suelen aludirse como ***ergs*** o desiertos de arena, si bien sólo a los últimos corresponde realmente el nombre.

10.3. INDICACIONES PRÁCTICAS

Los procesos eólicos tienen especial repercusión en franjas límites de desiertos y muchas zonas semiáridas; en esas regiones, a pesar de su baja demografía, la interferencia entre dichos procesos y las actividades antrópicas puede llegar a ser importante.

Las modificaciones en los límites del *erg*, junto a la deflación, son determinantes para el desarrollo y conservación del suelo, soporte de los usos en estos espacios, donde la fragilidad de los ecosistemas hace que su degradación sea extremadamente rápida. Estas circunstancias

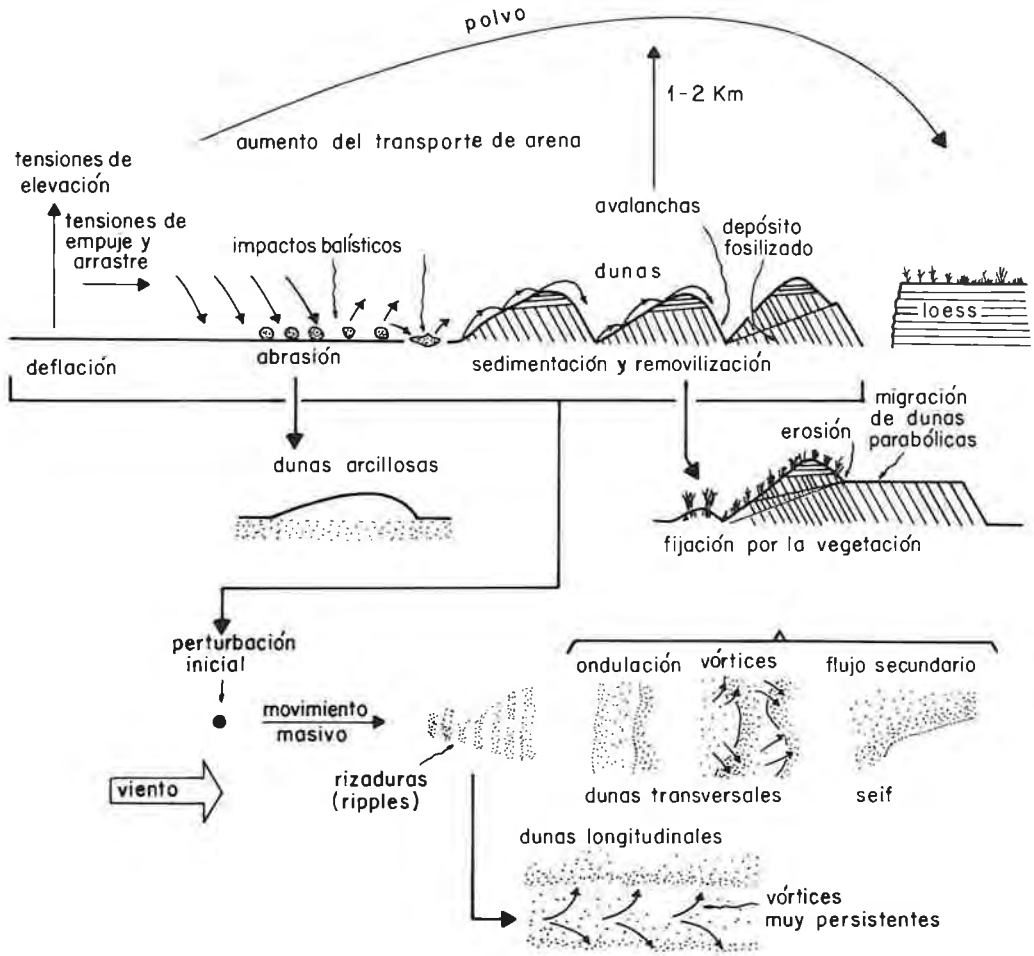


Figura 10.9. Síntesis general de la relación denudación-acumulación en el sistema eólico (según Warren, 1979).

Foto 10.6. Relación entre vaciado y acumulación en ambientes eólicos: en primer término, un suelo «desnudo» y pedregoso (tipo *reg*) debido al vaciado; al fondo, colinas de arena (tipo *draa*) recrecidas por materiales procedentes del *reg*. La franja intermedia con vegetación dependiente de humedades locales en el subsuelo, separa los dos dominios pero no interrumpe la acción eólica que, según muestran las crestas y cuñas pedregosas, domina en el sentido derecha-izquierda. Desierto de Djebel al Barrah (Yemen del Sur). Foto L. Bartolomé.

Foto 10.7. Canalizaciones eólicas en una llanura tipo *reg*. La alineación rocosa corresponde a relieves residuales de diques diabásicos, que actúan como pantalla frente al flujo y generan sedimentación provisional en un área normalmente sometida a deflación. Tisla, Sáhara Occidental. Foto F. Hernández-Pacheco (colección Dept. Geodinámica U.C.M.).

recomiendan investigar posibles «avances y retrocesos de los desiertos» y su relación con cambios climáticos recientes, tal como se apuntó en el capítulo 8.

Por lo que respecta a las técnicas geomorfológicas, su papel es fundamental para el conocimiento evolutivo de las acciones eólicas; «indicadoras» de muchos cambios ambientales con incidencia a escala global.

Cualquiera que sea el objetivo perseguido al investigar estos procesos, resulta imprescindible establecer detalladamente *las características meteorológicas*. Para ello hay que partir de una contextualización regional según su climatología sinóptica, e identificar el tipo y origen de los vientos predominantes (geostróficos, de gradiente, costeros o locales, entre otros); además conviene estudiar situaciones singulares, como la disposición estacional que presentan las masas de aire y posiciones habituales de los frentes capaces de producir vientos anómalos.

Otro nivel de análisis corresponde a aquellas variables imprescindibles para conocer las acciones eólicas, como la dirección, intensidad y duración del viento. Esta información suele obtenerse en superficie, empleando estaciones meteorológicas o evaporimétricas que dispongan de anemómetros, y también en la columna vertical de aire, con globos sonda, mástiles telescópicos o torres. Todos ellos deben reflejar la situación de los vientos durante un período estadísticamente representativo (un mínimo de cuatro años con datos diarios) y según muestreos estandarizados (altura, distancias a obstáculos, etc.).

Junto a las velocidades medias obtenidas con anemómetros de cazoletas y contador analógico, sería útil disponer de una mayor discretización temporal sobre las intensidades; esto posibilita conocer la existencia de rachas o ráfagas puntuales con notables repercusiones geomorfológicas, pues implican velocidades críticas. Para la toma de datos se instalan bandas anemográficas o dispositivos digitales, con almacenamiento en soporte magnético u óptico a intervalos temporales determinados, incluso su transmisión al centro de análisis vía *modem* telefónico o vía satélite.

Al objeto de tener un conocimiento mayor del proceso, junto a las medidas con estaciones estables, pueden abordarse otras de carácter no rutinario en momentos o situaciones climatológicas especiales.

Un procedimiento para analizar la dinámica del viento próximo a la superficie del terreno, es el trazado del aire con humos o gases coloreados. Pequeñas cantidades de estos gases inocuos permiten observar trayectorias de las líneas de flujo, y su dinámica e interferencia con el suelo en remolinos y movimientos turbulentos; también analizar el flujo de interferencia aire-material y estudiar las características de la capa con velocidad nula.

Además de esos ensayos en campo, que podrán seguirse con videograbaciones o fotografías seriadas, existe la posibilidad de llevar a cabo modelos físicos a escala, con túneles de viento construidos a tal efecto en laboratorios.

Los programas informáticos de simulación, permiten elaborar modelos aerodinámicos del flujo; utilizando datos meteorológicos y calibrando los parámetros físicos necesarios, se reproducen las condiciones naturales de varios años en apenas unas horas.

Dado que a este nivel las direcciones y velocidades del viento no siguen patrones característicos, resulta poco eficaz hacer descripciones pormenorizadas, pues sus resultados no serían generalizables; lo normal es simplificar las observaciones y representarlas mediante diagramas tipo «rosa de los vientos» o de evolución en la velocidad con el tiempo.

El estudio de las acciones con incidencia geomorfológica, debe iniciarse por el de aquellos materiales susceptibles de ser erosionados o removilizados. Así, a escala regional y local, hay que conocer las litologías más propensas para ser eolizadas debido a su granulometría (arenas, limos y arcillas) y otras sustancias con partículas de pequeño tamaño y fácil sustentación (polen, nieve, cenizas volcánicas, aerosoles salinos, etc.). Todo ello requiere caracterizar los ambientes y medios que actúan como área fuente: llanuras fluviales, abanicos aluviales y lagos evaporíticos, llanuras proglaciares, áreas con intensa meteorización, piedemontes semiáridos con corrientes esporádicas, y otros (p. ej.: campos de acumulación volcánica o mantos nivales).

La propia naturaleza litológica (condicionante del peso específico), la morfología de sus granos o partículas constituyentes y la cohesión (por humectación, cementaciones o estabilidad mecánica de los agregados) son otros aspectos a considerar. En tanto puede suponer una fijación del suelo o anular el efecto del viento, habrá de recopilarse información sobre la cubierta vegetal: porte, período vegetativo, disposición y densidad de los aparatos foliar y radicular, etc.

Al mismo tiempo y una vez conocidos los parámetros anteriores, el análisis detallado de ventifactos sirve para determinar direcciones y sentidos predominantes del viento, a veces su magnitud (o muy aproximada) y la dureza relativa de los materiales abrasivos.

Investigar la incidencia de la deflación en un territorio, requiere estudios morfométricos detallados y modelos digitales del terreno a gran escala; el análisis multitemporal mediante levantamientos seriados, permite detectar aquellas zonas donde se concentra esta acción erosiva, a qué volúmenes afecta (con sus respectivas tasas) y tipo de litologías y granulometrías que moviliza preferentemente. En ambientes periglaciares, estos fenómenos se hacen patentes por hinchamientos del suelo, ya que el barrido o vaciado anula la capa de nieve protectora; en este caso, es importante considerar el efecto de sublimación ejercido por el viento en la superficie.

A nivel puntual y para algunos estudios de la deflación, es necesario instalar parcelas experimentales: porciones de territorio delimitadas (lo normal son dimensiones superiores a 5 m^2) con características morfográficas, litológicas y edáficas conocidas. Su seguimiento plantea problemas asociados a la propia instalación (vallas o muros) y aparataje, que siempre actúa como obstáculo distorsionando las líneas de flujo y falseando los datos obtenidos.

Otras acciones erosivas, sobre todo la abrasión, son abordadas mediante microtopografías seriadas en superficies

rocosas enfrentadas al flujo del viento. Estos procedimientos permiten evaluar volúmenes y tasas erosivas, o realizar estudios comparados en la vertical del obstáculo rocoso y con distintos tipos de material; además se recurre a la interposición de superficies frente al flujo, incluso a la instalación de pequeñas probetas rocosas o sintéticas (metacrilato) adheridas a una pared o un mástil vertical, observando así los efectos abrasivos.

Enfocado a la protección y conservación del patrimonio histórico-artístico, interesa conocer la abrasión que afecta a obras de ingeniería y construcciones en general; efecto simulado también en laboratorio con túneles de viento y chorros de arena, variando la velocidad, granulometría y dureza en el material proyectado.

La evaluación global de la erosión eólica se realiza según diferentes metodologías; las más usuales son las siguientes:

a) Con cartografías temáticas. Se utilizan mapas auxiliares (pendientes, vegetación, materiales y geomorfología) para el conocimiento del área problema y, mediante la selección y superposición de factores, derivan mapas básicos sobre modalidades erosivas, áreas con deflación, erosionabilidad o erodibilidad, índices de protección, etc.

b) Estudiando la erosionabilidad en los suelos o formaciones superficiales: por su textura (granulometría), analítica (componentes químicos), o general (mixta).

c) Recurriendo a métodos empíricos que consideran variables relacionadas con: vientos y clima (capacidad erosiva o erosividad); materiales y otras condiciones de la propia superficie (erosionabilidad del suelo).

Los trabajos pioneros en este campo corresponden a Bagnold (1941) y Chepil y Woodruff (1963), culminando en la Ecuación de la Erosión Eólica del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (Woodruff y Siddoway, 1965). Este método consta de 11 variables sobre erosividad y erosionabilidad, las cuales pueden agruparse en 5 factores principales, que son:

$$E = f\ (I, R, C, L, V)$$

siendo:

E = erosión en toneladas por acre y año.
I = índice de erodibilidad del suelo y su pendiente.
R = factor de rugosidad del suelo.
C = factor climático de erosividad de los vientos locales.
L = longitud a lo largo de la cual prevalece la dirección de la erosión eólica.
V = cantidad equivalente de cubierta vegetal.

La Ecuación de la Erosión Eólica, a pesar de tener un carácter empírico como la USLE, resulta bastante más complicada de calcular dado el comportamiento menos predecible en las variables que la componen.

Otro tipo de ecuación para cumplir objetivos similares, es la desarrollada por la FAO (ref. 1961). Teniendo en cuenta los fines de este organismo, su preocupación fue resolver problemas en regiones con suelos muy vulnerables, tanto por condiciones intrínsecas (meteorología extrema y cambiante en períodos históricos) como extrínsecas (fuerte presión antrópica, debida al pastoreo fundamentalmente); caso paradigmático sería la franja sursahariana y saheliana, sometida a ritmos climáticos subhúmedos-semiáridos-áridos. Junto a características del viento y las partículas, la FAO considera precipitación, evapotranspiración y el factor «usos del suelo»; así obtiene ecuaciones aplicables a amplios espectros donde pueden incidir procesos eólicos, sobre todo áreas o franjas semidesérticas. Dicha fórmula es:

$$A = C \cdot E \cdot U$$

siendo:

A = pérdida de suelo en toneladas por hectárea y año (t ha^{-1} a^{-1}).
C = erosividad climática, derivada de la suma de los índices mensuales relacionados con la velocidad del viento, la precipitación y la ETP; la fórmula, considerando la suma de los doce meses, es:

$$\sum_{1}^{12} \frac{V^3}{100} \left(\frac{ETP - P}{ETP} \right) n$$

siendo para cada mes: *V*, velocidad media del viento a 2 metros de altura (m s^{-1}); *P*, precipitación (mm); *ETP*, evapotranspiración potencial, obtenida por el método de Thornthwaite (1948); y *n*, número de días del mes.

E = erodibilidad o erosionabilidad del suelo, basada en la multiplicación de los valores de la textura y estructura del suelo. Los de textura son: pedregoso y gravas 0,3; grueso 1,5; medio 1; fino 0,5. Los de la estructura varían desde 1,5 para suelos salinos o encharcados, que proporcionan agregados sueltos fácilmente deflactables, a 0,5 para suelos con agregados grandes, firmes y cohesivos (como en suelos de *chernozem*).
U = factor de usos del suelo, adimensional, que varía desde 0 para cubiertas boscosas, hasta 1 para suelos completamente desnudos. Así: bosque 0; sabana 0,1; estepa 0,5; terrenos arados 0,7; secanos 0,9; y suelo desnudo 1.

Como en otros casos, el control y prevención de la erosión eólica se basa en la manipulación de las variables que inciden en el proceso. Algunas aparecen en la tabla adjunta, sintetizada por Cooke (1986) a partir de Cooke y Doornkamp (1974); (+) y (-) indican atenuación o aceleración del proceso, respectivamente:

EROSIVIDAD	EROSIONABILIDAD	
Variables del viento	Variables de los materiales	Condiciones de superficie
Velocidad -	Tamaño ±	Vegetación:
Frecuencia -	Agregados y cohesividad +	residuos +
Duración -	Susceptibilidad a la abrasión -	altura +
Magnitud -	Transportabilidad -	orientación +
Cizalla -	Materia orgánica +	densidad +
Turbulencia -		naturalidad +
		cobertera +
		Suelo y humedad +
		Rugosidad de la superficie +
		Longitud de la superficie -
		Pendiente ±

De manera similar a la técnica aplicada en canales fluviales (ver capítulo 9), para estudiar *el transporte eólico* se recurre a la instalación de trampas que capturan el material movilizado. Una vez más, el problema radica en la representatividad del muestreo y la propia modificación del proceso con la instalación de la trampa. Otros métodos utilizan la coloración en su área fuente y el seguimiento de las nubes de transporte en suspensión, con vídeo, fotografías e incluso imágenes de satélite multitemporales; determinadas condiciones posibilitan recurrir a técnicas de visibilidad para conocer concentraciones de partículas (p. ej.: telefotómetros e infrarrojos).

La sedimentación suele analizarse con procedimientos similares a los ya descritos para la deflación: levantamientos topográficos de detalle, evaluando en este caso las tasas de agradación y la naturaleza litológica. Cuando la sedimentación es muy rápida basta utilizar estacas o listones instalados perpendicularmente a la superficie, procurando que su sección enfrentada al flujo no interfiera éste. Para conocer la extensión de recubrimientos eólicos cuya composición difiere del sustrato sobre el que se depositan (p. ej., los *loess*), pueden utilizarse índices de comparación mineralógica (porcentaje en cuarzo, proporción de arcillas, minerales pesados, etc.) o investigar su presencia en campos nivales o sobre masas de hielo glaciar.

En cuanto a las dunas, además de las relaciones morfométricas ya señaladas (ver apartado 10.1.3), procede su seguimiento pormenorizado empleando fotografías aéreas (escala 1:2.000 para dunas y 1:20.000 para megadunas) o sensores remotos (teledetección multiespectral, imágenes radar, etc.) de baja-media resolución temporal; estos métodos permiten analizar patrones de formas dunares y su migración, e incluso evaluar el peso de arena movilizada (suponiendo una densidad media de 1,3 gr/cm^3). La migración de formas y la relación entre las diferentes morfologías, también se ha simulado en laboratorio mediante túneles de viento con grandes aportes sedimentarios.

En campo, deben completarse las medidas morfométricas y estudiar la estructura interna de los cuerpos de acumulación, aprovechando cortes naturales (pequeños arroyos, deslizamientos, y similares) o artificiales: reconocimiento de laminaciones internas y superficies de reactivación, observadas directamente o copiadas en moldes sobre telas, que facilitan su interpretación sedimentológica y dinámica.

Por último y en lo referente al control de las acumulaciones, desde hace pocos años están utilizándose técnicas de datación para fechar estabilizaciones de antiguos depósitos eólicos; son la termoluminiscencia (TL) y la luminiscencia de estimulación óptica láser (OSL): estimando las dosis de absorción de radiación α, β, γ, y cósmica, por los cristales correspondientes a granos de arena (cuarzos y feldespatos), llega a datarse el tiempo transcurrido desde su «última exposición a la luz del Sol».

En la Península Ibérica e islas españolas, *el desarrollo de procesos eólicos con reflejo morfológico queda actualmente restringido a las zonas litorales, en cordones asociados a playas, flechas y marismas. Algunos ejemplos son: Matalascañas, Golfo de Cádiz, Tarifa-Gibraltar, Golfo de Almería, El Saler valenciano, Bahía de Alcúdia y sur de Mallorca, Liencres, o San Jacinto en Portugal; también destacan los complejos eólicos de Maspalomas, Lanzarote y Fuerteventura en el Archipiélago Canario.*

Además aparecen formaciones eólicas en casi todas las depresiones interiores de la Península que, salvo formas erosivas muy locales, corresponden a complejos dunares y mantos de arena, a veces de removilización, generados durante los períodos fríos pleistocenos y pleisto-holocenos; es el caso de los arenales de Tierra de Pinares en la Meseta Norte, llanura manchega oriental y depresión del Guadiana.

Ver al respecto:
- ITGE, *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000*, Madrid, 1989.
- M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 1994.

Medio litoral caracterizado por las siguientes subzonas: «terrestre de transición», con cultivos hortícolas y sobre materiales dominantemente fluviales en llanura de inundación (plana o ribera del Júcar); «acuática de transición», que corresponde al Mar Mediterráneo; y «mixta», en este caso playas arenosas. Playas del Mareny (Sueca, Valencia).

11

PROCESOS LITORALES

La delimitación de estos procesos, más que por un agente, se realiza teniendo en cuenta el contexto fisiográfico, y corresponden al conjunto de interacciones dinámicas circunscritas al área de contacto entre grandes masas de agua estabilizadas (mares, océanos y lagos, frente a las no estabilizadas o ríos) y aquellas tierras que las bordean o se hallan incluidas en su dominio; dichas áreas son las litorales.

En el lenguaje popular no técnico, **litoral** y **costa** suelen utilizarse indistintamente y con el mismo significado. En Geomorfología, sin embargo, es necesario considerar diferencias conceptuales entre ambos términos: el primero refiere un «medio natural», el segundo un «dominio morfodinámico». De acuerdo con este planteamiento, puede aludirse al **medio litoral** como aquella zona de interacción y tránsito entre ambientes acuáticos y terrestres que, a su vez, abarca tres subzonas:

- *Terrestre de transición*. Franja de las tierras permanentemente emergidas que está próxima al dominio acuático, pero sin quedar sometida a sus acciones dinámicas directas salvo en circunstancias excepcionales y puntos concretos. Procesos y ambientes, si bien son propios del dominio terrestre, muestran cierta influencia del acuático, aunque progresivamente menor al distanciarse de él hasta desaparecer. Esta transición es casi siempre gradual y sirve para limitar el litoral «tierra adentro», separándole de otros medios o ambientes terrestres.

- *Acuática de transición*. Franja de las aguas estabilizadas que, independientemente de su profundidad, está próxima al dominio terrestre, pero sin llegar a producir

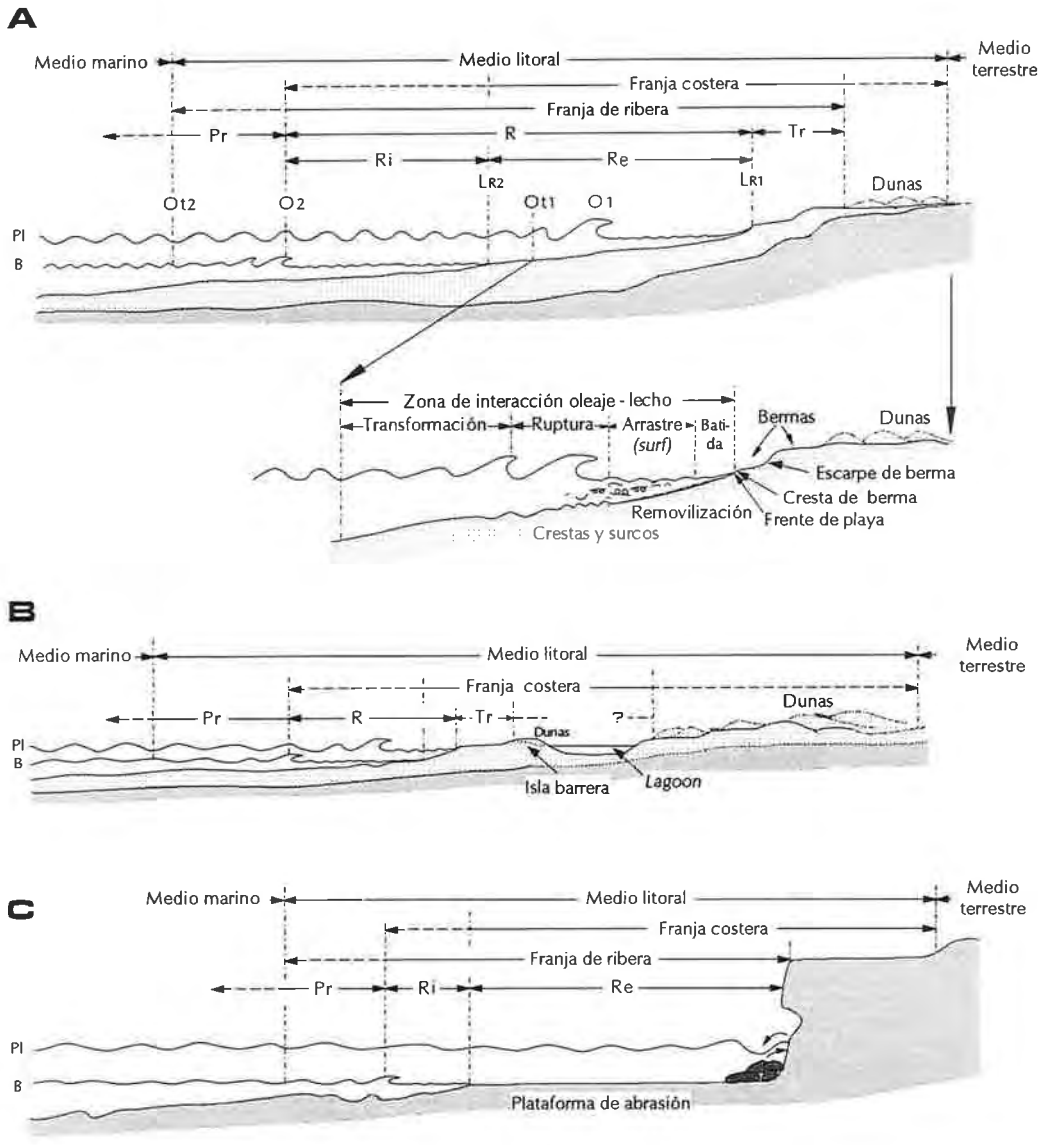


Figura 11.1. Delimitación y estructura del medio litoral en: **A**, playa; **B**, *lagoon*-isla barrera; y **C**, acantilado.
Leyenda: pleamar (Pl); bajamar (B); ribera (R); prerribera (Pr); trasribera (Tr); ribera interior (Ri); ribera exterior (Re); rompiente de oleaje (O_1 en marea alta, O_2 en marea baja); límite inicial para la transformación del oleaje (O_{t1} en marea alta, O_{t2} en marea baja); línea de ribera (L_{R1} en marea alta, L_{R2} en marea baja).

interferencia directa con él. Procesos y ambientes, si bien son propios del dominio acuático, muestran cierta influencia del terrestre, aunque progresivamente menor al distanciarse de él hasta desaparecer. Esta transición es casi siempre gradual y sirve para limitar el litoral «aguas adentro», separándole de otros medios o ambientes acuáticos (sean marinos o lacustres).

- *Mixta*. Franja donde confluyen o contactan las dos anteriores, siendo aquella porción del dominio terrestre sometida a la acción directa de las aguas estabilizadas y aquella porción del dominio acuático que interfiere directamente con las tierras emergidas; esas acciones e interferencias regulan el tipo de procesos y hacen que, desde la perspectiva geomorfológica, pueda considerarse como un dominio morfogenético específico. En su conceptuación más estricta, este dominio corresponde a la franja litoral cuyas características sufren notables modificaciones en el espacio y a lo largo del tiempo, recibiendo el nombre de costa o ribera.

Costa y **ribera** se han generalizado como sinónimos y así aparecerán utilizados aquí (aunque no en todos los casos). Sin embargo, para delimitar la primera se tiene por

referencia «las tierras emergidas», mientras para la segunda la referencia son «las aguas»; en cualquier situación, según sea una ribera marina o lacustre (también la fluvial, de donde procede este término). De matizar entre ambos conceptos, podría definirse «la costa» como aquella franja de tierras que, penetrando bajo las aguas en parte y hasta una cierta profundidad, muestra la influencia directa del medio acuático; a su vez, «la ribera» sería la franja de tierra y agua que están o pueden estar, según el momento o región, en interacción mutua directa.

Por el mismo motivo y aunque **línea de costa** y **de ribera** son equivalentes (línea de contacto entre tierras emergidas y aguas estabilizadas), la primera marca el límite externo para las tierras emergidas (el más cercano a las aguas, hasta donde llega o puede llegar el dominio terrestre en cada momento y región) y la segunda el límite externo para las aguas (el más cercano a las tierras emergidas, hasta donde llega o puede llegar el dominio acuático en cada momento y región).

Como es posible deducir de todo lo planteado hasta aquí, cualquier delimitación fisiográfica sobre estos territorios implica tener en cuenta el nivel de las aguas y, consecuentemente, la franja de tierra alternativamente ocupada por ellas; esto conlleva modificaciones en su configuración general, en la de aquellos materiales que los sustentan, y en las sucesivas posiciones de la línea de costa o ribera.

Ciertamente, el medio litoral se asocia a cambios continuos, tanto a escala geológica como histórica ancestral y reciente. El origen primario de todos ellos está en las oscilaciones de las aguas marinas o lacustres (figura 11.2); según fue descrito para otros procesos, al analizar variaciones de esta entidad debe discriminarse entre las sustanciales que, sean catastróficas o acumulativas, desplazan el equilibrio global, y aquéllas otras no sustanciales. Emersión de una costa o destrucción de una playa, pertenecen a las primeras; ejemplo de las segundas son los ritmos estacionales con movimiento de material en una playa: erosión rápida en invierno seguida por acreción lenta en primavera y verano, lo cual se traduce en escasas repercusiones anuales.

Asumiendo esos cambios cíclicos no sustanciales propios del medio litoral, aparecen una serie de dominios que hacen referencia a su dinámica. Aun cuando casi todas las clasificaciones sean coincidentes, difieren en ciertos detalles y deben estimarse varios modelos (ver figura 11.1). Dado que la terminología litoral en lengua inglesa está bastante universalizada, el cuadro 11.1 muestra también su equivalencia aproximada en lengua castellana.

La complejidad del medio litoral resulta notoria, y muchos aspectos tienen difícil enfoque desde el contexto característico o modal asignado a los restantes procesos exógenos: por sus rasgos fisonómicos y evolutivos, encuadrarían mejor en la categoría correspondiente a «tipos de relieves»; sin embargo, la homogeneidad que muestran las acciones dinámicas a lo largo de todos los litorales, permite unificarlas en la categoría de un proceso.

Resumiendo, cabe establecer los **procesos litorales** como: *fenómenos derivados de la confluencia entre*

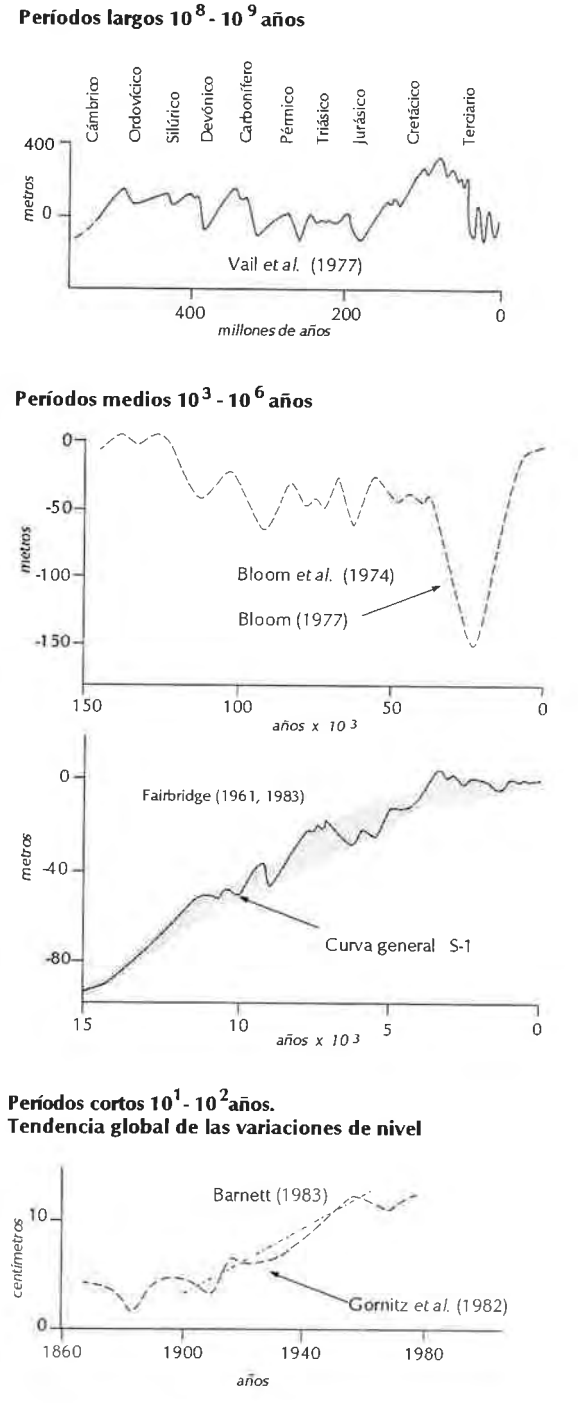


Figura 11.2. Variaciones globales en el nivel medio del mar según diferentes escalas de tiempo (en Carter, 1991).

Cuadro 11.1. Zonas y subzonas del medio litoral: definición. Correspondencia entre la terminología utilizada en lengua inglesa y castellana.

Littoral zone → **Zona litoral**. Su significado depende de los autores que lo definan, si bien suele aludir a la interacción «mares-continentes».

Beach → **Playa**. Franja con material movilizable (arena, grava, a veces bloques en proceso de desagregación), de topografía llana e irregular tendida hacia las aguas, y debida a la acción del oleaje.

Coast → **Costa**. Su significado depende de los autores que lo definan. Puede considerarse la porción de tierras emergidas que penetran en las aguas y hasta una profundidad, mostrando la influencia directa del medio acuático.

Coastal plain → **Llanura litoral o costera**. Planicies, más o menos elevadas sobre el nivel del mar, que deben su origen a los fenómenos de agradación o degradación por las aguas marinas o lacustres.

Shore → **Orilla, ribera**. Éste es, sin duda, el término más problemático, pues frecuentemente se traduce como playa, litoral o costa y así sus derivados tienen difícil correspondencia en castellano. En principio refiere aguas marinas o lacustres, en su contacto inmediato con las tierras emergidas; por tanto, equivale a orilla o ribera y usa de referencia las aguas estabilizadas. Puede definirse como la franja de tierras y agua que están o pueden estar, según el momento o región, en interacción mutua directa.

Backshore → **Trasribera, playa alta o superior**. Literalmente habría de traducirse como la parte «posterior» de la ribera (hacia las tierras emergidas). Corresponde al tramo superior de la playa, extendiéndose entre la cresta de berma y la línea, tierra adentro, donde comienza la vegetación, o cambia la morfología al pasar a un campo de dunas, un escarpe, o similar. Es una franja sólo inundada por el agua en tormentas excepcionales.

Foreshore → **Ribera exterior, playa baja, inferior o intermareal**. Estrictamente en castellano sería: orilla «delantera» o «frente» de la ribera (sobre las aguas). Es el tramo que, con pendiente más o menos pronunciada, aparece entre la cresta de berma y el límite de las aguas en bajamar. En ocasiones falta la cresta de berma, que separa las playas inferior y superior, delimitándose entonces esta franja como la comprendida entre los niveles de marea alta y marea baja. A veces la denominan *beach face* o frente de playa; sin embargo, éste es sólo parte de la playa baja.

Inshore → **Ribera interior, preplaya**. Equivaldría en castellano a: «dentro» de la ribera. Es el tramo comprendido entre el nivel medio de marea baja y la línea de rompiente para oleaje en bajamar. Otros la limitan entre el nivel medio inferior de las aguas y la zona donde el oleaje estacionario circular pasa a elíptico (en bajamar) generando barras en el lecho. Está permanentemente cubierto por el agua y el lecho sufre los efectos del oleaje que removiliza su material, fundamentalmente gravas y arenas; en Sedimentología suele denominarse *shore face*.

Offshore → **Prerribera, mar abierto**. Su significado es: «fuera» de la ribera; corresponde a la zona del litoral más alejada de la orilla (aguas adentro). Este término se usa también para referir las aguas y oleaje previas a la zona de ribera cercana (*nearshore*).

Nearshore → **Ribera cercana**. Término general que indica las franjas asociadas a la ribera y que están bajo la acción directa del oleaje; incluye las zonas de: transformación, rompiente (*breaker zone*), arrastre (*surf zone*) y batida o choque del oleaje (*swash zone*). En algunos esquemas este término comprende también parte de la prerribera (*offshore*).

grandes masas de agua estabilizadas en cuencas o depresiones (lagos, mares, océanos) y las tierras emergidas. Dicha confluencia implica una zona de interrelación mutua, el litoral, y otras subzonas o dominios de interferencia que, dentro de aquélla, soportan y condicionan directa o indirectamente la intervención de las aguas, originando acciones específicas.

11.1. DINÁMICA DE LAS AGUAS MARINAS LITORALES

A nivel general, los materiales presentes en la franja costera están sometidos a una acción «reorganizadora» y otra complementaria de «tránsito». Aportes procedentes del dominio terrestre y detritos arrancados al mismo en acantilados, sufren continua reelaboración y desplazamiento a lo largo de dicha franja, pudiendo pasar parte de ellos hacia zonas más profundas en los fondos marinos o lacustres, donde quedarán estabilizados.

Oleaje, mareas y corrientes litorales, son las acciones básicas responsables de esas transformaciones, cuyo balance está asociado a la intensidad y ritmos que caracterizan a aquéllas: fenómenos con alta frecuencia y baja intensidad (p. ej.: oleaje, mareas y corrientes, «tipo»), junto a otros con baja frecuencia y alta intensidad (p. ej.: oleaje de tormentas, variaciones en el nivel del mar y mareas excepcionales).

11.1.1. El oleaje

Son ondulaciones estacionarias en el agua, que conllevan transporte de energía y formadas a partir de una perturbación; normalmente se propagan según la dirección del viento, principal generador del oleaje.

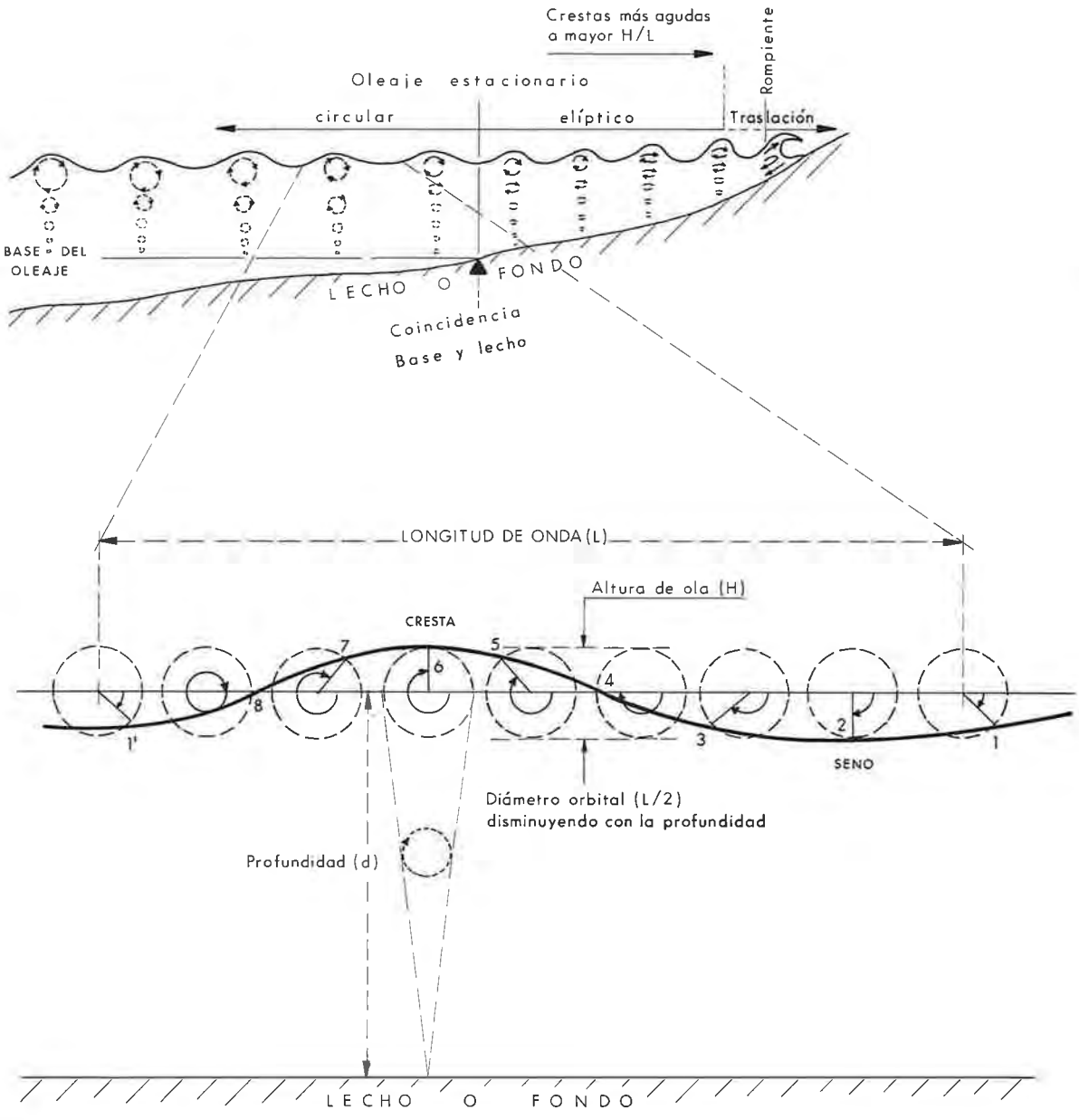


Figura 11.3. Transformación del oleaje en la costa o ribera; paso desde órbitas circulares a elípticas y de éstas a la zona de rompiente (figura superior). Geometría y terminología del oleaje estacionario (figura inferior).

Allí donde la onda estacionaria pasa a ser de traslación, hay transferencia energética desde la vertical a la horizontal; esto da lugar a tensiones (cizallas) entre el lecho y la base del agua, que provocan removilización y transporte de material (figura 11.3).

El movimiento del oleaje se ajusta a unas relaciones básicas (recopiladas en el cuadro 11.2) y, de acuerdo con ellas, las olas suelen clasificarse teniendo en cuenta distintos parámetros; los más comunes son: energía de generación, frecuencia y características hidrodinámicas (figura 11.4). Éstas últimas equivalen a la energía de transferencia, que es la efectiva para desencadenar procesos geomorfológicos litorales.

Al alcanzar el oleaje aguas someras, sufre un proceso de atenuación y pasa desde órbitas circulares a elípticas; la relación eje vertical/eje horizontal (H/L, figura 11.3) llega a ser tan grande, que acaban por transformarse en crestas de traslación o arrastre apoyadas sobre el fondo. Así el oleaje estacionario pasa a otro de desplazamiento, con avance del agua hacia la línea de costa o ribera y posterior retorno; su eficacia morfogenética depende en gran medida de estas energías sobre el rompiente.

El oleaje incidente en la costa puede experimentar una serie de modificaciones, como son: «refracción», con retroceso o retardo del frente que oscila y se sitúa sensiblemente paralelo a la línea de ribera; «reflexión», que

Cuadro 11.2. Parámetros del oleaje (basado en: Komar, 1976; Selby, 1985; y Carter, 1991).

GEOMETRÍA (figura 11.3)	Longitud de onda (L); altura (H); profundidad del agua (d); rugosidad (H/L); altura relativa (H/d); profundidad relativa (d/L); amplitud (A, a menudo se toma H/2); período (T); frecuencia (f ó 1/T, un período completo suele representarse como $\phi=2\pi$ radianes); parámetro o número de ola ($k=2\pi/L$); frecuencia de ola ($\sigma=2\pi/T$ ó $2\pi f$ radianes). Parámetros de profundidad: aguas profundas ($d/L > 0,5$); aguas de transición ($0,1 < d/L < 0,5$); aguas someras ($d/L < 0,1$).
ENERGÍA DE GENERACIÓN (figura 11.4)	Siendo L y H en metros, F (*fetch*, longitud rectilínea sobre la que actúa el viento generador del oleaje con dirección y fuerza constante) en km, V (velocidad del viento) en km/h, y T en segundos. $H = 0,36\sqrt{F}$ y $H = 0,0024\ V^2$ En caso de interferencia de olas, el oleaje característico (H_{tipo}) de una zona donde confluyen tipos y alturas diferentes (h_1, h_2, ..., h_n) será: $H_{tipo} = \sqrt{(h_1^2+h_2^2+...+h_n^2)/n}$
ENERGÍA DE TRANSFERENCIA (figuras 11.3 y 11.4)	• Relación empírica de rotura: Hb(amplitud de rotura)=0,78d • Velocidad de propagación (pies/segundo): - expresión general: $c=\frac{L}{T}$ ó $c=g\frac{T}{2\pi}tgh\ (\frac{2\pi d}{L})$ - en aguas profundas ($d >> L$; $d/L\to\infty$): $tgh\ (\frac{2\pi d}{L})\approx 1$ y $c=\frac{gT}{2\pi}$ - en aguas poco profundas ($d << L$; $d/L\to 0$): $tgh\ (\frac{2\pi d}{L})\approx\frac{2\pi d}{L}$ y $c=\sqrt{gd}$ (siendo *tgh*, la tangente hiperbólica) • Decrecimiento de la longitud de onda con la profundidad: $L=T\sqrt{gd}$ • Energía transportada por una ola. Es la energía de onda/unidad de cresta, es decir: $E=1/8\ \rho g H^2$; (ρ=densidad del agua $\approx 1,025$ kg/m^3). E_p(a transferir)=E_c x sinusoide de ola; siendo E_p=salto cresta-seno y E_c=desplazamiento circular de una partícula: E_c (energía de longitud de onda)=$\omega L H^2/8$ (siendo $\omega=\rho g$).

Foto 11.1. Franja de interacción oleaje-lecho, donde pueden apreciarse: en el centro, la zona de vuelco y arrastre (*surf*); al fondo, la de transformación del oleaje; y en primer término, el roquedo correspondiente a la de batida. Islas Cíes, Océano Atlántico.

Foto 11.2. Trenes de oleaje rompiendo por ondulación, a veces por derrame, en una costa acantilada. Cabo Peñas, Mar Cantábrico.

produce su reenvío hacia el mar cuando no llega a romper la ola y choca con la línea de ribera; y «difracción», con transferencia de la energía a sotavento respecto a un obstáculo, originando arcos en su entorno.

11.1.2. Las mareas

Son oscilaciones periódicas en el nivel medio de las aguas estabilizadas (océanos, mares y grandes lagos), debido a interacciones gravitatorias Tierra-Luna-Sol (figura 11.5). La ritmicidad normal, causada por esas fuerzas atractivas, suele conducir a: mareas semidiurnas (con dos variaciones en 24 horas), diurnas (con una variación en 24 horas) o mixtas, a la vez que mareas vivas y muertas cada 14-75 días.

Junto a los factores generales anteriores, deben considerarse otros controlados por las condiciones morfológicas y dinámicas locales: tamaño, profundidad y topografía de la cuenca, influyen decisivamente en la magnitud de los ascensos-descensos (pleamar-bajamar). Éstos pueden ser: micromareales (microtidales), oscilaciones menores de 2m; mesomareales (mesotidales), entre 2 y 4m; y macromareales (macrotidales), superiores a los 4m. En la Península Ibérica hay macromareas en determinadas zonas del litoral cántabro-atlántico, mesomareas en el resto de ese litoral y del atlántico, y micromareas en el mediterráneo.

La capacidad transformadora de estas oscilaciones se debe, más que a su carácter intrínseco, al efecto impulsor ejercido sobre el oleaje, que amplía así su zona de actuación sobre la costa. Otro efecto derivado de las mareas, es la existencia de una franja sometida al ambiente subacuático y subaéreo alternativamente, la **intermareal** (intertidal), que soporta fenómenos específicos de sedimentación, meteorización, actividad biológica y acción del oleaje.

Por último, las corrientes asociadas a los ascensos-descensos del agua, o **corrientes de marea**, influyen decisivamente en la reorganización de los materiales a lo largo de la costa.

11.1.3. Corrientes de ribera, costeras o litorales

En el dominio de la ribera litoral las corrientes están asociadas a las mareas y el oleaje, generando la **deriva** y **resaca**.

Las grandes corrientes oceánicas, causadas por variaciones de composición y temperatura en las aguas o por los vientos dominantes, tienen un papel fundamental para la distribución de corales, hielos marinos y masas de agua con termicidad, salinidad y carga de sedimentos diferenciales; sin embargo, todos ellos son fenómenos que, salvo ambientes específicos, influyen indirectamente sobre la dinámica costera y lo hacen según las aguas propias en cada región, es decir, en función de su latitud, posición y fisonomía del litoral.

Las corrientes de marea afectan dominantemente a los estuarios y zonas semiconfinadas en la costa; allí donde la

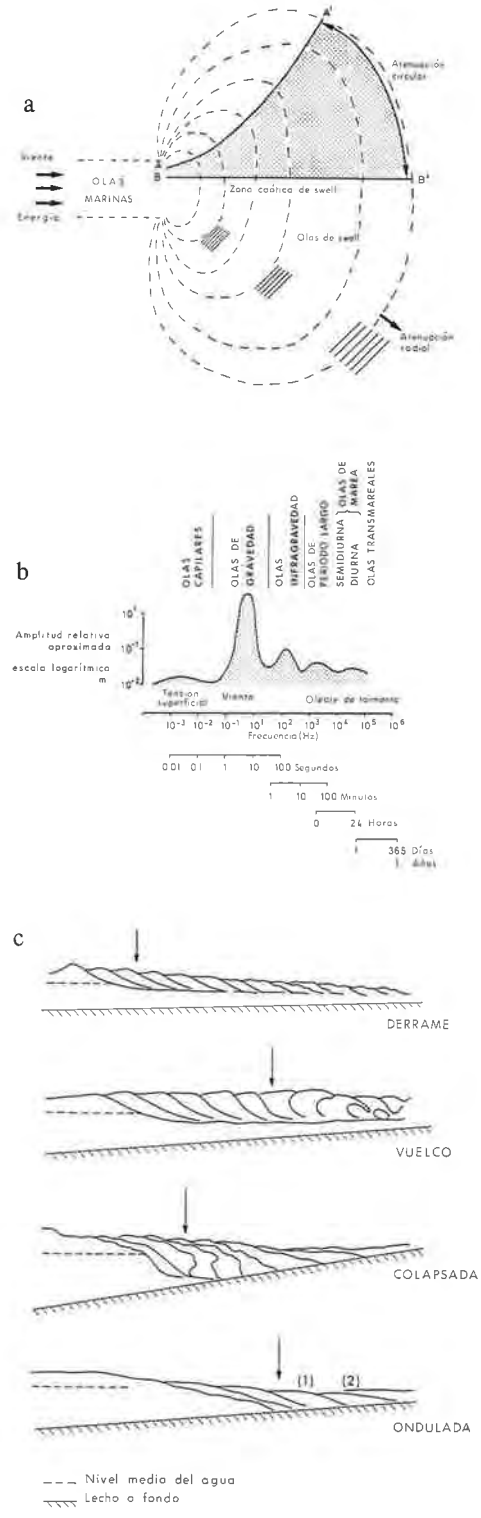


Figura 11.4. Tipos de oleaje.
a) Olas de viento y «de fondo» o *swell* (Carter, 1991).
b) Según su periodicidad (Munk, 1951; en Carter, 1991).
c) Según sus propiedades hidrodinámicas en la zona de *surf* (Galvin, 1968). La flecha indica el rompiente; (1) y (2) dilución de la cresta y «surgencia» o adelanto de la base, respectivamente.

TIPOS DE OLEAJE

1. Según la energía de generación u origen (Carter, 1991); figura 11.4a

*- **Olas marinas o de viento**. Están sometidas a la influencia directa del viento que las produce, pudiendo llegar a anularse o reforzarse. Su morfología muestra crestas puntiagudas y surcos redondeados que forman rizaduras superpuestas; a pesar de su nombre aparecen en cualquier ambiente, sea marino, oceánico, lacustre, e incluso fluvial. Según la velocidad del viento y las características de cada masa ácuea, presentan dimensiones que varían desde un oleaje con escasa magnitud (mar rizada o picada, de 0 a 0,25 m de altura) a mar gruesa y muy gruesa (de 2,5 a 6 m de altura).*

*- **De fondo o swell**. Olas que no están bajo la influencia directa del viento, bien porque éste cesó o porque se alejaron ya de la fuente o manantial (fetch); pueden desplazarse decenas, incluso centenas, de kilómetros desde su zona origen y según la dirección del viento sin ser mantenidas por éste. Son ondulaciones sinusoidales con gran simetría y circularidad: crestas y senos redondeados, altura y espaciado uniformes. Suele ser un oleaje marino en proceso de decaimiento o dispersión.*

*- **De temporal**. Tienen el mismo origen que las «olas marinas», pero son transportadas y mantenidas por el viento de una zona tormentosa. La energía y rapidez del avance en los trenes de olas sobre los rompientes, interrumpe transitoriamente el flujo de retorno provocando un «apilamiento» del agua y la «invasión» de zonas más alejadas tierra adentro. Puede llegar a ser un oleaje muy destructivo, máxime si a los efectos del temporal se suman otros como mareas de tormenta (tide storms) u ondulaciones debidas a diferencias en las presiones atmosféricas (surge storms). Son olas con longitud de onda y período largos, de gran altura: desde arboladas (6 a 9 m) a enormes (mayores de 14 m).*

*- **Tsunamis**. Oleaje asociado a la actividad submarina (tectónica, volcánica, deslizamientos) que desplaza masas de agua a gran profundidad y origina olas en superficie con amplitud pequeña (alrededor de 1 m) y gran longitud de onda (50 a 200 km); pueden transportarse a largas distancias (centenas de km) y velocidades (hasta 800 km/h). En alta mar apenas es perceptible, sin embargo, al llegar a la costa sufre una notable transformación: cuando disminuye la profundidad, esa energía acumulada debe concentrarse en un volumen de agua mucho menor, lo cual implica mayor altura, pasando de 60-100 cm a 15-30 m. Son olas muy destructivas.*

2. Según su frecuencia (Munk, 1951); figura 11.4b

*- **Olas capilares**. Se deben al roce entre láminas de aire y agua en la misma fuente del viento; están controladas por la tensión superficial del líquido. Son pequeñas rizaduras con morfología en V, cuya longitud de onda es inferior a 1,73 cm y su altura aproximada unos milímetros.*

*- **Olas de gravedad**. Olas generadas por la transferencia de energía desde el viento al agua y controladas por la masa movilizada. Su longitud de onda es superior a 1,73 cm. Incluyen a las olas marinas, de swell y traslación o surf.*

*- **Olas infragravitatorias**. Formadas mediante interacción entre olas. Tienen amplitud baja y períodos largos.*

*- **Olas de período largo**. Producidas por movimientos periódicos de baja frecuencia (mareas) y eventos sin periodicidad (tsunamis y tormentas).*

3. Según sus propiedades hidrodinámicas; figura 11.4c

Considera la transferencia energética desde la oscilación al desplazamiento o traslación, con la consiguiente removilización de material (Galvin, 1968). A veces lo denominan oleaje de traslación, rompiente, surf, etc., y puede ser:

*- **De derrame (spilling)**. Movimiento progresivo de atenuación en una onda y paso a la traslación; llegan a presentar rupturas encadenadas.*

*- **De vuelco (plunging)**. Adelanto en cada cresta respecto a su base, pérdida de sustentación y enroque, ocasionando un vacío o «voluta», con desintegración posterior y fuertes turbulencias.*

*- **Ondulada (surging)**. Formación de una cresta que no llega al «vuelco» y se diluye, al tiempo que es adelantada por su base en avance hacia la zona de batida.*

*- **De colapso (collapsing)**. Caso mixto entre vuelco y ondulada.*

morfología resulta propicia, el ascenso-descenso llega a alcanzar velocidades de hasta 4 m/s. Con situaciones específicas, como ocurre en ciertos estuarios, al avanzar la marea provoca corrientes de ascenso reflejadas por unas ondas de crecida con gran energía, los ***bores*** (a veces referidos en castellano como **macareos**), que llegan a afectar al fondo originando regueros o canales de *bores*.

Las corrientes debidas al oleaje proceden del retorno del agua hacia el mar. Olas que inciden paralelas a la costa dan lugar a corrientes divergentes, con desplazamiento a lo largo de la ribera, junto a otras de retorno formando canales (regueros concentrados, de resaca o *rip*) que arrastran el material hacia el dominio marino. Con oleajes en resonancia, interferencia del incidente y reflejado, aparecen

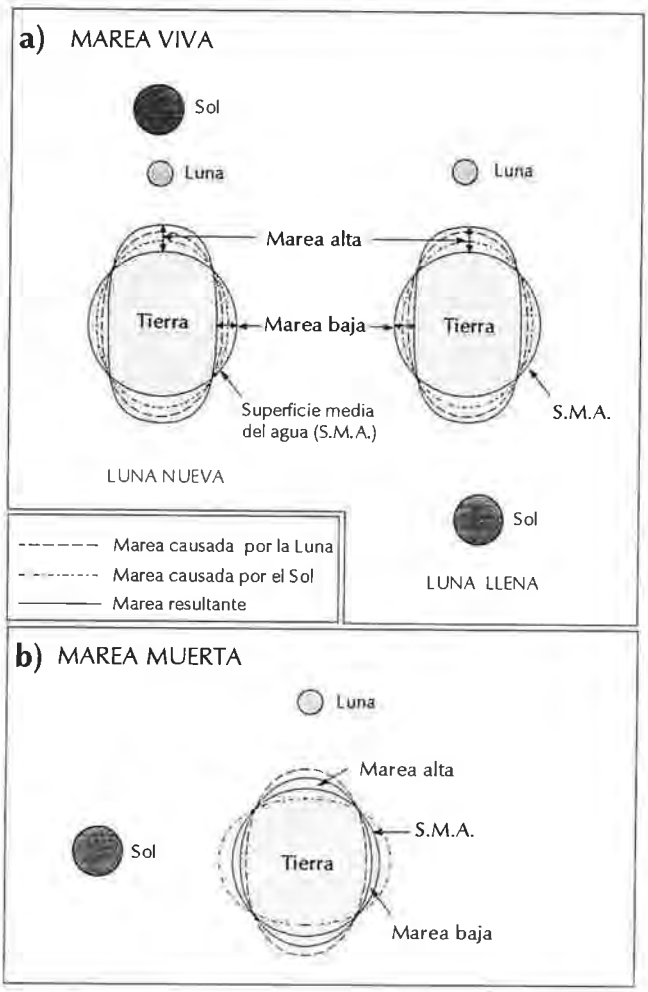


Figura 11.5. Corte esquemático en la zona del ecuador, mostrando los efectos del sistema Tierra-Sol-Luna en la generación de mareas (según Selby, 1985).

modelos más complejos de circulación; aunque similares a las anteriores en su conjunto, éstas son corrientes muy dispersas y divergentes en toda la línea de ribera, por lo cual llegan a constituir un sistema casi permanente de removilización. Finalmente, un oleaje incidente oblicuo consolida unos sistemas de circulación en sentido único predominante; el resultado queda manifiesto por notables desplazamientos, o «deriva», en los materiales desde una zona a otra de la ribera, donde acaban estabilizándose y desarrollan morfologías características (figura 11.6).

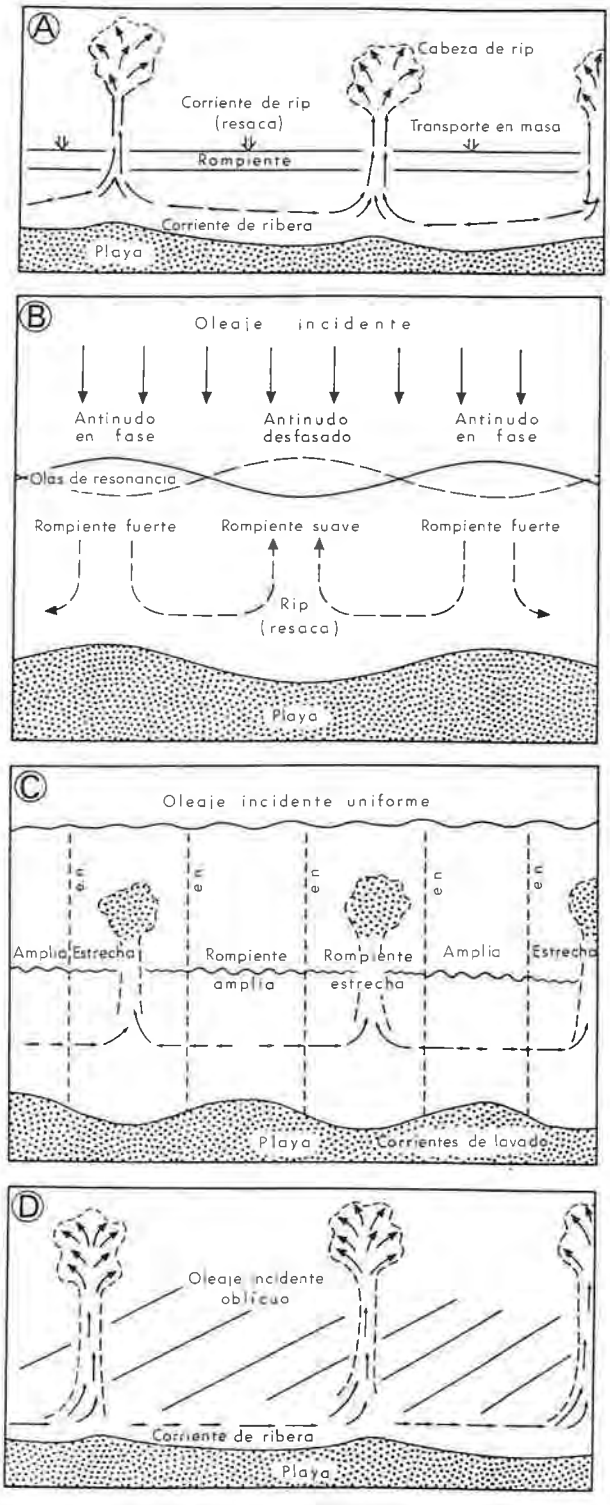


Figura 11.6. Corrientes litorales (basado en: Shepard e Inman, 1950; Komar e Inman, 1970; y Komar, 1976).
A. Esquema para corrientes de ribera (*longshore currents*) y resaca (*rip currents*); transferencia del agua con avance y retorno hacia la zona de batida del oleaje.
B. Relación entre crestas de resonancia (oleaje de interferencia entre el incidente y reflejado) y corrientes de resaca.
C. Corrientes de resaca con oleaje en resonancia desfasado 180° del incidente, lo que genera verdaderos «ríos encauzados», derrames, y transformación en la zona de rompiente.
D. Corrientes de ribera asociadas a un oleaje oblicuo, que ocasionan el desplazamiento unidireccional del flujo y los materiales.

Nudo y línea nodal: punto y línea de esos puntos, para un oleaje estacionario con movimiento vertical mínimo y velocidad horizontal máxima; este término se aplica también a las oscilaciones sobreimpuestas por interferencia de oleajes; (e.n.), línea nodal en olas de interferencia. *Antinudo*: punto o puntos opuestos al nudo o línea nodal.

Foto 11.3. Arcos naturales formados por el retroceso de una costa acantilada. Estas morfologías se deben a la erosión diferencial sobre determinadas zonas, bien por su resistencia litoestructural, bien por su posición respecto a la acción del oleaje. Playa de las Catedrales (Ribadeo, Cornisa Cantábrica).

Foto 11.4. Plataforma intermareal, con microoquedades características originadas por bioerosión, corrosión y corrasión. Punta Delgada (Península Valdés, República Argentina). Foto L. Bartolomé.

11.2. PRODUCTOS CARACTERÍSTICOS DE LA DINÁMICA LITORAL: MORFOLOGÍA COSTERA

Derivado de la acción conjunta entre oleaje, mareas y corrientes, aparecen fisonomías características comúnmente clasificadas según su génesis, es decir: separando aquéllas debidas a la denudación, o «fenómenos destructivos», de las originadas por acumulación, o «fenómenos constructivos».

11.2.1. Fenómenos destructivos y modelados resultantes

Si predomina el desgaste, arranque y transporte, terminarán por generarse notables vaciados o denudaciones; tanto la meteorización como el arranque-removilización, son mayoritariamente las acciones responsables de estos vaciados.

La meteorización, fundamentalmente bioquímica, está favorecida por la agresividad del agua marina (salinidad, acidez, ionización, etc.) y la presencia de organismos vivos; afecta sobre todo a acantilados y llanuras intermareales. En éstas últimas puede llegar a formarse una orla o capa de meteorización, que marca el nivel de oscilación mareal.

El arranque-removilización lo ejercen el oleaje y sus corrientes asociadas; desagregación, desmenuzamiento y arrastre, son los fenómenos más comunes. Todos ellos se producen mediante la «transferencia» energética en la zona de rompiente, según las modificaciones del flujo (figura 11.7).

En **costas acantiladas**, la energía se concentra en el choque, zapamiento y evacuación de material que compone el escarpe (figura 11.8); su forma y evolución dependen en gran medida de la litología y estructura.

La formación de **plataformas** o **planicies de abrasión** marina, considerando todas sus etapas evolutivas, comienza a partir de una costa acantilada: un primer paso corresponde al retroceso del escarpe por zapamiento y caídas gravitacionales; posteriormente irá desarrollándose una planicie en la zona intermareal, dada la acción conjunta entre meteorización y oleaje que desagrega y removiliza los derrubios procedentes del retroceso en el acantilado; durante tormentas excepcionales, la removilización afecta también a materiales estabilizados sobre zonas más alejadas y permanentemente emergidas.

Las **rasas**, superficies que dan paso a una línea de costa acantilada, fueron interpretadas en su mayoría como antiguas plataformas de abrasión marina posteriormente elevadas o que quedaron colgadas al descender el nivel del mar, si bien en muchos casos se trata de superficies de erosión continental o mixta.

Junto a las formas mayores descritas, aparecen otras menores, meso y micromorfologías, como son: grietas,

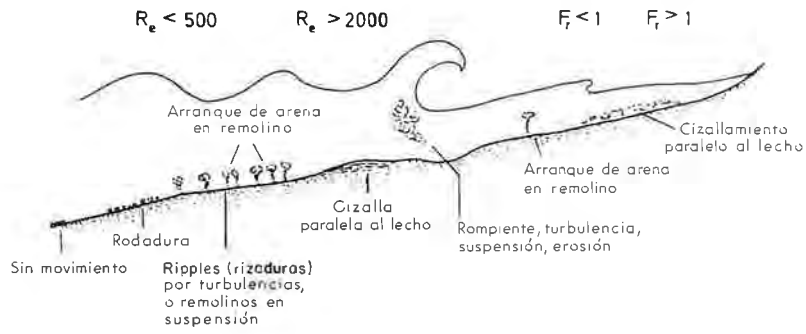
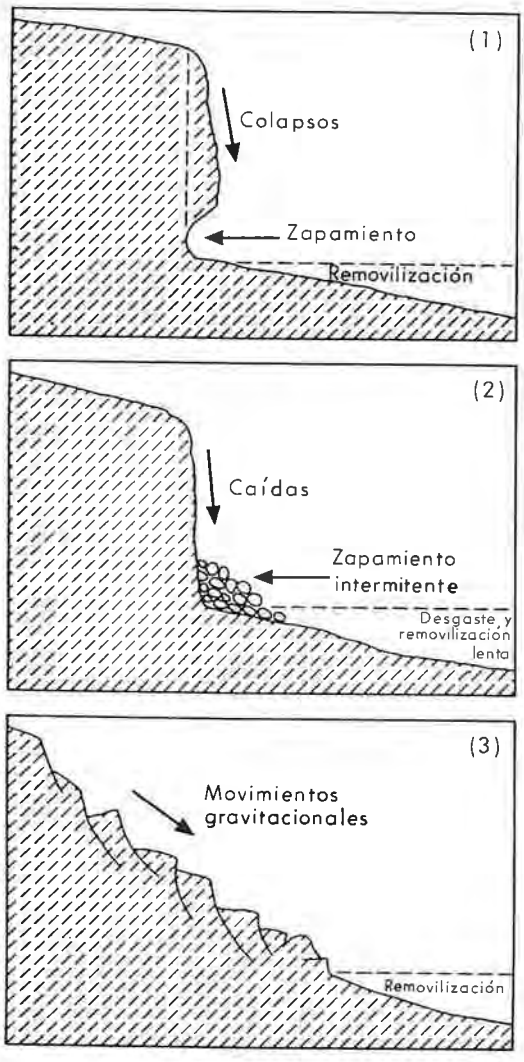


Figura 11.7. Fenómenos sobre el lecho de una playa en la zona sometida al oleaje; valores correspondientes para los números de Reynolds (R_e) y Froude (F_r). Según Carter (1991).



lapiaces, socavaduras, arcos marinos, islotes rocosos y similares. Todas proceden de la corrosión y arranque mecánico concentrado en sectores preferentes. Otras acciones de arranque-removilización son debidas a la actividad biológica (**bioerosión**), muy activa en estas zonas.

Un caso particular de morfologías asociadas a fenómenos «destructivos» son los **estuarios**, y corresponden a relieves deprimidos donde la línea de ribera presenta una inflexión hacia la zona o dominio terrestre. Hacen posible este fenómeno, tanto la morfología del terreno como las variaciones en el nivel del mar: normalmente son valles continentales (terrestres) sumergidos en aguas marinas (o lacustres); **rías** (con origen fluvial) y **fiordos** (con origen glaciar), pueden considerarse casos particulares de estuarios. Para todos ellos, el nivel y mezcla en las aguas, así como otros procesos asociados, dependen de la magnitud que tengan las mareas en esa zona.

11.2.2. Fenómenos constructivos y formas resultantes

Son acciones donde predominan «reagrupamientos y estabilizaciones» de los materiales, es decir, «acreción-agradación» más o menos localizada y transitoria. Por su

Figura 11.8. Procesos más comunes asociados a la acción directa del mar en una costa acantilada (según Davies 1980, basado en Hutchinson).
1. Colapsos por zapamiento, seguido de removilización rápida del material.
2. Caídas de material, con removilización muy lenta de los productos y zapamiento alternante.
3. Movimientos gravitacionales complejos (deslizamientos, desplomes, colapsos, etc.) en una zona de removilización variable.

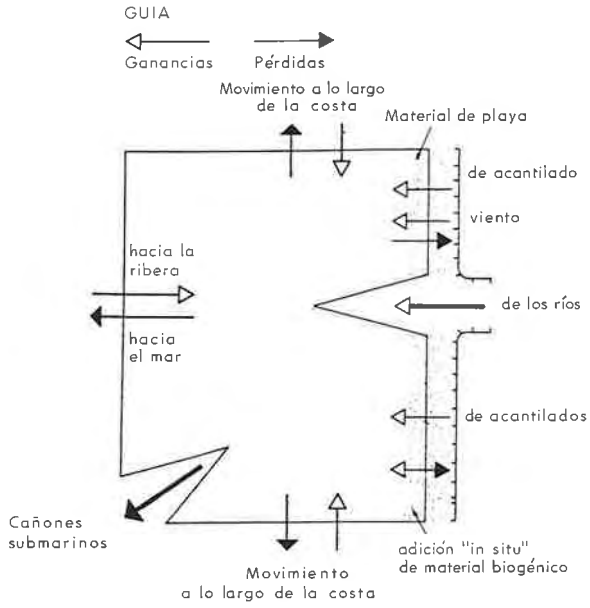


Figura 11.9. Esquema de la distribución y procedencia de los materiales en el medio litoral (según Selby, 1985).

Foto 11.5. Cordón litoral recrecido hasta unir dos antiguas islas, formando la actual de Monteagudo. Playa de Rodas (Islas Cíes, Galicia). Al fondo aparece la margen derecha de la ría de Vigo.

procedencia primaria, antes de incorporarse al ciclo litoral para formar sedimentos o acumulaciones, pueden clasificarse como: «alóctonos», aportados por corrientes fluviales; «paraautóctonos», aportados por procesos eólicos o derivados de la erosión en acantilados; y «autóctonos», desarrollados por la actividad biológica en estas aguas.

Todo ese conjunto tan heterogéneo será removilizado a lo largo de la ribera mediante corrientes litorales (*longshore currents*), cuya incidencia global depende de la fisonomía y dinámica en cada costa (ver figura 11.6). Dado que dichas corrientes suelen variar durante el año, si hay una dirección dominante se produce: bien una salida o «pérdida» de material hacia las zonas interiores del dominio marino (*offshore*), bien una acumulación en la costa según las corrientes de deriva; en este último caso dan lugar a formaciones tipo **flecha** o **isla barrera**.

Un fenómeno determinante para salidas definitivas o «pérdidas» hacia el dominio marino y renovaciones en la costa, son los temporales: aparece un oleaje con período largo que apila o concentra las aguas sobre la ribera, llegando a zonas más alejadas y movilizando acumulaciones que estaban transitoriamente estabilizadas en playas superiores y taludes de acantilados; también reactiva notablemente las corrientes de resaca (ver figura 11.6), que arrastran los sedimentos mar adentro (figura 11.9).

Según la removilización-estabilización y procedencia de los materiales, las formas constructivas resultantes serán: «mixtas» en el sentido más estricto, como las playas, llanuras mareales y *lagoons*; «con predominio de influencia marina», como las construcciones biogénicas; o «con predominio de influencia terrestre», principalmente dunas litorales y deltas.

La **playa**, sea marina o lacustre, constituye una franja costera debida a la acumulación de material. Éste procede en su mayoría del dominio terrestre y, por lo general, es fácilmente removilizable (grava, arena, arena limosa y similar), razón por la cual son morfologías en continuo reajuste. Hasta tal punto es así, que su perfil característico, escalonado y con decaimiento progresivo hacia el interior del mar, sufre notables variaciones durante el año y según los sucesivos temporales (figura 11.10).

La evolución global de una playa a largo plazo, puede ser: bien la progradación hacia el dominio marino, en cuyo caso amplía la costa por estabilización de las acumulaciones; bien su retrogradación, al agudizarse los fenómenos de removilización-transporte hacia el dominio marino u otras zonas del litoral. Que predomine uno u otro proceso, depende de factores tectónicos, climáticos y, en determinadas circunstancias, antrópicos.

A causa de las removilizaciones, el fondo o lecho en la playa presenta una fisonomía comparable con el lecho aluvial; comporta microondulaciones o **rizaduras** (*ripple marks*), macroondulaciones o **megarrizaduras** (*megaripples* o dunas) y **fondo plano** por arrasamiento y uniformización de las estructuras anteriores. La secuencia completa corresponde a estados de baja, media y alta energía, respectivamente.

Las rizaduras aparecen en todo el lecho, siendo características de zonas alejadas respecto a la línea de ribera; al

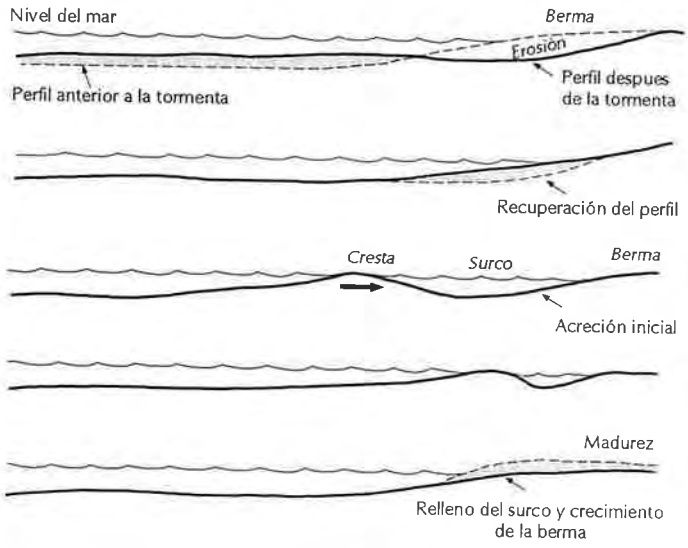


Figura 11.10. Modificaciones rítmicas en una playa baja o intermareal (*foreshore*), debido a la erosión durante tormentas y su posterior reconstrucción mediante surcos y crestas o «barras de oleaje» (según Dabrio, 1989).

Foto 11.6. Playa de gravas formada por retroceso en un acantilado. El material corresponde, mayoritariamente, a nódulos de sílex que derivan de la erosión en las formaciones carbonáticas (creta) del acantilado. Calais, Francia.

Foto 11.7. Playa arenosa en una isla barrera que cierra un complejo *lagoon*-marismas (fuera de la imagen). De izquierda a derecha se distinguen: zonas de rompiente y batida; cresta de berma y playa inferior; playa superior o de temporal; y cinturón de dunas colonizadas por vegetación. Playas de San Jacinto (Aveiro, Portugal).

Foto 11.8. Formas menores en el litoral. Rizaduras (*ripple marks*) sobre un lecho arenoso intermareal. Ría de Urdaibai (Mundaka, costa vasca).

contrario, la acreción o acumulación va siendo más abundante al acercarse a esa línea. Por este motivo, la sucesión más frecuente en una zona intermareal es: rizaduras → dunas → médanos o barras litorales. La transición entre unas u otras, y su geometría o desplazamiento, dependen de la profundidad media, granulometría en los materiales, y velocidad, período y asimetría del oleaje. Allí donde la profundidad es mínima, zona externa de la playa baja *(foreshore)*, las acumulaciones alternan con grandes vaciados; se trata de macroondulaciones o barras de **cresta** (*ridge*) y sus correspondientes **surcos** erosivos (*runnel*). Esta gradación tipo, como ya quedó señalado, presenta notables variaciones en función de las características específicas en cada litoral: contexto fisiográfico y climático

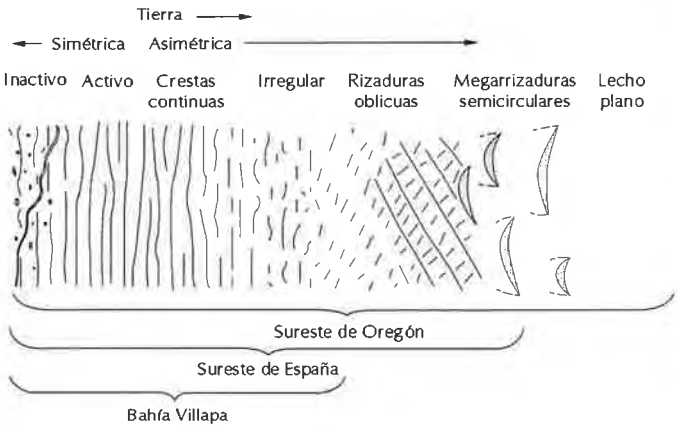


Figura 11.11. Secuencia idealizada, según Clifton, para la morfología del lecho en la playa baja (tomada de Carter, 1991).

Foto 11.9. Llanura aluvial influenciada por la acción de las mareas. El importante ascenso en las aguas oceánicas ocurrido tras el último periodo glaciar, ha inundado el curso bajo de muchos ríos cántabros, formando litorales «tipo estuario» (también llamados popularmente rías). Se puede apreciar un cauce cuyos canales empiezan a ser ocupados por las aguas en el ascenso de la marea, que durante la pleamar quedará inundado en su totalidad: se comporta por tanto como una «llanura intermareal». San Vicente de la Barquera, Cantabria.

controlan la incidencia del oleaje, mientras las propiedades litológicas (composición, textura, etc.) del lecho regulan la capacidad de removilización (figura 11.11).

En los mecanismos para generar estas estructuras, tiene gran importancia la distribución de líneas o zonas nodales (puntos con máxima velocidad horizontal y mínima vertical) y antinodales (puntos con mínima velocidad horizontal y máxima vertical), ya que son responsables en las acciones diferenciales de las aguas sobre el lecho, creando tramos de sombra (acumulaciones) y ataque (vaciados).

Un oleaje estacionario produce ondulaciones de gran ritmicidad (**rizaduras de oscilación**), propias del límite externo de la playa baja *(foreshore)*. Uno en resonancia (interferencia del oleaje incidente y el reflejado, con desfase de 180°), ocasiona líneas nodales perpendiculares a la línea de ribera, dando una alternancia de barras y canales que encauzan las corrientes de resaca. Por último, el oleaje en pérdida de fase provoca ritmos cambiantes con tensiones de cizalla sobre el fondo, que dan lugar a barras de cresta y surco (ver figuras 11.6 y 11.7).

Por tanto, otra característica en el lecho de una playa son los regueros o canales derivados de las corrientes litorales, básicamente de resaca (*rip currents*).

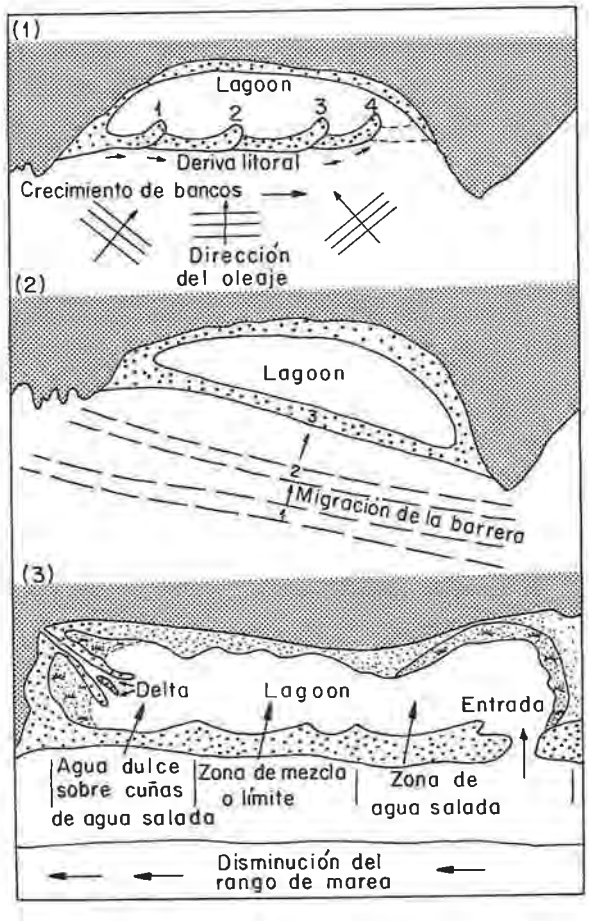
Las playas progradantes, es decir, con un importante crecimiento de los materiales acumulados y estabilizados, pueden llegar a colmatar determinadas zonas; normalmente tienden a anularse «salientes o entrantes», formando **tómbolos** y rellenos de ensenadas o bahías. Al ser un fenómeno progresivo, los sucesivos ritmos en la secuencia de acreción quedan marcados mediante una serie de resaltes o **crestas de playa**. Estos procesos están asociados a grandes aportes desde otras zonas y a la constancia en los ritmos dinámicos; igualmente, a unos perfiles en la línea de costa capaces de producir un «efecto sombra» para la circulación a lo largo de esa franja de ribera.

En zonas específicas con gran provisión de materiales y deriva litoral intensa, llega a instalarse una acreción continua según la secuencia evolutiva de: barras → flechas o cordones → barrera → isla barrera → formación de un **litoral de *lagoon***. A éste último lo caracteriza la isla barrera, que actúa como cierre para una ensenada o similar, dejando en su interior una laguna o lago litoral.

Un litoral tipo *lagoon* también puede estar originado por acreción-migración y posterior estabilización de una barra litoral; en este caso la marea alta suele desbordar esa isla barrera, comunicando dicha laguna directamente con el mar abierto (figuras 11.12 y 11.13).

Sea cual fuere el origen de las lagunas litorales tipo *lagoon*, a todas les caracteriza el ambiente parcial o totalmente marino, es decir: su régimen o funcionamiento hidrológico está controlado por la dinámica de las aguas estabilizadas (marinas u oceánicas), mediante su comunicación a través de canales o pasos (*tidal inlet*) con circulación alternante según los ritmos de marea.

De este modo, en las riberas del *lagoon*, y sobre todo dando frente a la franja de tierras emergidas, son frecuentes las llanuras de marea (equiparables a las marismas en desembocaduras fluviales). En la isla barrera, dando frente al mar, aparecen o pueden aparecer todos los elementos característicos de una playa; para estos casos, la línea de ribera está localizada en aquellos terrenos que configuran dicha isla barrera (ver figura 11.1).



Las **llanuras de marea** o **intermareales** son fisonomías llanas, afectadas por todas aquellas oscilaciones en el nivel del agua que controlan las mareas, normalmente con rangos meso a macro. En su mayoría están constituidas por material fino de decantación, debido a los procesos de inundación rítmica; lagunas litorales (*lagoon*), llanuras de fangos, marismas, manglares tropicales, y ciertos estuarios, corresponden a este tipo de formas (figura 11.13).

Las morfologías constructivas de predominio marino tienen un origen biogénico y, dentro de ellas, en el medio litoral destacan los **arrecifes orgánicos**. Se trata de corales y algas calcáreas, a veces esponjas y moluscos, que constituyen barreras (cierre costero de un *lagoon*), **atolones** (construcciones anulares que dejan en su interior un *lagoon*) o franjas dispersas (figura 11.14).

Figura 11.12. Algunas tipologías de *lagoon* (según Selby, 1985).
1. Cierre por acreción de una flecha o espigón litoral.
2. Cierre por migración de una barra o barrera litoral.
3. Características funcionales en un *lagoon* de marea.

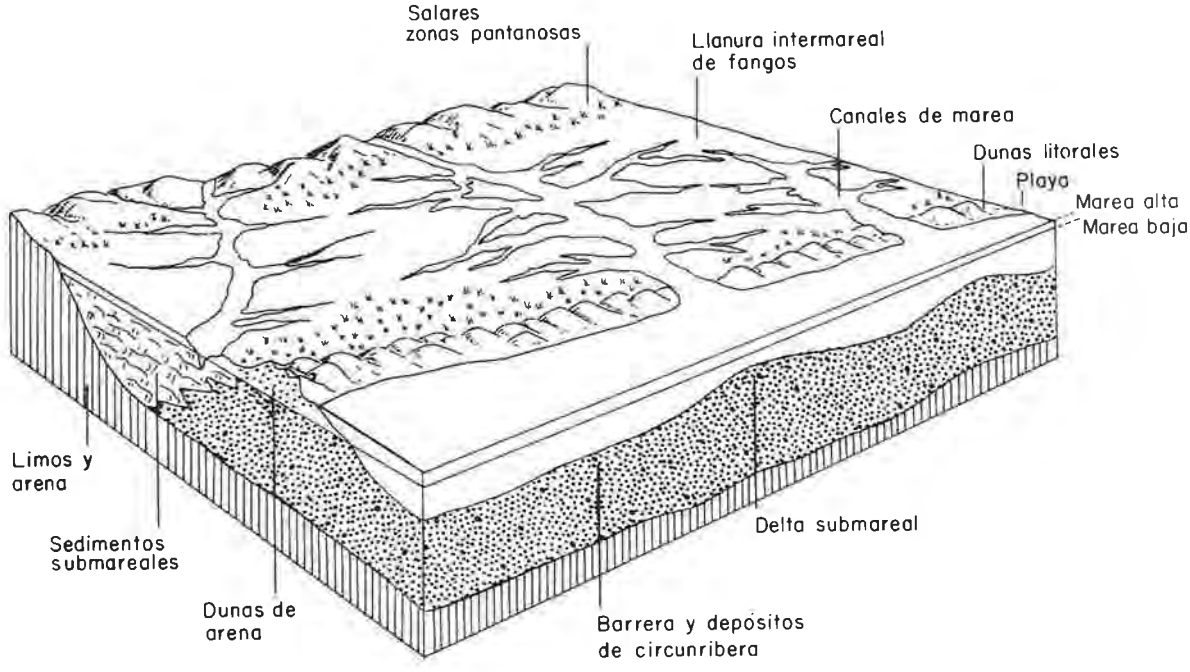


Figura 11.13. Formas y sedimentos en una llanura intermareal con barrera (según Selby, 1985)

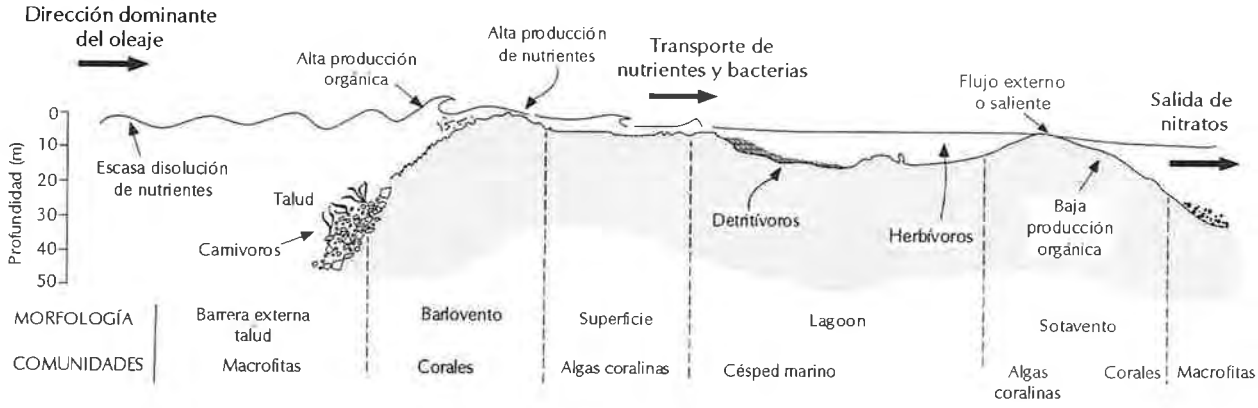


Figura 11.14. Características, en sección, de un sistema arrecife-*lagoon* (según Carter, 1991).

Cuadro 11.3. Clasificación de las dunas litorales (según Davies, 1980).

TIPO	FORMA	ORIENTACIÓN
DUNAS PRIMARIAS: suministro de arena procedente de la playa		
Dunas libres (sin vegetación sustancial)	Alineaciones transversas, barjanes, alineaciones oblicuas	Viento orientado y, en general, perpendicular a la dirección de la construcción
Dunas estancadas (con cobertera vegetal abundante)	Dunas frontales, alineaciones de arena y plataformas dunares	Núcleos orientados y generalmente paralelos, en zonas alejadas de la playa fuente de los materiales
DUNAS SECUNDARIAS: arena derivada de la erosión de dunas primarias estancadas		
Dunas transgresivas	Cubetas de deflación, dunas parabólicas, longitudinales o capas transgresivas	Viento orientado y generalmente paralelo a la dirección del viento construccional
Dunas remanentes	Residuos de dunas primarias erosionadas	

Las **dunas litorales** pueden considerarse debidas a acciones con un predominio terrestre, y quedan localizadas en el límite externo (hacia el mar) de la franja de transición, o sobre una isla barrera; en cualquier caso, sobre la playa alta o *backshore* y fuera del dominio normalmente batido por el oleaje (ver figura 11.1). Por su morfología y origen, estas formas constructivas son equiparables a las de ambientes eólicos (ver capítulo 10), si bien aquí suelen presentar mayor colonización vegetal (cuadro 11.3).

Otras morfologías donde predomina la influencia terrestre, aunque en menor grado a lo que ocurre con las dunas, son los **deltas**. Un delta es una acumulación sedimentaria subacuática, generada por una corriente fluvial en su confluencia con las aguas marinas o lacustres; normalmente presenta crecimiento subaéreo, formando protuberancias cónicas a modo de abanicos. También hay casos de abanicos aluviales terrestres que, sin ser estrictamente deltas, finalizan en una masa de agua estabilizada, un lago o el mar, denominándose entonces **abanicos costeros** o ***fan deltas***; su génesis está relacionada con áreas tectónicamente activas o llanuras proglaciares, y presentan una nítida seriación de facies desde el ápice de salida hasta el frente de avance o progradación hacia el mar o lago.

La mayoría de los deltas construyen llanuras bien definidas, con un tramo superior claramente fluvial y otro inferior mixto que llega hasta el límite de la marea baja; en estas llanuras abundan los salares, lagunas, turberas y *levées*. El frente deltaico subacuático define la línea de ribera (*shoreline*) y tiene una estructura interna de acreción hacia el mar, con pendiente muy neta (figura 11.15).

La formación de un delta precisa aportes suficientemente abundantes y rápidos como para anular la capacidad de redistribución que tengan las aguas receptoras. Dado que dicha capacidad está en función de la energía en esas aguas, mares interiores, lagos, *lagoons* y aguas oceánicas semiconfinadas, son los lugares apropiados para que se desarrollen deltas. El control de aportes corresponde al dominio terrestre, siendo las condiciones climáticas y la tectónica regional los factores primarios que lo regulan al definir el tipo de cuenca fluvial. Por estas circunstancias, la clasificación de los deltas marinos, y su asociación, atiende frecuentemente a dichos factores (figuras 11.16 y 11.17, cuadros 11.4 y 11.5).

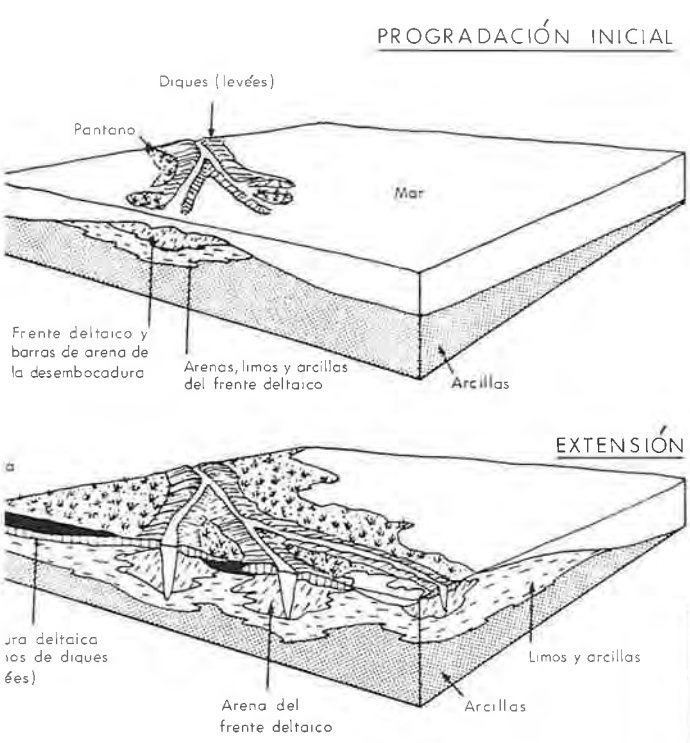


Figura 11.15. Procesos y características en un delta de elongación (según Selby, 1985).

Foto 11.10. Acumulación de dunas litorales sobre una playa alta o superior. Tazoghrane (Cabo Bon, Túnez).

Cuadro 11.4. Factores que controlan la morfología y sedimentación en un delta (según Morgan, 1970).

RÉGIMEN FLUVIAL		**Crecidas**: Aumento de la capacidad (carga) y competencia (tamaño), para el transporte en suspensión y carga de fondo.
		Estiajes: Disminución de la capacidad (carga) y competencia (tamaño), para el transporte en suspensión y carga de fondo.
PROCESOS COSTEROS		**Energía de las olas**: Olas de alta energía movilizan el material deltaico.
		Magnitud de las mareas: Mareas de gran magnitud, distribuyen la energía del oleaje en zonas más amplias de la costa y crean corrientes de marea más incisivas.
		Corrientes litorales: Corrientes de gran magnitud, transportan el material deltaico a lo largo del litoral (*longshore*), hacia la ribera (*inshore*) o hacia la plataforma (*offshore*).
FACTORES TECTONICOS		**Áreas estables**: Basamentos rígidos impiden la subsidencia y provocan llanuras deltaicas emergidas al progradar.
		Áreas subsidentes: Subsidencias continuas provocan rellenos de sedimento compactados, que permiten construir lóbulos sucesivos en su progradación.
		Áreas en elevación: En zonas de ascenso del terreno o descenso del mar, se originan redes fluviales intradeltaicas que redistribuyen el material.
FACTORES CLIMÁTICOS	Zonas húmedas	**Cálido o caluroso**: Altas temperaturas y humedad implican una cobertera vegetal densa, que obstaculiza el transporte de sedimentos por los ríos o corrientes de marea.
		Frío o fresco: El carácter estacional en el crecimiento de la vegetación, implica menor incidencia de sus efectos como obstáculo al transporte. Temperaturas muy frías en invierno, permiten acumulaciones estacionales de restos vegetales, que forman turberas en la llanura deltaica.
	Zonas secas	**Cálido o caluroso**: La cobertera vegetal es escasa, facilitando el transporte e incluso la generación de procesos eólicos en la llanura deltaica.
		Frío o fresco: La cobertera vegetal es escasa, facilitando el transporte. El invierno interrumpe las acciones fluviales, desarrollándose ciclos estacionales de helada e incluso procesos eólicos que modifican, a veces sustancialmente, el carácter de los deltas.

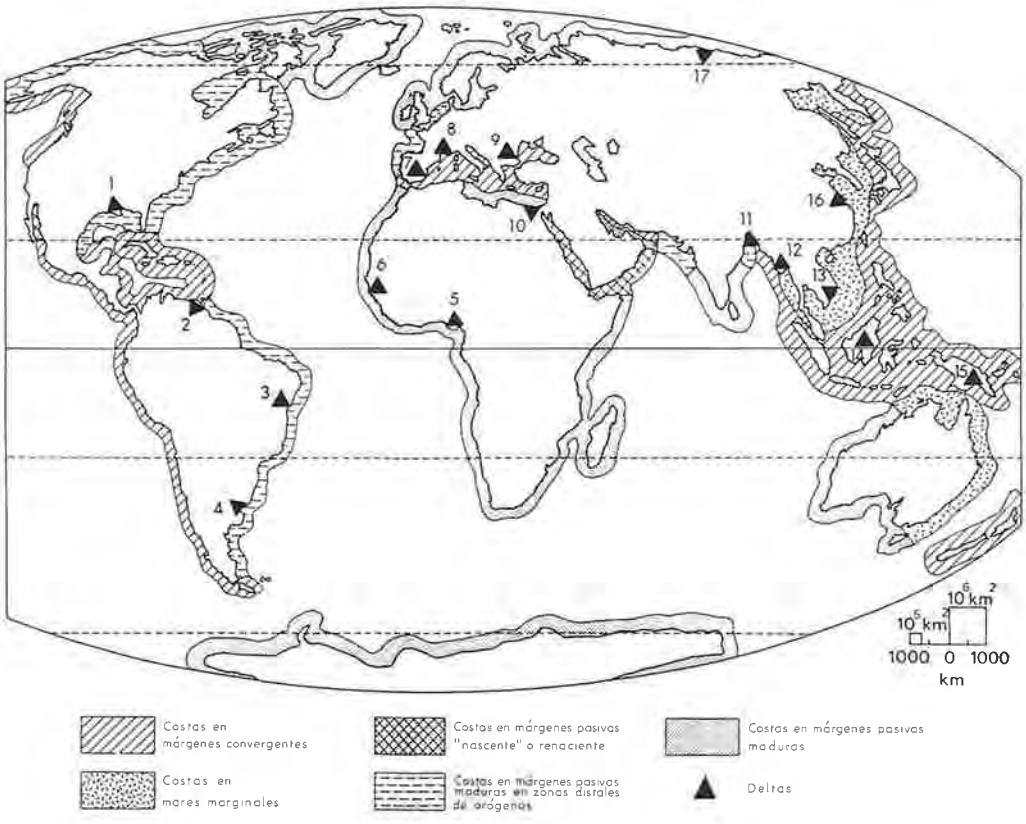


Figura 11.16. Clasificación de litorales por su dinámica tectónica, siguiendo criterios de Inman y Nordstrom (1971). La figura, modificada de Summerfield (1991), contiene los principales deltas del mundo, representados mediante triángulos, y son:
1. Mississippi; 2. Orinoco; 3. San Francisco (Brasil); 4. Paraná-Uruguay; 5. Niger; 6. Senegal; 7. Ebro; 8. Ródano; 9. Danubio; 10. Nilo; 11. Ganges; 12. Irrawaddy; 13. Mekong; 14. Mahakam-Kutai; 15. Fly-Papua; 16. Yangtze; 17. Lena.

Cuadro 11.5. Características de algunos deltas (basado en: Wright y Coleman, 1973; y Summerfield, 1991).

DELTA	CONFIGURACIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA Y DESEMBOCADURA FLUVIAL	RASGOS DEL FRENTE DELTAICO	RASGOS DE LA LLANURA DELTAICA
MISSISSIPPI (1)	Línea de costa muy lobulada, interdigitada con las desembocaduras, múltiples distribuidores dando fisonomía en «pie de pájaro».	Abundantes zonas encharcadas (pantanosas) formando ciénagas. Escaso desarrollo de playas arenosas.	Pantanos, bahías abiertas y cerradas.
DANUBIO (9)	Ligeramente interdigitada con las protuberancias de construcción fluvial.	Pantanos con playas arenosas adyacentes a las desembocaduras fluviales.	Pantanos, lagos y crestas de playas abandonadas.
EBRO (7)	Línea de costa suave, con construcciones sencillas en las desembocaduras. Arqueamiento o convexidad no lobulada.	Pequeñas playas de arena y lenguas extensivas con dunas eólicas.	Salares y turberas, con algunas pequeñas alineaciones o crestas de playa.
NIGER (5)	Línea de costa suavemente arqueada (convexidad), múltiples ríos sin apenas protuberancias constructivas.	Playas arenosas casi continuas a lo largo del frente deltaico.	Marismas con zonas pantanosas y turberas, alineaciones o crestas de playa.
NILO (10)	Línea de costa débilmente arqueada (convexidad), con dos sencillas construcciones de sendos distribuidores.	Playas arenosas generando barreras, con dunas eólicas; alineaciones de crestas arenosas a lo largo de las desembocaduras.	Llanura aluvial con canales abandonados y pequeñas alineaciones de playas. Llanuras y *lagoon* hipersalinos próximos a la línea de costa.
SAN FRANCISCO (3) (BRASIL)	Costa rectilínea de carácter arenoso, con ríos sencillos constreñidos en canales dentro de las construcciones arenosas.	Playas arenosas con amplias llanuras de dunas eólicas.	Playas amplias de carácter lineal (crestas) arenosas y con dunas.
SENEGAL (6)	Costa rectilínea, con barreras ligeramente desplazadas en las desembocaduras de los ríos, pero sin construcciones subaéreas.	Playas arenosas con amplias llanuras de dunas eólicas.	Playas amplias de carácter lineal (con crestas), zonas de encharcamiento (ciénagas), y dunas eólicas.

Nota: el número corresponde a los tipos de deltas que se muestran en la figura 11.16.

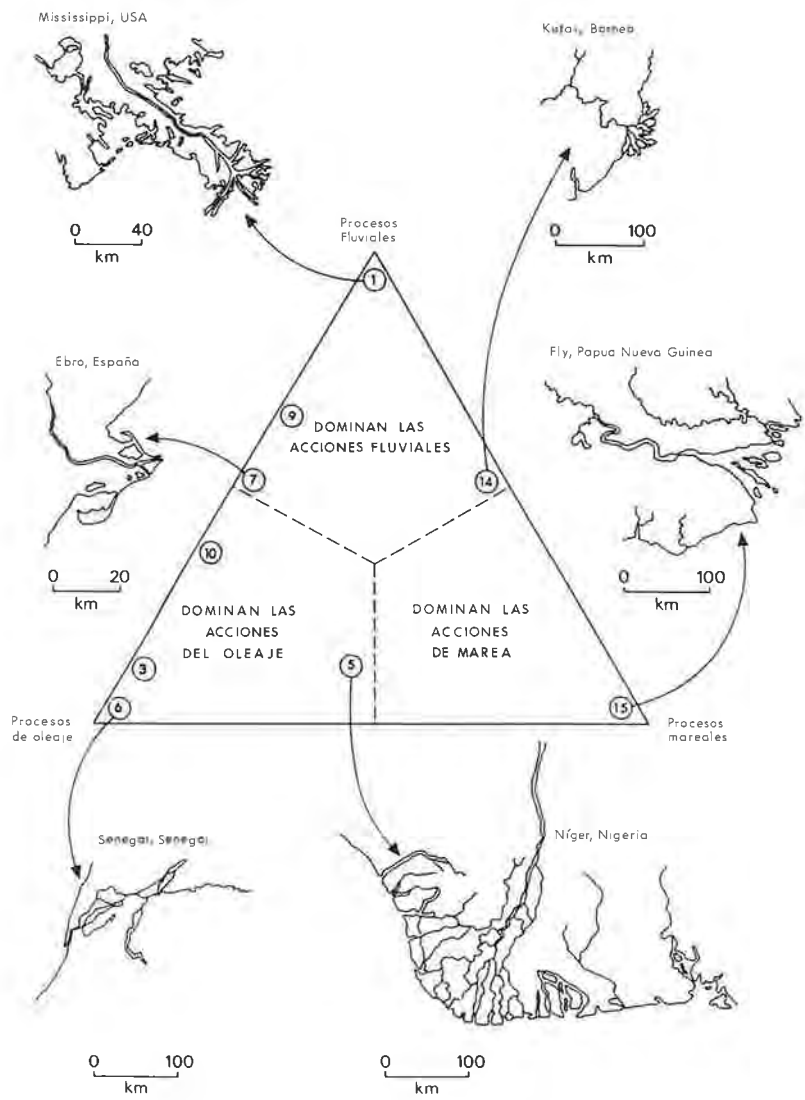


Figura 11.17. Diagrama ternario para clasificar los tipos de deltas según su influencia fluvial, mareal y de oleaje (método de Galloway, 1975). La numeración corresponde a algunos deltas que aparecen en la figura 11.16 (según Summerfield, 1991).

Considerando que hay una serie de interacciones durante la mezcla debida a los aportes, pueden diferenciarse unas tipologías deltaicas según las relaciones de densidad entre aguas afluentes y receptoras; dichas tipologías son:

- **Deltas de flujo homopícnico**. La densidad en las aguas afluentes y receptoras es similar; caracteriza a deltas en los cuales las segundas no son salobres, como las correspondientes a lagos fluvio-proglaciares.

En este caso hay mezcla casi instantánea y la sedimentación, por tanto, será muy rápida. Son de estructura sencilla, constituida por: láminas basales (*bottomset*) limo-arenosas o de gravas (carga de fondo); estructura interna *(foreset)* que define el avance o frente deltaico, con carga de fondo y limos de decantación; láminas a techo (*topset*) con material subaéreo de barras y diques o *levées* (ver figura 11.15).

- **Deltas de flujo hiperpícnico**. Las aguas afluentes son más densas que las receptoras, produciéndose una corriente basal de alta densidad que transporta el material hacia zonas más profundas y limita el crecimiento del delta. Dadas sus condiciones, es una tipología poco frecuente; por ejemplo, aguas muy frías que penetran en lagos cálidos y provocan canales erosivos en el frente deltaico.

- **Deltas de flujo hipopícnico**. Se producen cuando las aguas afluentes son menos densas que las receptoras, siendo la situación más frecuente en deltas marinos. Las

Foto 11.11. Litoral de fiordo donde se aprecian los dos elementos característicos de estas fisonomías: altiplanicies que culminan el relieve y fueron ocupadas por mesetas de hielo, y valles de origen mixto (estructural, sobreexcavado por el hielo) hoy inundados por el mar. Geirangerfjord (Noruega). Foto L. Pinilla.

Foto 11.12. Elementos de una costa acantilada: en primer término, una playa semilunar originada por el «efecto sombra» que ejerce un promontorio; en segundo término, los escarpes del acantilado sobre materiales buzando según la inclinación del mismo; por último y al fondo, la línea de costa acantilada que forma el frente de una «rasa». Litoral entre Cabo Busto y Luarca, Cornisa Cantábrica.

primeras penetran en el mar y quedan «flotando», manteniéndose así a lo largo de distancias considerables, lo cual produce una decantación paulatina del material. La carga más gruesa de fondo es depositada inicialmente, formando una estructuración similar a los deltas homopícnicos, es decir: láminas basales, estructura interna o frente de avance y láminas a techo.

11.2.3. Síntesis general: tipos de costas

Resultado de los procesos litorales, aparecen morfologías cuya clasificación puede realizarse según varios modelos. Uno muy utilizado recientemente, alude a su dinámica tectónica en relación con las márgenes de placa (ver figura 11.16). Sin embargo, en Geomorfología tiene prioridad la configuración fisiográfica general y, de acuerdo con ella, los tipos más frecuentes de costas son:

- *De ría*. Aquéllas en las cuales un valle fluvial queda inundado por el mar. A veces se refieren como costas de inmersión debidas a compensación tectoisostática; los mejores ejemplos corresponden a las rías gallegas e irlandesas. A este tipo suele asociarse el estuario.

- *De fiordo*. Similares a las de ría, pero con una notable canalización del agua marina penetrando en antiguos valles glaciares. También se denominan costas en emersión por compensación glacioisostática. A este tipo pertenece la costa noruega.

- *De isla barrera y lagoon*. Presentan su línea de ribera (*shore line*) adelantada a un recinto acuoso (*lagoon*), cerrado o semicerrado por una alineación arenosa de acreción marina o barrera. Muchas zonas del Golfo de Méjico pertenecen a esta tipología. En España, la costa del Mar Menor puede incluirse en este contexto.

- *Arenosas o de playas estabilizadas*. Al contrario que las anteriores, aquí coinciden línea de ribera (*shore line*) y de costa (*coast line*). Es una franja mixta (emergida-sumergida) de perfil tendido hacia el mar, en la cual se produce removilización continua de material; tierra adentro (*hinterland*) abundan formaciones dunares. Buen ejemplo son la mayoría de las playas del litoral español.

- *Llanuras de marea*. Costas de fisonomía muy llana, con un gran desarrollo de la zona intermareal, frecuentes ciénagas y zonas pantanosas, sedimentos de decantación, y abundante cobertera vegetal circundante. La roca del sustrato o la morfología tienen escasa participación en su dinámica, y las aguas son mixtas continentales-marinas. Es el caso de algunas costas en el Mar del Norte, Florida, Tierra de Fuego y, hasta cierto punto, muchas marismas de la Península Ibérica (Guadalquivir, Santoña).

- *De delta*. Corresponden a zonas donde las aguas continentales «invaden» el dominio marino, dando lugar a una construcción cónica o en abanico. Son abundantes por todo el mundo; en la Península Ibérica destacan las desembocaduras del Ebro y, en menor grado, Llobregat y Besós.

- *Arrecifales*. Construcciones biogénicas que emergen en superficie definiendo barreras; los casos más notables son las barreras anulares que forman atolones, características en el cinturón de islas del Pacífico central.

- *Acantiladas*. Denominadas también tectónicas, estructurales y, a veces, de elevación, ya que suelen estar controladas por actividad endógena reciente (tectónica o volcánica), o su estructura y litología. Constituyen escarpes netos hacia el mar, en general «vivos»; es decir: evolucionan debido a la acción directa de las aguas marinas, junto a otros procesos característicos en estas fisonomías (gravitacionales, meteorización, arroyada, etc.). Los escarpes pueden quedar abandonados tras una playa o rasa marina,

comúnmente originadas por retroceso del acantilado; en estos casos su evolución es más lenta, al desaparecer la acción directa del oleaje o, a lo sumo, afectarles durante algunos temporales. Buena parte del litoral hispano tiene este carácter: tanto el insular canario y balear, como el peninsular en costas montañosas de las Béticas, cadenas Costero Catalanas, bordes pirenaicos, cántabro-astur y altiplanicies gallegas.

Foto 11.13. Superficie mixta de erosión continental y abrasión marina. Corresponde al nivel más continuo (+ 100 m) de las «rasas cantábricas». Rasa de Cabo Peñas-Luanco, Cornisa Cantábrica.

11.3. INDICACIONES PRÁCTICAS

Dada la persistencia y capacidad transformadora de las acciones dinámicas que le caracterizan, el medio litoral es un excelente indicador geomorfológico, ya que permite analizar modificaciones del relieve a escala histórica. A su vez, dichas modificaciones están asociadas a balances globales de masa y energía (períodos pluviales-interpluviales, glaciares-interglaciares, tectónica global, isostasia y balances erosivo-sedimentarios), frente a los cuales este medio muestra una alta sensibilidad dada su condición de regulador en los balances «termo-hidro-geoquímicos» (ver apartados 8.7 y 8.8). Por tanto, resulta de gran importancia conocer su dinámica actual y reciente para comprender ciertos cambios a escala planetaria, en especial los «climáticos».

Otros factores que contribuyen a centrar el interés sobre estas regiones, son su notable extensión a nivel mundial y la alta densidad de población que soportan desde épocas ancestrales, máxime algunas riberas como las del Mar Mediterráneo. Esto implica un conjunto de interferencias entre la actividad antrópica y los procesos litorales, cuyos resultados más evidentes son, por un lado, las transformaciones acaecidas en el paisaje y, por otro, la aparición de una serie de riesgos naturales, a veces inducidos por la propia actividad antrópica, como inundaciones, erosión o aterramiento. Todo ello queda manifiesto en la degradación de muchos recursos (paisaje, suelos, especies animales y vegetales, calidad de las aguas y pesca), infraestructuras (poblaciones, puertos o vías de comunicación), incluso la pérdida de vidas humanas.

Para analizar estos temas desde las Ciencias de la Tierra, el punto de partida consiste en delimitar el medio litoral. Si establecer la línea de costa o ribera es un problema eminentemente morfodinámico, demarcar la zona litoral lo es bioclimático. Generalmente debe recurrirse a datos meteorológicos y fenológicos para definir índices de continentalidad u oceanidad, separando así diferentes medios y submedios o ambientes.

Sirva como ejemplo el índice debido a Gorczynski, que utiliza la fórmula:

$$K=(1{,}7A/\text{sen } L)-20{,}4$$

Siendo: A, variación anual de la temperatura media en °C; y L, latitud en grados.

Valores del parámetro K menores a 10 indican condiciones claramente oceánicas, mientras los superiores a 30 suponen medios continentales sin influjo marino. La Península Ibérica adopta valores de 0 en la costa occidental, y 35 en la depresión del Ebro o zonas centrales de la Meseta meridional (Font Tullot, 1983).

Al marcar la línea de costa o ribera, debe tenerse presente la propia variabilidad espacio-temporal del agente, esto es, el nivel del mar. Los mareógrafos, que miden esas oscilaciones respecto a una referencia, permiten analizar las variaciones actuales; sin embargo, proporcionan series de datos puntuales y cortas, por lo cual existen notables dificultades para establecer niveles medios generalizables, espacial y temporalmente.

Al estudiar la morfología litoral, y tras haber establecido su extensión tierra adentro, puede procederse mediante sucesivas aproximaciones: iniciarlo a nivel regional con la morfoestructura y tipo de costa, y proseguir hasta llegar al rango de los elementos morfológicos.

El análisis morfoestructural, está apoyado en cartografías a pequeña escala (1:200.000 a 1:1.000.000) para describir la fisonomía general y su relación con otros elementos geográficos circundantes: cadenas montañosas, desembocaduras de ríos, planicies de piedemonte, etc. Este trabajo suele completarse utilizando fotografías aéreas, delimitando así grandes dominios y unidades geomorfológicas dentro del litoral. Igualmente es útil el uso de imágenes de satélite en determinados rangos espectrales, u ortoimágenes que combinan bandas en falso color.

El objetivo final de esta etapa previa es llegar a una «clasificación fisiográfica» (ver capítulo 4), que hasta cierto punto corresponde ya a una sectorialización morfodinámica según tipos de costas. El cometido posterior exige definir los elementos morfológicos para cada dominio delimitado y proceder a su clasificación morfográfica y dinámica.

En la clasificación morfográfica del litoral, basta aplicar las correspondientes técnicas de análisis (ver capítulo 3) sobre mapas topográficos (1:50.000 ó escalas mayores), fotografías aéreas (vuelos bajos) o trabajos de campo (levantamientos topográficos y perfiles transversales a la línea de costa).

Las morfologías sumergidas requieren batimetrías de detalle utilizando datos del sonar y geofísica superficial, apoyados por sistemas para posicionamiento de la embarcación (GPS). De manera más rudimentaria y a otra escala, podrían hacerse mediante cuerdas con plomadas para construir una malla de profundidades y deducir un mapa de isobatas. Ambos procedimientos permiten separar diferentes dominios o subzonas y dentro de ellos cada tramo específico, resultando perfiles como los reflejados en la figura 11.1; también son útiles para calcular parámetros morfográficos básicos (ver figura 3.1).

La morfodinámica litoral ha sido objeto de especial atención durante los últimos decenios, tanto en su faceta aplicada como por la información que aporta sobre génesis y evolución de las formas del terreno. En estos temas, una vez más hay que partir de las características intrínsecas del agente: el agua marina litoral con sus acciones de oleaje, corrientes y mareas.

El oleaje, como todo movimiento ondulatorio, puede analizarse de acuerdo con unos parámetros básicos: período, frecuencia, longitud de onda y amplitud; éste es un método cuantitativo que utiliza boyas, flotadores, listones o sensores de columna de agua, y permite evaluar dichos parámetros (ver apartado 11.1.1). Al tratarse normalmente de registros continuos y, por tanto, corresponder al efecto superpuesto entre uno o más trenes de ondas, debe recurrirse al análisis armónico y espectral, llegando a individualizarse así trenes sencillos. Otro parámetro a determinar es la «altura de ola significativa», que equivale a la media de una tercera parte para los valores mayores, medidos en un tiempo establecido (generalmente 20 minutos).

En otros casos basan la clasificación en apreciaciones visuales, que suelen estar fundadas en la experiencia marinera y, por tanto, responden a una utilidad concreta y de probada eficacia. Así aluden a estados de la mar y rangos del oleaje, que refieren como: pintar, rizar, cabrillear, aborregar, ampollar y encrespar (de menor a mayor).

Punto intermedio ocupan las clasificaciones de uso estandarizado en navegación, como la de Douglas, que según la altura del oleaje establece nueve grados: calma (0 m), rizada (0-0,25 m), marejadilla (0,25-0,5 m), marejada (0,5-1,25 m), fuerte marejada (1,25-2,5 m), gruesa (2,5-4 m), muy gruesa (4-6 m), arbolada (6-9 m), montañosa (9-14 m), y enorme (>14 m). Estos grados, tienen su correspondencia con la escala de Beaufort para las velocidades del viento (ver Sánchez y Zabaleta, 1978).

Para controlar el oleaje a nivel regional y seguir su evolución e interferencia, suele recurrirse también a fotografías aéreas, imágenes de satélite con alta resolución espacial, y de radar tomadas desde plataformas aerotransportadas. En aguas profundas, tanto sensores como monitorizadores, dan información sobre la energía total, dirección principal y extensión angular.

El oleaje y su dinámica, es susceptible de ser reproducido en modelos físicos a escala; para ello son necesarios generadores de ondas con planchas móviles en cubetas, que posibilitan el control sobre la evolución e interferencia de trenes con distinta altura y dirección. Estos trabajos experimentales tienen objetivos muy concretos y precisan un instrumental sofisticado, por lo cual normalmente sólo poseen esos medios centros públicos de experimentación. Tanto en investigación básica como aplicada, interesa determinar el comportamiento de los materiales; son, por tanto, estudios sobre mecánica de sólidos o suelos, para medir durezas, porosidades y elasticidades con o sin oleaje. En problemas geotécnicos, los trabajos de laboratorio tienen que complementarse con testificaciones y muestreos de campo.

Las condiciones meteorológicas dominantes, principalmente el régimen de vientos, son fundamentales para conocer la dinámica; por ello, las técnicas descritas en el apartado 10.3 son aplicables aquí. Con estos datos resulta factible elaborar modelos semiempíricos o semiteóricos, que consideren la influencia atmosférica sobre diferentes estados de la mar.

Práctica similar a la que se acaba de describir, siguen los análisis de corrientes litorales; también está generalizado el empleo de fotografías aéreas y teledetección, ya que las variaciones de temperatura, salinidad o carga de sedimentos, marcan diferencias en los colores o absorción de rangos en el espectro. Una técnica frecuente para el estudio *in situ* es el trazado químico de las aguas y su seguimiento analítico; con este fin suele recurrirse a colorantes inocuos (fluoresceína), soluciones salinas o isótopos radioactivos (tritio).

En corrientes litorales, al igual que para el oleaje, no basta con delimitar modalidades, también deben analizarse las interferencias con su línea de costa y la morfología del fondo; es decir: aquellas perturbaciones que sufren al chocar contra promontorios e islas, roce sobre el lecho, y acción de frenado por el viento. Aquí resulta imprescindible confrontar los conocimientos dinámicos con mapas morfométricos y batimétricos, obtenidos previamente.

El seguimiento de las mareas hace necesario mareómetros o mareógrafos (con registro continuo), normalmente instalados en obras portuarias y protegidos del oleaje. Predecir frecuencias y magnitudes en estos fenómenos, exige un conocimiento adecuado sobre las distintas configuraciones astronómicas y su influencia en la masa de agua. Las corrientes mareales y sus ondas de crecida, pueden simularse como las litorales y el oleaje; también es necesario estudiar en qué medida influyen las condiciones climáticas para ciertos cambios en el nivel de las aguas, ya que llegan a originar mareas meteorológicas locales allí donde la dinámica atmosférica muestra notables variaciones isobáricas.

El conocimiento de todos los aspectos dinámicos es necesario al diseñar infraestructuras y, en general, cualquier obra de ingeniería. Estos trabajos precisan investigaciones estadísticas sobre oleaje, mareas y corrientes, con registros de, al menos, 11 años; período que, en teoría, incluye el máximo temporal.

Para controlar los efectos morfológicos que implican las acciones dinámicas, suele procederse mediante diversas técnicas:

- *Estudios morfométricos seriados de detalle*. La realización multitemporal de levantamientos topográficos y perfiles, permite evaluar las cantidades erosionadas o depositadas en cada zona y elaborar tasas al respecto; son muy útiles para acantilados, playas y fondos o lechos con escasa profundidad. Al proceder a estas evaluaciones, deberá recurrirse a cartografías actuales y recientes que muestren etapas evolutivas de la línea de costa, pero también a documentos históricos: mapas marítimos, cartas de navegación por cabotaje (disponibles desde hace varios siglos), planos de instalaciones portuarias, manuscritos y restos arqueológicos.

- *Monitorización del estado de fuerzas actuante*. En costas acantiladas, es normal el uso de dinamómetros para medir las presiones ejercidas por el oleaje durante el choque; también es frecuente calcular tensiones sobre la zona de batida y cuantificar acciones de rompiente y resaca.

- *Seguimiento de la acción abrasiva sobre construcciones artificiales* (escolleras, diques o muros) y evaluación del aterramiento en las mismas (puertos y canales de navegación, sobre todo); a veces se recurre a probetas artificiales con materiales de dureza conocida, para estimar microerosiones en acantilados (figura 11.18).

- *Utilización de indicadores*, tales como: inexistencia de vegetación interanual, presencia de determinados organismos (moluscos y artrópodos fundamentalmente), meteorización en plataformas intermareales, etc.

- *Seguimiento del transporte de materiales*. Puede evaluarse cualitativamente empleando fotografía aérea y teledetección, o aproximarse cuantitativamente con la instalación de trampas para sedimentos (de fondo, en suspensión o disolución); también, marcando materiales y utilizando modelos físicos a escala en laboratorio.

- *Interpretación sedimentológica de depósitos recientes*, tanto los situados en la zona emergida (abriendo zanjas o pozos) como aquéllos sumergidos (empleando geofísica de baja penetración y alta resolución).

La determinación granulométrica y composicional de depósitos sumergidos, requiere técnicas complementarias para el muestreo: dragas de cazoletas, pistones y bombas de absorción.

Una vez caracterizado morfométrica y sedimentológicamente el submedio, suelen realizarse modelos sobre disipación o difusión en la energía de corrientes y oleaje, que son contrastados con simulaciones a escala.

En todos estos trabajos sobre dinámica litoral deben considerarse otros procesos asociados, cuyo carácter ha sido ya tratado en los apartados correspondientes: es el caso de la meteorización (incremento en la alteración química y biológica), gravitacionales (desprendimientos y deslizamientos en acantilados), eólicos (cordones dunares litorales) y, en latitudes altas, glaciares (mezclas entre aguas, icebergs y sedimentos mixtos).

Técnicas y métodos para estudiar la dinámica litoral, en su mayoría nacen supeditados a la actividad humana: infraestructuras portuarias, diques para defensa contra

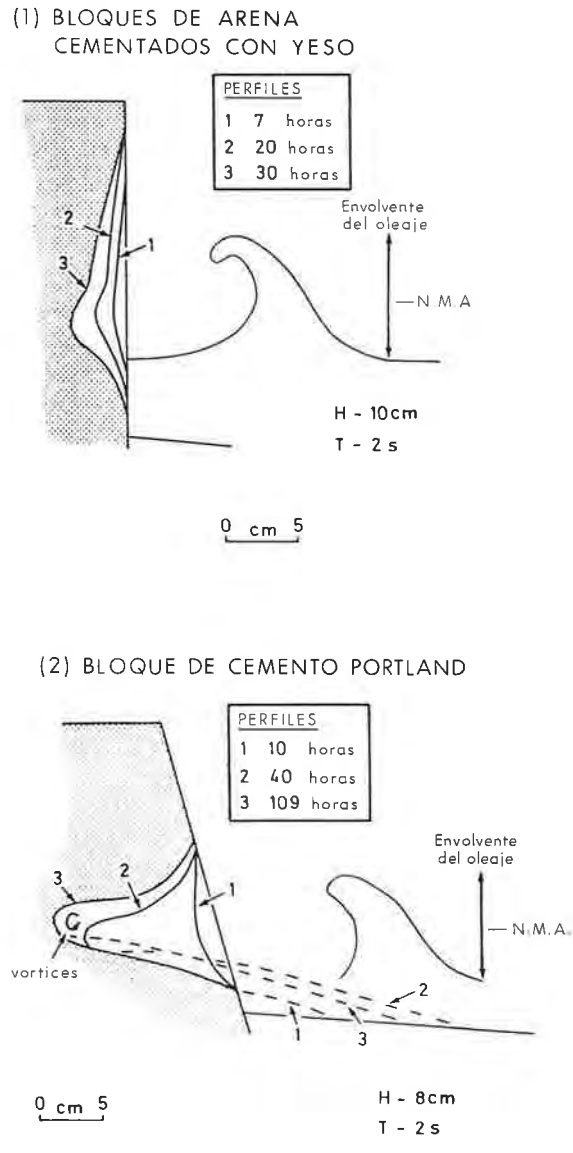


Figura 11.18. Modelos experimentales para evaluar la erosión de acantilados (en Carter, 1991).
1) Experimento de Sanders (1967), con arena cementada por yeso.
2) Experimento de Sunamura (1976), con cemento Portland, mostrando los perfiles desarrollados por el relleno del material procedente de la erosión.

N.M.A., nivel medio del agua; H y T, altura y período del oleaje; 1, 2 y 3, sucesivos perfiles de acantilado.

temporales, urbanizaciones, etc. Como ya se ha señalado, la concentración de infraestructuras y población hizo modificar esos planteamientos tradicionales, y en el momento actual los principales problemas derivan de la

interferencia antrópica sobre estos medios. Dicha interferencia queda manifiesta a dos niveles: «riesgos», en tanto la dinámica marina supone un peligro potencial para el ser humano o su actividad; «impactos», en cuanto las alteraciones antrópicas suponen una modificación del medio litoral.

Las alteraciones con reflejo geomorfológico, aparecen en tres procesos básicos: interferencias sobre el balance energético natural en la costa, variaciones de los aportes sólidos y modificaciones del lecho marino.

La interferencia sobre los flujos de energía, procede esencialmente de construcciones en la misma línea de costa, sean longitudinales (muros y revestimientos), transversales (espigones) o varias (diques exentos, conos de difracción y acúmulos de gravas, principalmente). Todas ellas pueden producir efectos de pantalla o sombra para los intercambios energéticos y, como consecuencia, variarán la actuación e incidencia de las corrientes litorales y el oleaje: desplazan ciertos efectos erosivos hacia otras áreas de la ribera, sedimentan allí donde el agua queda alejada del flujo costero y reelaboran material previamente depositado. Modificaciones notorias son la erosión en playas a sotavento, rebajando la plataforma costera, o el aterramiento en dársenas portuarias y formación de hemitómbolos tras los diques.

Teniendo en cuenta los impactos generados sobre muchos litorales, la tendencia actual es a evaluar previamente aquellos efectos de pantalla o sombra que producen las infraestructuras. Para ello se utilizan modelos reducidos en laboratorio y simulación informática con modelos matemáticos, si bien es preciso disponer de datos adecuados sobre las variables y parámetros que controlan esta dinámica litoral.

La variación en el balance sedimentario continental se refleja directamente en zonas costeras, principalmente deltas y playas. Las situaciones más frecuentes son: bien un aumento de aportes, condicionado por la deforestación y erosión del suelo; bien una reducción de los mismos, al quedar retenidos en embalses y obras de regulación fluvial. Lo primero fue notorio para toda la región mediterránea durante tiempos históricos; lo segundo predomina actualmente.

Un ejemplo paradigmático es el retroceso experimentado por el delta del Nilo a causa de la gran presa de Assuan; allí la línea de costa ha avanzado centenares de metros tierra adentro, modificando muchos ecosistemas marinos asociados. Dato significativo al respecto y ampliamente referenciado, corresponde a los sucesivos emplazamientos que ha ido ocupando el «faro de Alejandría».

Otro caso bien documentado es la evolución del delta del Ebro en tiempos históricos recientes: tras una etapa de rápida progradación coincidente con intensas deforestaciones ocurridas desde el siglo XV, durante los últimos cien años ha visto reducidos sus aportes sedimentarios más de un 95 %; este último fenómeno se debe a la construcción de embalses, tanto en el propio Ebro como sobre sus afluentes. Esos embalses no sólo retienen la carga sólida transportada, además detraen caudales y laminan las ondas de crecida que debería tener en régimen natural. La disminución de aportes afecta sobre todo al prodelta (donde se ha pasado desde una deposición al predominio de la resedimentación) y a su zona costera, cuya evolución está ahora fundamentalmente dominada por la acción del oleaje (foto 11.14).

Muchos desequilibrios dinámicos que ocasionan notables *modificaciones del lecho marino* y la costa, están producidos por extracciones de arena en playas, cordones litorales y «bajíos», para su uso como materiales de construcción y suelos de cultivo en invernaderos, por ejemplo. Efecto similar tiene la ocupación (urbanización, infraestructuras) y fijación de campos dunares, ya que varían la disponibilidad en las reservas sedimentarias del litoral.

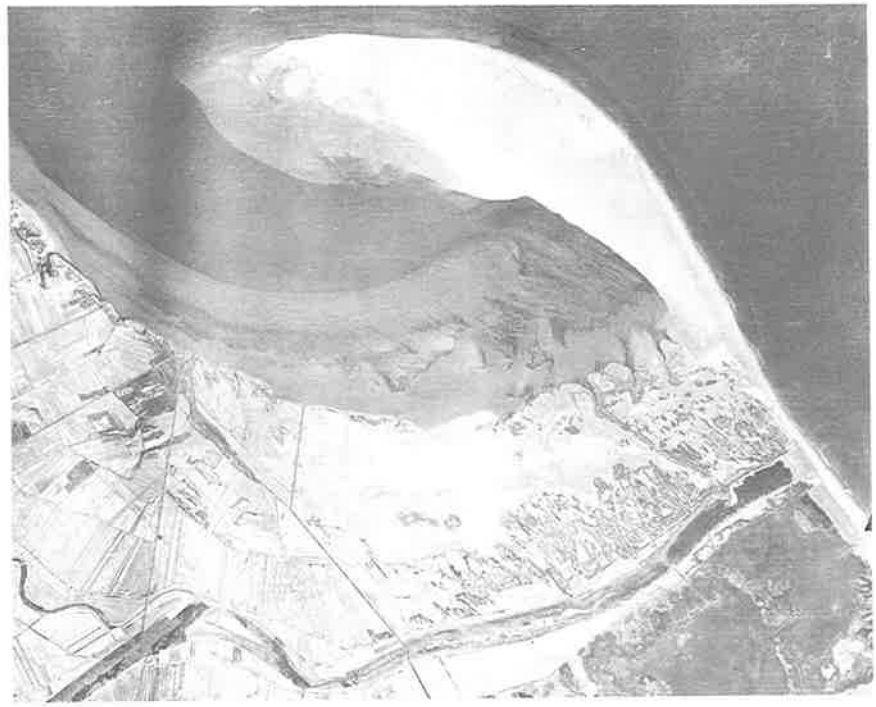
Debido a estas alteraciones, los trabajos y estudios sobre regeneración de playas han adquirido un importante desarrollo recientemente. Aunque la repercusión de algunas extracciones haya sido monitorizada mediante análisis morfológicos sobre la batimetría del lecho, el problema se ha planteado a nivel de efectos inducidos, toda vez que cualquier extracción en la plataforma origina desequilibrios «propagados». Aparte, y para evitar reclasificados, arrastres diferenciales, efectos de tamiz y cementaciones incipientes en playas regeneradas, hay que considerar la compatibilidad granulométrica y composicional entre aquellos depósitos añadidos artificialmente (arenas de machaqueo y eólicas continentales, entre otras) y aquéllos otros naturales propios del lugar.

El riesgo más generalizado en franjas litorales son las inundaciones. Es notoria la constante «lucha» mantenida por el pueblo holandés a lo largo de su historia para ganarle espacio al mar y, al mismo tiempo, prevenir posibles inundaciones en esos terrenos. A pesar de ello la dinámica litoral, al igual que el resto de los procesos naturales, periódicamente presenta circunstancias excepcionales difíciles de controlar.

Un caso paradigmático fueron las inundaciones ocurridas en el delta-estuario del Rhin en 1953; su causa fue una marea de equinoccio, es decir, originada por el reforzamiento recíproco de las influencias Luna y Sol, combinada con una tempestad del noroeste. El punto culminante de la segunda coincidió con la pleamar y el nivel medio del agua subió entre 4 y 5 metros, invadiendo numerosos *polders* del suroeste de Holanda (figura 11.19A). Los efectos fueron catastróficos: murieron 1.835 personas, 72.000 tuvieron que ser evacuadas, perdieron 200.000 cabezas de ganado, 200.000 hectáreas de tierra fértil fueron arrasadas y quedaron seriamente dañados 47.000 edificios.

A partir de aquel suceso, pusieron en marcha un gran proyecto de ingeniería litoral: la protección del área delta-estuario del Rhin (Plan Delta), que consistió en cerrar cuatro de sus grandes brazos y proteger la zona interior con nuevos diques (figura 11.19B). Sin embargo, como pudo comprobarse durante los primeros meses de 1995, la protección respecto a temporales marinos ha dejado el territorio en condiciones extremadamente vulnerables respecto a las avenidas del Rhin, canalizado en exceso.

Otro tema que preocupa a la comunidad científica actual, es el riesgo derivado de las *variaciones en el nivel del mar* y su relación con la actividad antrópica como inductora de



1946

N

1984

Foto 11.14. Cambios en la flecha septentrional del delta del Ebro entre los años 1946 y 1984. La evolución de esta llanura deltaica en tiempos históricos recientes (Maldonado y Riba, 1966), quedó manifiesta por el desarrollo de tres lóbulos: central, meridional y septentrional. Mientras el primero siguió progradando y hoy forma la desembocadura, los otros dos sufrieron un retroceso importante a partir del siglo XVIII y quedaron reducidos a las actuales flechas de Alfacs y Fangar. Ésta segunda, que aparece en las fotos, era alimentada en las últimas décadas por un canal de bifurcación (foto aérea de 1946, C.C. y F. Ejército del Aire), hoy desconectado (en gran medida por acciones antrópicas) abortando el crecimiento de la flecha, como puede apreciarse en la imagen de 1984 (foto aérea IGN). La vista general del delta corresponde a una imagen LANDSAT.

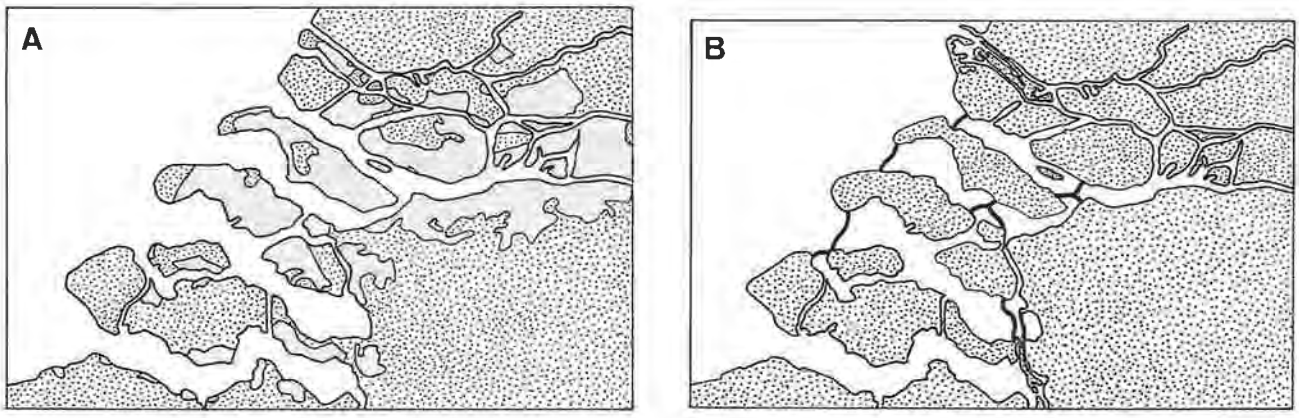


Figura 11.19. Delta-estuario del Rhin mostrando: el area inundada (en gris) por la acción conjunta de mareas y oleaje de tempestad en 1953 (A); y la zona de actuación con el proyecto Plan Delta, mediante diques artificiales (en trazo grueso) cerrando varios brazos del delta-estuario (B). Tomado de SICOH (1990).

El recinto punteado corresponde a las tierras emergidas previas al proyecto Plan Delta; en blanco aparece el dominio acuático, continental y marino.

un posible reforzamiento del «efecto invernadero», que conllevaría la fusión de hielos glaciares.

Medidas concretas y registros, históricos o geológicos, muestran un ascenso generalizado en dicho nivel, si bien todos los datos fiables existentes hasta el momento aconsejan no descartar ninguna hipótesis; deberá valorarse, por tanto, en qué medida ese proceso responde a ritmos o recurrencias naturales y en qué medida puede estar inducido por las emisiones artificiales de CO_2 (Zazo, 1987; Dabrio *et al.*, 1993; ver también al respecto la figura 11.2).

Dadas sus características (energía, magnitud y concentración en espacio y tiempo), ciclones tropicales (o tifones de vientos huracanados) y *tsunamis*, son fenómenos altamente peligrosos para las franjas litorales que los soportan;

Por su carácter peninsular e insular, **en España** *abundan todo tipo de costas, siendo predominantes las rocosas o acantiladas y playas. El litoral español presenta una longitud total de 7.880 km, de los cuales 4.990 corresponden a la Península y 2.890 a la costa insular. En él, aparecen 2.853 sectores de playa (un 38 % en el total de la costa), frente al 51 % de acantilados (altos, bajos y costa baja); en mucha menor proporción están las llanuras de marea o marismas, estuarios, deltas y lagoons.*

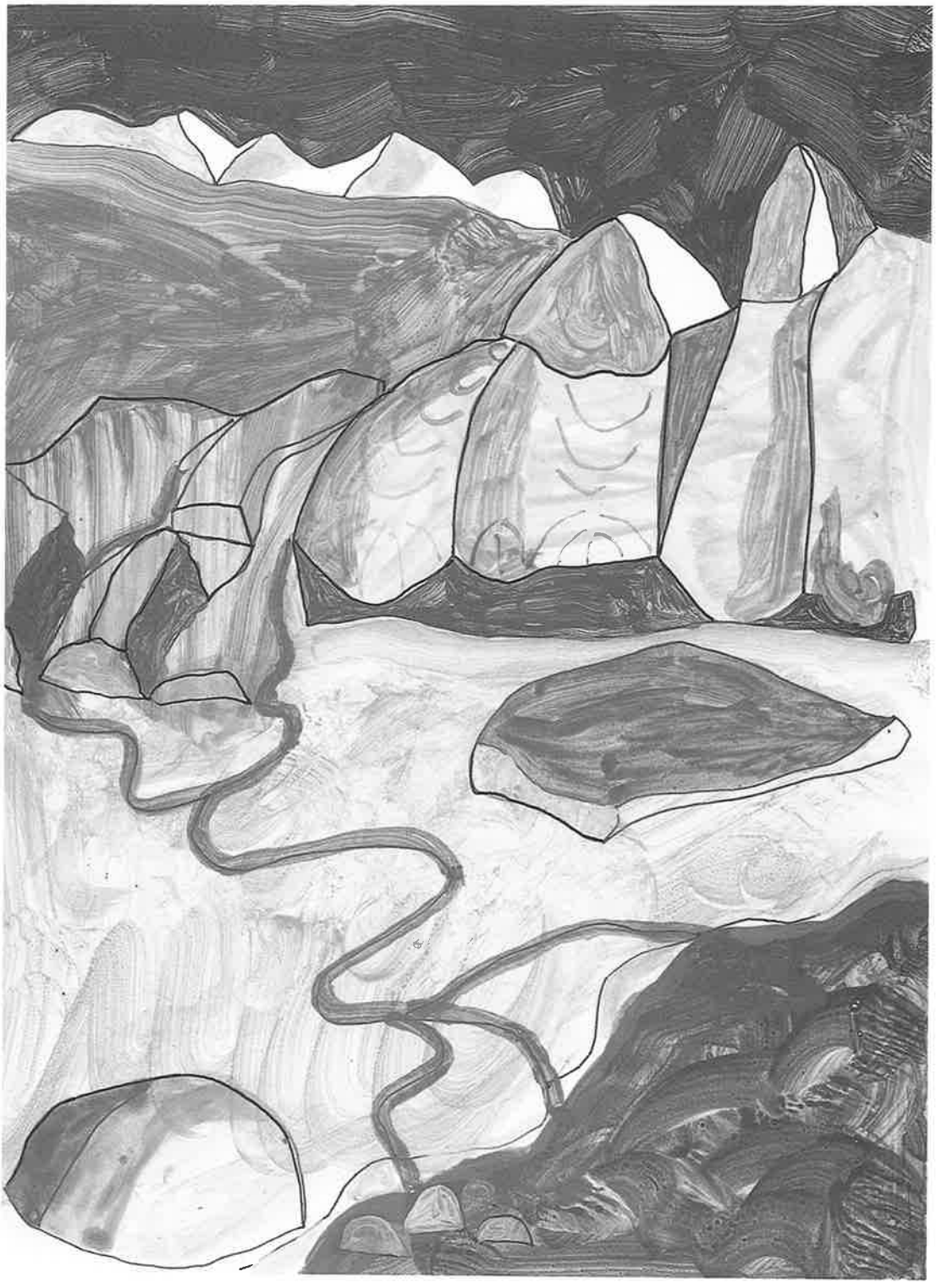
A pesar de ello los estudios dinámico-geomorfológicos son escasos y, salvo raras excepciones, muy dispersos. En los últimos años, el litoral sur y sureste peninsular ha sido investigado más detenidamente y de él hay un mejor conocimiento, tanto morfológico como de su variabilidad a lo largo del Cuaternario.

Ver al respecto:

- P. de Miguel, E. Rodríguez, L.F. Vila *et al.*, *Riberas marítimas, fluviales y lacustres: elementos para una ordenación*, MOPU, Madrid, 1982.
- C. Zazo (ed.), *Cambios del nivel del mar en España en el Cuaternario reciente*, Trab. Neogeno y Cuaternario, 10, CSIC, 1987.
- C. Zazo, C.J. Dabrio y J.L. Goy, «Geomorfología litoral y significado de las variaciones del nivel del mar», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 2, 1988
- ITGE, *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000*, Madrid, 1989.
- V. Díaz del Río y L. Somoza, *Mapa Fisiográfico del Mar Menor, escala 1:25.000*, Instituto Español de Oceanografía, 1990.
- C. Zazo y J.L. Goy, «Litoral español», en M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 1994.

sirva como ejemplo el tifón sufrido en el delta del Ganges, hoy Bangla Desh, que en 1970 provocó más de 300.000 muertes (Carter, 1991).

Para evaluar todos estos riesgos, sean o no inducidos por la actividad antrópica, como primer paso deberán analizarse las tendencias geológicas naturales, al menos desde el Pleistoceno Superior; este trabajo precisa un estudio sedimentológico de series marinas recientes (playas, estuarios, islas barrera, llanuras mareales), donde aparecen estructuras, cambios morfológicos y restos fósiles indicadores de la posición del mar en cada momento. Conocida la evolución natural, los estudios van encaminados a caracterizar la influencia de aquellos factores que contribuyen a definir localmente las variaciones (tectónicos, climáticos, isostáticos, antrópicos) y, finalmente, determinar y cartografiar qué puntos y zonas de la costa son más vulnerables a las variaciones en el nivel del mar, temporales y oleaje (Dabrio *et al.*, 1993).



Parte Cuarta

MORFOGÉNESIS COMPLEJA: TIPOS DE RELIEVES Y ASOCIACIONES MORFOLÓGICAS

*Los **tipos de relieves**, según se entienden en esta obra, son morfologías cuya configuración y desarrollo territorial las hace equiparables a «regiones naturales» (E. Hernández-Pacheco, 1934; Dantín Cereceda, 1922) y «regiones fisiográficas» (Salisbury, 1907; Fenneman, 1916, ref. 1928; Baker, 1986) o «megaformas» (Gardner y Scoging, 1983). Por tanto, en el contexto general de la superficie terrestre, constituyen unidades orográficas de primera magnitud; caso de cordilleras y sistemas montañosos, cuencas, valles y depresiones, plataformas y llanuras (cuadro IV.1).*

Considerando lo señalado en el capítulo 2, el análisis geomorfológico observa el relieve como un conjunto de contrastes geométricos, que permiten estructurarlo en base a jerarquías de formas y categorías de procesos.

Desde ambas perspectivas, geométrica y genética, hay diferencias cualitativas importantes entre los «tipos de relieves» y otros niveles morfológicos con menor rango: los primeros agrupan todo género de formas y procesos sin otras relaciones entre ellos que la asociación; en los restantes niveles, dada su articulación, las relaciones que se plantean son de interdependencia.

Partiendo de la tesis anterior pueden acotarse varios puntos, así: los «tipos de relieves» son jerarquías de rango superior y corresponden a categorías con el mismo nivel; su origen se debe a la asociación aleatoria entre agentes geomorfológicos actuando sobre una región a lo largo de su historia evolutiva, e implican relaciones de interferencia, sustitución o coexistencia para los procesos y formas que la configuran; aun cuando sean posibles correlaciones entre ellas, cada región presenta una secuencia peculiar de fenómenos morfogenéticos y tiene características no generalizables ni en el espacio ni en el tiempo, lo cual sí ocurre con los niveles o jerarquías inferiores a ésta. Por ejemplo, un valle glaciar, una terraza, una barra aluvial, etc., son morfologías que gozan de cierta inmanencia, mientras la cuenca-región fluvial o glaciar, no tienen esa cualidad.

Cuadro IV.1. Jerarquías espaciales y temporales en Geomorfología (modificado de Summerfield, 1991).

ESCALA ESPACIAL	DIMENSIONES		EJEMPLOS DE FORMAS				PRINCIPAL FACTOR DE CONTROL GENÉTICO		ESCALA TEMPORAL duración (años) *
	lineal km	superficie km^2	Endógenas	Exógenas			Endógeno	Exógeno	
				Fluviales	Glaciares	Eólicas			
MICRO	<0,5	<0,25	Escarpes de falla menores	Pozas y vados en un pequeño canal	Pequeñas morrenas	Rizaduras (*ripples*) de arena	Terremotos y volcanes, individualmente (cada evento)	Microclimas: factores meteorológicos concretos	Tiempo estacionario 10^1 (régimen permanente)
MESO	0,5-10	0,25-10^2	Pequeños volcanes	Meandros	Pequeños valles glaciares	Dunas	Isostasia local y regional, reajustes tectónicos, levantamientos o hundimientos, vulcanismo y sismicidad local	Clima local, cambios climáticos en períodos cortos	Tiempo dinámico 10^3 (régimen de ajustes)
MACRO	10-10^3	10^2-10^6	Relieves fallados (*horsts, grabens*, etc.)	Llanura aluvial de ríos mayores	Mantos de hielo en zonas de montaña	Mares de arena	Levantamientos y subsidencias a nivel regional	Clima regional, cambios climáticos en períodos largos (ciclos glaciar-interglaciar)	Tiempo cíclico 10^7 (régimen de secuencias o de cambio rítmico global)
MEGA	>10^3	>10^6	Alineaciones montañosas mayores	Cuencas de drenaje mayores	Masas de hielo continentales (*Inlandsis*)	Grandes mares de arena	Tendencia general en la dinámica tectónica para períodos largos. Subsidencias globales, deriva continental	Zonas climáticas mayores, cambios climáticos en períodos muy largos (edades de hielo)	Tiempo histórico >10^7 (régimen evolutivo o de cambio global lineal)

(*) Lo que figura entre paréntesis son precisiones introducidas al cuadro original. La escala temporal está basada en Schumm y Lichty (1965).

Esa singularidad espacial que muestran los «tipos de relieves» les liga a un contexto geográfico, pues dependen de la historia evolutiva del área donde se localizan, es decir: variaciones en los niveles energéticos por cambios climáticos y tectónicos; modificaciones en la composición litológica del sustrato; y asociación entre agentes dinámicos a lo largo del tiempo. La concurrencia de todos esos atributos exige un enfoque globalizado, por lo cual su análisis debe hacerse desde los ***factores del relieve****.*

En el campo de los factores del relieve y teniendo en cuenta la metodología desarrollada hasta el momento, la única alternativa es «asociar más que globalizar» y definir grupos de formas según cada «factor o factores dominantes»; esto es: recurrir a la clásica división de la Geomorfología en Climática, Estructural y Litológica.

Aquellas áreas en las cuales el factor climático cobra mayor entidad, presentan fisonomías que borran o casi borran los rasgos lito-estructurales y pueden considerarse «configuraciones ambientales» o ***relieves climáticos****. Frente a las anteriores, en aquéllas otras donde la actividad tectónica y petrogenética, su litología, o la baja eficacia de los procesos exógenos, hacen que sean factores lito-estructurales quienes controlan la fisonomía del terreno, aparecen «configuraciones geognósticas» o* ***relieves estructurales*** *y* ***litológicos*** *(ver recuadro de texto «La teoría glaciar y las leyes del modelado», apartado 1.2).*

En suma, esta categoría de formas y fenómenos asociados son espacios cuyas configuraciones, aunque correlacionables entre sí, definen porciones territoriales autónomas y, por tanto, referenciales en el análisis geomorfológico regional. Sin embargo, la ausencia de un modelo para interpretar la morfogénesis debida a procesos endógenos al mismo nivel que la derivada de los exógenos, obliga a asociar grupos de formas con rangos geométricos y genéticos muy diferentes.

A pesar de la entidad territorial de estos dominios morfológicos, la última precisión aconseja no referirlos con nomenclaturas que gozan de cierta formalización (p. ej.: paisajes, regiones o comarcas geomorfológicas); por ello aquí se ha recurrido a la de «tipos de relieves».

12

RELIEVES CLIMÁTICOS

Entre los conceptos aparecidos durante los diversos ensayos de clasificaciones regionales del relieve, el que mejor centra las influencias del clima es la **zona morfoclimática**. Refieren como tal (Sauer, 1925): una zona o región con clima homogéneo, que ha desarrollado un paisaje característico anulando los rasgos primarios o geognósticos impuestos por la litología y estructura tectónica. Este concepto, trata de explicar las formas del terreno desde los mismos supuestos genéticos, evolutivos y zonales que en su momento fueron aplicados a los suelos (ver recuadro de texto *El enfoque climático: «madurez y corología» en las formas del modelado. Analogías con los suelos*; apartado 1.3).

En la consideración anterior, las formas del terreno evolucionan según unos factores climáticos frente a otros geognósticos: al igual que un suelo poco o nada evolucionado (p. ej.: regosol, litosol) debe sus características a la roca madre, las fisonomías primarias del relieve (los relieves «juveniles», según planteamientos davisianos) pueden calificarse como «estructurales» y «litológicas»; a medida que pasa el tiempo de «exposición» a los condicionantes atmosféricos, aparecen rasgos peculiares anulando los previos, hasta llegar a morfologías «maduras». Los procesos responsables de esa transformación suelen aludirse frecuentemente como «climáticos», si bien parece más apropiado referirlos como **exógenos** o, por sus implicaciones

sobre la superficie terrestre, **superficiales** y **ambientales** (ver apartado 2.2.2).

Dado que las formas maduras son el producto de la dinámica externa, a su vez asociada al clima, algunos autores propugnan indirectamente una «zonificación morfológica»; éste es el fundamento de muchas clasificaciones o regionalizaciones morfogenéticas, caso de las contenidas en los cuadros 12.1 y 12.2.

Estos esquemas evolutivos, tienen su punto de apoyo en los principios del «antagonismo entre las dinámicas endógena y exógena» y el «equilibrio en los niveles energéticos» de la superficie terrestre. Por ello, y aunque resulten válidos como referencia general, al descender a análisis particularizados hay problemas para concretar la influencia climática sobre determinados procesos del modelado, o explicar la permanencia de rasgos geognósticos iniciales en relieves maduros. También resultan difíciles de explicar los estancamientos, incluso retrocesos, que presenta la evolución de las formas en su «camino» hacia paisajes característicos controlados por factores ambientales; son situaciones propias de zonas con notables cambios en su dinámica energética, lo que el planteamiento «davisiano» denominó «interrupciones o rejuvenecimientos» en la evolución del relieve (ver apartado 1.3, y recuadro de texto *El ciclo geográfico del relieve*).

En principio pueden establecerse una serie de relaciones entre climas actuales y procesos exógenos, pero no elevar el rango de las mismas a la categoría de identidad y definir los segundos en base a las zonas climáticas.

Al considerar los procesos ambientales o superficiales, es decir, exógenos, como reguladores de equilibrios genéticos para las formas del terreno, se da un «fundamento ecológico» a la morfogénesis. Sin embargo, no todos ellos pueden ser definidos como climáticos: gravitacionales y litorales son función del clima en menor proporción que fluviales, glaciares, periglaciares, eólicos o meteorización-edáficos; de hecho nadie los incluye en esas clasificaciones, como es posible comprobar en los cuadros 12.1 y 12.2 que recogen las mismas.

Aquellos procesos que más dependen de los parámetros meteorológicos, tampoco muestran homogeneidad suficiente para agruparlos en un conjunto único. Mientras meteorización, periglaciarismo y glaciarismo, están prácticamente controlados por variables climáticas (los productos resultantes varían según el sustrato, pero el clima controla las peculiaridades del agente), en los fluviales y eólicos intervienen otro tipo de factores regulando el agente (morfología del lugar, porosidad del suelo, cobertera vegetal, etc.); por ello el clima, más que determinarlos, contribuye a definirlos.

Dado que la zonalidad o azonalidad de los procesos es función del clima según su control sobre ellos, puede entenderse en la meteorización, glaciarismo y periglaciarismo, un mejor ajuste a ese tipo de distribución. Sin embargo, también aquí hay excepciones o desviaciones: caso del glaciarismo y periglaciarismo de montaña que, teniendo en cuenta la complejidad de este ambiente, adquieren un carácter muy particular al asociarse con otros fenómenos, como los gravitacionales o fluviotorrenciales, y estar sometidos a condicionantes morfoestructurales y tectónicos; todo ello matizado por la topografía del terreno, las franjas altitudinales y la propia localización geográfica de cada montaña.

A partir de esas limitaciones, no parece posible considerar una clasificación zonal para los procesos morfogenéticos, siendo más adecuado asociarlos según determinados «medios o ambientes»; su dependencia del clima o zonalidad, deberían estudiarse a nivel de factores complementarios, pero nunca primordiales.

La coincidencia entre una «zona climática» y una «región geomorfológica», es decir, un «tipo de relieve», resulta muy limitada. Lo normal es que en la misma zona existan morfologías variadas, climatogenéticas (debidas a procesos claramente asociados al clima) o no, según los casos. Incluso dentro de las climatogenéticas, unas pueden estar en equilibrio con el clima actual, frente a otras en fase de sustitución o degradación al derivar de morfogénesis paleoclimáticas o paleoambientales.

En este sentido y como han señalado varios autores, especialmente Büdel (1948, ref. 1973a), el planteamiento que suele hacerse sobre las relaciones entre el clima y la morfología del terreno es erróneo. Normalmente han considerado una **Geomorfología Climática** englobando todos esos aspectos, pero sin matizar adecuadamente las diferencias entre relaciones espaciales y genéticas respecto al clima. Siguiendo a Büdel (*op. cit.*) y para centrar adecuadamente este tipo de cuestiones, habrá de profundizarse más en los conceptos de **morfoclimatología** (relaciones espaciales, clima-relieve) y **climatogénesis** o «climato-morfogénesis» (relaciones genéticas, clima-procesos). La referencia zonal es prioritaria del primer nivel (clasificación morfoclimática) y equiparable a la «región o tipo de relieve». Las segundas (clasificaciones climatogenéticas) deben basarse en parámetros ambientales (meteorológicos en este caso) y subsidiariamente en tipos de clima o zonas.

En suma, los **relieves climáticos** han de entenderse como*: un «espacio», con categoría de región o similar, cuya «fisonomía» muestra cierta «madurez» o «pérdida de rasgos primarios», a causa de una morfogénesis ambiental debida a la persistencia o sucesión en el tiempo de climas complementarios instalados sobre ese territorio; estas características determinan sus configuraciones dominantes, lo cual no excluye otras subsidiarias de menor categoría, por ejemplo: presencia de elementos o formas elementales estructurales, fluviales, etc., en un «relieve propio de clima frío».*

Para que se forme un «relieve climático», son necesarios toda una serie de condicionantes no fácilmente concurrentes: permanencia, estabilidad, uniformidad y preponderancia en una zona de un clima o una asociación-sucesión tipo; presencia de procesos ambientales bien definidos y altamente dependientes del clima; ausencia de otras concurrencias dinámicas que no sean las ambientales o, en su defecto, predominio notable de las primeras en la morfogénesis.

Zonas árticas y **subárticas** o de **clima frío**, e **intertropicales** o de **clima cálido**, son las más próximas a este contexto.

Cuadro 12.1. Clasificación climatogenética (según Peltier, 1950, ref. 1973).

Región Morfogenética	Temperatura (media anual °C)	Precipitación (anual, en cm)	Características morfológicas
Glaciar	-18/-7	0/114	Erosión glaciar, nivación, acción del viento.
Periglaciar	-15/-1	13/140	Movimientos en masa, acción moderada del viento, efecto desigual de las aguas líquidas.
Boreal	-9/3	25/152	Heladas y aguas líquidas, acciones moderadas del viento.
Marítimo	2/21	127/190	Movimientos en masa frecuentes, acción moderada de las aguas superficiales.
Selva	16/29	140/229	Movimientos en masa frecuentes, lavado de vertientes. Sin acción del viento.
Moderado	3/29	89/152	Efecto máximo de las aguas de circulación superficial. Efecto moderado de los movimientos en masa y las heladas (en zonas frías de la región); sin acción del viento salvo en las costas.
Sabana	-12/29	64/127	Acción fuerte a media de las aguas superficiales; acción moderada del viento.
Semiárido	2/29	25/64	Acción fuerte del viento, acción moderada de las aguas superficiales.
Árido	13/29	0/38	Acción fuerte del viento, débil actividad de las aguas superficiales y los movimientos en masa.

Cuadro 12.2. Clasificación climatogenética (según Wilson, 1968).

NOMBRES	CLIMA (clasf. de KÖPPEN)	PROCESO DOMINANTE	FORMAS DEL PAISAJE CARACTERÍSTICAS
Glaciar	EF, casquetes de hielo	Glaciación, nivación Acción del viento (hielo/deshielo)	Erosión glaciar Topografía alpina Morrenas, *kames*, *eskers*, etc.
Periglaciar	ET de tundra EM D-c «húmedo microtermal»	Acción del hielo Solifluxión Corrientes fluviales	Suelos estructurados Pendientes de solifluxión con lóbulos y terrazas Llanuras aluviales proglaciares
Árido	BW desértico	Desecación Acción del viento Corrientes fluviales	Dunas, fondos salinos (*playa lake*) Cubetas de deflación Alteración subcutánea Pendientes angulosas, arroyos
Semiárido (Subhúmedo)	BS, estepa Cwa sabana tropical	Corrientes fluviales Meteorización, sobre todo desagregación mecánica Movimientos en masa rápidos	*Pediments*, conos aluviales Pendientes angulosas con derrubios gruesos Acarcavamientos, *badlands*
Templado húmedo	Cf «húmedo mesotermal» D-a	Corrientes fluviales Alteración química Reptación y otros movimientos en masa	Pendientes suaves, suelos cubiertos Aristas y valles Depósitos aluviales
Tropical húmedo	Af tropical Am monzón	Alteración química Movimientos en masa Corrientes fluviales	Pendientes fuertes, crestas y laderas escarpadas Suelos profundos con alteritas incluidas Arrecifes

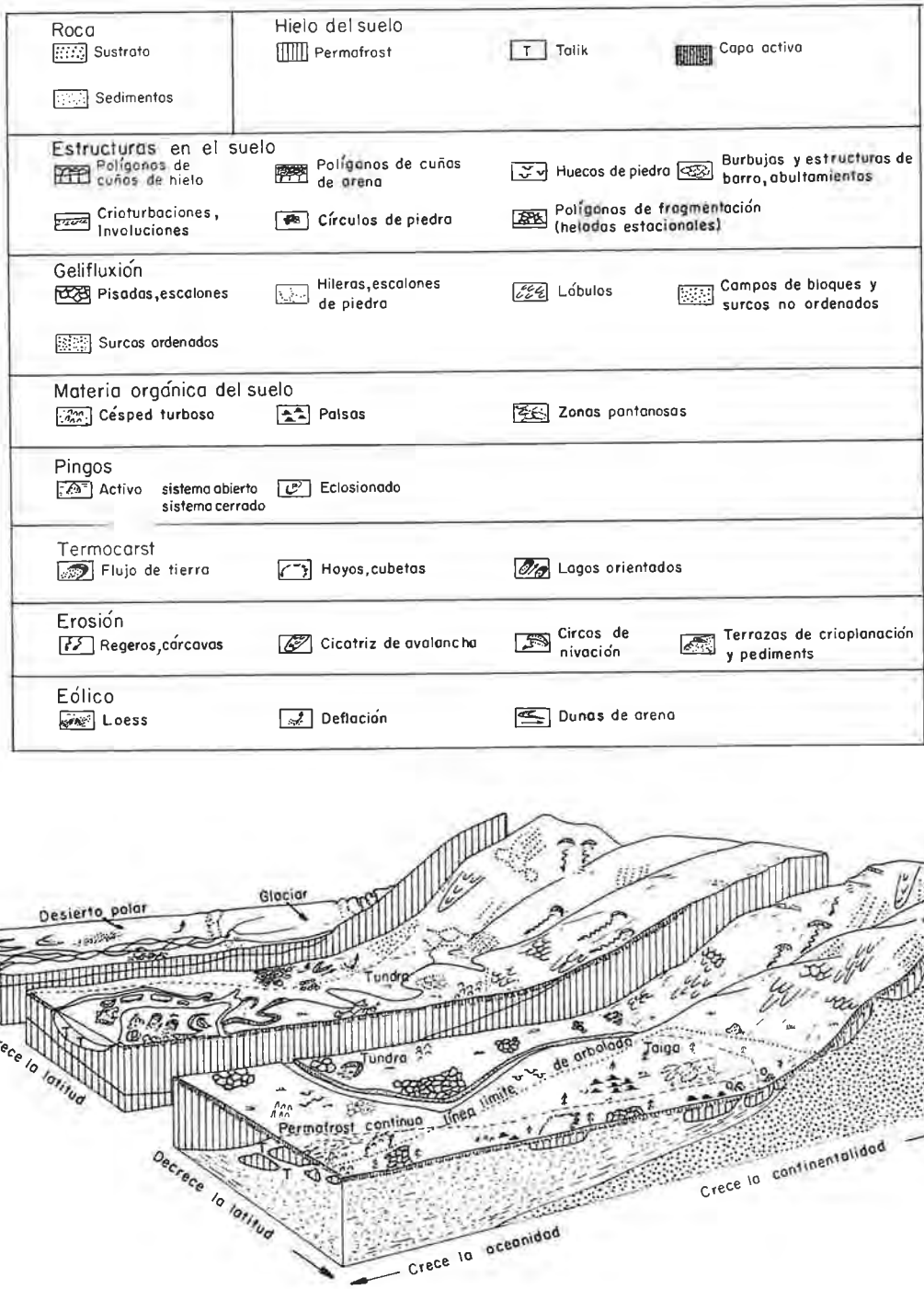


Figura 12.1. Esquema general de las características del periglaciarismo actual en altas latitudes: desiertos polares, tundra y taiga (según Selby, 1985; basado en Karte, 1979).

Las razones para dicha proximidad son variadas, así: a lo largo de la historia geológica del ciclo alpino, estos lugares mantuvieron cierta estabilidad al estar alejados de los bordes más activos de las placas litosféricas; coinciden con relieves de plataformas, sean escudos o cratones; durante los tiempos cuaternarios predominó una asociación meteorológica (fría en un caso, cálida para el otro), que ha propiciado el «determinismo» climático en la morfogénesis.

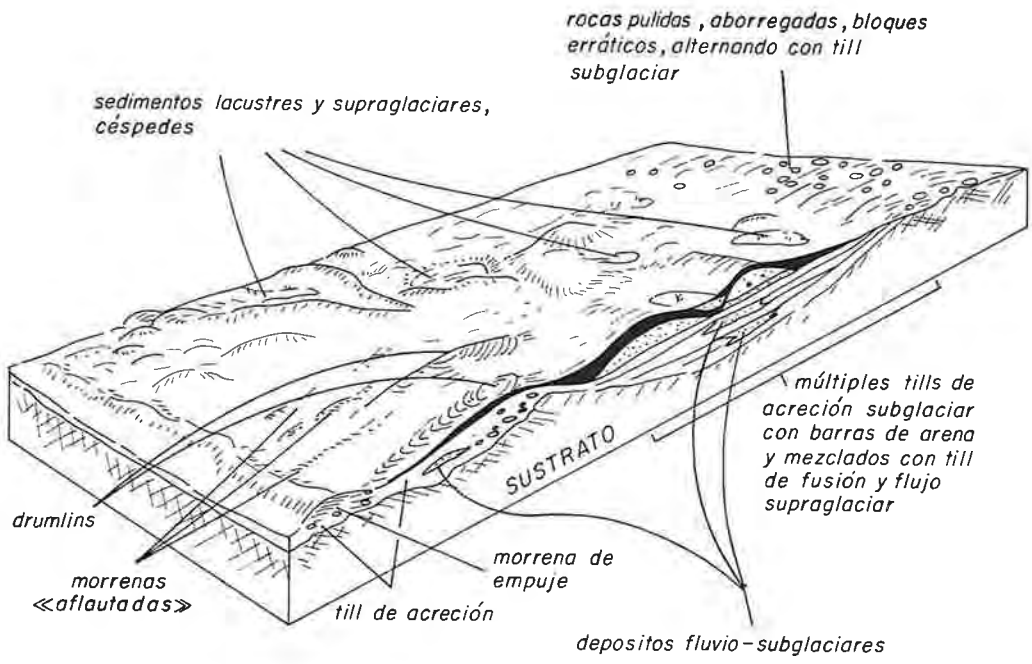


Figura 12.2. Elementos de una llanura subglaciar una vez retirados los hielos (según Derbyshire y Love, 1986; basado en Holmes, 1965).

12.1. ZONAS ÁRTICAS Y SUBÁRTICAS

La morfogénesis en estas regiones estuvo controlada por la alternancia de procesos glaciares y periglaciares que, a lo largo del Cuaternario, no han coexistido prácticamente con ningún otro; incluso la meteorización es peculiarmente periglaciar, dada la ausencia o escasa descomposición química y dominio de la desagregación mecánica. En los tiempos recientes y actuales, holocenos, la morfogénesis estuvo y está regulada por un glaciarismo en retroceso y un periglaciarismo intenso sobreimpuesto a la herencia glaciar (figura 12.1).

Quedan incluidos en este contexto: **desiertos subpolares** árticos (también algunas tierras antárticas más meridionales, concretamente la Península Antártica), donde predomina la actividad glaciar por los grandes casquetes de hielo remanentes del Pleistoceno; **tundra,** que puede considerarse modelo de referencia para analizar este tipo de relieves; y **taiga**, donde el *permafrost* empieza a ser discontinuo.

La cobertera lito-edáfica más frecuente en la tundra, son las grandes llanuras de *tills* derivadas de la acción glaciar reciente. En esas llanuras aparecen formas «drumloides» y *drumlins*; también depresiones de sobreexcavación ocupadas por lagos y zonas pantanosas con turberizaciones. Interestratificados, en continuidad, o superpuestos a los *tills*, coexisten grandes superficies o mantos de aluvionamiento fluvio-proglaciar de las antiguas llanuras de *outwash* (figuras 12.1 y 12.2).

La morfogénesis actual impone un predominio del periglaciarismo de *permafrost*, asociado a un glaciarismo residual de casquete subpolar, meseta o montaña.

12.2. ZONAS INTERTROPICALES

Frecuentemente suele identificarse estas zonas con las regiones ecuatoriales y subecuatoriales, sin embargo también incluyen regiones áridas e incluso alternantes; así pues: **selva ecuatorial**, **sabana** y **desierto tropical**, quedan encuadrados en este contexto.

Los ambientes extremos, hiperseco o desértico e hiperhúmedo o selva ecuatorial, han sido fuente de muchos debates al discutir la génesis de ***pediments*** e ***inselbergs***.

Foto 12.1. Los desiertos fríos, básicamente polares y subpolares, están regulados por glaciares de casquete (*ice sheet*) que llegan a penetrar en el mar (*ice shelf*). En los bordes, al disminuir su potencia, sobresalen del hielo macizos rocosos formando aristas (*nunataks*) y mesetas. Así aparecen domos y campos de hielo (*ice dome, ice field*), incluso lenguas confinadas al relieve como muestra la fotografía. Frente glaciar de Monte Friesland en Isla Livingston (Antártida). Foto A. Eraso.

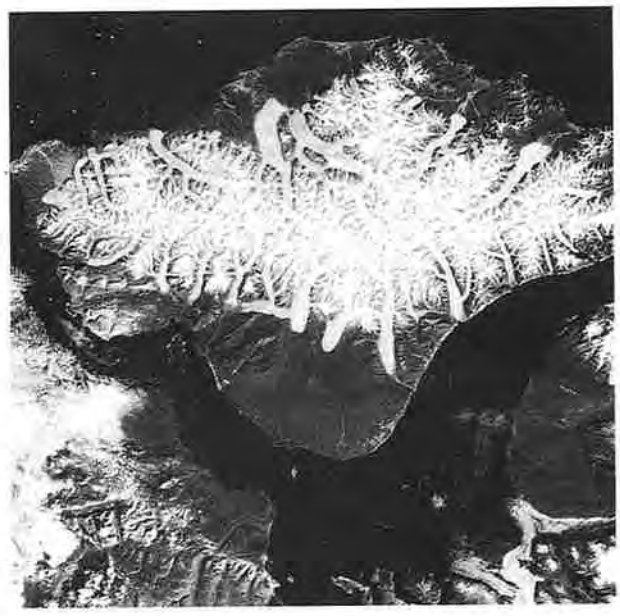


Foto 12.2. Las regiones subpolares presentan un glaciarismo residual o restringido a zonas con mayor altitud, lo cual permite que aparezcan suelos no cubiertos por el hielo y sometidos a la acción periglaciar. La imagen Landsat pertenece a Isla Bylot (norte de Canadá), con masas de hielo coalescentes formando un pequeño casquete (*ice field*), que desborda hacia las márgenes en múltiples lenguas y dan lugar a mantos fluvioglaciares propicios para la acción periglaciar. Los puntos que se observan sobre el océano corresponden a *icebergs*.

Las llanuras de arrasamiento elaboradas sobre un sustrato cristalino y que, comportando relieves residuales, bordean grandes macizos montañosos, fueron descritas por vez primera en el suroeste semiárido de los Estados Unidos de Norteamérica y denominadas *pediments* (McGee, 1897, ref. 1975; Johnson, 1932; figura 12.3).

Dichas planicies y sus relieves residuales, inicialmente se atribuyeron a la génesis conjunta en ambiente semiárido y regulada por una erosión «aureolar o areolar», producto de corrientes denominadas en manto (*sheet flood*) y en regueros (*rill wash*). Siguiendo esta misma teoría, las **rampas** del Sistema Central español han sido interpretadas como el producto de una «pedimentación» finiterciaria en condiciones áridas o semiáridas (Birot, 1937).

La profundización en el conocimiento de estos relieves, dio paso a hipótesis biclimáticas o policlimáticas. A ello contribuyeron especialmente los siguientes datos: nuevos modelos sedimentarios sobre las cuencas intermontanas asociadas a los *pediments* (por ejemplo, las del suroeste de los Estados Unidos de Norteamérica; también la fosa del Tajo durante el Terciario); confirmación que los relieves residuales tipo *inselberg* eran formas heredadas de una morfogénesis más húmeda; análisis detallados sobre los ambientes de abanicos aluviales (*alluvial fans*), incluidas paleoalteraciones y paleoclimas contemporáneos a su génesis.

En desiertos hiperáridos o áridos tiene lugar una morfogénesis «estancada o atenuada». Los procesos eólicos son dominantes y su capacidad transformadora del paisaje muy limitada; queda reducida a fenómenos como: desecación, cristalización de sales y lluvias muy efímeras; también generación de dunas o *ergs*, pavimentos, barnices, calcretas o gipsicretas, *regs* y cubetas de deflación, etc. Por ello la morfología general es, en gran medida, heredada (ver capítulo 10).

Franjas de borde en los desiertos regionales (zonas subdesérticas), sabana espinosa, y la mayoría de los desiertos intermontanos que tienen una fuente de alimentación de agua en sus elevaciones circundantes, presentan corrientes efímeras (arroyos, guadi o uadi, etc.) coexistiendo con una actividad pluvial-denudadora muy efectiva (la arroyada en manto y regueros). En estos ambientes aparecen abanicos aluviales de piedemonte (*alluvial fans*), lagunas saladas (sebja o *sebkha*, *playa lake*) y pueden originarse *pediments* que, en principio, deben clasificarse como semiáridos (ver apartado 9.5.1).

En zonas hiperhúmedas ecuatoriales, la morfogénesis debe calificarse como «potencial». Es cierto que hay un exceso de agua y corrientes fluviales con gran caudal y abundante carga, pero ésta en su mayoría corresponde a

Foto 12.3. Los ambientes semiáridos tropicales son los más propicios para grandes denudaciones de coberteras previamente alteradas. Así se originan paisajes con relieves residuales (al fondo) y llanuras de lavado (en el centro), a la que corresponde la acumulación de bloques (algunos con pátina o barniz) de arrastre en avenida (en primer término). Subdesierto o *Latihama* de Yemen del Norte. Foto L. Bartolomé.

Foto 12.4. Las cuencas intermontanas del suroeste de EE.UU. y noroeste de Méjico, son paradigmáticas en lo referente al estudio de morfogénesis semiárida; especialmente el desierto de Sonora (Arizona-Sonora), que aparece en la foto, pues en él se describieron por primera vez la erosión aureolar y los piedemontes de erosión elaborados sobre sustratos cristalinos en estos ambientes, es decir, los *pediments*. Foto L.A. Martín.

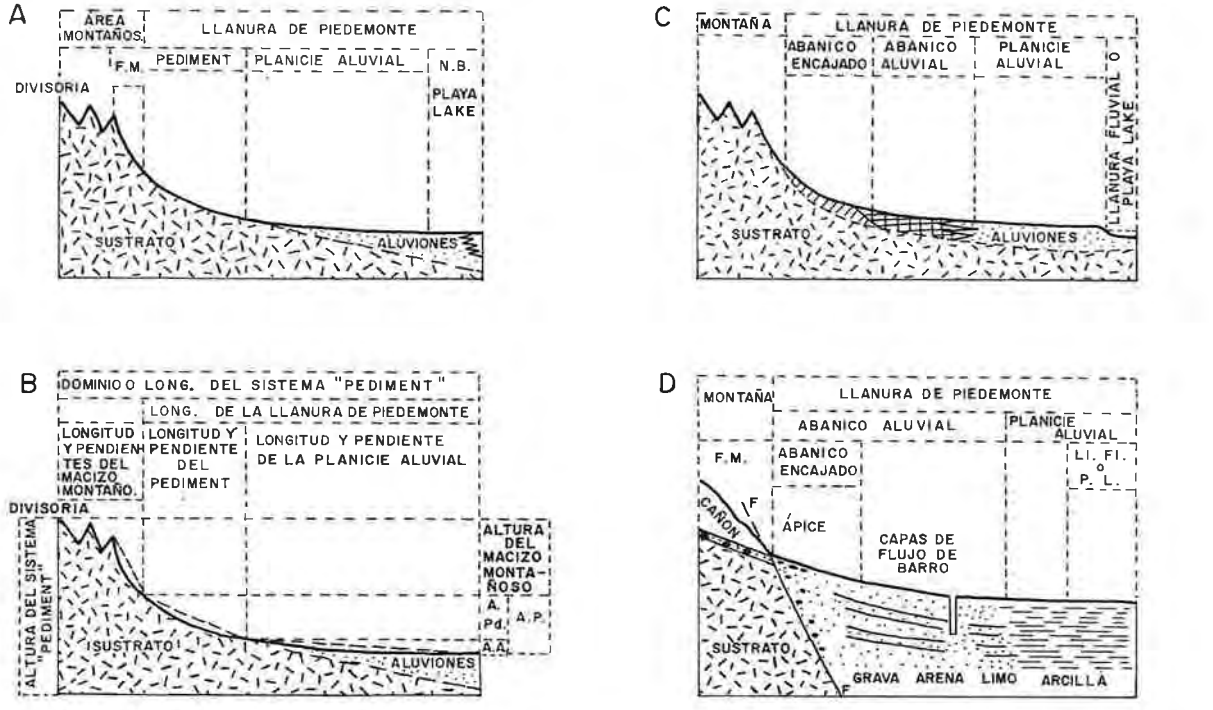


Figura 12.3. Componentes y terminología para una llanura de piedemonte, en zonas tropicales y subtropicales (basado en los esquemas de Cooke *et al.*, 1982, y Cooke, 1986): A, contexto general mostrando los diferentes tramos o unidades; B, terminología y dimensiones para cada tramo o unidad; C y D, modelos de funcionamiento según la dinámica macizo-cuenca.

C, representa un modelo de morfogénesis atenuada: estabilización tectónica una vez elevado el macizo y clima dominantemente seco, aun cuando puedan existir contrastes estacionales marcados. Los abanicos de piedemonte constituyen una delgada capa de sedimentos; son los «fanglomerados» en la terminología anglosajona, formaciones equiparables a las que en España se han denominado «rañas». Dicha capa fosiliza una planicie de erosión, un antiguo *pediment* o *glacis* de erosión, y al ser removilizada hace aflorar la misma, quedando el relieve tal como aparece en la figura A.

D, representa un modelo de morfogénesis muy activa: subsidencia en la cuenca, elevación del macizo, y alternancia climática que ocasiona fuertes arrastres durante el período seco y alteraciones en el húmedo. Los arrastres provocan la denudación sobre el macizo montañoso (p. ej., la generación de un «*pediment* de sabana, lavado o *etchplain*») y el relleno de una gran cuenca o «fosa», que define un «bolsón» (p. ej., la fosa del Tajo durante el Terciario).

La conjunción de ambos modelos, pedimentación de sabana o «etchplanación» y pedimentación semiárida o *pediment* (*sensu stricto*), podría explicar la génesis reciente (durante el Terciario) de montañas como el Sistema Central español, para el que se ha propuesto la secuencia: D, C y finalmente A, por degradación (Pedraza, 1978, 1994).

Abreviaturas: F.M., frente montañoso; N.B., llanura del nivel de base; A. Pd., altura del *pediment;* A.A., altura de la llanura aluvial; A.P., altura de la llanura de piedemonte; Ll. y Fl., llanura fluvial; P.L., *playa lake*; F., falla.

material fino producto del lavado subcutáneo o subsuperficial. Está por demostrar cuál es su verdadera eficacia denudadora, a pesar de los grandes movimientos en masa y relativa importancia en la carstificación, que puede llegar a desarrollarse sobre materiales silíceos. Los procesos subcutáneos de meteorización química conducen a la formación de perfiles lateríticos (ferricretas) o suelos ferralíticos y, en general, saprolitos con gran profundidad y extensión. Estas zonas son las más propicias para desilicificaciones totales de los minerales silicatados, es decir, alitizaciones (ver capítulo 5, figuras 5.3 y 5.4).

Procesos muy similares a los descritos para las zonas ecuatoriales, caracterizan también los *ambientes subecuatoriales o de sabana de pluviisilva*. Aquí el bosque deja de ser tan denso, hay estacionalidad y la eficacia denudadora de sus corrientes fluviales es mucho mayor. Tanto las cretas endurecidas (duricretas), como los perfiles de alteración o saprolitos, tienen un notable desarrollo.

En la sabana la morfogénesis está regulada por una alternancia de períodos con clima húmedo y seco, que da lugar a grandes perfiles de meteorización y su posterior desmantelamiento. Este último fenómeno, al hacer aflorar el sustrato no alterado, posibilita un nuevo ciclo de meteorización y genera morfologías características definidas por grandes planicies tapizadas de relieves residuales tipo *inselberg*; son los ***etchplain***.

Los términos *etch* (grabado) y *etchplain* (superficie grabada), fueron introducidos en Geomorfología por Wayland (1933, ref. 1975) para referirse a superficies debidas al desmantelamiento de grandes perfiles de alteración; en su opinión, tales superficies eran catalogables como penillanuras. Años más tarde Büdel (1957) precisó el modelo, redefiniéndolo como una «pedimentación-pediplanación» en ambientes de sabana o similares; a este tipo de morfologías también las denominan: **superficies de lavado**, de **exhumación**, **doble planación** y ***pediments* de sabana** (ver cuadro 15.2).

Al proceso que desarrolla una «superficie de lavado», Büdel (*op. cit.*) lo llamó «doble planación» pues ocurre en dos etapas. La primera origina un «perfil de meteorización» bajo el cual está la roca fresca y cuya topografía, más o menos irregular, forma el **relieve grabado** (*etch*). En una segunda etapa, si las condiciones climáticas son favorables y dada la vulnerabilidad a los agentes erosivo-denudadores del material alterado (suele tratarse de arenizaciones en rocas cristalinas), tiene lugar el desmantelamiento del mismo, es decir, su lavado; al desaparecer la cobertera de roca alterada, afloran los relieves del fondo (grabados) y definen la superficie tipo *etchplain* (figuras 12.4 y 12.5).

La sucesión de períodos **biostásicos** (vegetación densa y meteorización muy potente) y **rexistásicos** (vegetación muy clareada o dispersa, y denudación importante), tal como describiera Erhart (1967), hace que la alternancia entre etapas de alteración-denudación sean frecuentes en las zonas con clima cálido.

Ese modelo de funcionamiento es propio de la «sabana», que muestra límites imprecisos con las zonas colindantes hiperáridas e hiperhúmedas y altamente fluctuantes durante la historia geológica reciente (ver figura 8.20).

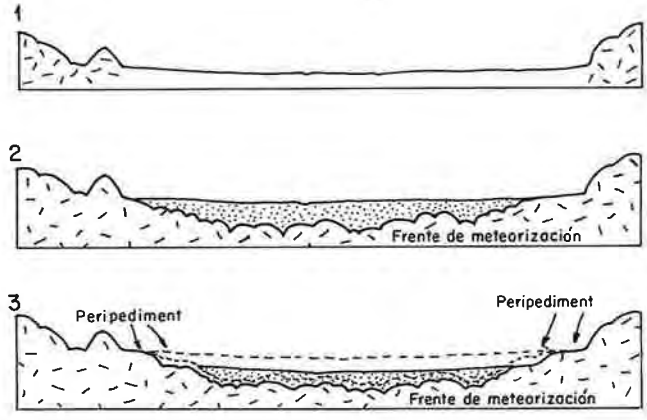


Figura 12.4. Modelo de Büdel (1957) explicando una pedimentación de sabana mediante la doble planación o «etchplanación».

1. Estado inicial del terreno, con una superficie de piedemonte previa y roca fresca.
2. Formación del perfil de meteorización que altera los materiales hasta una cierta profundidad y, en el contacto con la roca fresca (frente de meteorización), presenta notables irregularidades a modo de relieves «grabados» (*etch*).
3. Denudación total o, como representa la figura, parcial del material meteorizado; este fenómeno se origina por el lavado o desmantelamiento del perfil. Mientras prosigue la alteración subcutánea en sus zonas centrales, en los bordes aparecen llanuras más o menos amplias comportando relieves residuales tipo *inselberg;* configuran así un *pediment* de sabana o *etchplain.*

Asociado al proceso de «etchplanación» están muchas morfologías graníticas, especialmente las dómicas o *bornhardts* que, junto a otras como crestas y berrocales, configuran la gran mayoría de los relieves residuales característicos de estas planicies, es decir, los *inselbergs*.

12.3. ZONAS TEMPLADAS

Presentan una variedad morfológica difícil de zonificar, debido a diversas circunstancias: las continuas oscilaciones climáticas ocurridas en estas áreas, su asociación a cadenas orogénicas recientes y la acción conjunta actual de procesos fluviales, gravitacionales y periglaciares, entre otros.

Los procesos fluviales originando amplias llanuras de aterrazamiento sobre antiguas cuencas sedimentarias, y

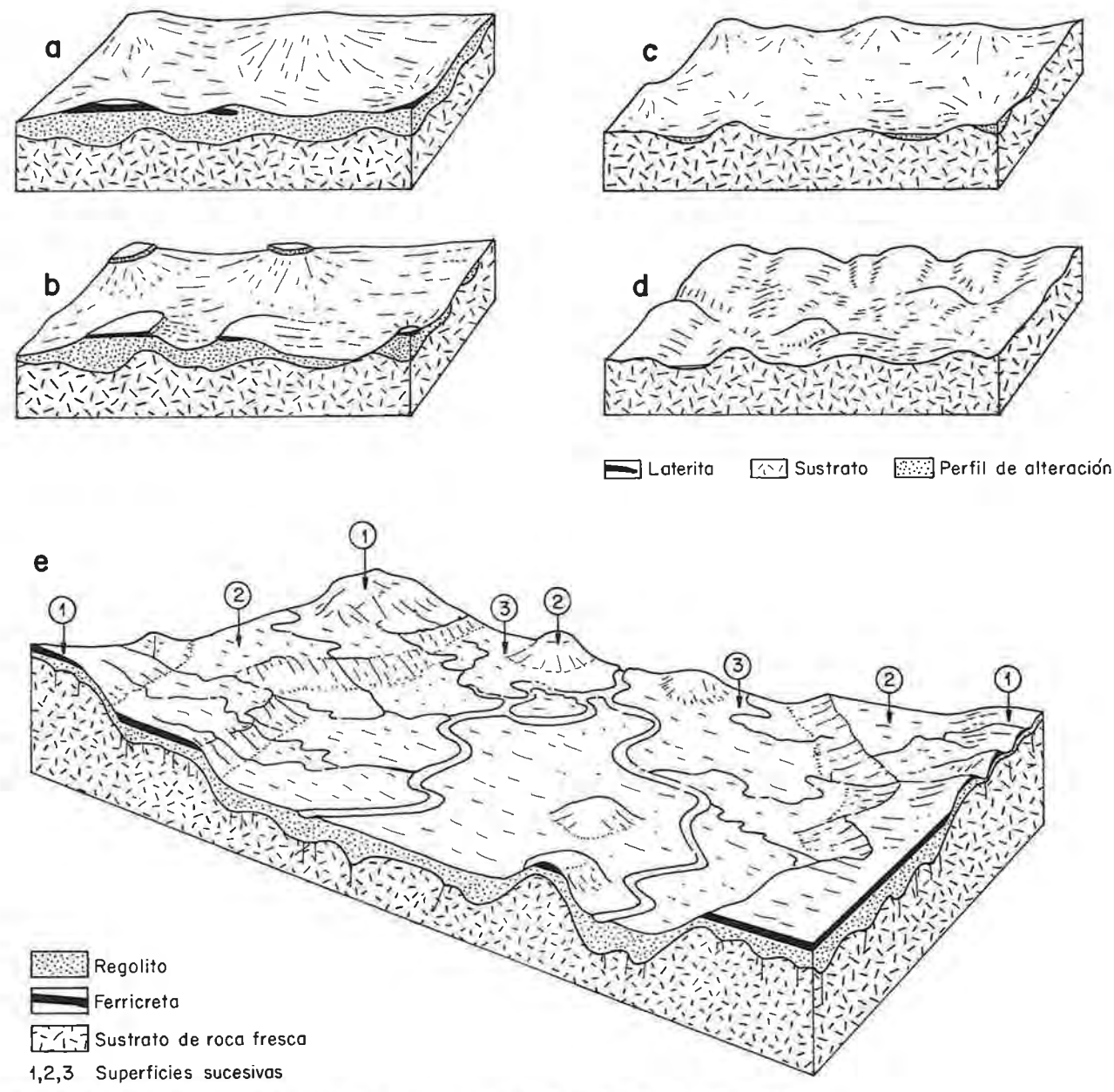


Figura 12.5. Esquema evolutivo mostrando un proceso de «etchplanación» (según Selby, 1985).
a) Desarrollo del perfil de alteración (regolito) y la «superficie grabada» en el sustrato.
b y c) Desmantelamiento del regolito («etchplanación»), y afloramiento de la superficie grabada (*etchplain*).
d) Disección y degradación de la superficie original.
e) Morfología de sabana sometida a un proceso de «etchplanación», resultando diferentes superficies escalonadas (1, 2 y 3) y relieves residuales tipo *inselberg*.
Se han respetado los términos regolito y laterita como aparecen en la figura original; sin embargo, el perfil de alteración puede corresponder también a un saprolito y los niveles endurecidos a ferricretas o duriferricretas.

los gravitacionales modificando las vertientes, son generalizables a múltiples ambientes climáticos; por ello y a pesar de su extensión en zonas templadas, no pueden ser referidos como un carácter distintivo para las mismas.

Quizás, y a nivel regional muy localizado con categoría de unidad morfológica pero no tipo de relieve, destacan las formas desarrolladas en *ambiente mediterráneo*. En estas regiones se conjuntan la acción fluvial encauzada y la pluvial sobre vertientes, produciendo una arroyada muy efectiva que origina aluvionamientos y disecciones en manto. De ello resultan llanuras que, manteniendo una suave inclinación, descienden desde las elevaciones hacia los

Foto 12.5. Frente a la planitud de los *pediments* semiáridos, únicamente interrumpidos por algún cerro aislado o «monte isla», los *etchplains* (antes de sufrir degradaciones posteriores) presentan notable irregularidad debido al control «litometeórico» en su génesis. La imagen corresponde al conjunto residual (*inselbergs*) de las Cabreras (confluencia entre los ríos Cofio y Alberche, Sistema Central), «denunciando» la pedimentación de sabana o «etchplanación» que sufrió este macizo montañoso a lo largo del Terciario superior.

Foto 12.6. *Glacis* de frente y polígenico: situado al pie de un escarpe estructural y originado en dos etapas: una primera con arrasamiento del sustrato y otra posterior con recubrimientos por mantos de arroyada. Proximidades de Alicante.

fondos de valles; son relieves de transición normalmente denominados *glacis*.

El término francés *glacis* (derivado del latín *glacies*, hielo) significa: terreno plano e inclinado (simbólicamente, «resbaladizo» o similar a una superficie helada) sin llegar a la magnitud del escarpe o cortado; franja-talud sobre la que se eleva algo, por ejemplo un relieve o una fortaleza. Al introducir esta denominación en Geomorfología le asignaron un contenido genético, equiparándolo al anglosajón *pediment* que era el prioritario al referir superficies de erosión desarrolladas sobre roca dura y bajo un clima semiárido; con el tiempo acabó generalizándose y actualmente sirve para denominar toda fisonomía caracterizada por un talud muy suave y prolongado, lo cual condiciona su doble uso: tiene un sentido genético o descriptivo, según los casos.

Descriptivamente se aplica a cualquier superficie de inclinación suave que, con pendiente progresivamente menor, desciende desde un escarpe de articulación hacia un fondo más o menos llano. Estas pendientes varían entre los 8° en su articulación y los 1-2° en el frente o final, aunque pueden ser superiores, entre 8-15° y 3-5° respectivamente, en cuyo caso el desarrollo del *glacis* es mucho menor.

Dada la abundancia de fisonomías con esas características (figura 12.6), la utilización del término *glacis* está tan extendida que hace imprescindible un calificativo para conocer sus aspectos genéticos o de otro tipo. Así aparecen ***glacis*** de: **frente** o **revés**, según su posición en un relieve monoclinal de cuesta; **denudación** o **acumulación**, según sea originado por un proceso erosivo o sedimentario; **mixto**, cuando se mezclan ambos fenómenos. Frecuentemente también se utiliza para algunos procesos específicos, como por ejemplo: ***glacis*-cono**, por solape o coalescencia entre una serie de conos o abanicos de piedemonte; ***glacis* de erosión en roca dura** para los *pediments*, entre otros. La mayor parte de estas formas abundan en el litoral mediterráneo español (López Bermúdez, 1973; Dumas, 1977).

El lenguaje popular castellano suele aludir este tipo de fisonomías como **cuestas** y **rampas** o **peanas**. En su origen, «cuesta» (topónimo fisiográfico) y «rampa» (término de uso general adoptado en fisiografía) denominan cualquier terreno con inclinación progresiva, independientemente de su posición respecto a las laderas o escarpes de elevaciones. Sin embargo «peana» o su equivalente «pedestal», son de uso común para expresar una zona o elemento (sea natural o artificial) que sirve de base, apoyo o pie (p. ej.: la peana de una montaña, la peana de una estatua, etc.). Dado que en el lenguaje geomorfológico *glacis* designa una superficie articulada con un escarpe o talud de mayor inclinación, corresponde al término castellano «pedestal o peana»; si bien lo más frecuente es hacerlo sinónimo de «rampa», y sólo excepcionalmente de «cuesta» por su asociación a relieves estructurales (p. ej.: frente y revés de cuesta).

Foto 12.7. *Glacis* vertiente y disectado: forma divisoria para las pequeñas cuencas de drenaje y está degradado por redes lineales encajadas en él. Campiñas arcósicas de la cuenca del Duero, Segovia (ver también foto 3.2).

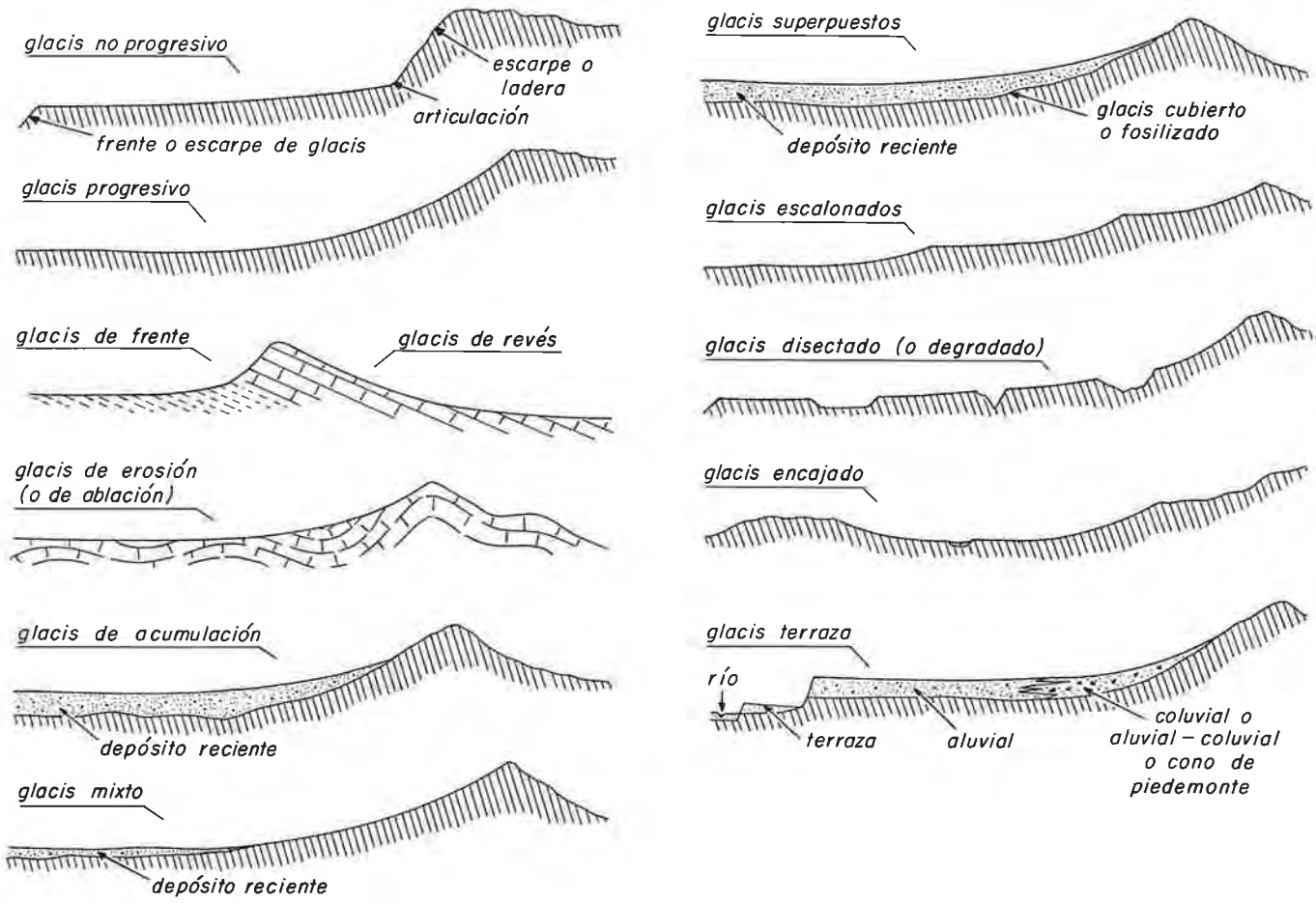


Figura 12.6. Tipos más frecuentes de *glacis*.
- El «*glacis* de erosión» frecuentemente se usa en el mismo sentido que *pediment*.
- El «*glacis* mixto», asociado con los de erosión y acumulación, fue empleado en cuencas intermontanas para denominar procesos de pedimentación-relleno. Así: «*glacis* de erosión» equivaldría a *pediment* o zona con redes concentradas y acción erosiva lateral (modelo de «planación lateral» según Johnson, 1932); «*glacis* mixto» sería la zona de transición, con redes en derrame (*sheet flood, rill wash*) y pequeños rellenos de cobertera (fanglomerados); y «*glacis* de acumulación» correspondería a las zonas con canales tipo *braided* y anastomosadas, que rellenan el gran bolsón (ver apartado 9.5.1).
- El «*glacis* de revés» frecuentemente es aludido como *glacis* estructural.

SUPERFICIES DE LAVADO (ETCHPLAINS) EN EL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Los modelos de «doble planación», han permitido conocer mejor aquellas morfologías donde los pediments intermontanos (llamados también glacis de erosión en roca dura) coexisten con inselbergs, muchos de ellos dómicos, y que genéticamente fueron asociados a procesos en climas semiáridos.

La presencia de morfologías similares en el Sistema Central español, se ha explicado como la herencia de «etchplanaciones» (1 y 2) que tuvieron lugar durante el Terciario según la secuencia evolutiva siguiente (2): una primera etapa con «pedimentación de sabana» o formación del etchplain, y un «ciclo de sedimentación arcósica» rellenando las fosas del Duero y Tajo (fundamentalmente durante el Neógeno y con seriación de facies típicas de cuencas intermontanas; ver figura 9.28); otra segunda más uniformemente seca, con morfogénesis atenuada y degradante o remodeladora del relieve anterior (planicie y sus inselbergs) para transformarlo en un pediment semiárido. Esta última etapa, equivalente a la de incisión del etchplain, corresponde al «ciclo de sedimentación post-arcósico», quizás asociable a las formaciones de «las rañas» durante el Plioceno y Plio-Pleistoceno (ver figura 12.3).

Como demuestran los análisis correspondientes, las fluctuaciones climáticas y alteraciones necesarias para que funcionen estos procesos tuvieron lugar en la Meseta Ibérica desde el Cretácico al Cuaternario (3).

---

(1) - M. Gutiérrez Elorza y J. Rodríguez Vidal, «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central», *Bol. Geol. Minero*, IGME, 89, 1978.

(2) - J. Pedraza, *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama*, Tesis Doct., Fac. Geología, U.C. de Madrid, 1978 (inédita).

- J. Pedraza, «Sistema Central», en M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 1994.

(3) - E. Molina, *Geomorfología y Geoquímica del paisaje*, Actas Salmanticienses, 72, Salamanca, 1991.

- S.A. Blanco, E. Molina y A. Martín Serrano (eds.), *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 6, 1991.

13

RELIEVES LITOLÓGICOS

Como se anotó previamente (capítulo 2, apartado 2.2.1), el factor litológico está involucrado en la morfogénesis a dos niveles: uno activo o dinámico, otro estático o «condicionante». En el primer nivel, aquellos procesos petrogenéticos que forman distintos cuerpos de roca dan lugar a geometrías específicas sobre la superficie terrestre; son **morfolitologías constructivas**. En el segundo, la respuesta litológica frente a los estímulos de agentes erosivos o denudadores, condiciona el modelado resultante según grados: allí donde la composición de los materiales influye tanto sobre esos agentes como para «determinar» la fisonomía del terreno, aparecen **modelados litológicos**. Ambos tipos de morfologías, individual o conjuntamente pero siempre que tengan entidad espacial adecuada, constituyen los **relieves litológicos**.

Sean formas asociadas a procesos constructivos, sean características de la interferencia litológica frente a las acciones del modelado, todas pueden clasificarse en base al grado de «desgaste» a que fueron sometidas por los procesos exógenos; así se distinguen:

- *Formas originales*. Son consecuencia directa de los mismos procesos que dieron lugar al cuerpo rocoso; por tanto, no hay interferencia o muy escasa con otros factores en su génesis. Para estas situaciones la litología deberá considerarse un factor dinámico, y el ejemplo más frecuente corresponde a las morfologías volcánicas juveniles.

- *Formas mixtas*. En estos casos están generadas por la acción modeladora de los procesos exógenos bajo el control litológico que, según sean cuerpos rocosos en formación o ya consolidados, se comportan como un factor dinámico o estático. Si hay un equilibrio entre acciones petrogenéticas y del modelado, las formas son casi originales, es decir, mixtas **penioriginales**; si predominan las segundas, serán mixtas **derivadas**.

Aun cuando otras litologías controlen algunos procesos y sus productos, caso de materiales arcillosos en medios

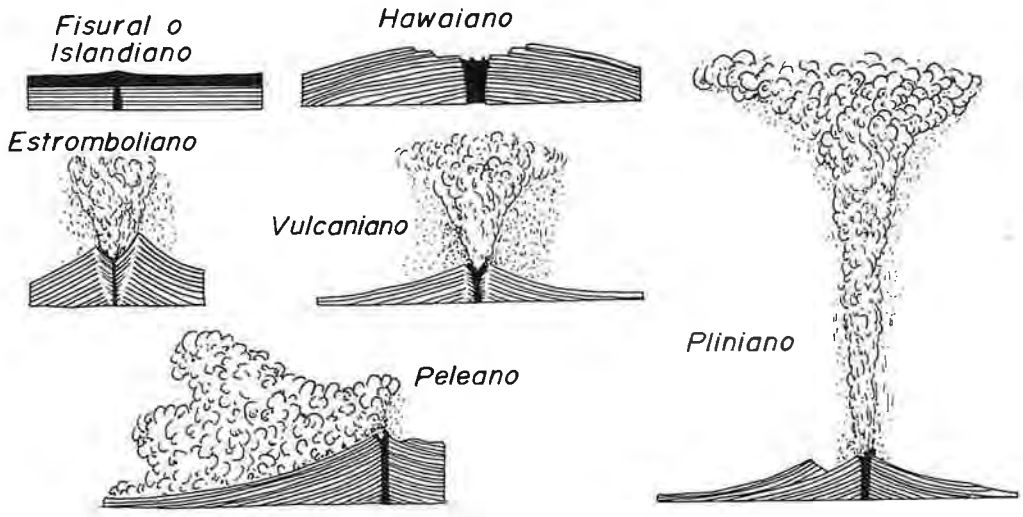


Figura 13.1. Tipologías de volcanes según su modalidad eruptiva (Holmes, 1960). Las características de cada uno de ellos aparecen reflejadas en el cuadro 13.1.

semiáridos generando *badlands* y en húmedos fenómenos gravitacionales, los paisajes litológicos básicos son: **volcánicos, graníticos** y **cársticos**.

En algunos esquemas metodológicos los relieves volcánicos, junto a los tectoestructurales, suelen analizarse en una Geomorfología Estructural. Esa alternativa lleva a confusión pues, al corresponder a formas originales o derivadas de procesos ígneos-efusivos, su estudio debe asociarse al contexto de una «litomorfogénesis» y no de una morfoestructura tectónica.

Relieves graníticos y cársticos también están analizados desde diversas perspectivas: bien en el contexto de una Geomorfología Estructural, bien como un proceso exógeno más al mismo nivel que fluviales, glaciares, etc. Ciertamente, carst y relieves graníticos derivan de un «modelado peculiar» y raramente aparecen formas originales; en general son penioriginales producto de una meteorización singular, muy activa, y una denudación característica. Por todo ello, no resultan extraños aquellos planteamientos que los engloban dentro de la meteorización como morfologías debidas a acciones «subcutáneas». Al constituir procesos complejos asociados a la naturaleza de la roca y siguiendo a otros muchos autores, se considera más acertado su inclusión en la categoría de «tipos de relieves».

13.1. RELIEVES VOLCÁNICOS

Son un conjunto de formas o fisonomías que, sean originales o mixtas, dependen de la actividad magmática extrusiva. Por tanto, tienen una distribución geográfica según los puntos o zonas de emisión derivados de la dinámica litosférica: zonas de acreción y subducción, vulcanismo intraoceánico e intracontinental. Esa dinámica localiza su actividad en alineaciones preferentes, arcos isla, islas oceánicas, márgenes activas y *rifts* continentales, a la vez que deja signos en zonas estables que, al ir perdiendo la fisonomía volcánica original, quedan como meros «residuos»; así ocurre en las principales mesetas basálticas del mundo, como las de Siberia, Paraná, Deccan, etc.

Todo volcán genera, o procede de (según se defina, dinámica o morfológicamente), una emanación de masa magmática, que llega a la superficie expelida como: «gases» (fenómeno exhalativo), material fundido más o menos viscoso o «lava» (fenómeno efusivo) y material sólido o «tefra» (fenómeno explosivo).

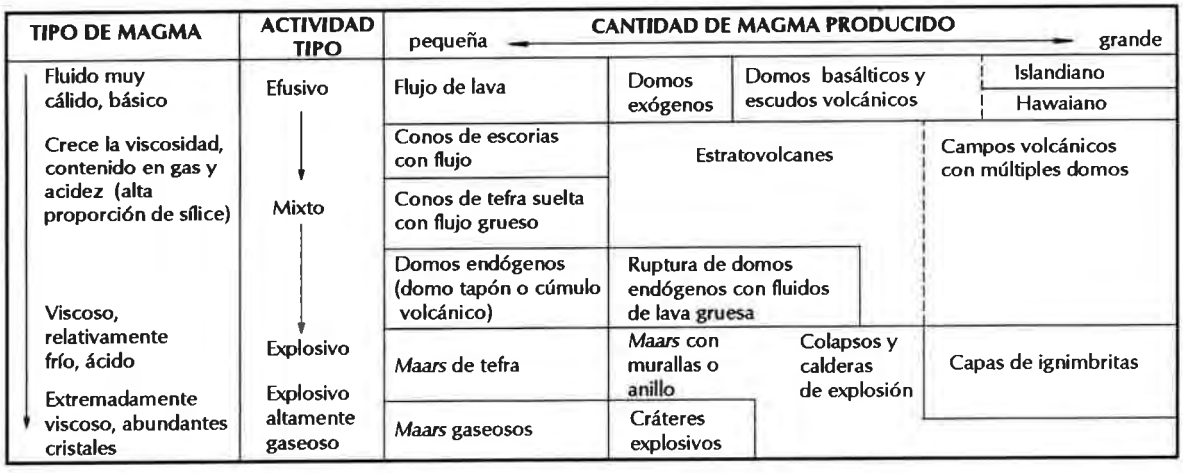
Ése último, el material sólido, corresponde al más variado por la diversidad en tamaños y grados de consolidación. Las partículas menores de 2 mm constituyen las «cenizas» que, al consolidar, originan «tobas volcánicas»; aquél otro entre entre 2 y 64 mm forma el *lapilli* (*lapillistone* o «lapillita» cuando consolida); y, finalmente, tamaños mayores de 64 mm dan lugar a «tefra de bloques» (aglomerados, aglomerados piroclásticos o brechas volcánicas una vez consolidado). Es frecuente el uso del término «toba volcánica» o *tuff*, para denominar las rocas compuestas por la mayoría de esas variedades de tefra consolidada; también referirse a ellas como piroclastos y a los bloques como bombas.

La actividad de los volcanes presenta modalidades eruptivas muy diferentes (cuadros 13.1 y 13.2, figura 13.1) y, en primera aproximación, existen dos extremas: una

Cuadro 13.1. Tipos de erupciones-volcanes (según Summerfield, 1991; modificado de Macdonald, 1972).

TIPO DE ERUPCIÓN	TIPO DE MAGMA	NATURALEZA DE LA ACTIVIDAD EFUSIVA	NATURALEZA DE LA ACTIVIDAD EXPLOSIVA	ESTRUCTURAS FORMADAS ALREDEDOR DE LA SALIDA
Islandiano	Básico, poco viscoso	Flujos extensivos desde las fisuras, y grueso	Muy débil	Conos de lava muy amplios y suaves; llanuras de lava con conos construidos a lo largo de las fisuras en fases terminales
Hawaiano	Básico, poco viscoso	Normalmente delgado, flujo extensivo desde la zona de emisión central	Muy débil	Conos de lava muy amplios y extendidos; escudos
Estromboliano	Moderadamente viscoso; parcialmente ácido y básico	Ausencia de flujo, o grueso y ligeramente extensivo	Débil a violenta	Conos de escoria y flujo de lava
Vulcaniano	Ácido, viscoso	Flujo en general ausente, grueso si lo hay	Moderada	Conos de ceniza; cráteres de explosión
Vesubiano (vulcaniano extremado)	Ácido, viscoso	Flujo en general ausente, grueso si lo hay	Moderada a violenta	Conos de ceniza, cráteres de explosión
Pliniano (vulcaniano muy extremado)	Ácido, viscoso	Puede carecer de flujo, variable en espesor si lo hay	Muy violenta	Extensiones de *lapilli* y pumitas, por lo general sin construcciones cónicas
Peleano	Ácido, viscoso	Domos y/o flujo corto muy grueso; puede carecer de flujo	Como el vulcaniano, pero con nubes ardientes	Domos; conos de ceniza y pumitas
Krakatoa	Ácido, viscoso	Ausente	Catastrófico	Grandes calderas explosivas

Cuadro 13.2. Clasificación de los volcanes y sus morfologías asociadas (según Rittmann, 1963).



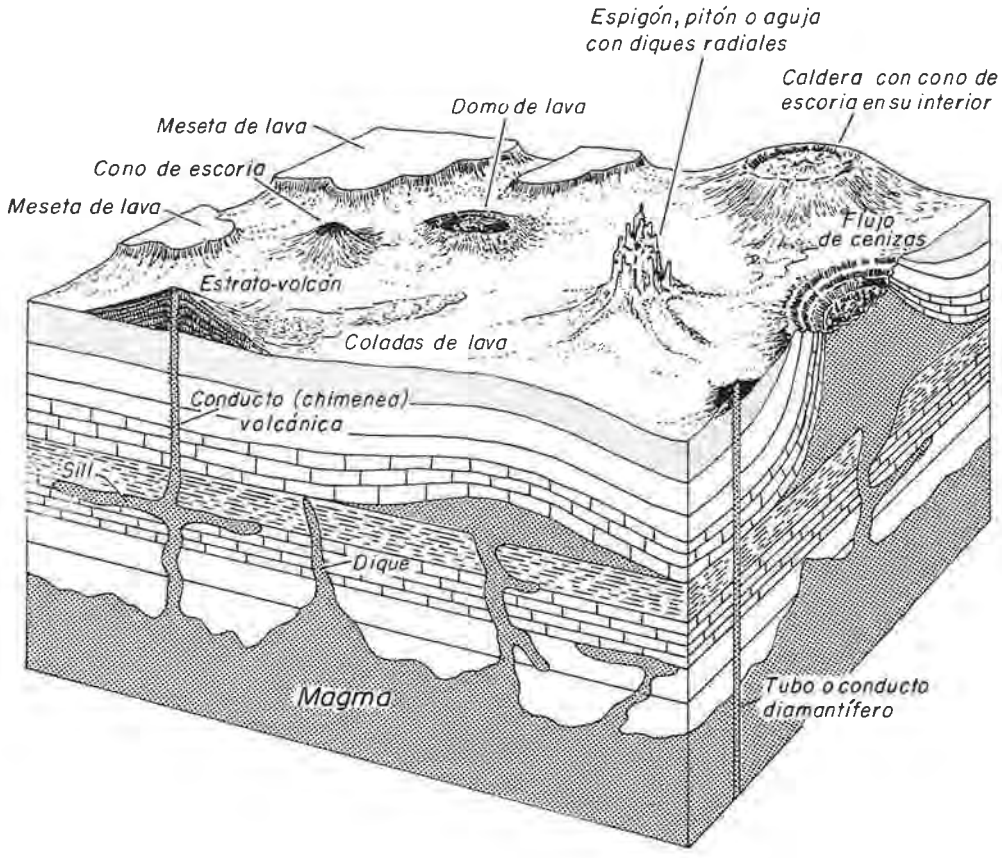


Figura 13.2. Fisonomías y estructuras internas en un relieve volcánico (según Decker y Decker, 1981; basado en Schmiot y Shaw, 1972). Un rasgo consustancial a estos relieves, es la presencia de topografías contrastadas debidas a dos fenómenos básicos: erupciones secuenciadas en el tiempo (conos y estratovolcanes, sobre llanuras de lava previas) y erosión diferencial sobre materiales de una o varias erupciones (mesetas, conos, agujas, crestones, etc.).

tranquila, con magmas fluidos básicos o basálticos; otra violenta y explosiva, con magmas viscosos en mayor o menor grado (intermedios o ácidos), caso de los andesíticos o riolíticos. En la primera los gases son liberados paulatinamente y la lava «fluye», incluso hasta grandes distancias, a modo de «ríos». En la segunda la lava queda confinada al punto de emisión y los gases son liberados bruscamente; ello implica su «explosión» mezclados con piroclastos (flujo piroclástico o nubes ardientes) y gran movilidad, pues alcanzan zonas a veces muy alejadas del dominio estricto de emisión, «sedimentando» y consolidándose como roca. Son productos tradicionalmente denominados **ignimbríticos** (término de significado y aplicación discutidos), que pueden presentar una estratificación o interestratificación con formaciones superficiales exógenas permitiendo dataciones absolutas o relativas (**tefrocronología**).

Según estas modalidades eruptivas y su asociación, aparecen distintas formas volcánicas.

En su fase inicial, que mayoritariamente contribuye a definir el relieve, predominan formas originales; posteriormente irán generándose otras derivadas de la acción modeladora. El caso extremo sería un relieve «desgastado», sólo posible tras dilatados períodos sin actividad volcánica o con acción modeladora muy enérgica. Para esos estados evolutivos, la fisonomía característica corresponde a relieves residuales respetados por la erosión a causa de la resistencia en la roca y que destacan sobre planicies más o menos amplias (figura 13.2).

En el conjunto volcánico general, independientemente de su estado evolutivo y tipología, las formas elementales más comunes son (ver cuadro 13.2):

- *Construcciones*. Acumulación formando resaltes topográficos a modo de colinas (conos o domos) o planicies (campos o plataformas); figuras 13.3 y 13.4.

Los **conos** o **domos** representan sucesivas acreciones alrededor del centro emisor, están compuestos por lava, tefra o una mezcla de ambas, y sus pendientes y dimensiones varían con el tipo de material. Con lava, resultan construcciones basálticas de grandes dimensiones y pendientes suaves (6-12°) llamadas **escudos**. Los de escoria o *cinder* se asocian a conos, normalmente explosivos, cuya

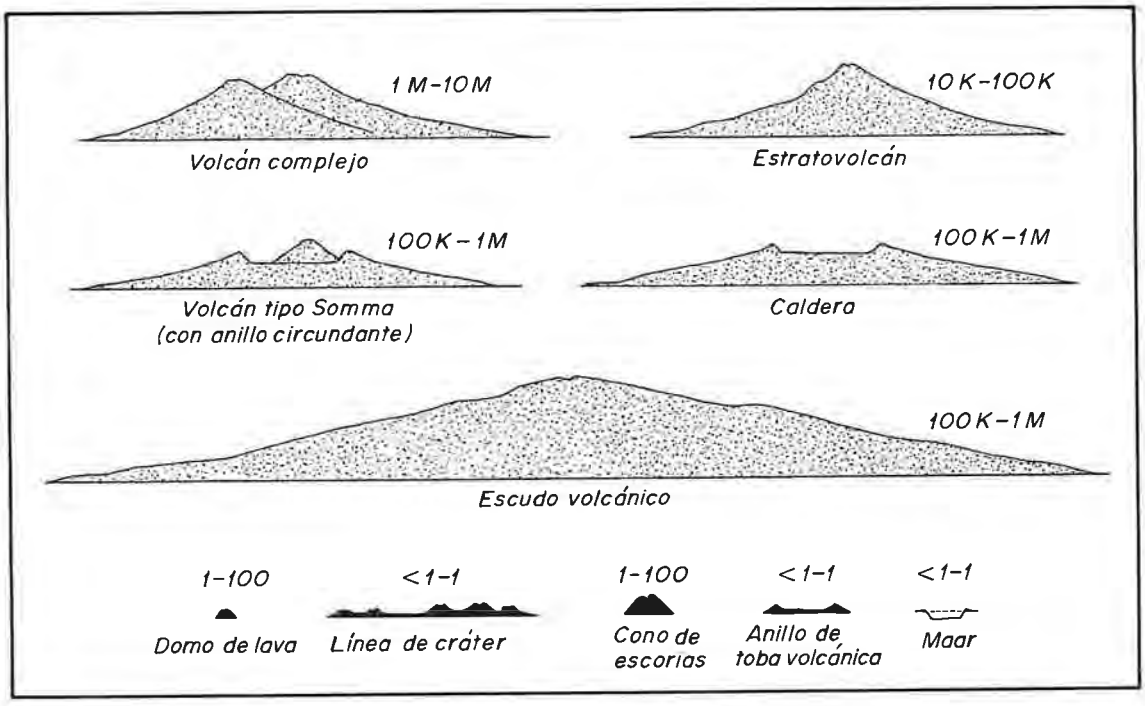


Figura 13.3. Tamaño relativo, aspecto y tiempo de construcción para diferentes tipos de volcanes. La escala vertical está duplicada en los cinco primeros, y cuadruplicada en los cinco últimos (en negro). El número indica el tiempo aproximado de actividad (M=1 millón de años y K=1000 años; < 1, menos de un año). Según Decker y Decker (1991), basado en Simkim *et al.* (1981).

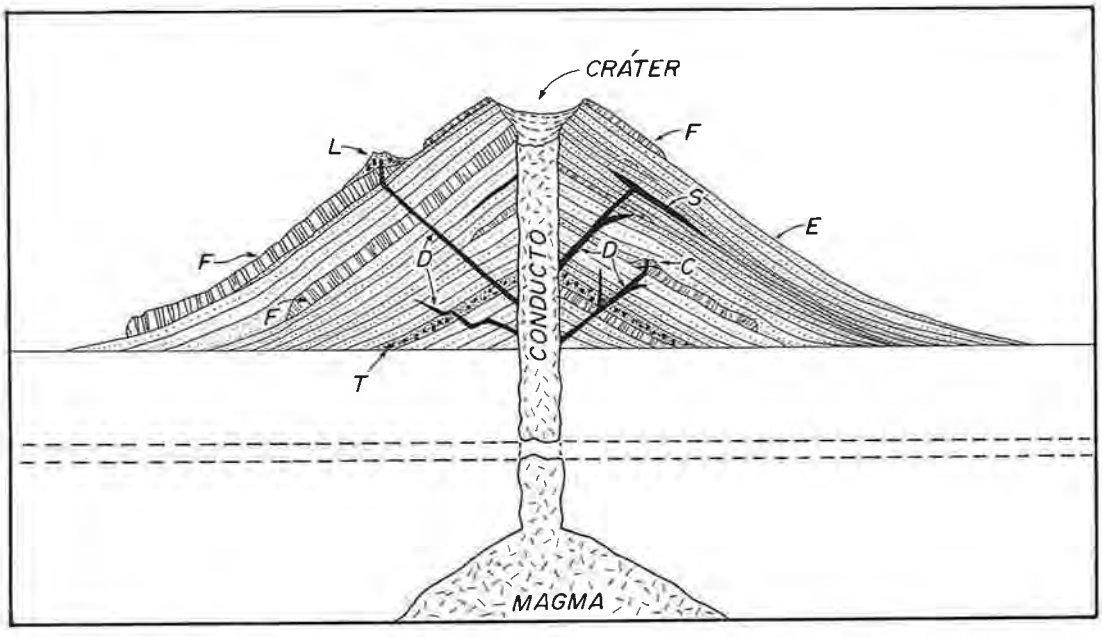


Figura 13.4. Estructura de un estratovolcán compuesto por: E, sucesivas acumulaciones de escoria (punteado); T, sucesivas capas de tefra (punteado denso); F, lava (rayado oblicuo); C, es un antiguo cono de ceniza fosilizado; S, *sill*; D, diques; L, cono lateral a partir de un dique. Según Macdonald (1972).

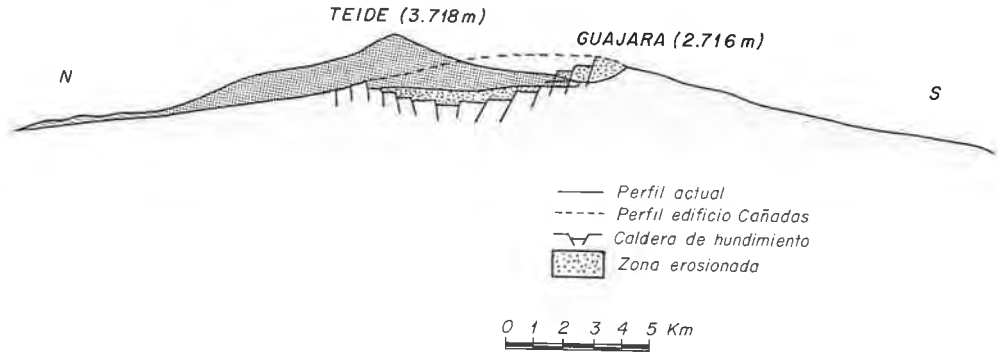


Figura 13.5. Caldera formando el circo Las Cañadas, en el complejo volcánico del Teide (Tenerife); según Araña y Carracedo (1978). Una caldera suele generarse durante la etapa con máxima actividad efusiva, emisiones laterales y fallas de descompresión, que condicionan el colapso final. Los procesos exógenos y nuevas emisiones volcánicas modifican ese relieve original, como ocurre con Las Cañadas, pero también puede suceder que la erosión lo transforme hasta hacerlo desaparecer. Estas zonas deprimidas frecuentemente están rellenas de agua constituyendo lagos; ejemplos notables en el mundo son: Nejapa y Atlitán (Centroamérica), Azuma (Japón), Auvergne (Francia), Nyasa (Malawi), Blue Lakes (Australia) y Crater Lake (EE.UU.). Este último, el «Lago del Cráter» en Oregón, es ampliamente conocido por los esquemas que realizaran Williams (1942) y Macdonald (1972) sobre la evolución de la caldera.

pendiente varía entre 30-40° con piroclastos gruesos y 10° con finos; siempre de acumulación rápida y escasas dimensiones. Por último, los mixtos o «estrato-volcanes» proceden de emisiones sucesivas con lava y tefra, que se acumulan en una estructuración secuencial de dimensiones medias y morfología bien definida; ejemplos paradigmáticos son Fuji, Vesubio y Teide, entre otros.

Los **campos** o **plataformas** derivan de coladas lávicas o formaciones con tefra. Las primeras suelen ser basálticas muy fluidas y originan corrientes («ríos» de lava) superpuestas en una masa continua, o individualizadas dando resaltes, canales y «retorcimientos» *(pahoehoe)*; al enfriar sufren hundimientos y vaciados generando tubos o conductos de cierto paralelismo con los cársticos (incluidos normalmente en el contexto del pseudocarst), por lo cual tienen interés hidrogeológico.

Las formaciones de tefra llegan a constituir grandes planicies en zonas alejadas del centro emisor, debido a la sedimentación piroclástica procedente de erupciones altamente explosivas.

- *Subsidencias, colapsos y desplomes*. Fenómenos ocasionados por «descompresión» en una cámara magmática. Los casos más notables corresponden a la generación de **calderas** por explosión y descompresión violenta, con la aparición de fracturas que condicionan colapsos y hundimientos (Rittmann, 1936, ref. 1963; Macdonald, 1972; figura 13.5).

- *Cráteres*. En principio considerados sinónimos de calderas, es decir, una depresión tendente a troncocónica y originada por fenómenos de explosión-colapso; sin embargo, hay morfologías y orígenes variados. En cuanto a las morfologías, la ventana de emisión puede estar confinada en una depresión longitudinal tipo fisura, una irregular ensanchada o la ya comentada troncocónica.

El origen de estas fisonomías, además de explosión-colapso, puede ser tectónico, sólo explosivo, o con emisión pausada y divergente. Las formas resultantes más comunes son **cráteres-caldera** y **cráteres-*maar***. Éstos últimos, inicialmente presentan forma troncocónica producto de una primera emisión explosiva; con el tiempo será ensanchada e irregularizada por emisiones gaseosas rítmicas, más o menos violentas, y colapsos gravitacionales sobre las paredes del cráter. En las depresiones, es frecuente la formación de lagos.

- *Otros fenómenos y morfologías asociados al vulcanismo*, son: hidrotermalismo con la aparición de ***geyseres***

En España, *el mejor desarrollo de las morfologías volcánicas corresponde a los terrenos insulares. Islas Columbretes y Archipiélago Canario, son los paisajes más notables en este contexto, sobre todo el segundo, tanto por la dimensión como por su dinámica y actividad actual. En la Península aparecen algunas formaciones de origen pre-cuaternario o pliocuaternario, caso de Olot, Campos de Calatrava, Cabo de Gata, Picofrentes y Mazarrón.*

Ver al respecto:

- V. Araña y J.C. Carracedo, *Los volcanes de las Islas Canarias*, 3 Tomos, Rueda, Madrid, 1978-1979.
- J.C. Carracedo, «El riesgo volcánico», en F.J. Ayala *et al.*, (eds.), *Riesgos Geológicos*, IGME, Madrid, 1988.
- C. Romero, F. Quirantes y E. Martínez de Pisón, *Los volcanes*, Alianza Editorial, Madrid, 1986.
- C. Romero (ed.), *Jornadas de campo sobre Geomorfología Volcánica*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 5, 1990.

Foto 13.1. Edificio-complejo volcánico del Teide. Construcción «estratovolcánica» localizada sobre una antigua caldera configurando el circo de Las Cañadas. Presenta dos grandes conos: el principal que forma el pico Teide (al fondo) y el subsidiario o Pico Viejo (delante). En primer término y sobre la llanura del circo, un campo de lava correspondiente a erupciones subactuales.

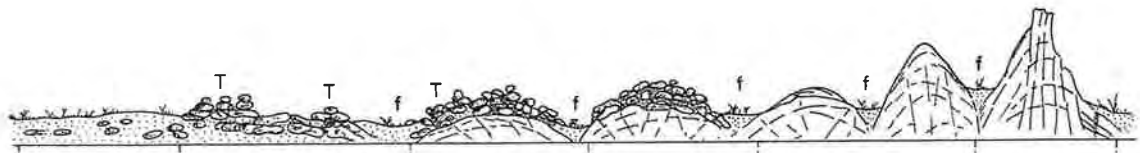
Foto 13.2. Volcán (cono y cráter) de escoria, debido a erupciones recientes (siglo XVIII). Campos volcánicos en las Montañas de Fuego (Lanzarote, Archipiélago Canario).

y **precipitados**; y **flujos de gravedad**, ya sean de material volcánico (*lahar*) no estabilizado, ya de otros materiales no volcánicos, incluso mixtos mezclados con aguas derivadas directa o indirectamente del vulcanismo (condensación de vapores, hidrotermalismo, fusión rápida de nieves o hielos, etc.).

Flujos gravitacionales, junto a erupciones explosivas, son los fenómenos de mayor peligrosidad para la actividad social; buen ejemplo fueron las catástrofes del monte Santa Elena en la Cordillera de las Cascadas, EE.UU., y Nevado del Ruiz en la Cordillera de los Andes, Colombia (ver Carracedo, 1988).

Foto 13.3. Cráter-caldera, en cuyo centro puede distinguirse la construcción secundaria que encierra una laguna-salar. Parque Nacional de Pinacate (Sonora, Méjico). Foto L.A. Martín.

Foto 13.4. Cráter-*maar* formando un lago. Caldera Veidivötn (Islandia). Foto L. Bartolomé.



TIPO / Carácter indicativo	ALTERACIÓN GENERALIZADA (arenización)	TORS Y LANCHARES (bolos sobre zonas arenizadas y lanchas)	PEDRIZAS (berrocal degradado)	BERROCAL (domos degradados)	DOMOS (cupuliformes y campaniformes)	CRESTONES Y CRESTAS
Diaclasado dominante	No reconocible	Horizontal	Ortogonal (curvo y radial) abierto	Ortogonal (curvo y radial) casi cerrado	Curvo dando lanchas	Vertical, dando paredes
Fracturación	Muy densa en todo el dominio	Discontinua	Discontinua	Sólo en los bordes	Sólo en los bordes	Sólo en los bordes
Tipo de granitoide (mineralógico) (*)	Biotítico de grano grueso	Biotítico de grano grueso	Todos	Todos	Poco biotítico de grano medio y/o porfídico	Grano fino y diques
Textura más propensa (*)	Granuda	Granuda	Ligeramente apretada	Apretada	Apretada	Apretada
Capacidad para la penetración de agua y aparición de manantiales (*)	Alta, roca porosa	Media, en bordes	Media, porosidad selectiva a favor de las discontinuidades del diaclasado	Media - baja, porosidad selectiva a favor del diaclasado más abierto	Baja o nula	Baja o nula
Capacidad para el desarrollo edáfico y productivo	Alta, buen desarrollo de suelos en todo el dominio	Media, desarrollo discontinuo de suelos y vegetación	Media a baja, desarrollo de suelos y vegetación en diaclasas abiertas	Baja, a favor de las diaclasas	Muy baja, sólo en algún diaclasado algo abierto	Muy baja, sólo a favor de algún diaclasado horizontal
Grado evolutivo ideal (*)	Relieve muy evolucionado (senil)	Relieve bastante evolucionado (senil)	Relieve bastante evolucionado (maduro)	Relieve evolucionado (maduro)	Relieve poco evolucionado (juvenil)	Relieve poco evolucionado (juvenil)
Alteración meteórica	Total	Alta, pero discontinua	Alta, muy discontinua	Baja y discontinua	Muy baja	Muy baja

Figura 13.6. Esquema aplicado al Sistema Central español, presentando las formas más comunes en paisajes graníticos y la relación con sus factores genéticos. Basado en Pedraza (1978), y Pedraza *et al.* (1989).

(*) En las zonas de fracturación intensa, todos los caracteres tienden a converger con los granitoides de alteración generalizada; en la figura aparecen marcadas con (f).
(T) Acumulaciones de bloques (bolos) que representan berrocales degradados o *tors*.
El punteado representa zonas de arenización y el rayado la red de diaclasas.

13.2. RELIEVES GRANÍTICOS

Son un conjunto de fisonomías características del otro gran grupo de rocas magmáticas, las ígneas intrusivas.

Corresponden a asociaciones de formas derivadas y penioriginales, debidas a la acción del modelado sobre material plutónico (figura 13.6). El máximo desarrollo tiene lugar en rocas cristalinas poliminerales, de variada composición, textura y estructura, aunque las más frecuentes sean cuarzo-feldespático-micáceas y granudas, es decir, las granitoideas.

Estos relieves proceden de **modelados diferenciales**, consecuentes a una meteorización y erosión selectivas: la primera define los rasgos característicos, siendo su modalidad química o descomposición la más importante; la segunda se limita a desmantelar la porción alterada.

Supuesto un clima con suficiente calor y humedad, la alteración en las rocas graníticas llega a ser total y depende de tres variables:

- *Composición*. Controla la modalidad del proceso y su velocidad a partir, no tanto del quimismo global como de la mineralogía (ver figura 5.1).
- *Textura*. Favorece o dificulta el proceso, pues la resistencia a la meteorización química será mayor cuanto mejor sea el ajuste entre los cristales, es decir, más idiomorfa y, por tanto, menos granuda y porosa.
- *Fisuración*. Condiciona la progresión de la meteorización hacia niveles subsuperficiales: cuanto menor sea la fracturación y diaclasado, mayor será el espaciado entre roturas y menor la permeabilidad secundaria.

Foto 13.5. Domo campaniforme debido al predominio de un diaclasado curvo muy inclinado, que termina por verticalizarse dando paso a crestones. Las Cabreras, depresión de San Martín-El Tiemblo-Cebreros (Sistema Central).

Foto 13.6. Berrocales y pedrizas graníticas. Estas fisonomías se deben a la degradación de domos o crestones, siempre que los condicionantes ambientales y la interferencia del diaclasado sean propicios para el desarrollo de bloques paralelepipédicos angulosos, incluso redondeados (bolos). La Pedriza de Manzanares (Sistema Central).

Foto 13.7. Franja de alteración (arenización) ocupada por una pequeña laguna estacional y flanqueada por lanchares. Rampa de La Cabrera-Valdemanco (Sistema Central).

Según interactúen esas variables, aparecen franjas, zonas y macizos arenizados, junto a otras áreas con granito fresco. **Arenización**, término utilizado en un sentido descriptivo más que genético, indica un material granítico alterado y no movilizado, es decir, un saprolito que se comporta como una arena ligeramente compactada. Este material, denominado también *grus*, es muy vulnerable a la erosión pluvial y fluvial.

De acuerdo con ello, el modelo más completo para explicar la génesis de relieves graníticos considera dos etapas: meteorización diferencial y posterior denudación selectiva o lavado de la alteración; corresponde a la «doble planación o etchplanación», ya descrita a propósito de los relieves climáticos intertropicales (ver apartado 12.2).

Directamente asociadas a estos procesos aparecen en superficie una serie de morfologías que, dadas sus dimensiones, suelen denominarse *formas mayores*; son: domos, crestones, berrocales y pedrizas, lanchares, bolos y arenizaciones residuales (ver figura 13.6).

Domo o ***bornhardt*** y **crestón**, representan las formas primarias en un paisaje granítico y su origen muestra clara relación con el diaclasado: el curvo dará formas dómicas, uno vertical tenderá a crestones, y la interferencia entre ambos propiciará el desarrollo progresivo de berrocales.

Para explicar la génesis de un domo se han propuesto modelos superficiales y subcutáneos, si bien, aun cuando

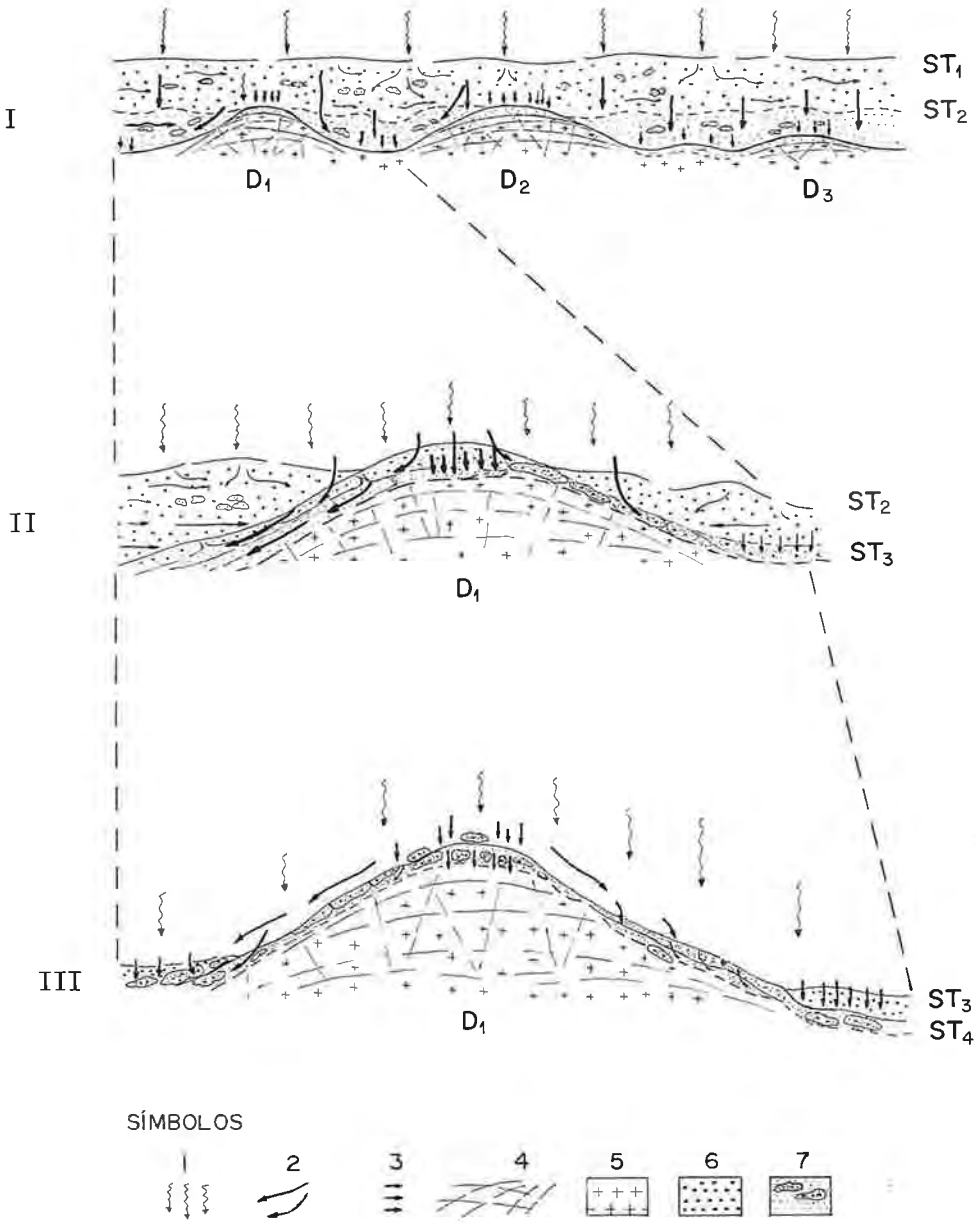


Figura 13.7. Exhumación (I y II) y evolución posterior subaérea (III), de una forma dómica en materiales graníticos (*bornhardt*). La exhumación está originada por escorrentía pluviofluvial; la meteorización progresa mediante aguas de infiltración y el flujo subcutáneo, conducido o dirigido por planos de diaclasado. Ejemplo basado en relieves dómicos de la rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central español); modificado de Pedraza (1984).

Leyenda: ST (1 a 4), superficies topográficas sucesivas; D (1 a 3), domos.
Simbología: 1, aporte de agua; 2, circulación superficial y subcutánea; 3, zonas con máxima concentración de humedad; 4, diaclasado; 5, roca fresca no movilizable; 6, roca muy arenizada y fácilmente movilizable; 7, roca en proceso de alteración, desigualmente arenizada (contiene residuos de roca fresca, como bolos y lanchas) y parcialmente movilizable.

influya la posterior evolución superficial o «casi superficial», el inicio del proceso siempre será subcutáneo (figura 13.7). De la misma manera, para los bolos han de considerarse ambas posibilidades genéticas (figura 13.8).

Todo relieve granítico exhumado, al iniciar su evolución en condiciones subaéreas pasa por una serie de etapas que, según una escala ideal, le conducen sucesivamente desde formas dómicas o crestas, a **berrocales**, **pedrizas**, **lanchares** (frecuentemente son el flanco o techo de un domo parcialmente exhumado, o en proceso de exhumación), **acumulaciones de bolos**, bolos dispersos y **zonas arenizadas** en franjas preferenciales o superficies más amplias (figura 13.9; ver figura 13.6). Dada su particular fisonomía, algunas formas reciben nombres peculiares; así ocurre con ***tors*** o pequeños berrocales aislados, las formas acastilladas o crestas, domos en «dorso de ballena», etc. (figura 13.10).

Junto a las morfologías mayores aparecen otras en detalle, genéticamente variadas. Unas se forman en ambiente subaéreo, otras proceden del subcutáneo y al aflorar en superficie acabarán degradándose; por último, también hay formas mixtas, pues inician su génesis bajo la superficie y terminan de hacerlo una vez son exhumadas. Todas ellas suelen agruparse bajo la denominación genérica de *formas menores* (Twidale, 1982), y quedan resumidas en el cuadro 13.3.

Algunas formas menores, como acanaladuras y tafonizaciones, introducen cierta similitud entre estos paisajes y los de rocas solubles con procesos de carstificación superficial. Para este tipo de convergencias suele utilizarse el término **pseudolapiaz**, aplicado a las primeras.

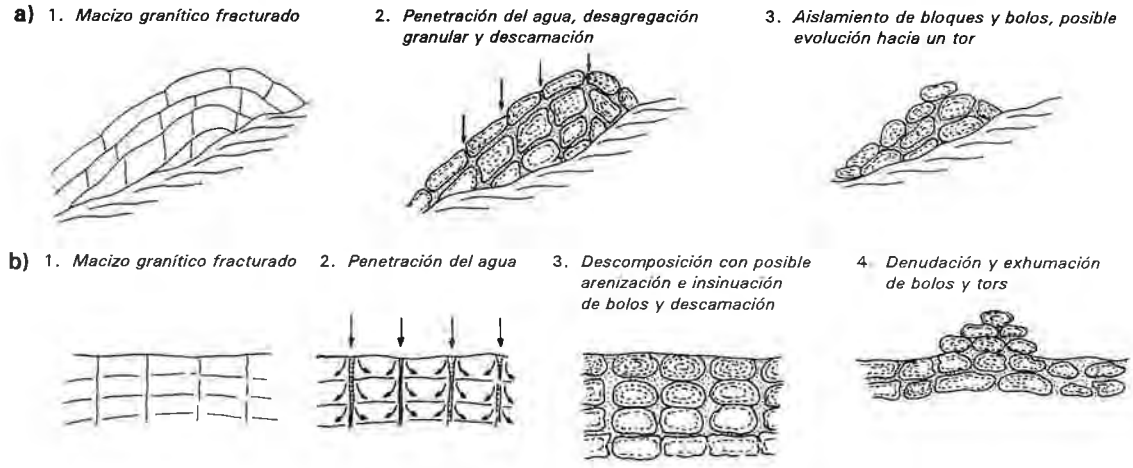


Figura 13.8. Generación de bolos en condiciones subaéreas (a) y subcutáneas (b). Según Pedraza *et al.* (1989).

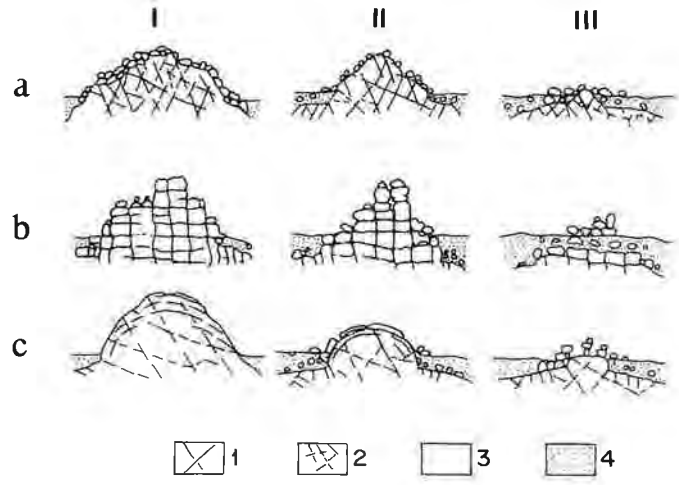


Figura 13.9. Evolución subaérea de formas graníticas (basado en Brook, 1978).
I) Estado inicial: relieve con discontinuidades (fallas y diaclasas), favoreciendo la penetración del agua y meteorización.
II) La alteración, junto al subsiguiente arrastre de material arenizado, ensancha las discontinuidades y hace aparecer bloques individuales, formando así domos degradados con lanchas y bolos en superficie (a y c) o berrocales y pedrizas (b).
III) La progresión del fenómeno anterior conduce a un relieve degradado, con acumulaciones de bloques dispersos (bolos, *tors*) y arenización.

Punto de partida: (a) domo con diaclasado en aspa; (b) relieve acastillado y diaclasas ortogonales; (c) domo (*bornhardt*) en el cual predomina el diaclasado de descompresión (curvo).
1 y 2, diaclasado curvo y en aspa; 3, masa de roca; y 4, zonas arenizadas.

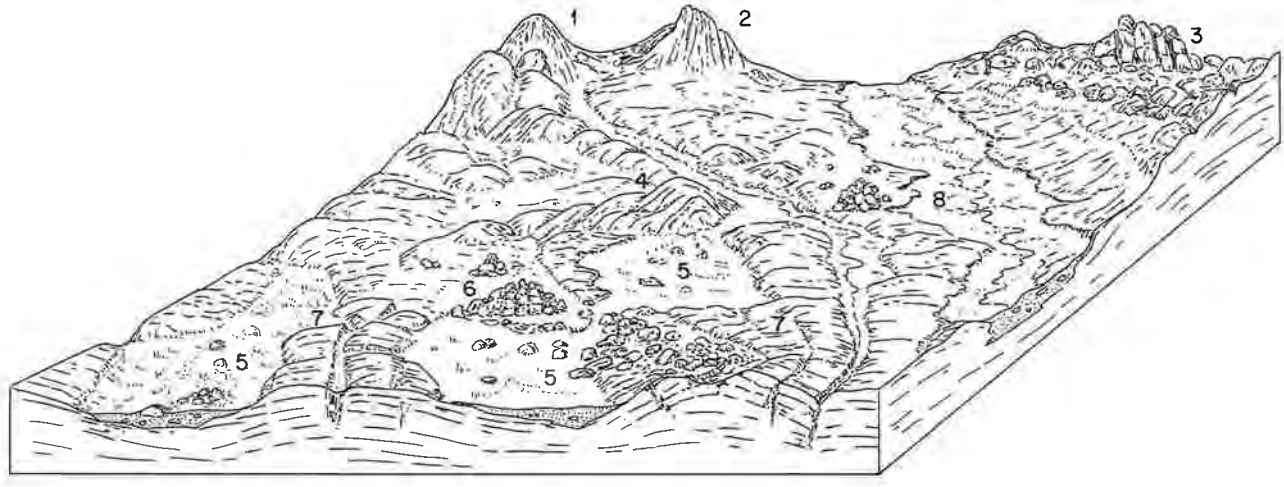


Figura 13.10. Bloque diagrama de un paisaje granítico: 1, domo campaniforme; 2, crestas; 3, berrocales; 4, domos cupuliformes; 5, depresiones de alteración y excavación (navas); 6. pedrizas y *tors*; 7, lanchares y bloques; 8, dominio pluvio-fluvial de erosión y exhumación.

Cuadro 13.3. Formas graníticas menores, basado en la morfología del Sistema Central español.

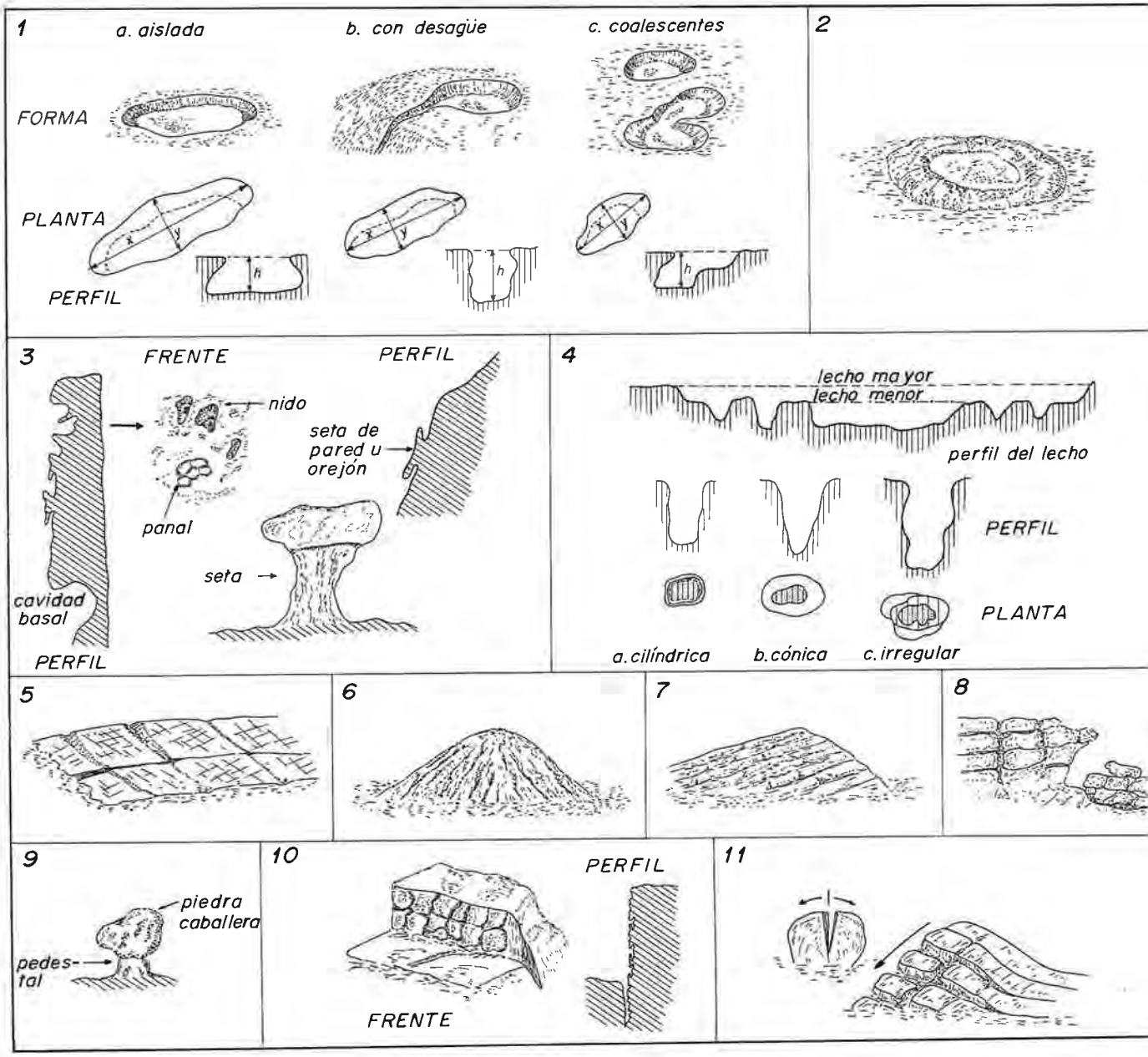
DENOMINACIÓN	CARÁCTER	GEOMETRÍA
Pila o pilancón no fluvial Llamadas también: *gnamma* y *rock basin* en Australia (Twidale, 1982); *cadolle* o *cassolete* en Cataluña (Vilaplana, 1987); *pias* en Galicia (Vidal Romaní, 1984)	Hendiduras sobre lanchas graníticas horizontales o subhorizontales. Suelen ser poco profundas, con carácter ovoide o esférica y raramente cónicas; de dimensiones centimétricas, pueden llegar a métricas en su eje mayor. Se forman por retenciones de agua en irregularidades de la roca que implican una meteorización-desagregación concentrada. El origen de esas irregularidades está en procesos de carga diferencial (Vidal Romaní, 1984); la evolución posterior es una desagregación granular y vaciado de los productos por el rebose del agua, lo cual va favoreciendo su profundización (Pedraza *et al.*, 1989). En general x>y, aun cuando puede ser x≈y, pero siempre h<<x ó y.	1
Aros de piedra *Rock doughnuts*	Resaltes anulares con una depresión interior. Aparecen asociados a pilas o pilancones, ya que suelen originarse a partir de esas formas mediante una inversión evolutiva, al haberse endurecido las paredes por exudaciones y precipitados de meteorización.	2
Tafonis o tafonización	El término «*taffoni*», cavidad en corso, se aplica a hendiduras producidas por meteorización en las paredes inclinadas de diferentes tipos litológicos. Son consecuencia de «escurrideras» o humedad concentrada que, en las rocas graníticas, producen desagregaciones selectivas. Así se originan oquedades o nidos, resaltes en panal, concavidades basales, extraplomos, incluso cuevas; es frecuente también la formación de «tormos» o setas. Su génesis es similar a los pilancones, es decir, desagregación meteórica, pero en paredes inclinadas.	3
Marmitas de gigante Llamadas también **pilas o pilancones fluviales**	Son de geometría similar a pilas o pilancones no fluviales, si bien éstas se sitúan en el lecho fluvial. Tienen su origen en la generación de flujos helicoidales durante las crecidas y el consiguiente desgaste abrasivo de la pared, producido por la removilización del material que yace en el lecho de la depresión; también pueden asociarse a la «cavitación». Su morfología tiende a ser cónica o cilíndrica y de mayor profundidad que los pilancones no fluviales. En general x≈y≈h ó h>>x≈y.	4
Pavimentos	Planos o lanchas de gran regularidad (similares a los pulidos), aunque con múltiples discontinuidades de pequeñas diaclasas que los compartimentan, y donde crece vegetación herbácea. Su pendiente es muy escasa.	5
Canalones, acanaladuras	Regueros y canalillos, paralelos o subparalelos, de profundidad centimétrica a decimétrica, y formados sobre paredes inclinadas a similitud de aquéllos que aparecen en los lapiaces de rocas carstificables. En materiales graníticos, su origen se asocia a fenómenos de desagregación selectiva por escorrentía pluvial o nivo-pluvial.	6
Paraestratificación	Diaclasado paralelo o subparalelo a la superficie (lajamiento), muy regular y de espaciado constante, que confiere a ciertos macizos graníticos un aspecto «similar» al de una roca estratificada.	7
Extraplomos	Paredes o techos generados por desplome de bloques, dejando resaltes o viseras.	8
Piedras caballeras y pedestales	Conjunto rocoso en el cual destaca un bloque aislado o piedra caballera, sobre otro más o menos nítido que le sirve de base o pedestal.	9
Agrietamientos pseudopoligonales	Superficies endurecidas sobre las que aparecen discontinuidades o grietas formando un enrejado. Pueden asociarse a planos de diaclasado, donde se produjo una transformación de los minerales por rozamiento.	10
Bloques separados	Porciones de roca que, mediante un ligero deslizamiento o pérdida de sustentación, se separan entre sí o del conjunto rocoso general. El movimiento es a favor de discontinuidades, normalmente el diaclasado.	11

En la Península Ibérica, *las formas graníticas mayores y menores están presentes en múltiples regiones, habiendo sido catalogadas y descritas en varios trabajos sobre el Sistema Central español, Galicia y Cataluña.*

Ver al respecto:

- J.R. Vidal Romaní, *El Cuaternario de la provincia de la Coruña*, Tesis Doctoral, Fac. C.C. Geológicas, UCM, Madrid, 1984.
- J.M. Vilaplana, *Guia dels paisatges granítics dels països catalans*, Kapel, Barcelona, 1987.
- J.D. Centeno, J. Pedraza, E. Molina *et al.*, «Geomorfología en granitos», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 2, 1988.
- J. Pedraza, M.A. Sanz y A. Martín, *Formas graníticas de La Pedriza*, Agencia de Medio Ambiente, Madrid, 1989.
- C. Roqué, Ll. Pallí e I. Capellà, *El modelat granític del terme municipal de Sta. Coloma de Farners*, Universitat de Girona, 1994.

Cuadro 13.3. (continuación).



13.3. RELIEVES CÁRSTICOS

El término **carst** es la castellanización del vocablo alemán *karst* (de uso generalizado internacionalmente), trasliteración a su vez del topónimo *Kras*, que designa una región esloveno-croata. En principio lo aplicaron únicamente a fisonomías desarrolladas en materiales carbonáticos (calizas y dolomías), para extenderlo posteriormente a formas similares, pero sobre otras litologías: sulfatos (yeso, anhidrita y epsomita); haluros (halita, silvina y carnalita); rocas sedimentarias detríticas con cemento carbonático o sulfatado, caso de areniscas y conglomerados calcáreos; y rocas metamórficas carbonáticas, fundamentalmente mármoles; entre otros.

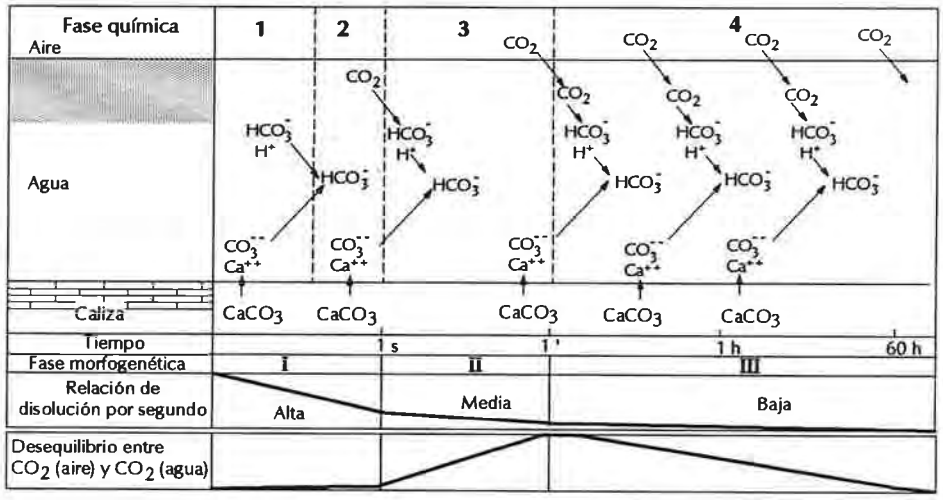


Figura 13.11. Esquema general de la carstificación en rocas calizas, mostrando las diferentes fases de la misma según la interrelación de los tres sistemas implicados (Bögli, 1960; ref. 1980).

Algunos procesos específicos, entre los que destacan la meteorización por hidrólisis, vulcanismo, periglaciarismo y glaciarismo, pueden hacer que materiales muy diferentes a los anteriores originen fisonomías similares a las características de un paisaje cárstico. Corresponde a una convergencia de formas, y según cada caso suelen aludirse como: **pseudocarst** en rocas volcánicas (conductos lávicos), plutónicas (determinadas formas menores) o silíceas (cuarcitas carstificadas); **glaciocarst**, cuando se producen en hielo glaciar; y **termocarst** o **criocarst**, en zonas de *permafrost*.

Respecto a los últimos términos citados, debe precisarse que muchos autores utilizan «glaciocarst» para referir un carst (*s.s.*) desarrollado sobre rocas solubles del lecho subglaciar y que, por tanto, presenta morfología mixta; ejemplo son los *jous* en Picos de Europa, depresiones mixtas por sobreexcavación glaciar y disolución con participación de aguas fluvioglaciares. En estos casos, el sistema de conductos sobre el hielo lo aluden como «crio o termocarst» (ver apartados 7.3.2 y 8.5).

El conjunto de procesos que desarrollan modelados cársticos propiamente dichos, reciben el nombre de **carstificación**; es una meteorización mezcla de acciones químicas (disolución, hidratación, sustitución iónica y óxido-reducción) y físicas (transferencia de masa y difusión).

En sales (yeso, halita o anhidrita), el proceso es una simple disolución en medio acuoso, y tan sólo depende de la concentración (actividad) iónica en el agua y su variación con la temperatura.

Las rocas carbonáticas (calizas, dolomías y mármoles) tienen muy baja solubilidad intrínseca, por lo cual su carstificación encierra reacciones químicas y fenómenos físicos complejos en las interfases atmósfera-suelo-agua-roca.

De manera simplificada, el proceso tiene lugar en *cuatro fases* (figura 13.11):

1) Disolución escasa en agua pura (bajos contenidos de anión bicarbonato), disociándose en anión carbonato y catión metálico. La tasa de disolución es alta pero muy limitada en el tiempo, generando formas superficiales con desarrollo rápido.

2) Formación de ácido carbónico disociado (anión bicarbonato + protón) en bajas proporciones, a partir de la oxidación del anión carbonato (pH<8,5). La tasa de disolución es alta-media, dando lugar a formas más incisivas, también superficiales.

3) Intervención del dióxido de carbono atmosférico o edáfico, que está físicamente disuelto en el agua. Una pequeña proporción será hidratada y químicamente disuelta dando ácido carbónico disociado, y retroalimentando el proceso al formarse más ácido carbónico a partir de aniones carbonato procedentes de la roca; la disponibilidad del mismo (fuerte y agresivo) hace que esta fase, aun con tasas de disolución medias, sea la más importante en la carstificación superficial.

4) Fase con total interacción atmósfera-agua-roca. El desequilibrio entre el contenido en dióxido de carbono del aire y el agua, llega a suplirse disolviendo físicamente grandes cantidades de aquél (en función de su disponibilidad y la temperatura del agua). Así aparecen numerosas reacciones reversibles hasta llegar a un cierto equilibrio que puede ser alterado según: el flujo del agua, superficie de roca expuesta, variaciones del nivel freático, temperatura, etc. Las tasas de disolución disminuyen progresivamente, aunque la duración de esta etapa llega a generar carstificaciones importantes.

El conjunto de reacciones, pueden simplificarse para los carbonatos de un metal (M_1) o grupo de (n) metales (M_n), que actúa o actúan con una valencia total (a), en una única reacción del tipo:

$$[(M_1,M_2,..,M_n)_2\,(CO_3)_a]_{sól} + [a\,CO_2]_{gas} + a\,H_2O \rightleftharpoons$$

$$\rightleftharpoons [2a(HCO_3)^- + 2(M_1,M_2,...,M_n)^{a+}]_{aq}$$

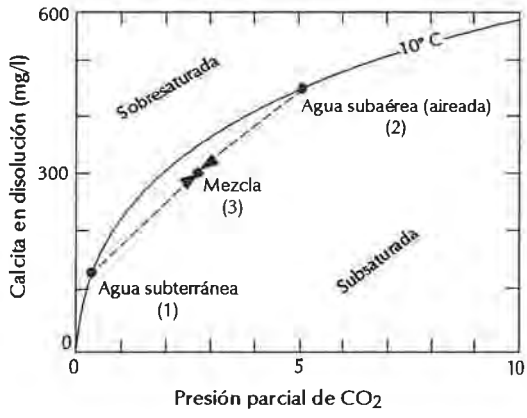


Figura 13.12. Resultado no saturado (3), en una mezcla de aguas saturadas (1 y 2); diagrama de Moore (en Bloom, 1978).

Aplicándolo al caso de calizas y dolomías, será respectivamente:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons 2(HCO_3)^- + Ca^{2+}$$

$$CaMg(CO_3)_2 + 2CO_2 + 2H_2O \rightleftharpoons 4(HCO_3)^- + Ca^{2+} + Mg^{2+}$$

Reacciones similares, son las descritas para compuestos orgánicos (ácidos húmicos) que intervienen en la disolución de los carbonatos; esta vez favorecida por aumentos en la temperatura:

$$CaCO_3 + 2R\text{-}COOH \rightleftharpoons Ca(R\text{-}COOH)_2 + H_2O + CO_2$$

Estas reacciones físico-químicas son tanto más efectivas cuanto mayor sea la agresividad y movilidad del agua: la primera depende del grado de disociación iónica, directamente relacionado con su disponibilidad en dióxido de carbono; la segunda está controlada por la red de circulación o flujo.

El progreso de la disolución hacia zonas subsuperficiales y profundas, tiene lugar mediante percolación de aguas agresivas a través de discontinuidades, es decir, diaclasas, fracturas y planos de estratificación: al penetrar dichas aguas en el subsuelo, se alejan del ambiente atmosférico y edáfico que las proporciona CO_2, a la vez que se cargan de carbonato; así pierden agresividad y aumenta la fase saturada con baja capacidad de disolución. Por ello, aún se discute cómo puede producirse la ampliación de esas discontinuidades llegando a formar conductos para la libre circulación hídrica subterránea.

Al proceso anterior sólo parece oponerse otro que, en principio, sería el responsable de la carstificación en zonas profundas; es la **disolución por mezcla** (*mischungekorrosion*): dos aguas saturadas generan al mezclarse una fase no saturada, transformándose así en aguas agresivas con capacidad para ampliar los conductos subterráneos (Bögli, 1964, ref. 1980; figura 13.12).

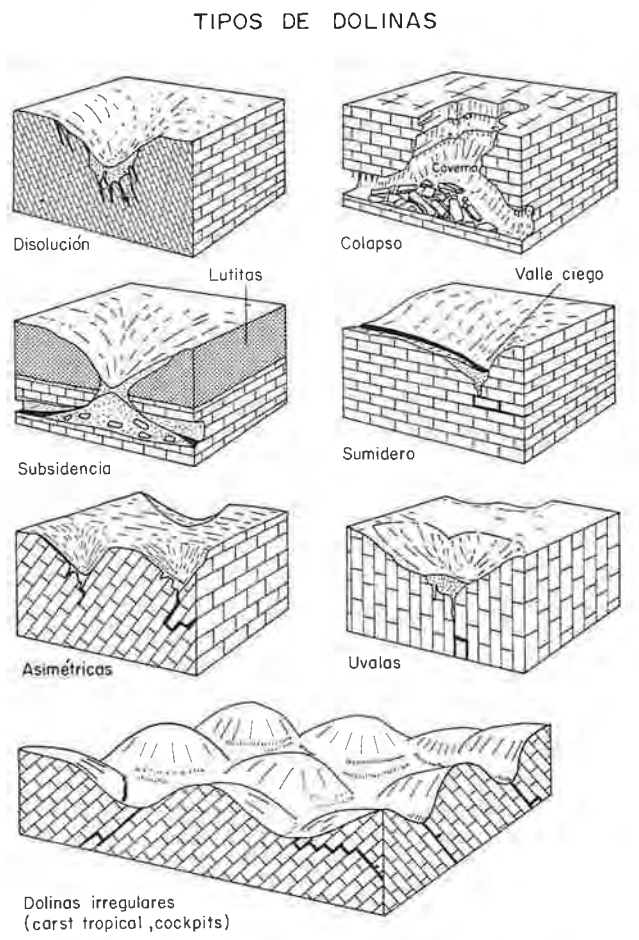


Figura 13.13. Tipos de dolinas. La primera clasificación para estas morfologías procede de Cvijič (1893) que, en base a consideraciones geométricas, distingue: dolinas en embudo, ventana y cuenco o pilón. Cramer (1941) introduce criterios genéticos y Williams (1969) los completaría después diferenciando: dolinas de disolución, aluviales, de colapso, y de subsidencia. Posteriormente han surgido diversas clasificaciones siguiendo las de estos autores pioneros; una de ellas, que aparece en la figura, corresponde a la síntesis realizada por Selby (1985).

Debido al carácter reversible, a las reacciones de disolución pueden sucederle las de precipitación: evaporación de agua (sobre todo en zonas tropicales), disminución del contenido en CO_2 (importante en zonas templadas por descompresión o acción biótica), y acción de bacterias (sólo a escala local, como modificadora del pH), son los fenómenos más comunes que generan esa precipitación.

Aunque aparezcan términos intermedios, las formas desarrolladas por estos procesos se dividen según su condición subaérea o subterránea (**endo-** y **exocársticas**) y, dentro de ellas, de precipitación o acumulación y erosión o denudación (**constructivas** y **destructivas**); a veces suele aludirse también a formas mayores y menores, en base a su tamaño (cuadro 13.4 y figuras 13.13 a 13.18).

Cuadro 13.4. Morfologías cársticas. Basado en varios autores (Jennings, 1971; Sweeting, 1972; García Abbad et al., 1972; Bögli, 1980; Trudgill, 1985).

FORMAS EXOCÁRSTICAS (1)	DESTRUCTIVAS	MAYORES	**Dolinas** Figura 13.13	Depresiones con geometría tendente a cónica, troncocónica o irregular, pero de planta más o menos circular, paredes escarpadas y fondo plano o en embudo. Conectan aguas superficiales y subterráneas pues, salvo que hayan quedado colgadas, son sumideros de la escorrentía. Aquéllas que derivan de colapsos suelen tener una morfología irregular (en general subrectangular) y con frecuencia aparecen asociadas a simas y sumideros. El fondo a veces está tapizado por coluviones procedentes de las paredes y material residual de la disolución. Según la relación R (diámetro/profundidad) y la pendiente de sus paredes, se clasifican en: artesa o pila (R≈10 y 10-12°); embudo (R≈2-3 y 30-40°) y ventana (R<1 y 60-70°). Reciben denominaciones como: **torcas** (Castilla); ***jous***, depresiones mixtas carst-nichos o circos glaciares (Picos de Europa); y ***ponikva*** (Balcanes), si son complejas, de grandes dimensiones y llegan a cortar el nivel freático. Casos especiales son los colapsos o disolución del techo en una red subterránea activa, generando las **ventanas cársticas** y **cenotes** (Centroamérica).
			Uvalas	Son dolinas coalescentes que suelen generar depresiones amplias cerradas y de fondo plano o irregular, donde se produce una intensa infiltración.
			Poljes	Depresiones de origen diverso, en general mixtas lito-estructurales, con un fondo plano relleno por material aluvial-coluvial o residual de la disolución. Pueden tener surgencias (***izvor***) o sumideros (***ponor***), también cavidades que actúan indistintamente como ambos (***estavela***); todos ellos controlan el desarrollo de redes fluviales autóctonas o alóctonas. El nivel freático está próximo a la superficie, por lo cual sufren inundaciones estacionales, excepto en pequeñas colinas que destacan de su fondo (***hums***).
			Pavimentos Figura 13.14	Superficies de rocas carbonáticas que coinciden con planos de estratificación en estructuras horizontales o subhorizontales, ligeramente pulidas por corrosión y con algunas microdepresiones a favor del diaclasado.
			Valles cársticos (fluviocarst) Figura 13.15	Corresponden a formas de incisión fluvial en zonas cársticas. Se trata de conductos subaéreos con paredes verticalizadas, que sirven de valle a un río (**cañones, hoces** si forman recodos de meandro), o quedan fuera de la corriente actual como **valles secos** o **muertos**. Cuando presentan en su cabecera un farallón rocoso en anfiteatro, producto del colapso en la misma cavidad de la que surge el río, se denominan **valles en fondo de saco**; si un río desaparece en un sumidero al final del valle, reciben el nombre de **valles ciegos**. A menor escala constituyen **callejones** o ***bogaz***, responsables, en primer término, de **paisajes ruiniformes** con fisonomías peculiares como: **tormos** o «setas», viseras, torreones, etc.
			Mogotes, torres o pináculos	Relieves cónicos, piramidales o cilíndricos, de carácter residual en carsts tropicales; destacan sobre una llanura que constituye el nivel de base de la carstificación (rocas poco permeables o no carstificables). En estados incipientes adquieren formas hemisféricas por convergencia de dolinas irregulares (***cockpits***).
		MENORES	**Lapiaz, *karren* o lenar**	Formas desarrolladas en superficies libres o cubiertas de vegetación y suelo, que se imponen a todas las anteriores. Se deben a la acción directa de la escorrentía, dando elementos corrosivos de detalle como son acanaladuras, canalones y pasadizos. En general se trata de microformas tipo: surcos (*rillenkarren*), canales (*rinnenkarren*), crestas agudas y coalescentes (*spitzkarren*), surcos meandriformes (*meanderkarren*), surcos paralelos y de cresta redondeada (*rundkarren*), hendiduras o depresiones ovaladas según la pendiente (*trichterkarren*), microdolinas (*kamenitzas*), callejones o *microbogaz* (*kluftkarren*), etc. Algunos autores incluyen en este conjunto los callejones tipo *bogaz* y, junto a fungiformas e incluso pavimentos, les denominan macrolapiaz. Cuando sufren retoques o son biselados por pulido glaciar se denominan ***lamiares***.
			Simas y sumideros Figura 13.16	Conductos verticales o muy inclinados que suponen la conexión entre aguas superficiales y subterráneas, por lo cual son mixtas exo-endocársticas. Cuando su desarrollo es idóneo, adquieren secciones circulares o elípticas y morfología cilíndrica o cónica (**campanas** y simas voladas); aquéllas que presentan tapones por nieve o hielo reciben el nombre de ***teserefts***.
	CONSTRUCTIVAS		**Edificios travertínicos y tobáceos**	Tienen su origen en la precipitación subaérea del carbonato, bien por procesos físico-químicos (**travertinos**), o con intervención de organismos (vegetación, bacterias), en cuyo caso se denominan **tobas**. Ambas son construcciones características de surgencias (formaciones en cascada, columna o peldaños) y canales fluviales (formaciones en manto o represas); llegan a generar acumulaciones de gran espesor, que pueden obstruir la circulación del agua formando lagunas.
	MIXTAS		**Cubetas de decalcificación**	Depresiones que contienen, en mayor o menor espesor, relleno de residuos o impurezas procedentes de la roca original carstificada. El material de relleno suele estar formado por arcillas, óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio y, en ocasiones, arenas. En zonas cálido-húmedas (tropicales) forman **lateritas**, en otras más secas ***terra rossa***, y en las templadas ***terra fusca***.

Cuadro 13.4. (continuación).

FORMAS ENDOCÁRSTICAS (2)	DESTRUCTIVAS		**Cavernas o galerías** Figuras 13.16 y 13.17	Conductos subterráneos originados por aguas de percolación mediante el ensanchamiento de discontinuidades: diaclasas, planos de estratificación, cambios de porosidad, etc. Su profundidad, longitud, trazado en planta y sección, es muy variable; en general con dimensiones deca, hecto o kilométricas y pueden llegar a alcanzar centenares de ellos. En su evolución se mezclan procesos de colapso o hundimiento, con disolución; éstos dan formas características según circule el agua a presión (**tubos freáticos**) o no (**pasajes vadosos** de encajamiento o invasión) y pueden ser laminares (forma alargada), elípticos o circulares. Suelen presentar elementos menores subsidiarios, como son: microconductos múltiples (*sponge work*); microcavidades anexas y cúpulas de disolución (*pockets*); cavidades o salientes de dimensión milimétrica, centimétrica o decimétrica, en muros o techos; rizaduras o huellas de corriente (*scallops* o golpes de gubia, y *pendants*); etc. A medida que desciende el nivel freático por encajamiento del nivel de base regional, los conductos van quedando abandonados o «colgados», mientras se forman otros nuevos en «pisos» o niveles más profundos. Morfologías convergentes existen en el «pseudocarst», siendo características las cavidades volcánicas, bien singenéticas (tubos lávicos y embudos) o bien epigenéticas (en acantilados).
	CONSTRUCTIVAS	DE PRECIPITACIÓN	**Espeleotemas** Figura 13.18	Constituyen todo un conjunto de depósitos debidos a la precipitación de material carbonático (fundamentalmente calcita y aragonito), sulfatado (yeso, epsomita), o clorurado (halita, silvina, etc.). Aisladamente pueden estar formados por otros cientos de minerales (ópalo, malaquita, vivianita, etc.). En función de su morfología y origen se clasifican en: cenitales o del techo, fundamentalmente **estalactitas** (cónicas, aplanadas, excéntricas, etc.); parietales o de pared, que son cortezas o costras, coladas, cortinas, banderas, etc.; pavimentarias o de suelo, como **estalagmitas**, costras, coladas, *gours*, perlas, antiestalagmitas, etc.; y mixtas, como las **columnas**.
		DE DEPOSICIÓN	**Rellenos de conductos**	Materiales que ocupan el lecho de conductos, originados mediante aportes mecánicos (corrientes fluviales en régimen freático-vadoso, coladas de barro, desprendimientos y colapsos), o acumulaciones debidas a restos orgánicos (excrementos animales o restos vegetales). Algunos son autóctonos (residuos de decalcificación, bloques de colapsos, esquirlas de gelifracción, etc.) y otros alóctonos (introducidos por corrientes de agua exteriores o por animales).

(1) Originadas en o cerca de la superficie, sin intervención de aguas subterráneas; es pues, un flujo libre en canales abiertos o escorrentía difusa.
(2) Originadas bajo la superficie mediante flujos subterráneos (conductos o tubos) de circulación freática, vadosa o alternante.

Foto 13.8. Dolina en embudo desarrollada sobre litologías calcáreas del Jurásico Medio. Las paredes y fondo están ocupados por materiales coluvionares, debidos a procesos periglaciares sobreimpuestos. Villar del Cobo (Sierra de Albarracín, Sistema Ibérico).

Foto 13.9. Paisaje ruiniforme cárstico en litologías carbonáticas: El Torcal de Antequera (Cordilleras Béticas). Para el desarrollo de estas formas, tienen especial importancia las diferencias litológicas, disposición y espaciado en las discontinuidades (estratificación y diaclasado), y los procesos periglaciares de crioclastia. Como restos del relieve original, tipo tormo o *tor* y afectados por lapiaces, existen callejones o *bogaz* y pequeños valles fluviocársticos sin circulación subaérea, rellenos con materiales de decalcificación y depósitos brechoides.

Foto 13.10. Formas endocársticas constructivas por precipitación (espeleotemas), ocupando el techo (estalactitas cónicas) y la base (estalagmitas y costras) en un conducto vadoso de una caverna. Si ambas morfologías se unen forman una columna, lo cual puede apreciarse en el ejemplo (a la derecha); ésta presenta un disco intercalado (centro de la foto), indicando el antiguo nivel de un lago subterráneo donde precipitaba calcita en torno a la estalagmita. Galería en la cueva Poste de la Luz, Gallejones (Burgos). Foto M.A. Luquero.

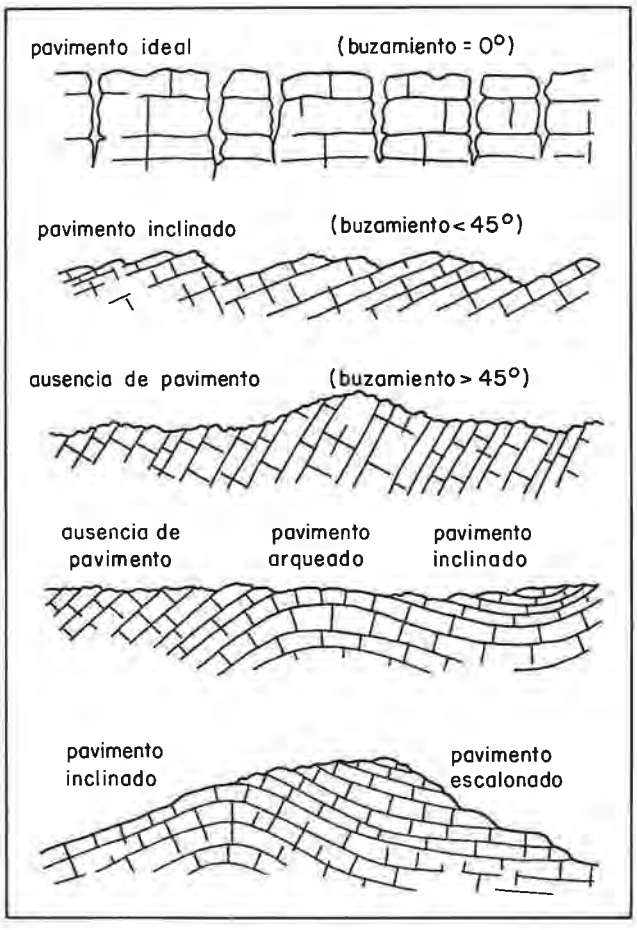


Figura 13.14. Pavimentos cársticos (según Williams, 1966).

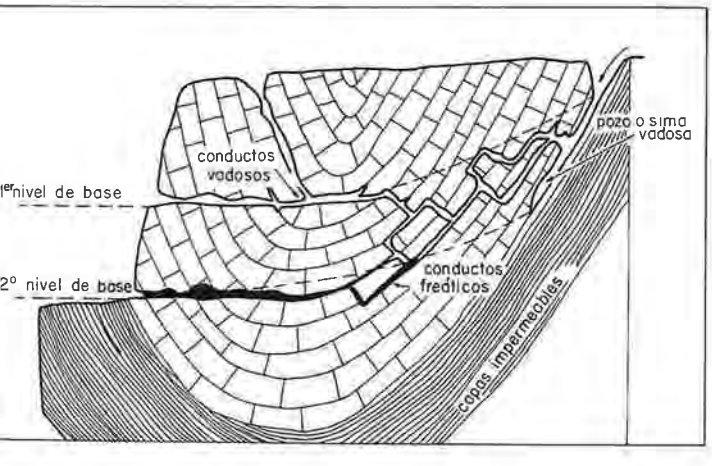


Figura 13.16. Circulación general en un sistema endocárstico (según Selby, 1985).

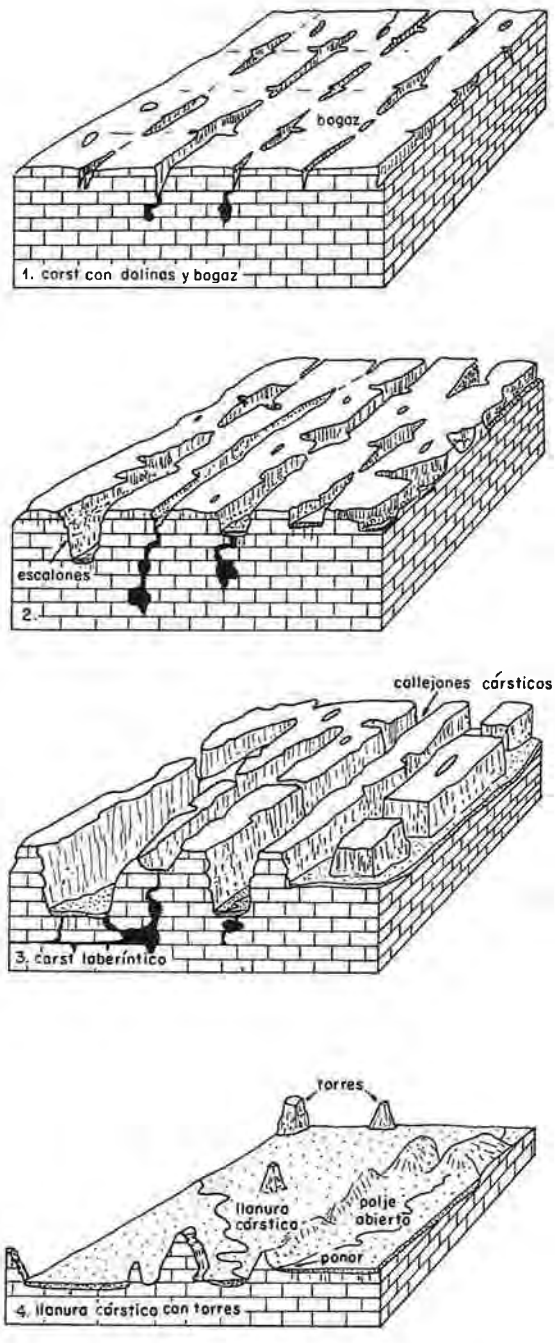


Figura 13.15. Evolución idealizada de un paisaje cárstico en el que predomina la erosión lineal (basado en Selby, 1985, y Trudgill, 1985; a partir de Brook y Ford, 1977).
1. Ampliación de las discontinuidades generando «corredores de disolución» (*bogaz*) y «dolinas» parcialmente conectadas con los conductos endocársticos.
2. Prosigue la ampliación y los corredores o pasillos forman callejones, valles muertos, y similares.
3. Se acentúa la profundización vertical y la conexión endo y exocárstica, desarrollando un paisaje ruiniforme.
4. Etapa final con la aparición de relieves residuales (torres), llanuras cársticas y *poljes*.

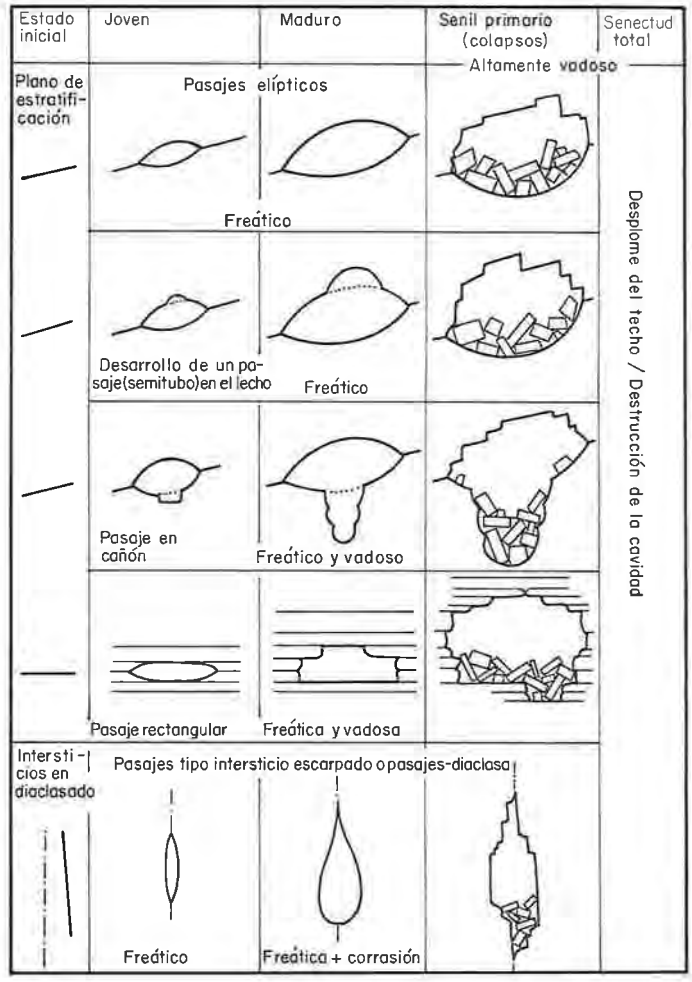


Figura 13.17. Esquema de Bögli (1956, 1976, ref. 1980) mostrando la evolución en diferentes conductos endocársticos.

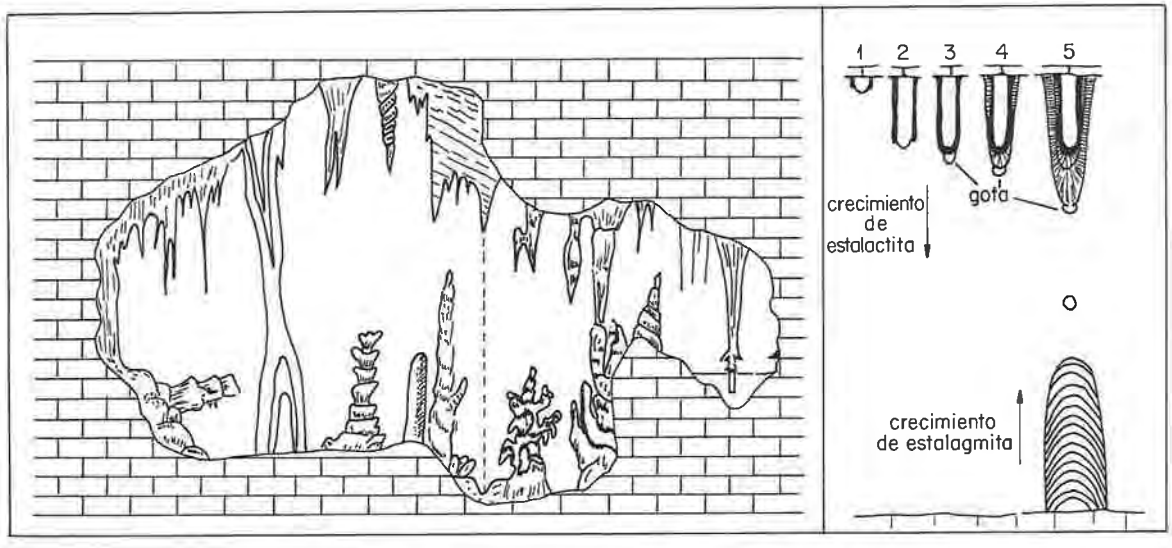


Figura 13.18. Depósitos carbonáticos endocársticos; tipos morfológicos de espeleotemas (según Selby, 1985)

Realizada la conexión «libre» o «semilibre» entre aguas superficiales y subterráneas, puede decirse que ha tenido lugar el desarrollo completo de un paisaje cárstico; luego evolucionará hacia su degradación en diferentes fases (ver figura 13.15) o quedará estancado en cualquiera de ellas, dependiendo de las condiciones ambientales y los controles físicos, como son: tipo de materiales, estructura geológica, oscilaciones en el nivel de base local o regional y cambios climáticos (básicamente precipitación y temperatura).

En la evolución del carst tiene gran importancia el contexto hidrológico e hidrogeológico regional, ya que la red hidrográfica profundiza en el macizo carstificado degradando algunas morfologías, ampliando otras, conectando formas externas e internas (exo y endocársticas), y variando el nivel freático; este último fenómeno, puede dejar «colgados» o «fósiles», en realidad inactivos o poco activos, conductos originados por fases anteriores.

Para formas subterráneas, el funcionamiento hidrológico permite establecer cuatro zonas: **vadosa** o **de aireación**, en la cual los conductos generalmente están rellenos de aire, salvo en momentos con alimentación directa a partir de lluvias o similar; de **fluctuación** o **epifreática** presentando un funcionamiento mixto, pues en ocasiones está saturada de agua y en otras actúa como zona vadosa; **freática**, con cavidades rellenas por agua permanentemente y carstificación activa; y **freática profunda**, en realidad una subzona de la anterior, tipificada por codos o *loops* (ver figuras 13.16 y 13.17).

Hidrológicamente el carst se caracteriza por la existencia de bajas escorrentías superficiales y altas infiltraciones, que circulan subterráneamente en una red jerarquizada. Los conductos con mayor gradiente hidráulico (más grandes) tendrán más capacidad de caudales, y por tanto alto poder de carstificación creando una red selectiva. El resultado final es un acuífero anisótropo direccional y de alta transmisividad, es decir, con circulación rápida y según líneas preferentes.

El control que ejercen sobre la carstificación tanto la disponibilidad de agua como el régimen térmico, hace del ambiente climático un factor básico para el proceso; por ello se definen tres tipos de carst a nivel zonal o regional; éstos son:

- **Carst tropical**. Denominación generalmente asociada a regiones húmedo-cálidas y no a las tropicales secas. Hay abundante actividad biológica en el subsuelo, lo que provoca alta acidificación subcutánea; también gran provisión de agua en superficie, originando disoluciones diferenciales (torretas y *pinacles*).

- **Carst frío**. Sus aguas presentan notable agresividad por las altas tasas de disolución del CO_2 a bajas temperaturas. Corresponde a regiones en las cuales los procesos cársticos están asociados a glaciares y nivales: normalmente altas latitudes y altitudes. En estas condiciones resulta difícil la saturación, y por tanto son raras las formas de precipitación o constructivas.

- **Carst templado**. Mixto entre los anteriores, con niveles de saturación variables y agresividades intermedias, que condicionan una gran abundancia de formas: tanto endocársticas como exocársticas y de disolución o precipitación; incluso asociadas a formaciones residuales (decalcificaciones y similares) y aportes alóctonos, fundamentalmente aluviales.

En «zonas áridas», cálidas o frías, la carstificación queda ralentizada por falta de agua; mientras, en climas algo más húmedos como los semiáridos pero de fuerte evaporación, son frecuentes precipitaciones de carbonatos al saturarse las aguas, dando lugar a calcretas y cementaciones (duricalcretas).

La carstificación suele iniciarse sobre macizos rocosos que llegan a aflorar en el terreno, pues necesita mantener un flujo de agua conectado a la red superficial. Sin embargo, también se produce en algunas formaciones yacentes bajo otras no carstificables, pero con suficiente permeabilidad como para no dejarlas aisladas respecto a esa red hidrológica: esta tipología corresponde a un **carst cubierto**, bien porque se inició así, o porque fue fosilizado después.

Un carst cubierto suele detectarse en superficie por movimientos reflejos, es decir, adaptación que realizan los materiales suprayacentes como respuesta a determinados fenómenos que ocurren en los subyacentes (colapsos, depresiones con fisonomía similar a las dolinas, etc.). El mejor ejemplo y más abundante de estos relieves, son aquéllos fosilizados por materiales detríticos de origen fluvial o **carst aluvial**.

Frente al proceso anterior, a veces los sedimentos que recubren formaciones carstificadas son impermeables y las desconectan del flujo superficial dejándolas inactivas. También puede ocurrir que un mismo carst sufra procesos discontinuos en el tiempo, sucediéndose etapas de inactividad y reactivación, generando complejas superposiciones de morfologías y depósitos; un ejemplo es el **carst relicto**: formas expuestas a los agentes meteóricos, pero sin estar en equilibrio con esas condiciones.

Finalmente, si un carst deja de ser funcional y queda progresivamente cubierto por sedimentos más recientes, pasa a integrar el registro geológico: corresponde a un **paleocarst** y aporta datos acerca de las condiciones climáticas reinantes en ese lugar durante la carstificación.

13.4. OTROS GRUPOS LITOLÓGICOS

A pesar de su contribución a la morfogénesis general, no aparecen otros grupos litológicos desarrollando formas con categoría de tipos de relieves. Sin embargo, hay que reseñar el control que ejercen ciertos materiales sobre muchos procesos del modelado, haciendo posible la aparición de elementos y unidades morfológicas singulares.

Los ejemplos más notorios para estas situaciones son: litologías arcillosas en la configuración de acarcavamientos, regueros, barrancos y *badlands*; areniscas y cuarcitas, en alternancia con materiales arcillosos y pizarras, llegando a condicionar relieves diferenciales de crestas y sierras; y conglomerados formando paisajes «tipo montserratiano» o «mallos», por erosión mixta entre la escorrentía pluvial que afecta a las paredes con arranques, desagregaciones o disolución, y desprendimientos según planos de rotura.

En la Península Ibérica e Islas Baleares, *la abundancia de materiales carstificables (ocupan unos 150.000 km², alrededor del 30 % del territorio) propicia, y propició en el pasado, el desarrollo de morfologías y paisajes cársticos.*

A grandes rasgos, el carst peninsular corresponde al templado en latitudes medias, si bien algunas áreas de alta montaña presentan y presentaron durante los últimos períodos glaciares carst frío asociado a fenómenos nivales y glaciares. Las formaciones rocosas carstificables pueden subdividirse en dos grandes grupos: materiales carbonáticos y otras litologías (sulfatos y haluros, fundamentalmente). Entre los primeros, cuya extensión suma unos 110.000 km², destacan las rocas sedimentarias: proterozoicas y paleozoicas (carboníferas, devónicas y cámbricas) del macizo hercínico, que localmente pueden estar metamorfizadas; mesozoicas (sobre todo jurásicas y cretácicas) en las cordilleras alpinas; y cenozoicas de origen marino o lacustre en cuencas postorogénicas. Por lo que respecta a las otras litologías, junto a rocas detrítico-carbonáticas (areniscas y conglomerados) aparecen formaciones evaporíticas, con yesos, anhidritas y halitas, correspondientes a cuencas cenozoicas postorogénicas (depresiones del Ebro, Tajo, Duero, Sorbas y Calatayud), y yesos triásicos (Keuper) en las cordilleras alpinas.

Entre las formas exocársticas, algunos ejemplos notorios son: campos de dolinas y uvalas (Los Palancares, Sierra Gorda, Sierra de Albarracín); poljes (Zafarraya, Líbar); pavimentos (páramos del río Lobos); cañones fluviocársticos (Arbayún, Duratón, Vegacervera, Guara, La Yecla); valles secos de La Alcarria y en fondo de saco (Fontona de Muriel y Pozo Azul); paisajes ruiniformes con «bogaz», lapiaces y tormos (Ciudad Encantada y Torcal de Antequera); pináculos de paleocarst tropicales (Peña Cabarga); edificios travertínicos (Lagunas de Ruidera, nacimiento del río Cuervo y Monasterio de Piedra); y cubetas de decalcificación en páramos (La Alcarria).

En cuanto a las formas endocársticas, los desarrollos más importantes aparecen en: Ojo Guareña, con una extensión de 98 km explorados, y la red del río Silencio y el sistema de La Piedra de San Martín, con medio centenar de kms cada una. Por su profundidad, entre las mayores del mundo, merecen ser mencionadas algunas simas y sistemas: Ilaminako Ateeneko Leizea (-1.408 m), Trave (-1.441 m) y La Piedra de San Martín (-1.342 m).

Finalmente, destacan algunos rellenos detríticos que adquieren notable desarrollo e importancia al contener restos paleontológicos y arqueológicos: Atapuerca, Nerja, El Castillo, Cova Negra y la Carigüela.

Respecto al pseudocarst, cabe señalar la existencia de importantes conductos volcánicos en el **Archipiélago Canario**, *como las cuevas del Viento (16.000 m), D. Justo (6.315 m) y Los Verdes (6.100 m).*

Ver al respecto:
- N. Llopis Lladó, *Fundamentos de hidrogeología cárstica (introducción a la geoespeleología)*, Blume, Barcelona, 1970.
- IGME, *Mapa del karst, escala 1:1.000.000*, Madrid, 1986.
- J.J. Durán y J. López (eds.), *El karst en España*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 4, 1989.
- A. Eraso y J. Boquera, *El Karst*, ITGE, 1994.
- E. Fernández, N. Herrero, J. Lario, *et al.*, *Introducción a la geología kárstica*, Federación Española de Espeleología, 1995.

13.5. RELIEVES RESIDUALES

Los relieves residuales son formas que, a modo de resalte, destacan en el conjunto fisonómico donde se localizan y corresponden a terrenos no reducidos por la acción erosiva; aunque su denominación puede hacer pensar lo contrario, generalmente entran en la categoría de elementos morfológicos, raramente llegan a constituir unidades, y nunca «tipos de relieves».

En vertientes con series aclinales o monoclinales y alternancia roca dura-roca blanda, aparecen escalones sucesivos controlados por resaltes de las capas duras (más resistentes a la erosión) y según la secuencia: cornisa, escarpe, talud y rellano u hombrera (ver cuadro 14.2).

En esos relieves y coincidiendo con niveles duros culminantes, pueden aparecer plataformas estructurales formando «revés» en cuestas, o «cimas» de cerros, mesas y muelas: aquí la dificultad impuesta a la acción erosiva se debe al efecto que ejerce dicho nivel, capa, o formación culminante, actuando como «montera protectora». A estas fisonomías se las denomina **relieves residuales de resistencia** y son frecuentes en algunos bordes de páramos en ambas mesetas, depresiones del Ebro, Ariza-Almazán, o Calatayud, y altiplanicies serranas del Sistema Ibérico. A escala zonal caracterizan las regiones intertropicales, donde abundan duricretas como monteras protectoras (ver figuras 12.4 y 12.5).

Igualmente son relieves residuales de resistencia los presentes en rocas cristalinas, metamórficas, filonianas o sedimentarias altamente litificadas. Así ocurre con resaltes cuarcíticos en relieves «apalachianos», o domos y relieves irregulares granitoideos, crestones filonianos, etc.; todos proceden de la erosión diferencial, que respeta ciertos materiales por su composición.

También sobre formaciones sin contrastes litológicos o dureza y resistencia diferencial, pueden surgir morfologías

Foto 13.11. Relieves residuales de posición, tipo cerro tronco-cónico y culminación cilíndrica. Forman alineación y tienen un carácter «testigo», denunciando la antigua superficie aún reconocible en la mesa o pequeña meseta que aparece a la izquierda de la foto. Monument Valley (Arizona-Utah, EE.UU.). Foto L. Bartolomé.

Foto 13.12. Relieve residual aislado (monte isla), generado por un proceso de pedimentación (tipo *inselberg*). La Peña de Cadalso (Sistema Central).

similares a las anteriormente citadas: son **relieves residuales de posición** y se deben a sus localizaciones en zonas suficientemente alejadas de la actuación erosiva, normalmente la red hidrográfica.

Sean de posición o resistencia, los relieves residuales a veces quedan adosados o muy próximos al conjunto morfológico del que procedían o, si el retroceso fue mayor, forman elevaciones solitarias a modo de isla sobre una llanura generalizada; en este último caso y dado su carácter, suelen denominarse **montes isla**.

Todo relieve residual que conserva rasgos del nivel general de donde procedía, sirve como signo para reconstruir morfologías previas a su desarrollo; se comporta entonces como un **cerro testigo**, sea monte isla o no, y de posición o resistencia.

En la génesis de estas formas pueden conjuntarse varios procesos, ser debidas a una penillanurización, o derivar de una pediplanación o pedimentación de sabana (etchplanación); en el primer caso no tienen denominación específica o a lo sumo **poligénicas**, a las segundas se las refiere como ***monadnocks*** y a las últimas ***inselbergs***.

Por lo que respecta a las fisonomías, son variadas: mesas, mesetas, muelas, cerros cónicos o troncocónicos, crestas, domos campaniformes o cupuliformes, irregulares, etc. Su perímetro puede oscilar entre escasos metros, cientos de ellos, algún kilómetro y raramente mayores.

En resumen (figura 13.19): los relieves residuales se asocian, bien a una litología más resistente, bien a una posición alejada de la acción erosiva, lo cual retarda su disección; tienen fisonomía definida (cerro, mesa, domo, cresta, sierra, u otras) o irregular; en casos marcan un antiguo nivel morfológico y por tanto son «testigos» del mismo; y pueden quedar aislados respecto a los relieves de su entorno a modo de «islas».

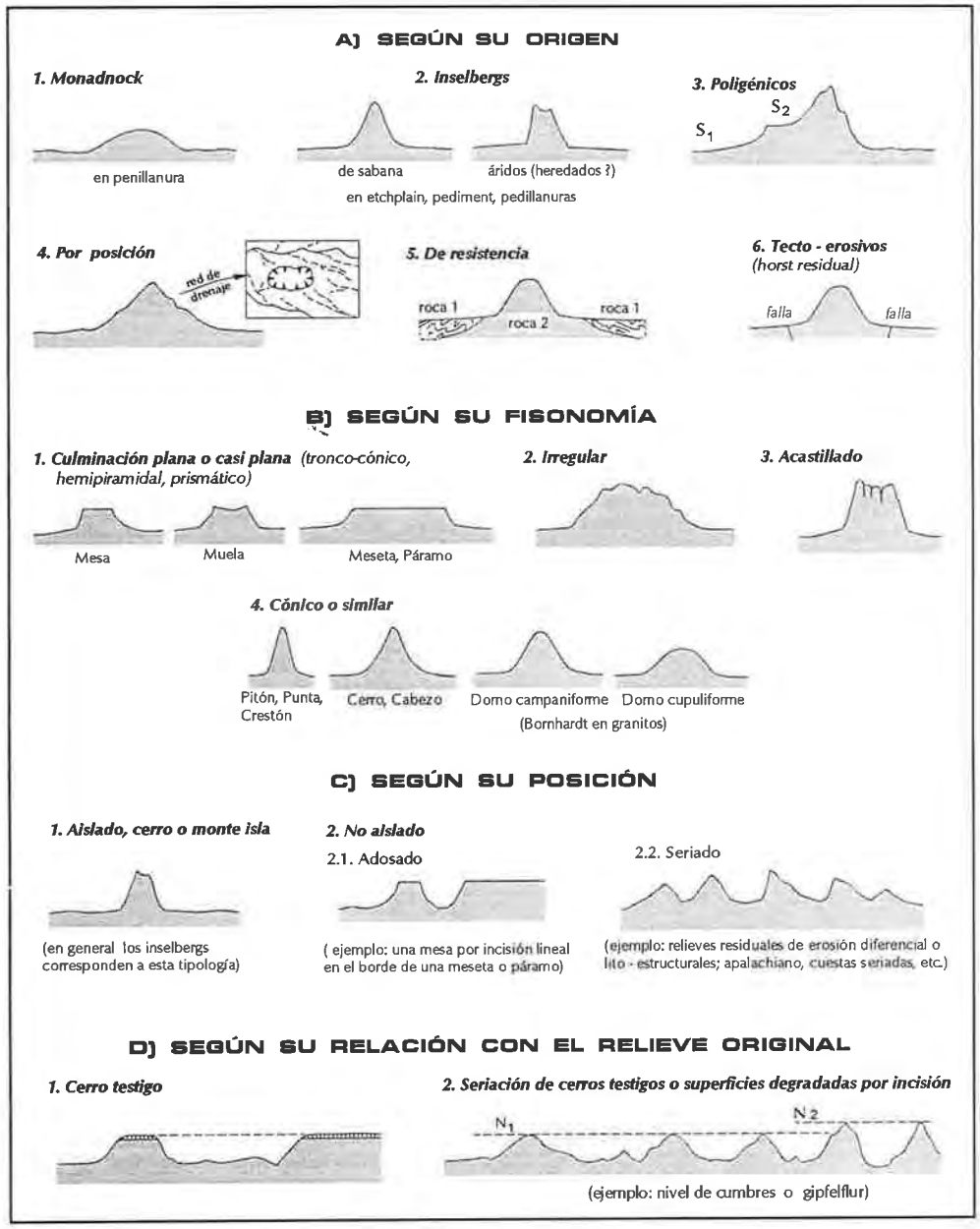


Figura 13.19. Clasificación de los relieves residuales y tipologías más comunes.

La aparición de todos ellos a veces corresponde a ambientes o secuencias genéticas definidas: así ocurre con los *inselbergs*, asociados a zonas tropicales que han estado sometidas a pedimentaciones o «etchplanaciones»; también con los *monadnocks*, asociados a redes fluviales que generan penillanuras.

Mientras el término *monadnock* (del monte Monadnock en New Hampshire, EE.UU.) no genera problema alguno, el de *inselberg* tiene ciertas limitaciones: procede del alemán y significa literalmente «monte aislado»; esto propicia la identificación asociativa entre monte isla y relieve residual genético (tropical), cuando son conceptos diferentes. A pesar de esta limitación, *inselberg* está prácticamente aceptado en todo el mundo como genético.

La peculiaridad paisajística de los relieves residuales, queda patente en la terminología particular de cada región, así pueden encontrarse topónimos como: panes de azucar (Brasil); *nunataks* (Laponia); *tepuys* o tepuis (Venezuela); peñas, morros, cabezos, yelmos, mallos, mogotes, pueyos, peñones, y otros muchos (España y América latina); etc.

14

RELIEVES ESTRUCTURALES

La influencia tectónica en el origen y configuración de formas del terreno es un tema debatido entre los geomorfólogos, circunstancia claramente manifiesta en la gran variedad de planteamientos con que se ha abordado dicha temática a lo largo de la historia de la Geomorfología.

Ya se expuso en la introducción a la Parte Primera, que muchos problemas conceptuales y metodológicos presentes en Geomorfología, lejos de responder a causas coyunturales, radican en la dificultad para encontrar un modelo donde centrar las relaciones Tectónica-Morfogénesis. Baste señalar al respecto, que aún hoy sigue sin clarificarse la adecuación y utilidad de conceptos y disciplinas como: morfoestructura, neotectónica, morfotectónica, Geomorfología Estructural y Geomorfología Geológica.

Teniendo en cuenta las consideraciones hechas sobre el análisis geomorfológico (ver capítulo 2) y de acuerdo con las precisiones realizadas en la introducción a esta Parte Cuarta, los aspectos tectoestructurales de la morfogénesis deben ser observados según dos niveles.

Un primer nivel, o de **interacción dinámica**, implica por igual a fuerzas endógenas y exógenas en base a la formulación de teorías globales del relieve o modelos evolutivos. En él, como ya plantean algunas obras, es prioritario considerar tasas de «levantamiento frente a denudación»; corresponde investigar estos temas a la Geomorfología Evolutiva y no a la Estructural.

ESTRUCTURA, MORFOESTRUCTURA, NEOTECTÓNICA, GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL, GEOMORFOLOGÍA GEOLÓGICA Y MORFOTECTÓNICA

Gilbert (1) fue quien definió y contrapuso los conceptos de ***estructura*** *y* ***escultura****, agrupando en la primera los factores geognósticos (básicamente litológicos) que condicionan la acción erosiva responsable de una escultura o modelado del relieve.*

Al desarrollar el «ciclo geográfico», Davis (1) asume esos planteamientos de Gilbert en cuanto a la estructura como factor estático; sin embargo, la otorga un nuevo significado incluyendo también en su contexto la disposición de los materiales.

Con el precedente de W. Penck y su modelo sobre «interacción dinámica» (1), el ruso Gerasimov (2) introduce el término ***morfoestructura*** *para denominar unos relieves complejos, generados por impulsos tectónicos regionales, varias etapas de aplanamiento erosivo y acción fluvial con fuertes encajamientos. Según la magnitud espacial y temporal en cada uno de esos acontecimientos, Gerasimov establece diferentes categorías morfológicas que van desde la megaestructura (p. ej., escudo fenoscándico) a la microestructura (p. ej., una falla que controla el desarrollo de una vaguada). La aplicación de estos métodos a las etapas más recientes, básicamente el Cuaternario, dio origen a la* ***Neotectónica****; así nacía el concepto dinámico de morfoestructura, asumiendo las implicaciones tectónicas en el relieve (3).*

Olvidando esas aportaciones, en Europa Occidental potencian una ***Geomorfología Estructural*** *(4) que engloba todo o casi todo lo no explicable desde una óptica climática. Significado parecido tiene la* ***Geomorfología Geológica*** *(5), donde agrupan factores litológicos, estructurales, tectónicos, volcánicos, sedimentológicos, etc., es decir, tanto dinámicos como estáticos y tanto genéticos (procesos) como morfográficos (formas). Ambas geomorfologías aparecían, y aparecen aún, complementadas por otra Dinámica dedicada a los procesos morfogenéticos entendidos como dinámica externa.*

Los planteamientos actuales tienden a separar conceptualmente ***morfoestructura*** *y* ***morfotectónica****, aunque su tratamiento varía según cada autor o autores.*

Para unos, morfoestructura debe aplicarse a aspectos configuracionales y morfotectónica a los genéticos; la primera sería una especie de Geomorfología descriptiva de estructuras tectónicas (formas estructurales, sean originales o mixtas), la segunda una Geotectónica sin más paliativos.

Matizando lo anterior, pues implica notable subsidiariedad respecto a la Geología Estructural, otros asocian morfoestructura con «factores estáticos», y morfotectónica con los «dinámicos». La primera corresponde a formas mixtas, derivadas o penioriginales, por procesos de interferencia entre estructura tectónica y modelado; la segunda a formas tectogenéticas originales y, en tanto necesita conocimientos de Geotectónica, recurre a ella como una ciencia auxiliar.

Un tercer tratamiento, seguido en esta obra, parte del último expuesto pero entiende la morfoestructura como el conjunto general de relaciones, configuracionales y genéticas, entre estructura tectónica y formas del terreno. En aquellos casos que el análisis morfoestructural precise establecer relaciones dinámicas estrictas habrá de acudir a conocimientos morfotectónicos, considerando éstos la aplicación en Geomorfología del análisis geotectónico; un ejemplo es la Neotectónica.

---

(1) - G.K. Gilbert, *Report on the Geology of the Henry Mountains*, U. S. Geogr. Geol. Surv. of the Rocky Mountains Region, 1880 (2ª ed.).
- W.M. Davis, «The Geographical Cycle», *Geogr. J.*, 14 (A), 1899.
- W. Penck, *Die Morphologische Analyse*, Geogr. Abh., 2, 1924.

(2) - I.P. Gerasimov, «Aproximación a la interpretación geomorfológica de la estructura geológica general de la URSS», *Izv. Akad. Nauk. SSR*, 12, 1946 (referencia transliterada y título traducido).

(3) - I.P. Gerasimov, «Rasgos estructurales y origen del relieve de la corteza terrestre de la URSS», *Izv. Akad. Nauk. SSR*, 25, 1959 (referencia transliterada y título traducido).
- J.P. Meščerjakov, «Les concepts de morphostructure et de morphosculture; un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique», *Ann. Géogr.*, 77(423), 1968.

(4) - P. Birot, *Morphologie Structurale*, Presses Univ. de France, Paris, 1958.
- J. Tricart, *Précis de Géomorphologie, 1, Geomorphologie Structurale*, Sedes, Paris, 1968.

(5) - S. Passarge, *Geomorfología*, Labor, Barcelona, 1931.
- R.J. Chorley *et al.*, *Geomorphology*, Methuen, London, 1984.

Un segundo nivel, el verdaderamente **morfoestructural**, trata de todas aquellas fisonomías en las cuales la tectónica, al consolidar una geoestructura, actúa directa o indirectamente como un factor geomorfológico más. En este nivel hay una doble vía de estudio: según el contexto genético (dinámico o tectoestructural), y según su carácter configuracional (espacial o geoestructural). Dicho sistema fue utilizado durante años por algunos geomorfólogos franceses (ver por ejemplo, Birot, 1958) y, más o menos matizado, será el seguido para este capítulo.

MORFOTECTÓNICA FLUVIAL

La red fluvial es un excelente indicador para detectar la dinámica tectónica, máxime la reciente o neotectónica, y no sólo a escala local sino también regional e incluso global.

- Globalmente y basándose en modelos como los de Inman y Norstrom, muchos autores (1) buscan todo tipo de relaciones entre redes de drenaje y placas tectónicas. Así han propuesto clasificaciones que aluden a las cuencas fluviales según su localización en: ***márgenes pasivas*** *o «Afrotipo», caso de la cuenca del Zaire;* ***márgenes pasivas distal-orógeno*** *o «Amerotipo», ríos situados en una margen pasiva pero que tienen su origen en una zona de orógeno, como Amazonas y Mississippi;* ***intraorógeno****, que recorre un macizo orogénico, como ocurre con el Irrawaddy;* ***extraorógeno****, situados en la margen de un macizo orogénico, como el Ganges; y* ***transorógeno****, que atraviesa un macizo orogénico, caso del Columbia.*

Ciertamente, en este esquema tan global difícilmente entran muchos ríos. Para la Península Ibérica, por ejemplo, podrían clasificarse en: «margen pasiva», casi todos los que vierten al Atlántico; mediterráneos, cantábricos y muchos afluentes del Ebro, corresponden a «transorógenos»; finalmente, Ebro y Guadalquivir, serían «extraorogénicos». Considerando los sistemas montañosos del Macizo Hespérico, y las reactivaciones con un protagonismo similar a orógenos, Duero, Tajo y Guadiana, sobre todo los dos primeros, aproximan su dinámica a «extraorogénicos», mientras cántabro-astures o gallegos lo hacen a «transorogénicos».

- A mesoescala deben plantearse relaciones mediante análisis del drenaje en su conjunto y en planta (ver apartado 9.6). Así, y en función sobre todo del factor litoestructural, aparecen redes dendríticas, paralelas, radiales, rectangulares, en enrejado, etc. También a este nivel se clasifican los valles según la pendiente y estructura geológica (cuadro 14.1 y figura 14.1).

- A escala de detalle pueden considerarse «ajustes» concretos en canales, cambios de direccionalidad, tendencia erosiva o sedimentaria, escarpes de encajamiento, rápidos, cambios de pendiente en perfiles longitudinales o transversales, etc; todo ello según su asociación con la estructura y neotectónica (2).

(1) - C.D. Ollier, *Tectonics and Landforms*, Longman, London, 1981.
- M.J. Selby, *Earth's Changing Surface*, Oxford Univ. Press, New York, 1985.
- M.A. Summerfield, *Global Geomorphology*, Longman, New York, 1991.

(2) - I.P. Gerasimov (ed.), ***Recent Crustal Movements***, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1967.
- J.L. Mercier, «La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un example: l'arc egéen (Méditerranée orientale)», *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, 1976.
- C. Vita-Finzi, *Recent Earth Movements. An Introduction to Neotectonics*, Academic Press, Londres, 1986.

14.1. RELIEVES ESTRUCTURALES POR SU GÉNESIS

Desde este punto de vista, se consideran: bien grados de mayor o menor incidencia tectónica durante la génesis de las formas, bien niveles de interferencia entre una estructura tectogenética y la acción modeladora. Partiendo de esas relaciones, aparecen:

- *Formas originales o primitivas*. Estructuras tectogenéticas que configuran el relieve en su totalidad, independientemente de cuál haya sido la acción del modelado; ejemplo: anticlinales definiendo relieves positivos o *mont*, depresiones sinclinales, planos de falla formando escarpes o laderas, etc.

- *Formas penioriginales*. Son fisonomías tectónicas casi originales, aunque algunos rasgos deriven de la acción modeladora; corresponden a escarpes de línea de falla, relieves en *mont-combe-cluses*, etc.

- *Formas derivadas*. Configuraciones debidas al modelado, pero con la interferencia o condicionante de una estructura tectónica que, hasta cierto punto, dirige la morfogénesis y permite conservar muchos rasgos tectogenéticos; un escarpe de falla, una cuesta o una plataforma estructural, pueden clasificarse en esta modalidad.

Por lo general, las formas originales son morfoestructuras dinámicas y las derivadas estáticas; las penioriginales son, por tanto, términos mixtos. Todas ellas pueden clasificarse como «primarias» (consolidadas singenéticamente: al mismo tiempo y en el mismo lugar que la actividad tectónica) o «secundarias» (consolidadas postgenéticamente, es decir, exhumadas por denudación de coberteras).

Un punto a destacar respecto a las formas estructurales derivadas y penioriginales es que, en su mayoría, proceden de la erosión fluvial. Tal es así, que las primeras clasificaciones para determinar tipos de valles, están basadas en el «control estructural» de los mismos (ver cuadro 14.1).

Foto 14.1. Frente de cuestas donde destacan: cornisa y talud, depresiones ortoclinales (previa y posterior), y los arroyos obsecuentes que drenan el frente. Cuestas mesozoicas de Ricla (Sierra de la Nava Alta, Sistema Ibérico).

Cuadro 14.1. Tipos de valles en relación con la estructura tectónica e inclinación general del terreno (basado en Powell, 1875; ref. 1961).

A. SEGÚN SU POSICIÓN RESPECTO A LAS CAPAS	B. EN RELACIÓN A LA INCLINACIÓN DOMINANTE DEL TERRENO, MARCADA POR LA ESTRUCTURA	C. POR SU CONSOLIDACIÓN O INSTALACIÓN
1. *Longitudinales,* acomodados a las capas plegadas, siguiendo su dirección; pueden ser: - *anticlinal,* formado a expensas de antiformas desmontadas según una dirección más o menos paralela a su eje - *sinclinal,* instalado en una depresión sinclinal - *monoclinal* u *ortoclinal,* situado entre capas mono o isoclinales	1. *Consecuente,* sigue esa inclinación dominante, aun cuando tenga contrapendiente local. Ejemplo: valles diaclinales o cataclinales de captura	1. *Antecedente,* valle (preinstalado o nuevo) que evoluciona a la vez que la estructura Ejemplo: un encajamiento condicionado por neotectónica o la expansión de un diapiro. Se denomina también singénesis
2. *Transversales,* cortan a la estructura siguiendo direcciones perpendiculares a los ejes de plegamiento; pueden ser: - *diaclinal,* valle transversal a un anticlinal - *cataclinal,* valle transversal a una serie monoclinal, que discurre «a favor del buzamiento» - *anaclinal,* valle transversal a una serie monoclinal, «en el sentido contrario» al buzamiento	2. *Subsecuente,* valle tributario de un consecuente, perpendicular a la inclinación dominante y según la dirección de la estructura. Ejemplo: valles ortoclinales o monoclinales 3. *Obsecuente,* sigue la pendiente local contraria a la dominante. Ejemplo: ríos anaclinales sobre el talud de un frente monoclinal 4. *Resecuente,* es una corriente local consecuente; por ejemplo: en el revés de un relieve monoclinal. En general, los resecuentes se han originado con posterioridad a los subsecuentes o valles ortoclinales de los que son tributarios	2. *Sobreimpuesto,* valle elaborado sobre una estructura consolidada Ejemplo: un encajamiento en rocas del sustrato, por profundización del valle y erosión de la cobertera. Se denomina también epigénesis

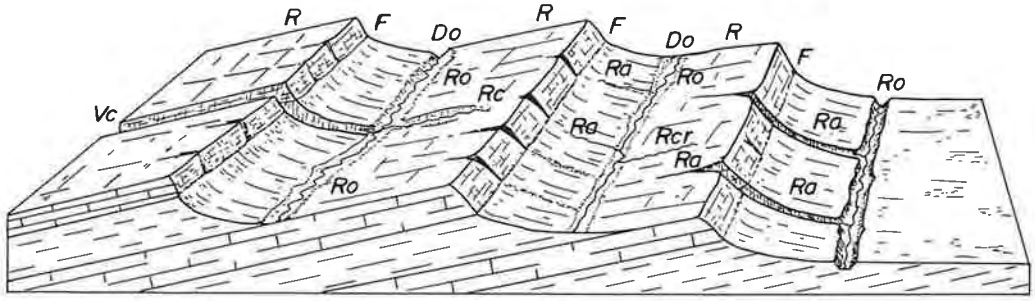


Figura 14.1. Elementos de un relieve en cuestas (ver apartado 12.3).
Leyenda: R, revés; F, frente (escarpe o cornisa y talud); Do, depresión ortoclinal (subsecuente); Ro, río ortoclinal (subsecuente); Vc, valle cataclinal (consecuente); Rc, río cataclinal (consecuente); Ra, río anaclinal (obsecuente); Rcr, río consecuente-resecuente.

Foto 14.2. Relieves tabulares aclinales formando resaltes debido a la alternancia «capa dura-capa blanda». En este caso la estructura aclinal procede de un plegamiento complejo que, localmente, sitúa las capas horizontales. Valle de Ordesa (Pirineo de Huesca).

Foto 14.3. Relieves tabulares aclinales formando mesas y hombreras que, al contrario del ejemplo en la foto 14.2, corresponden a la ausencia de plegamiento o, a lo sumo, están ligeramente basculados. Formaciones Hurricane (Utah, EE.UU.). Foto L. Bartolomé.

Cuadro 14.2. Tipos de formas estructurales más comunes.

ESTRUCTURA			FORMAS ELEMENTALES ORIGINALES O DERIVADAS	FORMAS COMPLEJAS DERIVADAS
Atectónica o tectónica compleja		Aclinal	Plataformas estructurales horizontales, cornisas, taludes	Terrazas, escalones, hombreras, mesas, cerros, páramos, cornisas
De plegamiento	Estructuras simples (por lo general autóctonas)	Monoclinal o isoclinal	Plataformas estructurales inclinadas, crestas, alineaciones, taludes, cornisas	Crestas o *hog-back* (figuras 14.2 y 14.3) Cuestas (figura 14.1) *Chevrons*, barras (figura 14.2)
		Heteroclinal	Antiformas y sinformas de todo tipo	Seriación de todos los elementos dando relieves conformes o invertidos (figura 14.2)
		Periclinal y dómico	Antiformas y sinformas	Domos cupuliformes o elipsoidales y sus sinformas equivalentes (figura 14.3)
	Estructuras complejas (por lo general alóctonas)		Agrupación de las estructuras anteriores de forma irregular	Asociación de las morfologías previas en fisonomías irregulares, donde abundan barras, crestas, *klippes*, ventanas
De fracturación			Escarpes de todo tipo (figuras 14.4 y 14.5) Basculamientos Cambios de pendiente Taludes Alineaciones	*Horsts*, macizos o elevaciones *Grabens*, depresiones o cuencas *Semigrabens*, depresiones o cuencas de basculamientos o disimétricas Relieves en bloques (*block mountain, horsts* y *grabens* seriados; figura 14.6) Graderíos o escalonamientos

14.2. RELIEVES ESTRUCTURALES POR SU DIMENSIÓN ESPACIAL

Es una clasificación eminentemente geométrica, con dos niveles: uno regional, correspondiente a las «grandes morfoestructuras» o **relieves estructurales** en el sentido más estricto; y otro en detalle, propio de las **formas estructurales** concretas que componen aquellos relieves.

- *Las formas estructurales*, también denominadas morfoestructuras elementales, suelen ser derivadas o penioriginales y tienen categoría de elemento, forma sencilla, incluso forma compuesta a nivel de unidad. Definen un conjunto muy variado, ya que incluyen en su contexto tanto las morfologías «derivadas» de estructuras plegadas y falladas, como las tabulares, tectonizadas o no; todas ellas aparecen resumidas en el cuadro 14.2.

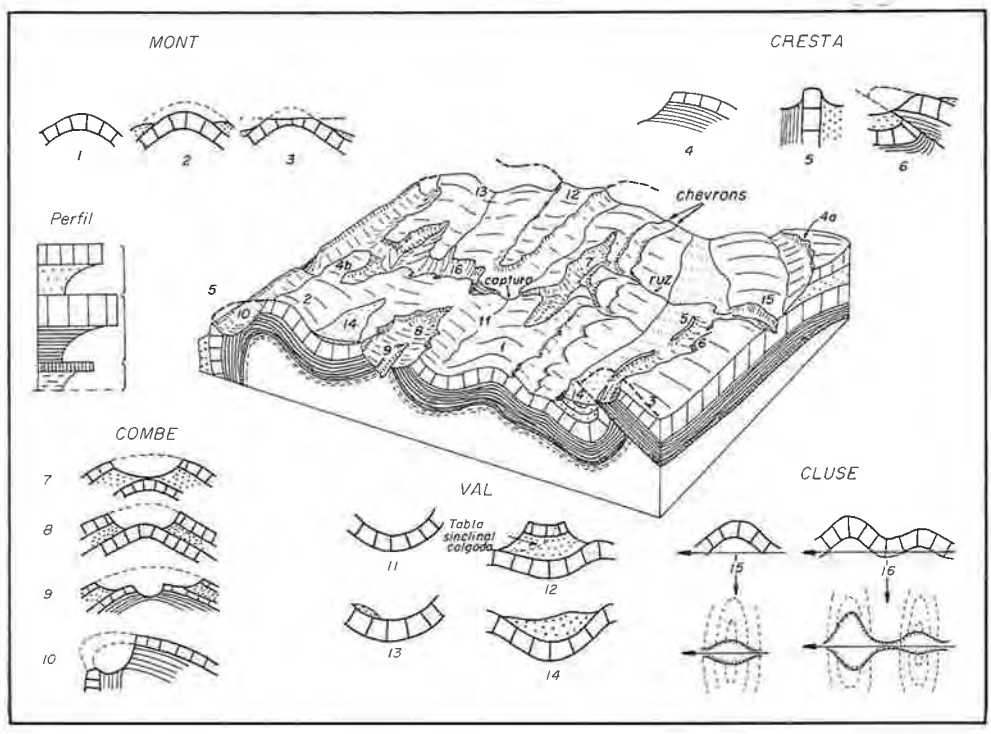


Figura 14.2. Elementos en un relieve plegado: esquematización a partir del bloque diagrama de Archambault *et al.* (1970) basado en las montañas del Jura (Francia-Suiza), donde tienen su origen los topónimos aplicados a estos relieves.
Supone una serie alternante, capas duras (rayado vertical) y blandas (punteado y rayado horizontal), susceptible de ser erosionada diferencialmente. Se ha mantenido el perfil de resistencia respetando el dibujo original, aunque normalmente las capas blandas definen taludes y no pendientes invertidas. Las morfologías resultantes son:
- *Mont.* Anticlinal dando relieves positivos, que pueden ser: originales (1); derivados (2); o arrasados y con erosión diferencial en la capa blanda de los flancos (3).
- Cresta. Resalte por una capa dura formando: cornisas (4), rectilíneas (4a) o en bucle (4b); barras (5); y cornisas de cabalgamiento (6).
- *Combe.* Valle o depresión longitudinal siguiendo la dirección del plegamiento y excavado en la charnela de una estructura anticlinal. En ambas vertientes de la *combe* (flancos del pliegue anticlinal), se forman relieves estructurales monoclinales (cuestas) con el frente en la zona interna dando crestas; según la modalidad de éstas últimas y la erosión diferencial capa dura-capa blanda, aparecen: *combes* simples (7); anulares (8); dobles (9); y de flanco (10).
- *Val.* Valle o depresión que coincide con un sinclinal. Por su fisonomía, son: primitivos, no afectados por el desmantelamiento (11); colgado, depresión que culmina un relieve invertido (12); derivado, por erosión de la capa blanda (13); atenuado, por erosión parcial de la capa blanda (14).
- *Cluse.* Valle transversal a una estructura plegada. Aplicado preferentemente a encajamientos fluviales atravesando una estructura anticlinal o monoclinal (simple, 15), o a una asociación de pliegues (compuesta, 16).
- *Ruz.* Curso fluvial «resecuente»; puede considerarse un encajamiento incipiente que, de seguir evolucionando, formará una *cluse.*
- *Chevrons,* Conjunto de crestas seriadas debidas a resaltes de capas duras con fuerte inclinación y disectadas perpendicularmente por encajamientos sucesivos tipo *ruz;* suelen corresponder a flancos de anticlinales parcialmente desmontados.

Foto 14.4. *Mont*: relieve culminante desarrollado por una antiforma casi simétrica. Vertiente septentrional en la Sierra de Odén (Pirineo de Lleida).

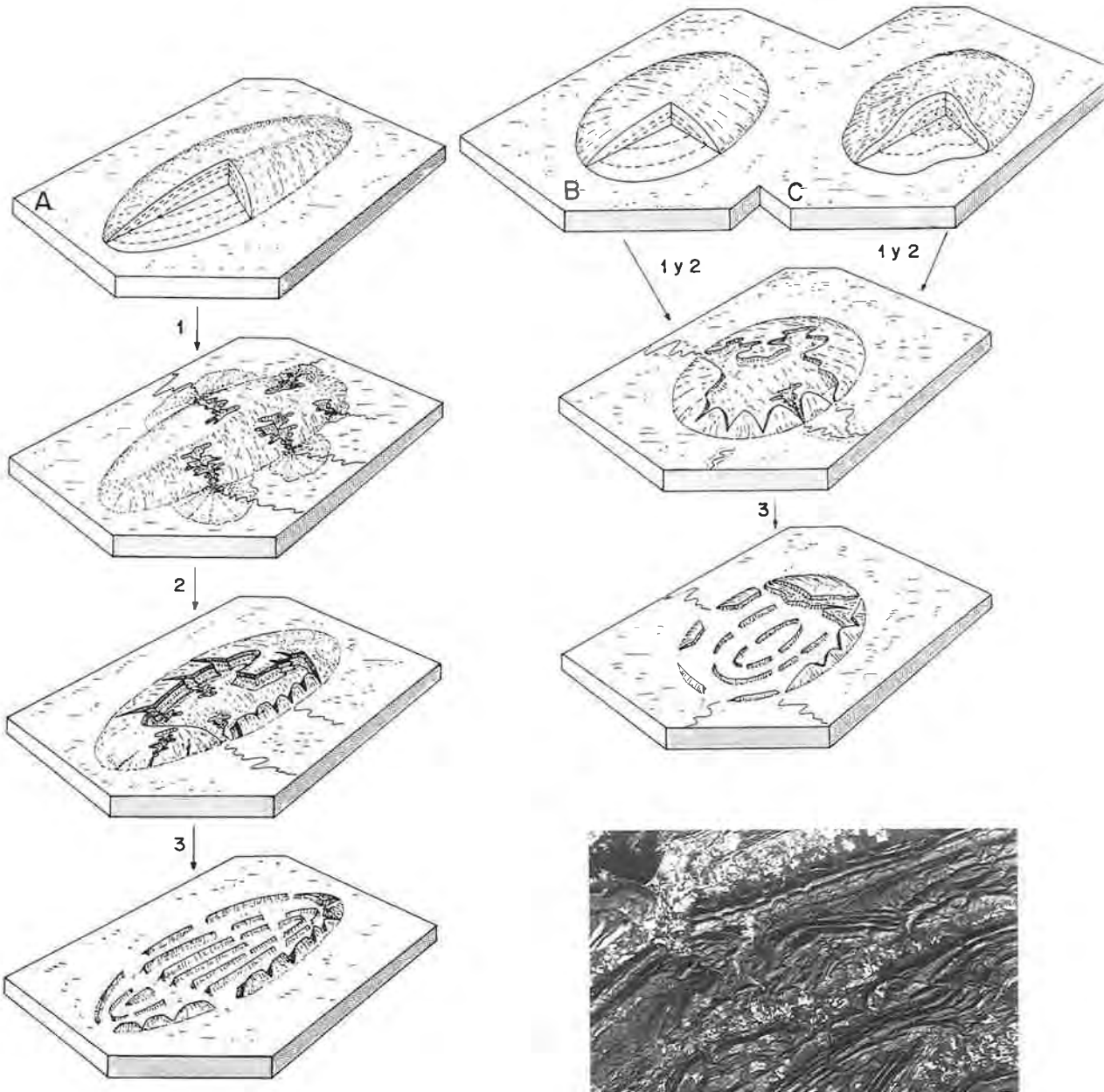


Figura 14.3. Elementos y evolución de estructuras dómicas o similares.
A. Domo regular elíptico; ejemplo: cierre periclinal.
B. Domo regular circular; ejemplo: interferencia de plegamiento.
C. Domo irregular de tendencia circular; ejemplo: diapiro.
Conforme van siendo desmontadas estas estructuras (estados 1 y 2) irán apareciendo diferentes formas tabulares, tipo mesas, cuestas y crestas u *hog-back*, que dependen del buzamiento; éste, a su vez, está controlado por la localización y distancia (variable según el grado evolutivo) de cada capa o «nivel» respecto a los ejes. La tendencia final (3) es hacia cresterías tipo *hog-back* (más comunes en los elípticos) y *chevron* (más comunes en las estructuras circulares).

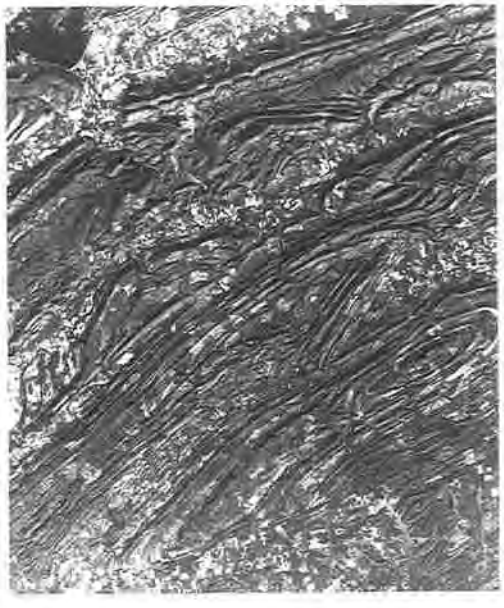


Foto 14.5. Alineaciones de barras, crestas, domos y cierres periclinales en un relieve tipo «apalachiano»: estructuras de plegamiento antiguo (paleozoico), fracturadas y arrasadas, que posteriormente fueron reactivadas y sometidas a una erosión diferencial. Imagen Spot XS, perteneciente a las montañas de Ouachita (Oklahoma, EE.UU.).

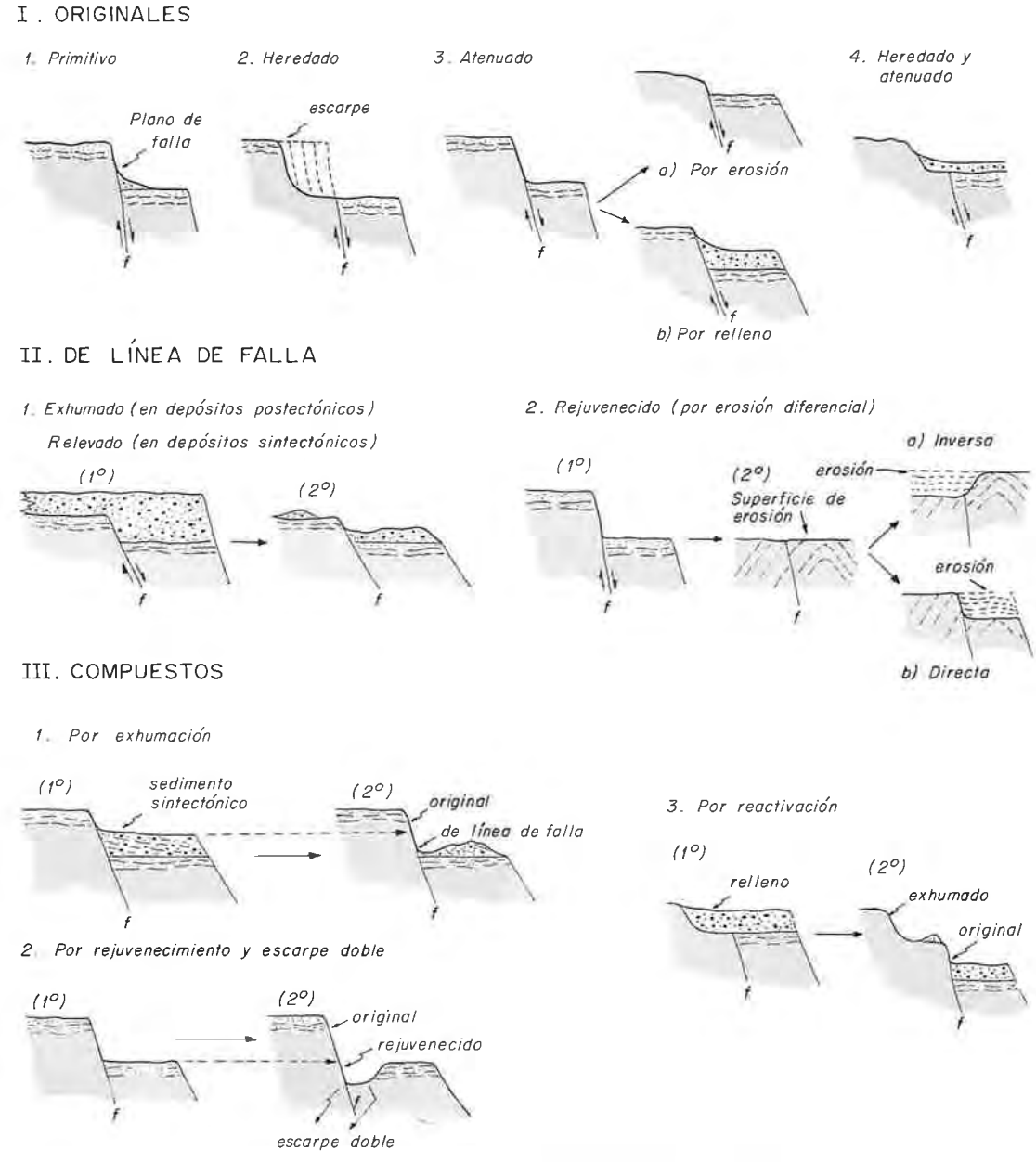


Figura 14.4. Tipos de escarpes asociados a fallas (modificado de Archambault *et al.*, 1970).

Foto 14.6. Facetado trapezoidal en un escarpe de falla. La tectónica activa que afecta a los depósitos recientes ha originado dos escarpes: el posterior, muy laminado por regueros, mantiene su continuidad y trunca la cuenca de recepción formada previamente; el anterior, dando frente al fondo del valle, ha obligado a los canales de las pequeñas cuencas a encajarse rápidamente sin poder rebajar los interfluvios, desarrollando así el facetado morfológico que denuncia la actividad neotectónica. Valle del río Calchaquí (Salta, República Argentina).

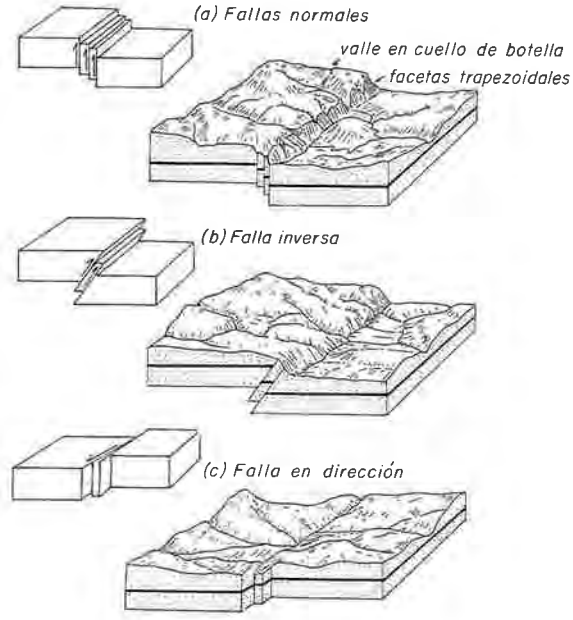


Figura 14.5. Tipos de alineaciones morfotectónicas en zonas falladas (según Selby, 1985; basado en Tricart, 1968).

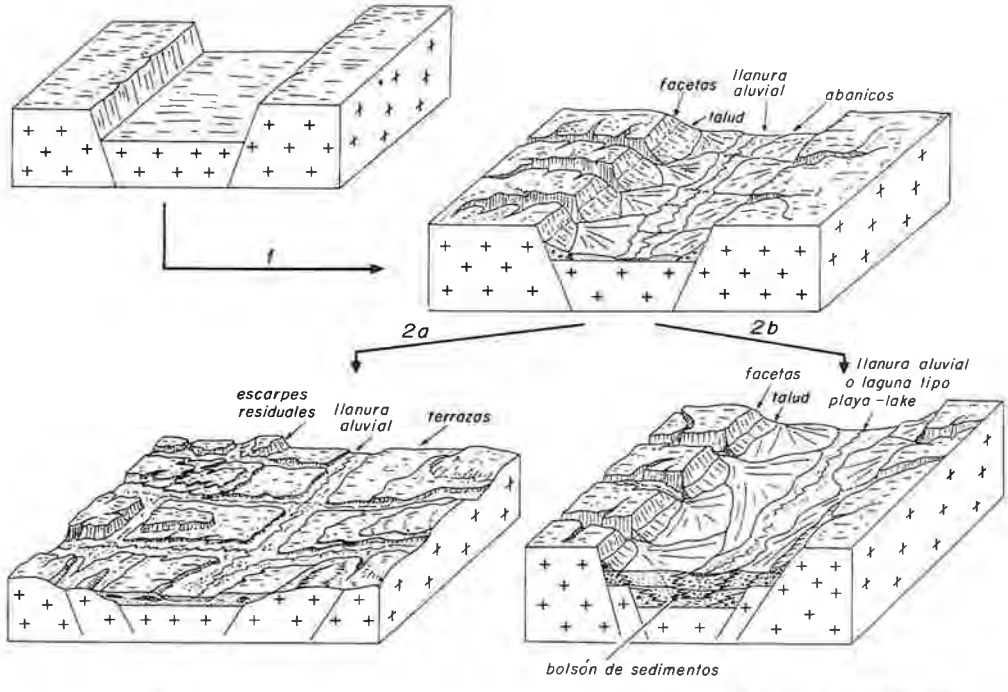


Figura 14.6. Evolución morfológica en un *graben* simétrico (ver figura 15.2, donde aparecen *grabens asimétricos*).
1. Tras la desnivelación o coetáneamente, se origina el encajamiento de la red hidrográfica. Ésta corta el escarpe, en general transversalmente, produciendo gargantas, barrancos, y conos o abanicos de piedemonte, que se asocian con derrubios gravitacionales; todos esos depósitos forman un talud, que va fosilizando el escarpe original y rellenando la fosa.
2a. Estabilizado el levantamiento la red hidrográfica rebaja los interfluvios y ensancha los valles, aunque siga persistiendo un control estructural (alineaciones morfotectónicas). La magnitud del control dependerá de la modalidad erosiva (retroceso paralelo, solape o coalescencia por jerarquización) y los reajustes tectónicos.
2b. De mantenerse el movimiento (subsidencia absoluta o relativa en la cuenca), se formará un bolsón de sedimentos y unos escarpes compuestos, persistiendo los facetados y taludes.

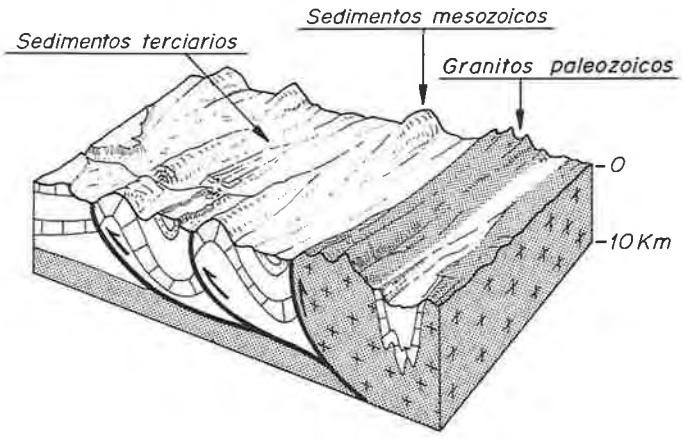


Figura 14.7. Morfoestructura general en una cordillera «tipo», definida por la seriación de valles-alineaciones orográficas entre las cuencas marginales (tipo molásico) y la zona axial. Esquematizado a partir del bloque diagrama de Mattauer (1989). Fisiográficamente suelen establecerse las siguientes unidades (ejemplos aproximados referidos al Pirineo meridional y Alpes Occidentales en su «zona externa»): *montañas medias* (ej., sierras del Prepirineo, Prealpes); *depresión subsiguiente* (en la figura, sobre sedimentos terciarios; ej., depresiones intermedias del Pirineo y de las zonas subalpinas); *elevaciones de gran magnitud y plegamiento apretado con cabalgamientos* (en la figura, sobre sedimentos mesozoicos; ej., sierras interiores del Pirineo, macizos de cobertera en los Alpes); *depresiones-corredor* (en la figura, sobre sedimentos terciarios y mesozoicos; ej., depresiones interiores del Pirineo y de los Alpes externos); y *zona central o axial* (en la figura sobre granitos paleozoicos, parte del zócalo o basamento hoy aflorante; ej., zona axial del Pirineo y macizos cristalinos externos en los Alpes).
El desacuerdo entre zonificaciones morfoestructurales y tectoestructurales (que antes aludían a la posición en el «geosinclinal» y ahora a la relación con las cuencas-placas) y el reconocimiento de estructuras más complejas en las pre-cordilleras, hace que este tipo de clasificaciones actualmente estén en proceso de renovación y, por ello, aquí se ha planteado a nivel fisiográfico orientativo.

- *Los relieves estructurales* son fisonomías y estructuras complejas, definidas por conjuntos de formas elementales y compuestas, sean de plegamiento o fracturación y originales o derivadas. Configuran accidentes orográficos a escala regional e incluso planetaria y, por tanto, encuadrables en el contexto de las megamorfologías y «tipos de relieves».

Al establecer las diferentes tipologías o regiones morfoestructurales, inicialmente tuvieron en cuenta como carácter prioritario rasgos fisonómicos y en segundo lugar genéticos. Este sistema «clásico», principalmente desarrollada por geomorfólogos franceses, conduce a resultados similares a los que figuran en el cuadro 14.3. Para reflejar al máximo los conceptos de aquella metodología, concebidos en etapas previas a la «tectónica global», sólo se han matizado ciertos términos y descripciones, incluyendo también ejemplos españoles.

Desde la consolidación académica de los nuevos modelos tectónicos, hay una convergencia entre regionalizaciones morfoestructurales y geotectónicas; por ello, lo más frecuente en Geomorfología es seguir clasificaciones realizadas en Geología Estructural. Un ejemplo de las segundas aparece en el cuadro 14.4.

Una regionalización morfoestructural debe basarse en las geotectónicas o tectoestructurales marcando el contexto genético; sin embargo, también debería presentar cierta singularidad según los rasgos fisonómicos. Por tanto, aquellos métodos clásicos cumplían mejor los objetivos morfológicos y a ellos habrá de volverse; bastará corregir los defectos procedentes de su generación cuando aún estaba en período «naciente» la tectónica global. Esta nueva vía, que puede denominarse «tecto-fisiográfica», queda tímidamente apuntada por algunas precisiones añadidas a los contenidos del cuadro 14.3, comparando, remitiendo o valorando, con y según el cuadro 14.4.

Foto 14.7. Morfoestructura de una cordillera compleja: alineaciones y depresiones correspondientes a las cadenas externas prealpinas y subalpinas. Macizo de Annecy (Alpes franceses).

Cuadro 14.3. Grandes morfoestructuras continentales; clasificación siguiendo métodos clásicos (basado parcialmente en Birot, 1958 y Coque, 1977).

I. CADENAS OROGÉNICAS DE PLEGAMIENTO O CORDILLERAS

Son áreas montañosas en las cuales aparecen masas de sedimentos preorogénicos y/o sinorogénicos, plegados. Su estilo puede encuadrarse en uno de los tres tipos básicos: **alpino, jurásico** y **sajónico**. Todas ellas presentan una estructura zonada más o menos nítida (figura 14.7) y quedan agrupadas por:

a) LA POSICIÓN QUE OCUPARON DURANTE SU FORMACIÓN
(antiguamente «geosinclinal»; ver terminología del cuadro 14.4)

1. **Intercontinentales o intercratónicas**, entre dos continentes (ejemplo: Alpes, Himalaya, Béticas).
2. **Pericontinentales o pericratónicas**, en el borde de un continente (ejemplo: Andes).
3. **Intracontinentales o intracratónicas**, en el interior de un continente (ejemplo: Pirineos).

b) SU FISONOMÍA-CONFIGURACIÓN MORFOESTRUCTURAL
(comparar los planteamientos genéticos con el cuadro 14.4)

1. **Cadenas sencillas, autóctonas y/o peniautóctonas.**
   - **Mixtas** (en su momento llegó a aludirse como **estilo pirenaico**). Cadenas de transición hacia las complejas, con cabalgamientos, arrastres, incluso alóctonos de cierta magnitud. En general, responden a abombamientos del zócalo o «cordilleras de zócalo con pliegues de fondo por compresión». Su plegamiento es disconforme, invertido, disarmónico y con arrastre. Abundan relieves truncados e invertidos, con crestas y barras (ejemplo: Pirineos o Atlas; ver figura 14.8).
   - **Estilo jurásico**. También denominado de «pliegues de cobertera», dado su funcionamiento independiente del zócalo debido a un nivel de despegue o tegumento. Presenta un plegamiento conforme, simétrico y disarmónico, dando lugar a *monts, combes, cluses*, etc. (ejemplo: montañas del Jura en su zona franco-suiza, que sirvieron de referencia para establecer este estilo morfoestructural; figura 14.9)
   - **Estilo sajónico**. Cordillera de zócalo con pliegues de fondo por extensión. Sin nivel de despegue, presenta revestimientos o encofrados. (ejemplo: Sistema Ibérico septentrional y bordes de la Sierra de Guadarrama, como aproximación).
2. **Cadenas complejas o cordilleras «geosinclinales» (estilo alpino)**. Alóctonas y/o penialóctonas, con metamorfismo, niveles de deformación plástica, esquistosidad, y morfologías complejas por la presencia de múltiples acarreos con frentes y ventanas (ejemplo: Alpes, referencial para definir este estilo morfoestructural; Himalaya o Cáucaso; ver figuras 14.10, 14.11 y 14.12).

II. PLATAFORMAS EPIROGÉNICAS

Son zonas llanas o montañas de reactivación, denominadas **cratones**, que corresponden a materiales antiguos no asimilados por el ciclo alpino. Dichos materiales pueden aparecer en superficie dejando expuesto (aflorante) el **zócalo**, o quedar bajo sedimentos posteriores actuando como **basamento**. Quedan agrupadas por:

a) SU EDAD

1. **Antecámbricas o escudos**. Afloran los materiales prepaleozoicos, como en el sahariano, canadiense o fenoscándico.
2. **Paleozoicas o macizos antiguos hercínicos**. Con una historia geológica compleja, al quedar afectados por la Orogenia Hercínica que engloba a las anteriores y sus materiales. Caso del Macizo Hespérico de la Península Ibérica y el Macizo Central francés.

b) SU DINÁMICA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

1. **Cubetas o cuencas sedimentarias** (ver tipos en cuadro 14.4). Sineclisas debidas a subsidencias rellenas por sedimentos de cobertera, mesozoicos y posteriores, con estructuras aclinales o monoclinales. Ejemplo: grandes cuencas sobre zonas precámbricas, como las del Congo, Amazonas, Sáhara y Siberia; o más limitadas, como la de París o ibéricas del Duero y Tajo.
2. **Plataformas**. Anteclisas debidas a un abombamiento y compuestas por materiales antiguos; caso de los escudos precámbricos canadiense y tibetano, o macizos antiguos como el francés y español.
3. ***Rifts*** (ver tipos en cuadro 14.4). Fosas tectónicas con vulcanismo y sedimentación a nivel regional. Ejemplo: la fosa del Rhin, y la oriental africana.
4. **Cadenas montañosas de reactivación**. Corresponden a alineaciones orográficas originadas por movimientos en la vertical o epirogénicos (*), y se sitúan dentro de plataformas o dando frente a cuencas sedimentarias. Responden a dos tipologías bien definidas:
   - **Estilo germánico**. En materiales cristalinos homogéneos que forman un conjunto de *horsts* y *grabens* seriados o «*block mountain*», como el Sistema Central español en las sierras de Gredos y Guadarrama (figura 14.13).
   - **Estilo apalachiano**. En materiales metamórficos con distinto grado de transformación, erosionados diferencialmente en crestas y valles reproduciendo estructuras antiguas arrasadas. Ejemplo referencial son los Montes Apalaches y, en parte, las sierras del Macizo Hespérico sobre rocas paleozoicas (figura 14.14).

Ambas morfologías montañosas presentan «planicies de arrasamiento» como nivel de cumbres, a partir de las cuales tuvo lugar el nuevo proceso de reactivación.

(*) Para el Sistema Central español, recientemente se han formulado hipótesis genéticas convergentes con las cadenas intracontinentales (ver cuadro 14.4).

En la Península Ibérica *la variedad orográfica es notable, debido a la presencia de cadenas montañosas formadas por fracturación y plegamiento. Sus diferentes tipologías, estructuras y carácter aparecen reflejados en los ejemplos comparativos de los cuadros 14.3 y 14.4.*

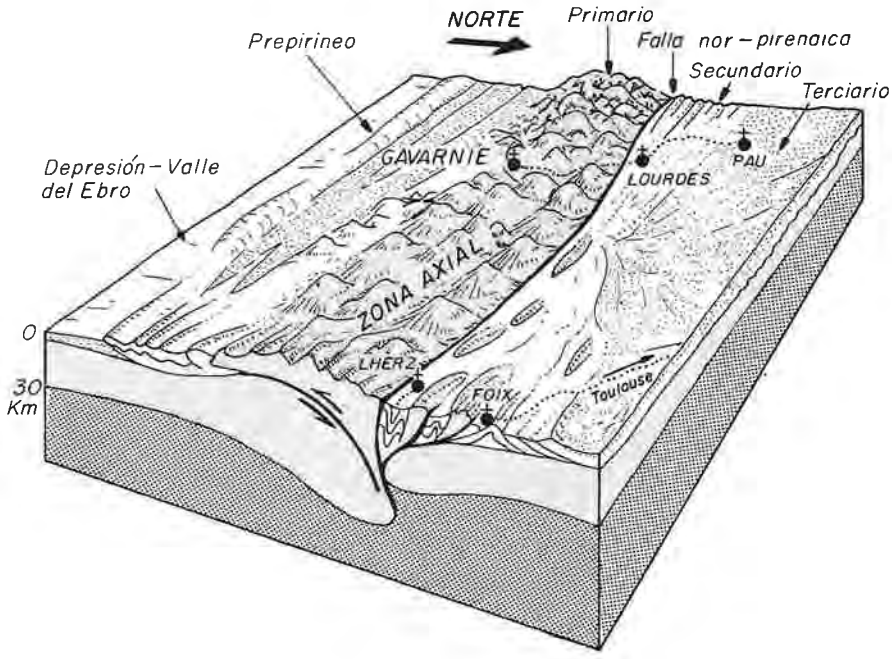


Figura 14.8. Los Pirineos: ejemplo de cordillera intracontinental. Esquematizado a partir del bloque diagrama de Mattauer (1989). Estas cadenas se localizan en zonas donde la corteza continental sufre un notable estiramiento y genera una cuenca sedimentaria; posteriormente tiene lugar la compresión, con grandes fallas inversas «en abanico» o cabalgamientos del zócalo. En la Cordillera Pirenaica este sector es su zona axial, compuesta por materiales ígneos y metamórficos hercínicos que habían constituido el sustrato de la cuenca. Sobre ambas márgenes de la cadena, pero normalmente con vergencia hacia una de ellas (en este caso hacia el sur), aparecen coberteras plegadas, fracturadas y con cabalgamientos de cierta magnitud, pero en ningún caso comparables a las cadenas de colisión; son materiales mesozoicos depositados en la cuenca, y sinorogénicos del Terciario inferior. Las zonas periféricas (extracadena) corresponden a materiales detríticos procedentes de la erosión del orógeno, que rellenan cuencas sedimentarias neógenas (p. ej., depresión del Ebro).

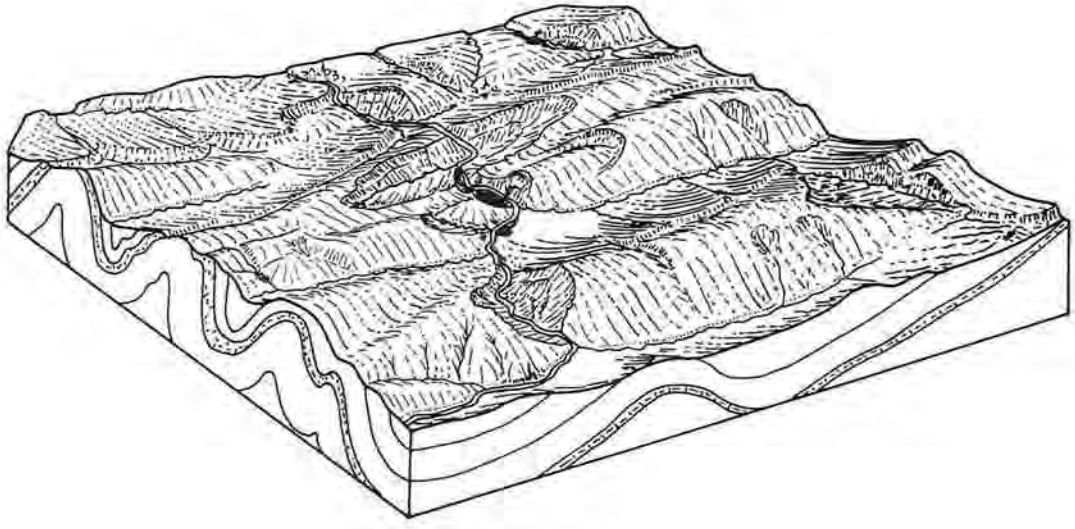


Figura 14.9. Un sector del Jura en el entorno del río Birse, Suiza; según Raisz (en Strahler, 1974). Presenta un plegamiento casi simétrico, con elevaciones anticlinales y valles sinclinales característicos. En su momento se tomó como ejemplo de relieves plegados de cobertera, es decir, una cordillera con pliegues de fondo y zona de despegue (tegumento).

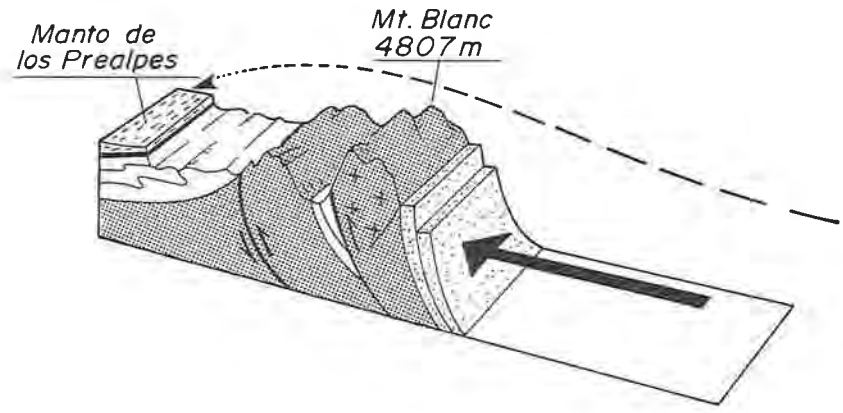


Figura 14.10. Deformaciones a escala de cordillera: estructura en mantos para un sector de los Alpes Occidentales. Esquematizado a partir del bloque diagrama de Mattauer (1989). La figura muestra el acortamiento (flecha gruesa) sufrido por la corteza, haciendo cabalgar los macizos cristalinos externos (aquí representados por el Mont Blanc y las Agujas Rojas) sobre sus coberteras mesozoicas septentrionales (en blanco) y dejando pinzada parte de la misma entre ambos (fondo del valle de Chamonix, ver foto 8.9). También representa el «acarreo» (flecha discontinua) que sufrieron algunos materiales (básicamente terciarios «nummulíticos») desde zonas internas hasta las externas, generando grandes mantos (Prealpes, rayado discontinuo). La cobertera mesozoica aparece a ambos flancos de los macizos cristalinos externos: la septentrional (en blanco) forma relieves subalpinos fuertemente replegados y estructurados por una serie de alineaciones-depresiones tal como se describe en la figura 14.7; la meridional (en punteado) queda entre esos materiales cristalinos externos (en la figura) y otros correspondientes a grandes mantos de las zonas intermedias (dominio «briançones» del San Bernardo-Monte Rosa, fuera ya del esquema).

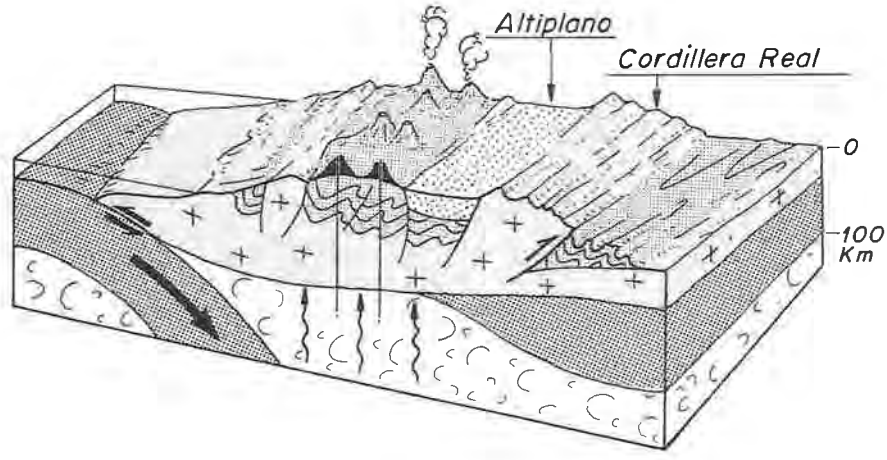


Figura 14.11. Los Andes: una cadena de subducción pericontinental. Esquematizado a partir del bloque diagrama de Mattauer (1989). La evolución en esta cordillera es relativamente simple: una litosfera oceánica (flecha gruesa) subduce bajo otra continental y la compresión origina importantes cabalgamientos entre materiales paleozoicos del zócalo (con cruces), así como plegamientos y cabalgamientos entre los mesozoicos previamente depositados en cuencas marginales (líneas plegadas); el resultado es una sucesión regular de estructuras tectónicas paralelas a la costa. En la figura pueden observarse además las estructuras «tipo distensivo» debidas a momentos de relajación: cuencas interiores del Altiplano, rellenas por depósitos cuaternarios; intrusión de batolitos; y arcos volcánicos de edad Terciario-Cuaternario, que recubren discordantemente los pliegues en rocas mesozoicas (p. ej., Andes del sur de Perú y norte de Bolivia). Estas estructuras tipo distensivo, no aparecen en todas las zonas (p. ej., Andes peruanos).

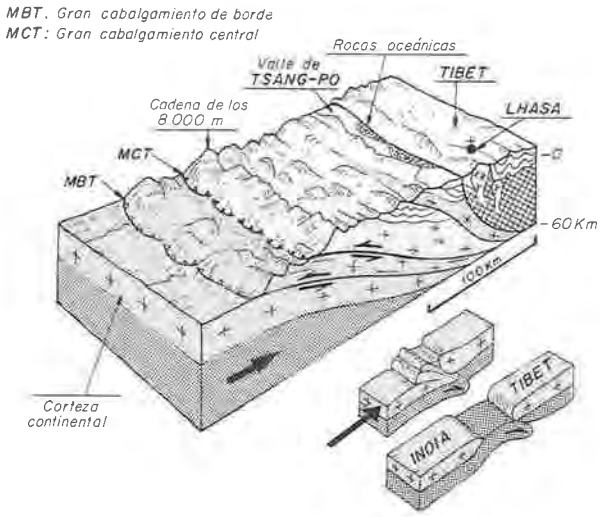


Figura 14.12. El Himalaya: cordillera de colisión intercontinental. Esquematizado a partir del bloque diagrama de Mattauer (1989). Este tipo de cadenas presentan una estructura compleja y se forman allí donde dos masas continentales, separadas inicialmente por corteza oceánica, colisionan. En la figura aparecen: los esquemas menores ilustrando el choque entre márgenes continentales (india, y asiática en el área tibetana); ambas colisionan generando una serie de cabalgamientos vergentes hacia el sur (sobre la placa india, actual australo-índica) y dejan «pinzadas» rocas oceánicas (dominio ofiolítico), visibles en superficie, que denuncian la «zona de sutura» entre las placas. Frente al área india fuertemente comprimida, la tibetana sufre un levantamiento generalizado que provoca la formación de todo tipo de estructuras compresivas y distensivas (altiplanos y cadenas); en realidad el área tibetana era ya una cordillera de subducción pericontinental, antes de quedar transformada por la colisión (cadena del Transhimalaya).

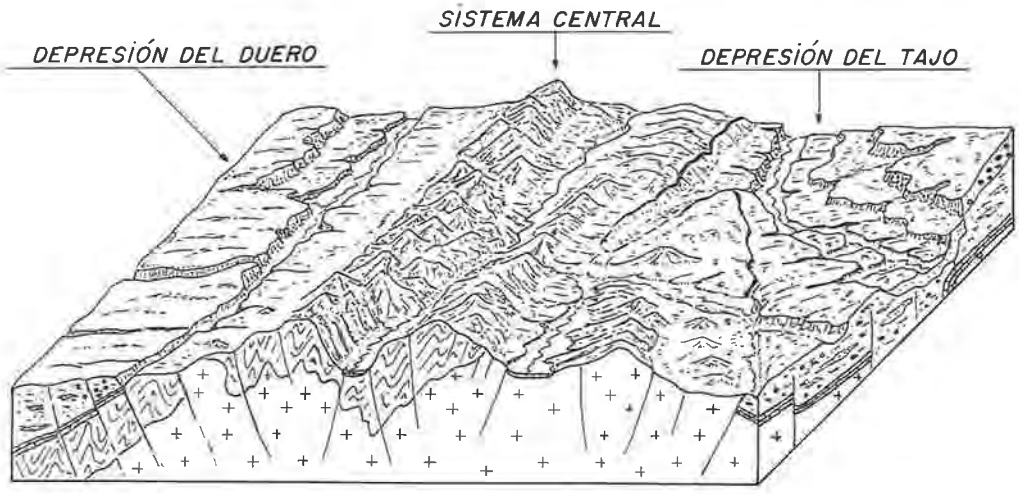


Figura 14.13. El Sistema Central en la Sierra de Guadarrama: un macizo antiguo, con litologías homogéneamente cristalinas, reactivado en estilo «germánico» dando *horsts* y *grabens* bien definidos. En la figura aparecen, de izquierda a derecha: cuenca terciaria del Duero; relieves estructurales en la vertiente septentrional (Prádena-Segovia); rampa septentrional; alineación u *horst* principal de los Montes Carpetanos; fosa o *graben* interior de Lozoya-Buitrago; alineación principal de la Sierra de Cuerda Larga-La Cabrera; depresión-*graben* de Manzanares-Guadalix; *horst* residual de la Sierra del Hoyo de Manzanares-Cerro de San Pedro; rampa meridional; relieves estructurales en la vertiente meridional (cuestas de Torrelaguna-Patones); cuenca terciaria del Tajo sobre la que generan su sistema de terrazas los ríos Jarama y Manzanares.

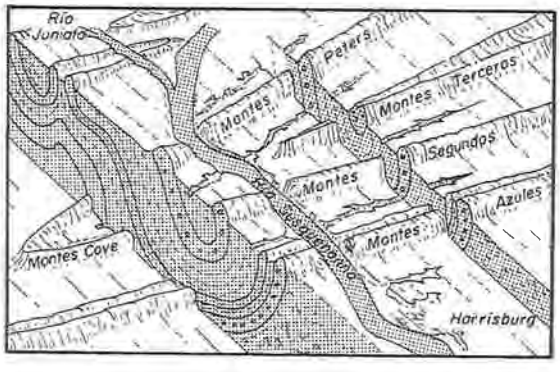


Figura 14.14. Detalle sobre la estructura de los Montes Apalaches: macizo antiguo reactivado en estilo «apalachiano» (ver foto 14.5). Esquematizado a partir de la figura de Lobeck (1939). La litología es heterogénea y con carácter sedimentario y/o metamórfico de transformación baja a media. Esto provoca erosión diferencial que resalta el antiguo plegamiento, invirtiendo el relieve: las capas duras forman relieves positivos en crestas, sinclinales colgados, y barras; las capas blandas definen valles.

Cuadro 14.4. Las grandes unidades tecto–estructurales de la Tierra (basado en Debelmas y Mascle, 1991).

I. ESTRUCTURAS OCEÁNICAS. Superficies planas de grandes dimensiones o «llanuras abisales»; corresponden al techo de corteza oceánica no perturbada y sepultada bajo capas de sedimentos pelágicos. Suelen estar interrumpidas por relieves volcánicos, que se dividen en:

1. SÍSMICAMENTE ACTIVOS: dorsales (ejemplo: dorsal medio-oceánica atlántica) y arcos insulares (ejemplo: Islas Marianas).
2. SÍSMICAMENTE INACTIVOS: colinas y montes submarinos (*guyots*), dorsales asísmicas (Walvis y dorsal 95 E) e islas volcánicas (ejemplo: aisladas como el Archipiélago Canario o alineaciones como Hawai).

II. ESTRUCTURAS CONTINENTALES DE DISTENSIÓN. Corresponden a relieves deprimidos, y pueden ser:

1. CUENCAS SEDIMENTARIAS. Implican hundimientos superficiales de la corteza continental o «subsidencias», y se dividen en:
   a. **Fosas** reguladas por grandes fallas, que generan estructuras de varios tipos: «*grabens*» (presentan *horsts* secundarios; son el *rift* «clásico» o «germánico», ejemplo: Fosa Renana o del Rhin); «*pull-apart*» (*rifts* o fosas de extensión rómbica, ejemplo: el Mar Muerto); «*Basin and Range*» (sucesión de valles y macizos montañosos, ejemplo: la Gran Cuenca entre Sierra Nevada y las plataformas de Colorado en EE.UU.).
   b. **Cuencas de subsidencia prolongada** en gran extensión ovoidea o circular, rellenas de sedimentos y sin paroxismos orogénicos (relieves tabulares, ejemplo: la cuenca de París, Sáhara, Golfo de Méjico).
   c. **Cuencas mixtas** por asociación de fallas locales con subsidencia general y alternancias temporales distensión-compresión; aparecen diferentes tipos: «aulacógenos» (situadas en márgenes continentales, ejemplo: Aquitania); «corredores de desgarre» (cuencas neógenas del dominio Bético, Cartagena-Murcia-Almería); y «molásicas» (recogen los materiales procedentes de un orógeno en proceso de consolidación, siendo «ante-cadena» como las suizas o «tras-cadena» como los arcos Cárpatos).
2. FISURAS CRUSTALES. Son *rifts* cuyo «estiramiento» llega a ser tan amplio, que generan un proceso de sustitución de corteza continental por corteza oceánica (ejemplo: Mar Rojo-Afars, o golfos de Adén y California).
3. MÁRGENES CONTINENTALES o zonas de tránsito entre corteza continental y oceánica, siendo:
   a. **Pasivas**: la corteza continental se prolonga en la plataforma y talud de sedimentos, actuales o fósiles, dando paso a corteza oceánica (ejemplo: margen continental de Portugal).
   b. **Activas**: la corteza continental da paso a arcos insulares (ejemplo: Japón) o fosas de subducción (sean «extensivas» como Perú-Chile, o «compresivas» con «prismas de acreción» como Java).

III. ESTRUCTURAS CONTINENTALES DE COMPRESIÓN. En general son cadenas de montañas que se originaron cuando una placa litosférica, comportando corteza continental, fue sometida por convergencia a fuertes compresiones no compensadas por subducción; la corteza continental inicia la deformación en su borde, propagándose rápidamente hacia el interior. Corresponden a diversas tipologías:

1. CADENAS INTRACONTINENTALES o de la litosfera continental. Aun cuando estén asociadas a las grandes fases orogénicas, presentan notable variabilidad. A veces aparecen «aisladas» en el interior de una plataforma (ejemplo: Los Pirineos y Alto Atlas), lo que puede implicar su autonomía tectónica. Otras se «asocian» a una cadena continental de borde (ejemplo: zona externa alpina y zona subandina), mediante la propagación tectónica de régimen compresivo hacia zonas externas; este tipo, generador de la llamada «tectónica de piel fina», actualmente algunos lo utilizan para explicar macizos antiguos reactivados, como el Sistema Central español (Warburton y Álvarez, 1989).

Genéticamente son definibles también innumerables tipologías; desde aquéllas que proceden de un «levantamiento del zócalo subyacente» (antes denominado «plegamiento de fondo»), hasta las que resultan de un «acortamiento del zócalo» sin abombamiento, por «clivaje» interno en la corteza o «subducción» intracontinental. Ambos extremos fueron denominados «cadenas de zócalo» (ejemplo: Los Pirineos) y «cadenas de cobertera» (ejemplo: zona externa alpina y Jura), frente a las de «geosinclinal» (ejemplo: zona interna de los Alpes); hoy estos términos se proponen con sentido meramente descriptivo y no genético. La clasificación actual diferencia:

   a. **Cadenas debidas al «levantamiento del zócalo»**: según un sistema simple de fallas inversas en el zócalo, que elevan la cobertera (ejemplo: Anti Atlas, parte de las Rocosas, Montes de Palmira, etc.); o según un sistema complejo que hace aparecer fallas inversas en un flanco, mientras el otro presenta una serie de escamas que le aproxima a un orógeno típico, caso de Los Pirineos en sus vertientes Norte y Sur respectivamente (ver figura 14.8).
   b. **Cadenas procedentes de un «clivaje intracrustal»**, son producto: de cabalgamientos y *decrochements* del zócalo que afectan a la cobertera con pliegues de amplio radio, ya que aparece un nivel de despegue (ejemplo: el Trías evaporítico en la Cadena Costero-Catalana y el Sistema Ibérico); del empuje desde un orógeno principal en subducción, también con nivel de despegue (ejemplo: montañas del Jura); de una tectónica tangencial compleja o «prisma de acreción tectónico» (ejemplo: Rocosas canadienses, asociadas al orógeno principal circumpacífico).
2. CADENAS EN MÁRGENES CONTINENTALES, corresponden a los «orógenos» clásicos, y son:
   a. **De subducción**. Se localizan en la vertical de una zona de subducción entre placas, cuando existe un régimen compresivo o de «resistencia» a ese proceso (ejemplo: los Andes de Perú-Bolivia; figura 14.11).
   b. Derivadas de las tensiones producidas por **subducción inversa** u **obducción** (litosfera continental penetrando bajo la oceánica; ejemplo: Omán, Nueva Caledonia).
   c. **Cadenas de colisión**. Resultan del choque entre una margen continental y otra estructura. Ésta segunda puede ser: corteza oceánica o, más frecuentemente, un arco insular u otra margen continental. En el primer caso forman cadenas definidas como «liminares» (ejemplo: los Andes de Colombia y Ecuador, cadenas litorales de EE.UU.). En el último, forman cadenas de «colisión» o cordilleras en el sentido más estricto, aludidas como «biliminares», cadenas de «colisión intercontinentales» y, antiguamente, «cordilleras geosinclinales» (ejemplo: Alpes, Himalaya, Cáucaso; ver figuras 14.10 y 14.12).

Parte Quinta

EVOLUCIÓN DEL RELIEVE: SUCESIONES MORFOLÓGICAS

Las formas del terreno son el producto de dos dinámicas antagónicas y organizadas según sistemas contrastados, no sólo en sus fuentes energéticas primarias, modo de manifestarse y ritmicidad, sino también por cómo se estructuran las acciones y productos a que dan lugar; incluso los métodos para estudiarlas difieren notablemente. Puede entenderse así que, a pesar de la «dialéctica» generada en torno a ese antagonismo, no se haya llegado a una «síntesis» capaz de interpretar adecuadamente las relaciones morfogenéticas existentes entre fuerzas endógenas y exógenas; realmente la interacción dinámica responde a modelos complejos, y por tanto también lo son aquéllos que pretenden explicar la evolución del relieve, es decir, sucesiones de procesos y formas.

15

MODELOS EVOLUTIVOS DEL RELIEVE

La formulación que realizara Davis (1899, ref. 1973) y según la cual toda forma del terreno es un producto de tres factores o función de tres variables, proceso, estructura y estado, dio paso a investigaciones tratando de explicar el grado de adecuación entre dichas formas y sus factores genéticos. Así nacieron los estudios sobre el equilibrio del relieve, entendido éste como la globalización fisonómica de la superficie terrestre.

Lo anterior quedó plasmado en teorías y modelos generales que, como principal aportación contenida en esta metodología, derivaron hacia análisis histórico-evolutivos e hipótesis para interpretar tipos de desplazamientos en el sistema geomorfológico; esto dio lugar al concepto de **sucesiones** y **secuencias morfológicas**. El fin último consiste en determinar, qué «etapas» sigue el relieve durante su evolución o «movimiento» hacia un o unos «estados» de equilibrio con los niveles energéticos propios de su dinámica.

El modelo davisiano concibe un «estado final», al que corresponden pendientes muy suaves y terrenos «casi planos», es decir, una penillanura. Ésta se alcanza cuando los ríos modificaron su valle y han elaborado perfiles ausentes de contrastes longitudinales y transversales: son ríos en equilibrio, «nivelados» o *graded rivers*, sin trabajo de remodelación pero con la pendiente necesaria para evacuar caudal y carga (ver apartados 1.3; 9.3.4; y figura 1.2).

La introducción en Geomorfología de nuevas teorías y métodos (análisis sistémico, fundamentos termodinámicos, umbrales de cambio, entre otros), llevó a reformular los supuestos anteriores. Frente a conceptuaciones «estáticas, finalistas, lineales, o de decaimiento», próximas al modelo davisiano, aparecen otras posibilidades en general más dinámicas. Curiosamente, tanto esa teoría «finalista» como su opuesta de «régimen permanente», incluso la de «equilibrio dinámico», parten del mismo planteamiento conceptual: los ajustes que realizan las corrientes fluviales para mantener el equilibrio carga-pendiente (Gilbert, 1880). Ver recuadro de texto: *Modelos de equilibrio y teoría de sistemas en Geomorfología* (apartado 1.3).

Está aún por demostrar a qué tipo de equilibrio se ajusta la evolución del relieve terrestre; únicamente parece acordado no asociarlo con «estabilidad», ni hacer ésta última sinónimo de «estatismo inmovilista» o «permanencia espacio-temporal».

Desde una perspectiva termodinámica, el «ciclo geográfico del relieve» y la «penillanura» (Davis, 1899, ref. 1973; 1889, ref. 1975) implican inexorablemente: decaimiento, uniformidad en la distribución energética, aumento de la entropía, es decir, mayor estatismo; no está tan claro, sin embargo, que conlleve también ausencia total de trabajo según propugnan algunas hipótesis (Chorley, 1962; Leopold y Langbein, 1962). En realidad, la penillanura no fue definida como el plano de energía cero o puntos «idénticos» al nivel de base (con igual energía de posición y funcionalidad que dicho nivel), sino una semi o casi-llanura (peni-); quizás el problema esté en asignar qué baremos geométricos y dinámicos corresponden a una llanura de arrasamiento.

De cualquier manera, los modelos actuales introducen un matiz importante: «*...Paradójicamente, el equilibrio sólo puede ser expresado con referencia a la dirección de cambio*;...» (Chorley *et al.*, 1984, pág. 10).

La consideración del equilibrio morfológico como una sucesión de cambios, tiene su apoyo en la misma teoría que establece la llanura aluvial funcionando mediante ajustes limitados (Mackin, 1948; Leopold y Langbein, *op. cit.*). Aplicada a la evolución del relieve en su conjunto, propone un «régimen permanente» (*steady state*) con transformaciones continuas y controladas, haciendo innecesario una tendencia hacia el «estado final» de penillanurización para alcanzar la estabilidad (Hack, 1960).

Según estos modelos, un río podría consolidar su llanura aluvial mediante «ajustes» dinámicos sin desplazarse hacia otros estados posteriores. A nivel de acciones físico-químicas, incluso para los procesos elementales, el funcionamiento en muchas llanuras aluviales asemeja un relativo «estancamiento»; sin embargo, está por demostrar que el río vaya a permanecer en ese estado a lo largo de su historia: la presencia de terrazas y valles complejos parecen demostrar lo contrario.

Para el análisis secuencial o evolutivo del relieve, hay que considerar otros enfoques tendentes a acotar las categorías cualitativas en todos estos fenómenos: es el caso de las jerarquías espacio-temporales y la teoría sobre respuestas complejas.

Las **jerarquías espacio-temporales** tienen como objetivo estructurar los procesos según sus relaciones temporales; Schumm y Lichty (1965) establecieron la siguiente escala:

- *Tiempo estacionario o estanco* (*steady time*): período corto, durante el cual algunas porciones de un sistema pueden ser independientes del tiempo; es decir, no modifican sus características esenciales en el curso del mismo.
- *Tiempo dinámico o de ajuste* (*graded time*): porción o segmento del tiempo cíclico, durante el cual un sistema alcanza condiciones de equilibrio dinámico mediante ajustes. Esta situación está regulada por un *feedback* negativo, la autorregulación, y fluctuaciones alrededor de un régimen permanente definido por el tiempo estacionario.
- *Tiempo cíclico* (*cyclic time*): es la relación espacio-temporal a escala geológica. El sistema funciona en régimen abierto y no pueden establecerse relaciones específicas o constantes entre sus variables dependientes e independientes.

Desde estos planteamientos, cabe definir un «régimen permanente» o «de tiempo estacionario-constante», que podría aplicarse a fenómenos elementales (acciones físico-químicas y sus productos); no dependen de la secuencialidad y son repetitivos a lo largo de la historia geológica: es un «tiempo no histórico o físico» (p. ej.: una lámina de sedimentos, un canal, etc.).

Frente al anterior, el «tiempo geológico, histórico o evolutivo» mide acontecimientos de diversas categorías: **ajustes**, nivelaciones en un proceso de equilibrio dinámico (p. ej., reajustes en una llanura aluvial); **ciclos** en un proceso secuencial con desplazamientos rítmicos (p. ej., un sistema de terrazas por sucesivos abandonos de llanuras aluviales); y **sucesiones** (evolutivo global en sentido estricto), secuencias lineales o *cuasi* lineales, tendentes a equilibrios estacionarios, estancos, o ralentizados, salvo que haya estímulos nuevos capaces de reactivar el sistema (p. ej., una superficie de erosión).

Punto importante en esta escala, corresponde al fundamento para los cambios, es decir, cómo se establece el paso de un estado a otro.

Una posibilidad sería la simple y sencilla acumulación: la llegada «continua» de sedimentos a una cuenca, acabará por colmatarla; el «continuo» arranque y arrastre terminará por denudar una región. Así planteadas las cuestiones respecto al tiempo, no hay diferencia alguna entre los conceptos físico newtoniano y geológico.

Otra alternativa son esquemas evolutivos aplicando los conceptos de umbral (*threshold*) y respuesta compleja (Schumm, 1973; ver también Coates y Vitek, 1980, y Chorley *et al.*, 1984). De modo resumido establecen que, ante una serie de estímulos dados, la respuesta en un sistema geomorfológico es heterogénea; aquellos fenómenos responsables de cambios «cuantitativos o acumulativos», pueden conjuntarse a lo largo del tiempo histórico, y conducir a una situación límite: un **umbral** (*threshold*). Sobrepasada esa situación, tiene lugar un salto o «cambio cualitativo», es decir: una **respuesta compleja** (ver apartado 1.3, recuadro de texto: *Modelos de equilibrio y teoría de sistemas en Geomorfología*).

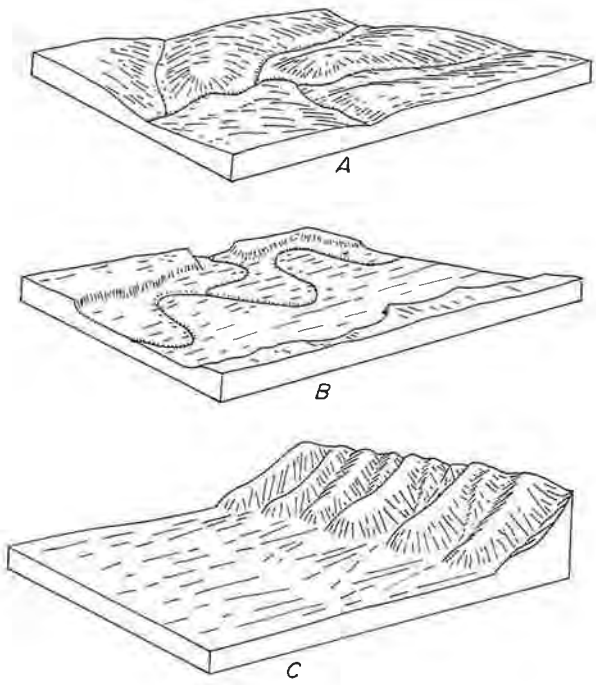


Figura 15.1. Llanuras de arrasamiento (en Thornbury, 1960).
A. Penillanura, superficie de erosión debida a la jerarquización en las redes fluviales.
B. Panllanura o pamplano, superficie mixta por solape entre llanuras aluviales.
C. *Pediment*, superficie de erosión generada por escorrentía no encauzada o semiencauzada y redes fluviales no jerarquizadas.

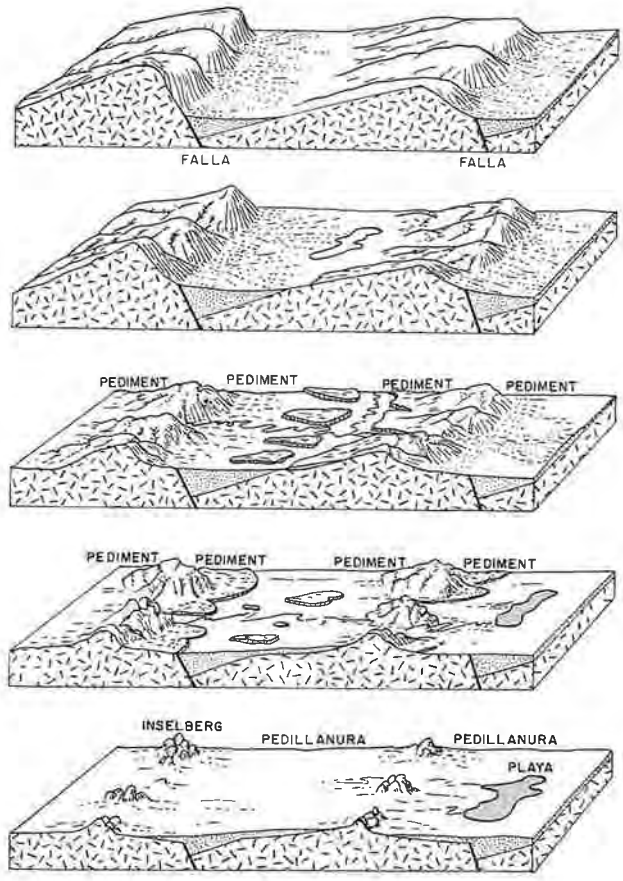


Figura 15.2. Formación de una pedillanura o pediplano por coalescencia de *pediments* (según Selby, 1985).

A otro nivel, lo anterior equivale a la teoría según la cual un proceso homogéneo no siempre conduce a un resultado lineal o acumulativo; es factible que, por causas intrínsecas o extrínsecas al sistema, aquél efectúe un cambio cualitativo modificando el resultado. En términos dinámicos viene a expresar lo siguiente: el mismo conjunto de acciones físico-químicas elementales articuladas entre sí a lo largo del tiempo, puede dar lugar a secuencias distintas y productos diferentes. Esto marca una separación entre **tiempo de ocurrencia** (magnitud o tiempo físico) y de **recurrencia** o **sucesión** (concepto histórico o tiempo geológico), así como entre una «acción elemental» (proceso físico-químico) y un «sistema de acciones» (proceso geodinámico o, en estos casos, morfogenético); ver capítulo 2 (apartado 2.2.2, *Los procesos en el análisis geomorfológico*).

Incluyendo esos conceptos de «respuesta compleja» y «umbral», se proponen sucesiones evolutivas según modelos de «equilibrio dinámico metaestable» (ver figura 1.5): «*Más que nada, los estudios modernos de umbrales y respuestas complejas, han sugerido que el modelo de decaimiento del ciclo davisiano y el de régimen permanente de Gilbert, pueden ser combinados eficazmente dando una visión unificada de la evolución de las formas del terreno*» (Chorley *et al.*, 1984, pág. 40).

Estos planteamientos teórico-evolutivos tienen su aplicación a una serie de conceptos básicos, que son: superficie de erosión, interacción dinámica, modalidades denudadoras y estados evolutivos.

15.1. SUPERFICIES DE EROSIÓN: SIGNIFICADO Y TIPOLOGÍAS

La presencia de amplias llanuras, o casi llanuras, debidas al arrasamiento de antiguos relieves, es una constante en todos los continentes y sus tipologías fisonómicas o genéticas son variadas (cuadro 15.1). Según las observaciones y trabajos de L.C. King (1962, ref. 1967; 1976), es un fenómeno rítmico a escala global y a lo largo de los períodos geológicos; así queda reflejado en la secuencia que estableció para África, y luego identifica en América del Sur y Australia (cuadro 15.2).

Cuadro 15.1. Tipos de superficies de erosión.

DENOMINACIÓN/AUTOR/AÑO		CARÁCTER MÁS NOTABLE
Superficies de erosión marina (Ramsay, 1846; ver Adams, 1975 y Thornbury, 1960)		Término que utilizaron para denominar muchas planicies pensando derivaban de una abrasión marina. Gran parte de esos arrasamientos, están reconocidos actualmente como de origen continental o mixto; la abrasión marina forma plataformas o rasas más restringidas, que posteriormente quedarán como rellanos litorales.
Penillanura (Davis, 1889; 1899, ref. 1973) Figura 15.1 (ver apartado 1.3 y figura 1.2)		Concepto desarrollado a partir de las ideas establecidas en investigaciones sobre la dinámica fluvial del suroeste de EE.UU. (Powell, Gilbert, Dutton). Es una superficie de erosión fluvial, debida al progresivo ensanchamiento de los valles y reducción de vertientes por la jerarquización hidrográfica. Así aparece una «casi llanura» con: topografía alomada de ondulaciones cóncavo-convexas sucesivas, red hidrográfica que alcanzó su perfil de equilibrio, y relieves residuales de perfil suave o *monadnocks* (ej.: la llanura superior zamorano-salmantina).
Pedillanura (Maxson y Anderson, 1935, ref. Thornbury, 1960) Figura 15.2		Superficie erosiva de magnitud equivalente a una penillanura, originada por coalescencia entre varios *pediments*. Inicialmente fue descrita como el final del ciclo erosivo en ambiente semiárido; Lawson (1915) la denominó *panfan* y algunos autores penillanura desértica. Hoy se proponen génesis más complejas y quizás policlimáticas (alternando fases semiáridas y húmedas), como les ocurre a los *pediments* que la dan origen. De planitud mayor que la penillanura, presenta frecuentes relieves residuales o *inselbergs* originados al enlazar *pediments* situados en distintas vertientes de la misma divisoria. L.C. King (ref. 1967) considera que gran parte de las superficies *Kretacic, Moorland*, e incluso previas (ver cuadro 15.2), tienen carácter de pediplanos.
Pediments (McGee, 1897, ref. 1975) Figuras 15.1 y 15.2 (ver apartado 12.2 y figura 12.3)		Superficies adosadas a macizos montañosos desde los que descienden, a modo de rampas y con pendientes progresivamente menores, hacia una cuenca sedimentaria. Son llanuras restringidas elaboradas en un sustrato cristalino y que, a lo largo de su evolución, pueden dar paso a una gran planicie por eliminación del macizo montañoso que las separa. Comportan relieves aislados o montes isla. Inicialmente se explicaron como característicos de ambientes áridos o semiáridos (ej.: suroeste de EE.UU.; rampas del Sistema Central español) mediante procesos de arroyada en manto (*sheet flood*, McGee, *op. cit.*). Después han surgido diferentes hipótesis, así: retroceso de un escarpe de falla por meteorización y posterior removilización fluvial de derrubios (Lawson, 1915); expansión lateral de los valles (Johnson, 1932; Bryan, 1922, ref. 1975; L.C. King, 1953, ref. 1967); génesis mixta por todos estos procesos (varios autores); exhumación en un proceso similar al de «etchplanación» (Büdel, 1957); y génesis biclimática derivada de la degradación de un *etchplain* (Pedraza, 1978).
Etchplain (Wayland, 1933, ref. 1975) **Pedimentación de sabana** (Büdel, 1957) (ver apartado 12.2 y figuras 12.3, 12.4, y 12.5)		Superficie irregular en la que aparecen zonas de gran planitud junto a otras repletas de relieves residuales que, en conjunto, deben ser considerados como *inselbergs*. Según Wayland (*op. cit.*) se origina por la meteorización profunda de sustratos cristalinos, dando lugar a un saprolito que posteriormente será erosionado por la red fluvial hasta formar una planicie que asoció a la penillanura. Büdel (1957) matiza lo anterior, formulando un modelo de «doble planación»: la primera etapa (húmeda tropical) genera el saprolito y una morfología subyacente (relieve grabado, *etch*); la segunda (más seca) exhuma dicha morfología mediante un proceso llamado «etchplanación» o pedimentación de sabana.
Pamplano (*panplain*) (Crickmay, 1933) Figura 15.1		Superficie originada por la erosión lateral, migración y coalescencia de llanuras aluviales; inicialmente el proceso es similar al de penillanurización y luego evoluciona hacia la coalescencia. Cotton (1961, ref. 1973) aplicó esta génesis a su propuesta de un «ciclo de erosión» en zonas de sabana.
OTROS CONCEPTOS RELATIVOS A SUPERFICIES	**Superficies poligénicas** (Cholley, 1950; Klein, 1985)	Superficie con aspecto o fisonomía de penillanura, derivada de múltiples ciclos de modelado en condiciones climáticas variadas, pero con predominio global de las acciones fluviales.
	Superficies escalonadas: - hemiciclo o policiclo (Davis, 1909, ref. 1954) - escalera de piedemonte o *piedmonttreppe* (W. Penck, 1924, ref. 1972) - superficie desnivelada (varios autores)	Corresponden a relieves, en general macizos antiguos reactivados, cuya interpretación ha sido múltiple; así: desnivelación tectónica de una superficie ya consolidada; desnivelación de una superficie en desarrollo que formará un rellano o escalón, seguida de un nuevo ciclo de arrasamiento (relieves policíclicos, según Davis, *op. cit.*); y un proceso conjunto de erosión-levantamiento partiendo de una llanura inicial generalizada, con la formación de rellanos o superficies restringidas en los bordes del macizo (escalera de piedemonte o *piedmonttreppe*, según W. Penck, *op. cit.*); ver apartado 1.3 y figura 1.3. Ejemplo de este tipo de fisonomías es el Sistema Central español, que se ha explicado según todos estos modelos (ver Garzón *et al.*, 1982)
	Superficie primaria llanura primaria (A. Penck, 1919; ver Harris, 1968) (W. Penck, 1924; ref. 1972)	Al contrario de lo que formulara Davis a lo largo de su obra, A. y W. Penck consideran que los levantamientos tectónicos inicialmente son lentos, y por ello dan lugar a un proceso de erosión muy activo formando una llanura o «penillanura primaria». Dicha penillanura (*primärrumpf*), por lo general ocupa luego las zonas elevadas de macizos montañosos constituyendo la superficie o nivel de cumbres (*gipfelflur*). A. Penck pone como ejemplo el nivel medio de las cimas en los Alpes (ver apartado 1.3 y figura 1.3).

Foto 15.1. La «penillanura salmantino-zamorana»: superficie de erosión poligénica, elaborada durante períodos heterogéneos desde el punto de vista climático y morfogenético; también heterócrona, es decir, su edad varía según las zonas o regiones donde aparece. En esencia, es la superficie que arrasó los relieves formados por la Orogenia Hercínica y prosigue su evolución, incluso en la actualidad, allí donde no queda fosilizada.

Foto 15.2. Superficie tipo *pediment*: define una planicie restringida a los piedemontes (rampas), generada por reelaboración de una antigua llanura «tipo *etchplain*» o «*pediment* de sabana». En la imagen aparecen: en primer término, la depresión de San Martín-El Tiemblo-Cebreros; a la derecha, la superficie intermedia (de paramera) con su *nick*; y al fondo, el *pediment* con los «montes isla» de la Peña de Cadalso y Aguaenfría. Rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central).

Cuadro 15.2. Grandes superficies y ciclos erosivos a escala planetaria (según L.C. King, 1967, 1976).

	DENOMINACIÓN	EDAD	BREVE COMENTARIO
I	«*Gondwana*» (arrasamiento)	Jurásico	Asociado a Pangea y su separación
II	«*Post-Gondwana*» o «*Kretacic*» (arrasamiento)	Cretácico Inferior a Medio	Asociado a Pangea y su separación
III	«*African*» o «*Moorland*» (arrasamiento)	Cretácico Superior a Cenozoico «medio»	Superficie extensa creada por el desmantelamiento del material alterado en las antiguas superficies
IV	«*Post-African*» o «*Rolling*» (superficie)	Mioceno	Superficie ondulada (de aquí deriva su denominación) que culmina los valles del paisaje actual
V	«*Widespread*» (paisaje general)	Plioceno	La más general en todos los lugares (de aquí deriva su denominación) como ciclo global de aplanamiento. Se localiza en cuencas o zonas llanas no afectadas por la tectónica de levantamiento (ciclo alpino)
VI	«*The Youngest Cycle*» (ciclo más moderno de erosión)	Cuaternario	Representado por el ciclo de encajamiento fluvial, sobre todo en áreas montañosas

Muchos geomorfólogos ven, o vemos, estos temas lejos del optimismo generalizador de King, pero la existencia de superficies resulta innegable y las reservas frente a correlaciones a esa escala, no deben impedir el reconocimiento de datos elocuentes. En la Península Ibérica, por ejemplo, existe una secuencia que no contradice lo planteado por King: permo-triásico o pre-triásico, pre-cenomanense, intra-terciario, fini-mioceno y plioceno, son arrasamientos citados en la Meseta y sus bordes desde finales del siglo XIX y principios del XX (A. Penck, Fischer, Stickel, Schwenzner, Schmieder, E. y F. Hernández-Pacheco, Vidal Box, etc.), y ratificadas en trabajos modernos; también aparece el «ciclo más reciente», es decir, encajamiento de la red hidrográfica durante el Plioceno y Cuaternario (ver al respecto: Solé Sabarís, 1952; Pedraza, 1978, 1994; Gómez Amelia, 1985).

Una superficie de erosión o arrasamiento, debe ser catalogada como un estado con baja energía de posición, sea absoluta o relativa, debido a la ausencia en su trazado de contrastes topográficos notables.

A igualdad en los restantes factores, en grandes planicies de arrasamiento la capacidad para intercambiar masa y energía será mucho menor que en relieves contrastados. Por tanto, estas llanuras son encuadrables en el contexto de zonas con «morfogénesis atenuada o ralentizada» (Pedraza, 1978); que en un planteamiento teórico esto no

deba calificarse como degradación, estabilidad, finalismo, ciclicidad, etc., es otro problema.

Al establecer la historia geomorfológica de una región específica, algunos autores coinciden en señalar secuencias bien diferenciadas, en las que alternan períodos con «morfogénesis atenuada» junto a otros de «morfogénesis muy activa».

En muchos casos lo han explicado mediante cambios climáticos: sucesión de etapas «biostásicas» y «rexistásicas». Las primeras corresponden a fases húmedas, con facilidad para el desarrollo de coberteras vegetales, estabilidad, y profundización en la meteorización. Las segundas son fases secas, con decaimiento vegetal, aridificación, denudación, y desmantelamiento de suelos y perfiles de meteorización (Erhart, 1967).

En otros casos, considerando también la influencia de oscilaciones climáticas, introducen el factor «energía del relieve» como determinante para la eficacia morfogenética. Definen así etapas de «transporte limitado», frente a otras con «meteorización limitada» (Selby, 1985). Las primeras tienen lugar cuando la resistencia supera a las fuerzas denudadoras, alcanzándose una estabilidad que favorece acciones de meteorización. Las segundas, por el contrario, son debidas al predominio de dichas fuerzas denudadoras, desmantelando suelos y perfiles de meteorización que favorecen los arrasamientos.

Apoyándose en el segundo principio de la termodinámica y sin negar los arrasamientos, algunos autores (Chorley, 1962; Leopold y Langbein, 1962; Chorley *et al.*, 1984) discuten su significado como «equilibrio de mínimos»; desde esta consideración, en un sistema abierto como el geomorfológico no puede haber crecimiento ilimitado de la entropía, es decir: ausencia total de capacidad para generar acciones morfogenéticas.

A todos estos problemas, les subyacen otros teórico-conceptuales permanentemente discutidos y aún no resueltos: ¿hasta qué punto hay determinismo finalista en la evolución del relieve terrestre?, ¿representa la superficie de erosión el equilibrio, entendido como la máxima entropía y mínimo trabajo?, ¿es la superficie de erosión un relieve estático, en tanto factores externos no modifiquen sus variables de posición?

Desde la perspectiva dinámica, es fácilmente explicable un potencial morfogenético mucho menor en relieves arrasados, a cuando formaban cordilleras, montañas, topografías irregulares, etc. No hay duda pues que algo falla en las argumentaciones, y los conceptos de sistema en régimen funcional abierto, cerrado o aislado, deben ser matizados al aplicarlos a la evolución geomorfológica.

Interesa destacar al respecto, la existencia de planicies apenas modificadas durante casi la centena de millones de años; un caso descrito corresponde a Australia (Selby, 1985): sería el ejemplo próximo al «grado de máxima entropía». Frente al anterior, en un territorio relativamente cercano (Papua, Nueva Guinea), la morfogénesis es hiperactiva y sus formas no tienen más allá de algunos miles o cientos de años (Twidale, 1976; Selby, 1985).

Para explicar muchas contradicciones morfoevolutivas, al menos aparentes, quizás haya que recurrir a equilibrios-desequilibrios globales en la Geosfera y no en cada uno de sus sectores o procesos. Al referir fenómenos de esta categoría difícilmente puede eludirse la globalización, no sólo espacio-temporal sino también conceptual; será imposible entender la historia del relieve a lo largo de los tiempos geológicos, sin considerar la dinámica en las placas litosféricas, la Atmósfera, la Biosfera, etc.

15.2. INTERACCIÓN DINÁMICA

Partiendo de signos «tan notorios» como son, por un lado, la localización geográfica selectiva de múltiples accidentes geoestructurales (bordes de placas, cadenas montañosas, etc.) y, por el otro, la apreciación global a nivel de orógenos sobre las fases o etapas tectónicas, podría concluirse que los impulsos de elevación son «esencialmente discontinuos en el espacio y tiempo».

Así planteadas estas cuestiones, el relieve debería explicarse según modelos evolutivos próximos al de Davis (ver apartado 1.3, figura 1.2 y recuadro de texto: *El ciclo geográfico del relieve*), es decir, con morfogénesis «alternante» y «subsidiariedad dinámica»: lo primero implica que a la dinámica de elevación, aumento en la energía de posición y morfogénesis endógena (estructural y volcánica, fundamentalmente), le sigue otra de arrasamiento, disminución en la energía de posición y morfogénesis exógena (modelado); lo segundo, que para unas etapas la dinámica endógena es reguladora absoluta del relieve, mientras en otras será la exógena. Este esquema, reduccionista en exceso, sirve para formular teorías sobre modalidad y función global de los procesos según sus fuentes de energía, pero no al establecer «sucesiones morfogenéticas espacio-temporales».

Sin embargo y siguiendo el modelo de W. Penck (ver apartado 1.3, figura 1.3, y recuadro de texto: *El nivel de cumbres -gipfelflur- y la escalera de piedemonte -piedmonttreppe-*), esa sucesión de etapas o «secuencias discontinuas en el espacio y tiempo», puede enfocarse también desde la coexistencia complementaria entre ambas dinámicas: según períodos o zonas, las acciones propias de cualquiera de ellas llegan a ser «predominantes»; marcan así modelos de **interacción dinámica**.

A la luz de ciertas investigaciones tectónicas en zonas intraplaca y estudios neotectónicos, la selectividad espacio-temporal en las desnivelaciones debe matizarse; sin duda, no aparece «tan evidente» como podría deducirse de los signos «tan notorios» antes aludidos.

Reconociendo la existencia de impulsos máximos localizados en un tiempo definido y áreas preferentes, el balance energético de posición a escala planetaria resulta más complejo. Depende también de la actividad desniveladora afectando a relieves que hoy no constituyen orógenos, pero están sujetos a reajustes continuos. Es el caso de plataformas, altiplanicies, mesetas, depresiones, *rifts*, etc.; en general escudos y macizos antiguos, con sus correspondientes depresiones-cuencas de sedimentación.

Ciertamente, la superficie total emergida que abarcan esos terrenos supera la correspondiente a orógenos; por

ello, aun siendo de interés más limitado para la Geología Estructural, en Geomorfología deben valorarse sin tener en cuenta, o sólo parcialmente, esa consideración geoestructural.

Fueron precisamente relieves no pertenecientes a márgenes activas, la base para deducir los modelos contrapuestos antes citados.

Su morfología escalonada, caracteriza la fisonomía de muchas montañas pertenecientes a macizos antiguos arrasados y luego parcialmente reactivados durante la Orogenia Alpina: así ocurre en el Sistema Central español y el Macizo Central francés, entre otros. En detalle presentan una alineación fundamental, a lo sumo dos, y varias subsidiarias, estructuradas todas ellas según una dovela central a la que se adosan por ambos flancos sendas planicies en graderío o escalones.

El modelo davisiano de «morfogénesis alternante» (ver Davis, 1909, ref. 1954; L.C. King, 1962, ref. 1967), interpreta dichos relieves como sucesivos ciclos no concluidos debido a rejuvenecimientos, es decir, una evolución **policíclica**; la secuencia establece: un ciclo de erosión interrumpido por desnivelaciones tectónicas, reactivación del relieve, y un nuevo período de calma que reinicia otro ciclo. La sucesión de varios episodios similares, puede conducir al escalonamiento final.

Frente a la hipótesis anterior, W. Penck (1924, ref. 1972) propone un modelo geodinámico interactivo con levantamiento y erosión coetáneos. Esta teoría propugna una desnivelación progresiva y de intensidad creciente, que irá dejando colgadas las sucesivas planicies formadas al pie de la elevación, configurando así la **escalera de piedemonte** (*piedmonttreppe*).

Ambos modelos, morfogénesis alternante y escalera de piedemonte, han sido utilizados para explicar el escalonamiento del relieve en el Sistema Central español (Schwenzner, 1936, ref. 1943; Solé Sabarís, 1952; Pedraza, 1978 y 1994; Garzón *et al.*, 1982).

De acuerdo con la interacción dinámica, elevación o desnivelación y arrasamiento o nivelación constituyen secuencias enlazadas e interdependientes a lo largo de la historia geológica en un territorio. Según la mayor o menor incidencia de cada dinámica (endógena y exógena), aparecerán niveles energéticos distintos. Ello implica sucesiones y asociaciones morfológicas derivadas de morfogénesis muy incisivas, atenuadas, e incluso estancadas. Que tenga lugar cualquier alternativa, está en función de unos factores (actividad tectónica, cambio climático, variaciones en el nivel del mar, relleno de cuencas, elaboración de arrasamientos, etc.) y su grado o nivel interactivo para cada región; fenómeno, éste último, en gran medida altamente aleatorio.

A partir de esos modelos y esquemas conceptuales, debe plantearse la morfogénesis desde una perspectiva global; así aparece en algunos métodos que tratan de determinar balances entre ambas dinámicas mediante las relaciones: **tasas de levantamiento-tasas de denudación** (ver por ejemplo: Ollier, 1981; Selby, 1985; Summerfield, 1991). Para la formalización de estos trabajos, deberán jerarquizarse todos los efectos y considerar:

- Estilos o modalidades tectónicas (movimientos epirogénicos, isostasia, orogenias, basculamientos, etc.) y denudadoras (procesos erosivos, erosivo-sedimentarios, de meteorización, etc., así como tipologías de los agentes: fluvial, glaciar, litoral, etc.).
- Magnitud, frecuencia y desarrollo espacial de cada fenómeno, es decir: distribución espacial (regionalización geográfica) e intensidad y recurrencia en el tiempo (fases de actividad atenuadas o ralentizadas, frente a otras aceleradas o mas incisivas).

15.3. MODALIDADES DENUDADORAS EN LOS CONTINENTES

Analizando: la distribución actual de los agentes exógenos, el volumen de tierras expuestas a su actividad, y los depósitos continentales antiguos y recientes; es indudable que las acciones pluvio-fluviales dominan claramente la morfogénesis denudadora. Basta estudiar las grandes llanuras para reconocer que, de una u otra manera, hay siempre corrientes fluviales implicadas en su elaboración (ver cuadro 15.1). A excepción de ambientes hiperáridos (cálidos o fríos), la escorrentía superficial está presente en todo el Planeta: sean ríos encauzados, semiencauzados, arroyos, escorrentía difusa o en manto, arroyada, etc.

No es extraño, por tanto, que Davis (1899, ref. 1973) valorara la erosión fluvial como «normal»; su error fue considerar sólo aguas encauzadas en valles bien definidos y limitar estas acciones a zonas húmedo-templadas.

En ambientes semiáridos, de sabana y mediterráneos, la arroyada sobre vertientes, junto a ríos encauzados, tiene un gran poder de arranque y arrastre. Así quedó demostrado por múltiples autores (McGee, Bryan, Johnson, W. Penck, Büdel, etc.; ver cuadro 15.1) al describir la arroyada en regueros *(rill wash)* o en manto *(sheet flood)*, y la acción lateral de los ríos que afecta a los interfluvios y no sólo al dominio del canal.

Es evidente la singularidad de otros agentes del modelado, como el glaciar y eólico, pero su contribución al balance total de masa movilizada hacia las cuencas continentales o marinas resulta muy limitada. De estos planteamientos podría deducirse que las corrientes fluviales son el único agente morfogenético a tener en cuenta, sin embargo, también otros procesos, como la meteorización, periglaciarismo y gravitacionales, juegan un papel primordial en el modelado: de no mediar la meteorización y fenómenos gravitacionales, la actividad de las aguas corrientes sería muy poco efectiva; el periglaciarismo participa en ambos, asociado a una meteorización mecánica y un transporte gravitacional.

Todos esos procesos tienen una distribución, si no tan global como los pluvio-fluviales, sí suficiente para ser considerados a escala planetaria; que su incidencia varíe a lo largo de cada sucesión espacio-temporal, constituye otro problema. En lo que aquí interesa destacar, meteorización, procesos gravitacionales y, en cierto modo, periglaciares, son la «asistencia» imprescindible para la actividad denudadora que realizan las aguas corrientes; también

los glaciares y el viento, sin duda, pero con menor eficacia que los anteriores.

La meteorización prepara el material que, directamente o por intermedio de la acción gravitatoria, serán arrastrados por agentes «eminentemente evacuadores»: arroyada, torrentes, ríos, viento o hielo glaciar. Mantos de regolito, saprolitos y alteritas residuales, configuran suelos y formaciones superficiales de alta vulnerabilidad al arranque y arrastre (ver capítulo 5). Esta secuencia de procesos enlazados, quedó explicitada mediante los conceptos y teorías de «biostasia» y «rexistasia» (ver apartado 15.1) o de «etchplanación» (ver apartado 12.2).

Por todo ello, «meteorización y removilización fluvio-pluvial» aparecen como verdaderos responsables en la denudación continental; «asistidos» con mayor o menor incidencia por fenómenos gravitacionales (los periglaciares son reductibles a la meteorización-gravitacional), y «ayudados», de manera discontinua en espacio y tiempo, por otros procesos como los glaciares y eólicos.

Desde estos supuestos, la denudación global sobre los continentes está controlada por el binomio «meteorización-desmantelamiento» y no por las modalidades erosivas: sea aureolar, retroceso paralelo de las vertientes, expansión lateral de cauces fluviales, o jerarquización de canales con su interdigitación o solape característico en ríos encauzados, semiencauzados, etc.

Siguiendo esta misma línea de argumentaciones, no es extraño que las grandes superficies de erosión presentes en muchas regiones de la Tierra, hayan sido citadas como penillanuras, pedillanuras y *etchplains*. Los cambios de asignación para muchos terrenos fueron continuos: baste recordar que tras formularse el modelo de Wayland-Büdel (ver cuadro 15.1), varias penillanuras y la práctica totalidad de pedillanuras, se interpretaron como *etchplains*, es decir, superficies de meteorización-lavado.

Allí donde las condiciones ambientales y tectónicas permitieron el desarrollo de grandes saprolitos, cualquiera que sea la modalidad en los desmantelamientos, conducen a una superficie tipo *etchplain* o, de mantener el nombre, tipo pedillanura; *glacis*, *pediments*, panplanos, etc., son llanuras a escala muy local y temporalmente transitorias. Cuando eso no ocurre así y el ambiente de meteorización es menos intenso, aparece una superficie tipo penillanura. La primera tiene una impronta «meteórica», la segunda eminentemente «fluvio-pluvial».

La tendencia general hace evolucionar el relieve hacia superficies tipo penillanura, pues los cambios climáticos afectan con mayor incidencia a las modalidades de meteorización que a las de escorrentía fluvio-pluvial: mantos de alteración residuales son frecuentes en muchas regiones, denunciando profundas modificaciones en la meteorización (cuantitativas y cualitativas); sin embargo, esos mismos lugares presentan depósitos fluviales antiguos, a la vez que siguen hoy bajo la acción morfogenética de ríos.

Basados en esa «constancia» de la acción denudadora fluvial o fluvio-pluvial, Cholley en 1932 y 1943, también Klein en 1959 y 1985 (ver Klein, 1985) redefinieron las penillanuras como **superficies poligénicas**; al mantener el término penillanura respetaban la prioridad en la denominación (habían sido citadas así en muchos lugares) y también reflejaban sus rasgos fisonómicos (correspondían con los descritos por Davis en su momento; ver cuadro 15.1). «Poligénica», significa que se deben a múltiples ciclos de arrasamiento en condiciones variadas pero, como demuestran los depósitos correlativos, predominando las acciones fluviales o fluvio-pluviales.

Aunque ligeramente matizado, este esquema es aplicable a la evolución morfológica del Macizo Hespérico. En muchas zonas del mismo puede reconocerse una penillanura, cuyos rasgos fisonómicos y genéticos convergen con lo descrito (Klein, *op. cit.*) y, por ello, ha sido calificada como «penillanura poligénica heterócrona» (Solé Sabarís, 1952; Pedraza, 1978).

En suma, *los conceptos de planicie asociada a un tipo de denudación son aplicables a escala espacio-temporal media, caso de pediments semiáridos o de sabana, pamplanos, glacis, superficies primarias, etc. A la larga y a nivel global, hay que considerar un fenómeno complejo de poligénesis, caso de penillanuras y pedillanuras.*

15.4. ESTADOS EVOLUTIVOS: SUCESIONES Y SUSTITUCIONES DE FORMAS

En todo análisis geomorfológico regional, pueden reconocerse fisonomías en equilibrio con los procesos activos en ese momento y, al mismo tiempo, otras que están siendo degradadas por ellos.

Como demuestran innumerables datos (tipo de formas, correlación espacio-temporal, sedimentos singenéticos, etc.), aquellas morfologías que están siendo degradadas y sustituidas, derivan de condiciones instaladas en el mismo lugar en períodos previos.

Para explicar esa secuencia morfogenética, se ha recurrido al «antagonismo entre sistemas de erosión» (ver apartado 1.3 y recuadro de texto: *El antagonismo entre sistemas de erosión: las crisis climáticas como factor determinante*); esto es: cada proceso genera su propia morfología y, al mismo tiempo, trata de anular otras que le son «extrañas o antagónicas».

Desde la perspectiva anterior, la evolución morfológica es una «sucesión» de paisajes que, necesitando un período para su desarrollo, no dependen del tiempo; son modelos de régimen permanente (ver recuadro de texto: *Modelos de equilibrio y teoría de sistemas en Geomorfología*, apartado 1.3) y la componente histórica resulta casi irrelevante: la variedad en las configuraciones geomorfológicas, está controlada sólo por la modalidad de los procesos.

Es indudable que cada proceso introduce una geometría peculiar en el relieve (la unidad geomorfológica), sin embargo, ésta tarda en imponerse y suele hacerlo gradualmente; por ello hay etapas o estados de coexistencia entre geometrías antiguas y nuevas. Es más, puede que las condiciones morfogenéticas sean incapaces o insuficientes para borrar todos los rasgos previos; por tanto, no sólo habrán de tenerse en cuenta las fisonomías acordes con los procesos instalados en ese momento, sino también las previas o remanentes.

Este tipo de secuencias deben entenderse como un tránsito normal en la evolución del relieve, pues una **unidad geomorfológica** es un conjunto de **elementos** articulados entre sí: unos son **propios** o peculiares del proceso morfogenético que está desarrollando la unidad; otros sin embargo le vienen **sobreimpuestos**, bien por **herencia**, bien por **degradación parcial**. En el primer caso las nuevas condiciones morfogenéticas fueron incapaces de anular todos los rasgos previos y dejan residuos permanentes, en el segundo esas condiciones aún no llegaron a anular dichos rasgos y dejan residuos provisionales (Pedraza, 1978, 1982).

Basando el esquema evolutivo en ese concepto de «unidad geomorfológica» aparece un nuevo dato: la **permanencia** frente a la **sustitución**. Ésta última, corresponde a las nuevas condiciones morfogenéticas instaladas en cada región y momento definido. La primera, depende de aquellos factores dinámicos que controlan la mayor o menor eficacia de la nueva morfogénesis para consolidar sus geometrías «propias»; igualmente, de los rasgos previos del relieve como condicionantes de dichos factores; y también del tiempo, regulando la mayor o menor permanencia en la actuación de unas acciones dinámicas específicas.

En definitiva, el **tiempo** es un factor a tener en cuenta en tanto regula el «desgaste» que sufre el relieve; ésta es la tesis básica del trabajo de Davis y claramente manifiesta en el «ciclo geográfico» (Davis, 1899; ref. 1973). Reconociendo el valor de la misma, su consideración «cíclica» y el reduccionismo que implica ajustar la evolución a tres etapas o «estados» (juventud, madurez y senectud), obliga a replantear estos conceptos.

Como ya se mencionara a propósito de las planicies erosivas, hay zonas en la Tierra sometidas a un proceso de morfogénesis acelerada: sus formas son muy jóvenes. Frente a las anteriores, existen otras zonas con morfogénesis atenuada o «ralentizada»: sus fisonomías son muy antiguas, es decir, dominan las **paleoformas**. Entre ambos extremos es posible encontrar todo tipo de estados intermedios, que permiten correlacionar y extraer las conclusiones pertinentes acerca del proceso evolutivo.

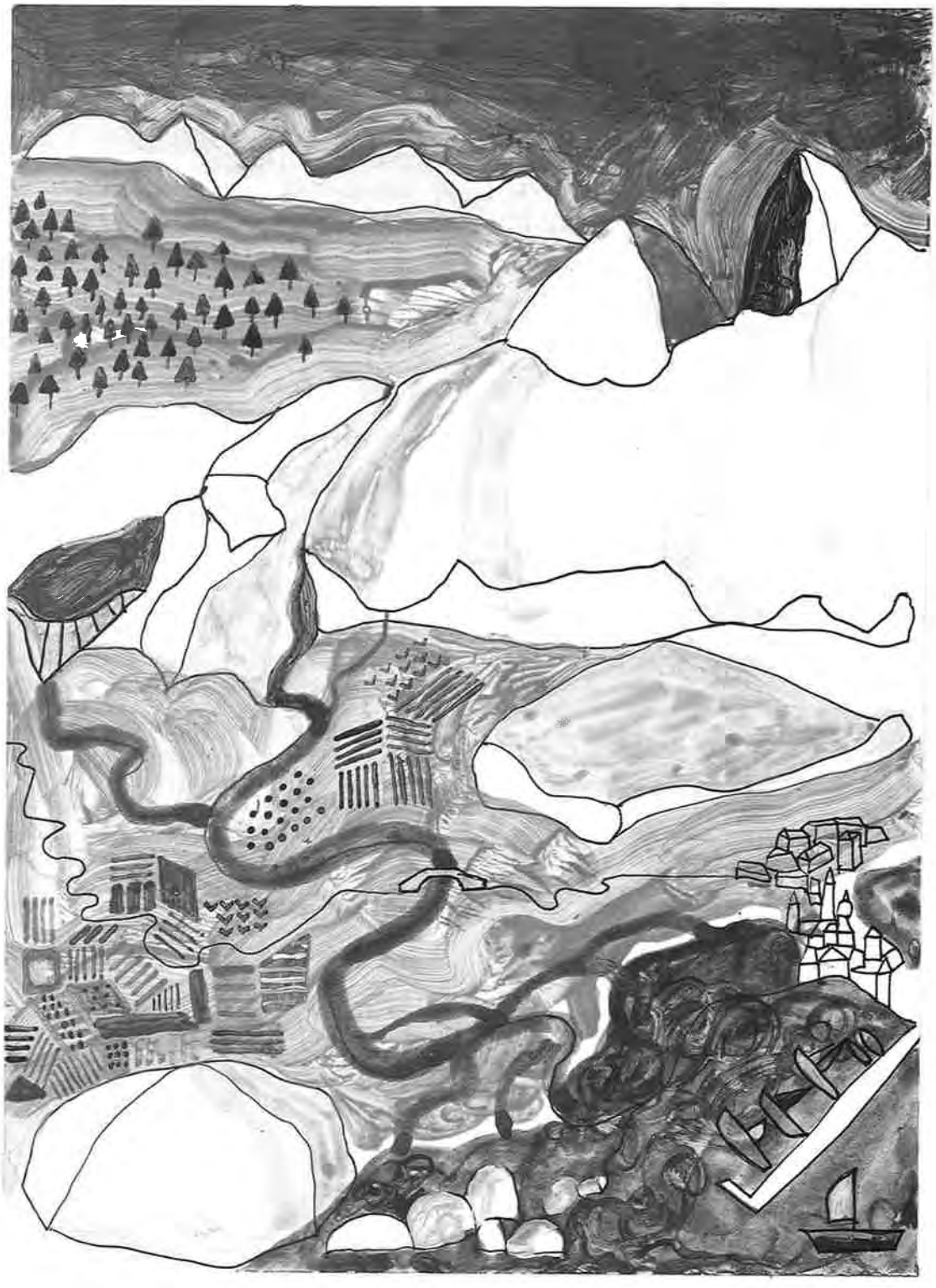
Esta metodología de análisis comparado y correlaciones espacio-temporales, ampliamente desarrollada por las ciencias histórico-naturales, tiene un soporte físico y matemático con la «teoría o hipótesis de **ergodicidad**». Dicha hipótesis, planteada en estudios del comportamiento molecular, expresa que: la media para los datos obtenidos en un muestreo puntual durante un período de tiempo, es intercambiable con la media para los datos obtenidos a lo largo de un espacio determinado y en el mismo instante temporal.

Así pues, nada impide trabajar con modelos evolutivos a partir de observaciones directas, es decir: *analizando asociaciones morfológicas actuales a lo largo de un espacio dado (una serie de regiones correlacionables), deducir secuencias o sucesiones de formas para esa zona durante un período de su historia geológica.*

Las secuencias o sucesiones podrán expresarse mediante **niveles de desgaste** según dos categorías: la primera refiere los «condicionantes previos» en cada región (factores geognósticos y fisonomías debidas a procesos morfológicos no implicados), la segunda el desarrollo de «fisonomías características» por aquellos proceso o grupo de procesos implicados en la génesis de cada unidad morfológica.

Estos esquemas evolutivos, pueden englobarse en un modelo de síntesis entre los dos descritos: el de «estados» (histórico o davisiano) y el «lineal» (ahistórico o de régimen permanente). Su fundamento es concretar grados o niveles de adecuación interactiva entre factores geognósticos y ambientales, en una región y durante su historia evolutiva. En base a la conservación-degradación de «rasgos geognósticos», pueden determinarse «estados», es decir, **grados de madurez** según sean formas «originales, penioriginales o derivadas» de procesos tectónicos, volcánicos, plutónicos, etc.; analizando el equilibrio entre factores ambientales, podrán definirse «etapas» en base a la conservación-degradación de fisonomías características para cada proceso ambiental, es decir, **niveles de sustitución** a partir de los elementos propios o sobreimpuestos.

En suma, *dentro de cualquier región es posible plantear un análisis histórico-evolutivo del relieve teniendo en cuenta, por una parte «niveles de sustitución» y por otra «grados de madurez»: los primeros dan una medida del equilibrio entre las fisonomías de cada territorio y sus procesos morfogenéticos implicados (según la secuencia temporal que proceda); los segundos, la dependencia que muestran esas fisonomías respecto a los factores geognósticos y «paleomorfologías» características de esa región (según su historia dinámica).*



Parte Sexta

CONSIDERACIONES FINALES: PERSPECTIVAS, TÉCNICAS Y APLICACIONES

El desarrollo conceptual y teórico de la Geomorfología sigue basándose en aquellos planteamientos que la dieron origen; esto es: esquemas evolutivos globales y procesos del modelado.

Mediante la «teoría de sistemas», se ha llegado a una metodología adecuada para analizar acciones dinámicas propias de cada proceso y sus formas correspondientes, elementales o compuestas. Sin embargo, al intentar aplicarla a relaciones de orden mayor, es decir, sistemas de procesos o tipos de relieves, surgen limitaciones.

A ese nivel de globalización, el único modelo referencial es el «ciclo geográfico» (Davis, 1899; ref. 1973) que, como ya fuera señalado, posee un fundamento eminentemente teórico-inductivo. Dado su reduccionismo (simplifica la historia evolutiva del relieve en tres estados: juventud, madurez, senectud), es imposible basar en él formulaciones concretas o desarrollos prácticos aptos para confrontar los datos teóricos; resulta por ello de una utilidad bastante limitada.

La labor iniciada por algunos geomorfólogos (Mackin, 1948; Hack, 1960; Schumm, 1973; Leopold y Langbein, 1962) introduciendo las teorías de «equilibrio dinámico», «respuestas complejas» y «umbrales de cambio» (ver capítulo 2), tampoco ha servido para interpretar la «interacción dinámica» o resolver aquellos problemas planteados por las secuencias evolutivas del relieve. No obstante, estas aportaciones hacen posible la renovación que podrá conducir a soluciones adecuadas.

Aquellas experiencias que tratan de apoyar el análisis geomorfológico en una nueva matemática, han dado resultados desiguales hasta el momento: así ocurre con la «teoría de las catástrofes» (Thom, 1970, ref. 1972; Zeeman, 1972, ref. 1977), también con las «geometrías fractal» (Mandelbrot, 1967). Sin magnificar sus posibilidades, pueden contribuir al progreso de dicho análisis ya que cualifican y cuantifican fenómenos naturales discontinuos o de configuración y distribución irregular.

La «teoría de las catástrofes» tiene aplicación directa en transformaciones cuyo estado final, subsiguiente o nuevo, no es predecible. Muchos cambios en el sistema geomorfológico ocurren según ritmos normales de funcionamiento, pero tras superar «umbrales» (thresholds) de no retorno a la situación previa (Schumm, 1973). Lo que aporta la matemática de los espacios topológicos o las «catástrofes», es una herramienta predictiva de esos umbrales (Graf, 1982 y 1988), útil también en el análisis de riesgos (Pedraza, 1988).

En las «geometrías fractal», su formulación matemática introduce un parámetro de «constancia» (la dimensión fractal, D), por lo cual resulta muy adecuada para correlaciones geométricas a diferentes escalas. Según esta teoría, la presencia de «formas irregulares en la Naturaleza»

(fractal o fraccionales) responde a «ritmos geométricos» que mantienen la constancia en su estructura, aun cuando haya una compartimentación o agrupación, en hipótesis, infinita. Así pues: deben aparecer un número de objetos (N) con una dimensión característica (r), que satisfaga la relación $N_{(r)}=C/r^{D}$*; siendo C una constante y D la dimensión fractal (medida del grado de irregularidad o «fraccionamientos» en la geometría problema). Aunque esta teoría se aplica también a procesos en tanto definen las formas, su base conceptual la hace idónea para analizar secuencias morfográficas; buen ejemplo de ello son los trabajos sobre morfometría en cuencas de drenaje: (N) corresponde a diferentes cuencas y subcuencas y (r) distintas relaciones morfométricas (perímetro y circularidad, perímetro y longitud, superficie y desnivel, etc.; ver Klinkenberg, 1992).*

Otras aportaciones en la búsqueda de modelos para verificar teorías evolutivas del relieve, son los trabajos encaminados a conocer la interacción dinámica. Pretenden evaluar «tasas de levantamiento/tasas de denudación» (expresadas normalmente en mm ka^{-1}*), interpretando su balance en términos de equilibrio dinámico (steady state), o predominio de uno u otro proceso.*

Para proceder a esos cálculos, normalmente se utilizan métodos de medida y estimación (Ollier, 1981; Selby, 1985; Summerfield, 1991) que incluyen:

a) En el caso del «levantamiento» (tectónico, volcánico, isostático, por abombamiento cortical): geodesia, altimetría obtenida a partir de satélite, variaciones en estaciones de control mareal, o elevación sufrida por elementos cuya edad puede ser conocida mediante alguna técnica de datación (p. ej.: playas, coladas volcánicas, restos arqueológicos, entre otros), etc.

En el control de la «elevación cortical» (que no tiene por qué traducirse en «superficial», basta para ello que predominen las acciones denudadoras), se emplean técnicas «radiométricas» o «trazas de fisión»; por ejemplo: datar un batolito y calcular su profundidad de emplazamiento, comparándola con la ubicación actual en un orógeno para deducir el ascenso.

b) Estimar tasas de denudación implica calcular la masa de sedimentos transportados por agentes exógenos (arroyos, ríos, glaciares, viento, etc.) que, una vez convertida a volumen en función de una densidad media supuesta, permite conocer el «rebajamiento» promedio en la superficie considerada.

Sin duda, la interacción dinámica es compleja y los resultados obtenidos están aún lejos de clarificar qué secuencialidad real presentan muchos procesos, normalmente episódicos y oscilatorios en el espacio y tiempo. Por ello, si bien son técnicas apropiadas para el desarrollo y validación de modelos evolutivos del paisaje, habrá de profundizarse más en dichos cálculos (ver, por ejemplo, Silva Barroso, 1994).

Asociada a esa búsqueda de modelos interactivos entre ambas dinámicas, están las investigaciones sobre neotectónica (o morfotectónica). Aunque en su mayoría estos estudios corresponden a áreas emergidas, comienzan a detectarse tendencias que muestran gran interés por las márgenes continentales y arcos isla; como consecuencia, tiene lugar un renacimiento de la Geomorfología Marina o Submarina.

A partir de los trabajos en Geología Marina de Shepard (1948), Keunen (1950) y otros (ver Thornbury, 1960), la «topografía de fondos oceánicos» fue un tema de obligada inclusión en las obras de Geomorfología. En ellas había una clarificación terminológica, e incluían hipótesis genéticas sobre cañones submarinos, valles, alineaciones orográficas, etc.

Tectónica de placas y deriva continental, modificaron por completo las orientaciones y métodos de análisis: si inicialmente los océanos eran observados como «cuencas sedimentarias» y «fisonomías o topografías submarinas», en estos últimos años se han visto sobre todo como «márgenes y porciones de placas tectónicas», lo que ha desplazado muchos estudios hacia ese campo.

Nuevos trabajos en Fisiografía Litoral (ver Díaz del Río y Somoza, 1990) utilizando sensores (sonar, radar) y geofísica, junto a otros de ese mismo carácter en el ámbito submarino profundo, son la única vía para potenciar una Geomorfología Submarina acorde con la estructura oceánica hoy conocida.

La introducción de técnicas analíticas mediante «sensores remotos», en especial la teledetección por satélite, aporta una información globalizada y regional muy apta para estudios fisiográficos. En este caso, los trabajos que más se han beneficiado por el resurgimiento de la Fisiografía son las clasificaciones territoriales y del relieve (Baker, 1986).

Sensores remotos y renacimiento fisiográfico, en gran medida son también responsables de la consolidación progresiva de una Geomorfología Planetaria (Summerfield, 1991); ésta completa algunos contenidos sobre dicha temática que ya aparecían en ciertas obras (ver por ejemplo, Derruau, 1978).

Ante la dificultad para incluirla junto a los procesos naturales, el papel de la especie humana como agente geomorfológico, la Geomorfología Antrópica, ha tenido un tratamiento desigual. Lo más común fue deslindar entre otras morfologías y las debidas a este factor, clasificando la tipología de sus acciones (erosión, depósito, dinámica inducida, etc.). Abordar un nivel diferente, es decir, contexto social e intencionalidades, significa desviar el análisis hacia temas propios de otras ciencias (Sociología, Psicología), a las que deberá recurrir el geomorfólogo si le fuera necesario. Por tanto, desde la perspectiva geomorfológica basta precisar si determinadas formas son de origen «antrópico» y, de serlo, si responden a actividades de arranque, traslado y deposición, o reforzamientos, anulaciones, atenuaciones, cambios, etc., en la dinámica natural de los procesos.

La irrupción en el campo de los conocimientos de un proyecto multidisciplinar (supradisciplinar, le califican algunos) como son las Ciencias Ambientales, integra muchos temas ligados al relieve y, lógicamente, a ellos contribuye y contribuirá la Geomorfología Teórica, pero sobre todo la Práctica y Aplicada tal como demuestra el enorme crecimiento de ambas en los últimos años.

LA ESPECIE HUMANA COMO AGENTE GEOMORFOLÓGICO

Aunque la influencia antrópica sobre el Medio Natural, principalmente el biótico, no había pasado desapercibida, su incidencia real quedó escasamente referenciada hasta la segunda mitad del siglo XIX (1).

La primera reseña documental que valora al «hombre como nuevo agente geológico y geomorfológico», se debe al británico Sherlock en 1922 (2). Resulta fácilmente comprensible que fuera en el Reino Unido donde surgió la preocupación por este tema, dado que allí nace la «sociedad industrial» y su gran capacidad para transformar la Naturaleza.

A pesar de esos antecedentes y otras publicaciones posteriores que abordan dicha problemática desde perspectivas claramente paisajísticas y morfogenéticas (3), en textos y tratados de Geomorfología, incluidos los más modernos, apenas la consideran explícitamente y, sobre todo, en muy pocos casos la asignan categoría de un proceso más.

Como agente geomorfológico, el ser humano presenta un comportamiento no ajustado a leyes físicas definidas: su actividad en lo que afecta al relieve es claramente azonal; suele actuar en contra del agente gravitacional; y precisa importantes consumos energéticos adicionales, lo cual conlleva nuevas modificaciones en el sistema terrestre. Desde la perspectiva de la teoría de sistemas estas influencias tienen categoría de una perturbación en régimen permanente (steady state), acelerando, decelerando, o alterando radicalmente los procesos naturales.

Las acciones antrópicas sobre el relieve pueden clasificarse en «directas» e «indirectas». Las primeras implican remodelación del terreno y movimiento de materiales: caso de minería, canteras, urbanización, obras de ingeniería o determinadas prácticas agrícolas. Las segundas introducen modificaciones en la tendencia «natural» de muchos procesos geomorfológicos; un ejemplo muy frecuente y bien conocido es la incidencia sobre la cobertera vegetal, mayoritariamente deforestación, cuyos efectos quedan patentes por la distorsión del balance geológico erosivo-sedimentario entre áreas continentales y marinas. En tanto cambian la dinámica hidrológica y sobre todo la fluvial, también afectan considerablemente al funcionamiento de los sistemas geomorfológicos ciertas obras modificando la escorrentía: embalses, derivación de caudales, canalizaciones, explotación de acuíferos subsuperficiales, etc.; como en el caso anterior, distorsionan el balance erosivo-sedimentario.

Acciones directas e indirectas pueden tener repercusiones locales, regionales, incluso globales; en este último caso se encuentran las interferencias sobre la dinámica y composición atmosférica, actualmente objeto de atención prioritaria como posibles inductoras de nuevas tendencias en el clima o, según se está denominando mayoritariamente, de un «cambio climático global».

Sea como fuere, todo parece indicar que en un futuro inmediato (de hecho ya existen notables ejemplos en este sentido), muchos trabajos en Geomorfología deberán «evaluar» la eficacia y magnitud de esas transformaciones (4), y establecer bases para «minimizar» y «corregir» sus efectos.

---

(1) - G.P. Marsh, *Man and Nature*, Scribner, N. York, 1864. Reeditado como *The Earth as Modified by Human Action*, en 1877.
(2) - R.L. Sherlock, *Man as a geological agent; an account of his action on inanimate nature*, Withterby, London, 1922.
(3) - D. Nir, *Man, a Geomorphological Agent. An Introduction to Anthropic Geomorphology*, Keter Publishing House, Jerusalem, 1983.
(4) - B.L. Turnes, W.C. Clark, R.W. Kates *et al.*, *The Earth as Transformed by Human Action*, Cambridge Univ. Press, 1990.
- R.L. Hooke, «On the Efficacy of Humans as Geomorphic Agents», *GSA Today*, 4 (9), 1994.

16

GEOMORFOLOGÍA PRÁCTICA Y APLICADA. ASPECTOS GENERALES

Desde la perspectiva epistemológica, toda ciencia es un conjunto sistematizado de conocimientos y, por tanto, su desarrollo está prioritariamente cimentado en los contenidos teóricos.

Frente a lo anterior también debe considerarse el carácter del método científico temático o experimental, basado en la observación, medida, experimentación, comprobación o correlación, síntesis y formulación.

De esas tesis caben deducir dos principios básicos: primero, que toda ciencia es útil en sí misma, pues contribuye a generar nuevos conocimientos; segundo, que sólo pueden conceptuarse como tales aquellos aspectos validados mediante la oportuna comprobación. Esta circunstancia hace difícil la separación entre teoría y práctica, pues las ciencias experimentales o temáticas siguen un esquema de funcionamiento circular: lo teórico ha de ser contrastado mediante técnicas experimentales o desarrollos prácticos que, a su vez, son necesarios para obtener nuevos datos en el nivel teórico estricto.

Tampoco resulta sencillo trazar un límite neto entre práctica y aplicación. En principio, la primera debe asociarse a las técnicas y métodos para generar nuevos datos, mientras la segunda parte de ellos y persigue objetivos utilitarios; nuevamente surge un esquema circular: dado que la aplicación supone confrontar modelos con la realidad funcional, puede suponerse una validación y, por ello, entra en lo práctico.

En suma, la separación entre campos teórico, práctico y aplicado, no resulta fácil; en realidad son sistemas para generar y utilizar el conocimiento que, bien por su función concreta o bien por razones coyunturales momentáneas, polarizan sus objetivos en: conceptos y modelos (teórico),

técnicas y procedimientos (práctico), y uso de ambos con fines utilitarios (aplicado).

En algunos capítulos previos (Partes Segunda y Tercera), aparecen unas «indicaciones» referentes a aspectos «prácticos y aplicados» en cada nivel sectorial. Sin embargo, hay trabajos que para poder realizarse precisan todos los conocimientos geomorfológicos, incluso muchos pertenecientes a otras ciencias afines; cartografía geomorfológica y modelos cualitativos sobre potencialidad para ponderar factores y procesos, son casos muy significativos en los cuales debe recurrirse a síntesis integradoras siguiendo procedimientos generales.

Respecto a las «aplicaciones», aunque en principio sean variadas, destacan aquéllas asociadas a «riesgos naturales» y «estudios del Medio Físico».

16.1. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA

La cartografía geomorfológica detallada es relativamente reciente, y sus inicios pueden situarse en Europa durante los primeros años de la década de 1960: Pecsi (1962) en Hungría, y Klimaszewsky (1963) en Polonia (ver Garzón, 1978). Sin embargo, fue tras la publicación de la «Leyenda para el mapa geomorfológico de Francia a 1:50.000» (CNRS, 1970) y el «Manual de mapas geomorfológicos detallados» (Demek, 1972), cuando se inicia formalmente esta técnica cartográfica en muchos otros países, sobre todo europeos.

Ambas obras recopilaban innumerables aportaciones dispersas y plantearon una metodología que superó el nivel exclusivamente morfográfico, para incidir en aspectos genéticos. Junto a la geometría (morfografía) y origen (morfogénesis), este tipo de mapas a menudo refleja edades (morfocronología), y otros datos relativos a los agentes y sus acciones (morfodinámica). En cuanto a la representación, utilizan tramas, símbolos, colores y, en algunos casos, siglas.

Actualmente, las opciones cartográficas más comunes son: «mapas regionales» (escalas entre 1:400.000 y 1:100.000), fisiográficos o de síntesis, elaborados siguiendo procedimientos manuales o automáticos, directos (en campo) o con sensores remotos; «mapas de detalle» (escalas entre 1:50.000 y 1:25.000), realizados mediante trabajos en campo apoyados por fotointerpretación y utilizando técnicas manuales, aun cuando sean la base para otros trabajos que impliquen su digitalización; «planos» (escalas entre 1:10.000 y 1:5.000), que normalmente representan un fenómeno sectorial.

La técnica de ejecución admite varias posibilidades, siendo dos las más frecuentes: bien representar la morfometría topográfica en negro, morfogénesis en color (formas según su proceso genético: fluvial, glaciar, litoral, estructural, etc.) y evolución o morfocronología con signos o trama; bien representar toda la morfografía en negro (símbolos, contactos, etc.) ya que son formas o geometrías, y las unidades (equivalentes a formas compuestas, conjuntos de formas o tipos de relieves) en color.

La cartografía geomorfológica en España *sufre las mismas limitaciones generales que en otros países: ausencia de una leyenda única y dispersión en la metodología.*

Los primeros mapas aparecieron en torno a 1970, realizados en el contexto de investigaciones regionales. La mayoría permanecen inéditos y otros, más o menos actualizados, han sido objeto de publicación reciente en monografías regionales, trabajos de planificación y estudios del Medio Físico.

En los últimos años se pasó a una labor más estructurada y, sin llegar a una leyenda única, la cartografía adquiere cierta continuidad y formalización; casos concretos son: mapas-esquema 1:100.000, unicolor, incluidos en las memorias del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA); proyectos piloto de hojas 1:50.000 en color; y mapas incorporados en trabajos o monografías, cuya publicación está a cargo de organismos y editoriales directa o indirectamente relacionados con el campo geomorfológico.

Ver al respecto:

- M.G. Garzón, *Metodología de la cartografía geomorfológica. Su interés científico y aplicado*, Fundación Juan March, Madrid, 1978.
- J.L. Peña Monné *et al.*, *Geomorfología de la provincia de Teruel*, mapa 1:200.000 y mapas de detalle, Inst. Est. Turolenses, Teruel, 1984.
- ITGE, Mapas geológicos a escala 1:50.000, *serie MAGNA* (por lo general, sólo los realizados a partir del año 1985).
- M. Herrero, *Mapa geomorfológico a escala 1:50.000 de Toledo-Sonseca*, IGN, Madrid, 1988.
- J. Pedraza, J.L. Peña y B. Tello, «La cartografía geomorfológica», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, Soc. Esp. Geomorfol. (SEG), Monografía 2, 1988.
- Varios, Mapas geomorfológicos a escala 1:50.000 de Benasque, Sallent y Ezcaray, Geoforma, Logroño, 1989 y 1990.
- L. Pallí y C. Roqué, *Cartografía Temàtica de les Terres Gironines, 5: Morfología*, escala aproximada 1:200.000, Univ. Girona, 1993.
- C. Roqué y L. Pallí, *Mapa morfològic de Santa Coloma de Farners*, escala 1:10.000, Univ. Girona, 1994.

Desde la década de los años 1970, estos trabajos sobre métodos y técnicas cartográficas han experimentado un estancamiento casi total. Debe responsabilizarse de ello, tanto a la imposibilidad para progresar hacia una leyenda unificada, como al decaimiento de los estudios regionales ante un exceso de especialización. Dadas estas circunstancias, las leyendas geomorfológicas existentes son numerosas, casi tantas como organismos y equipos de trabajo; un ejemplo resumido aparece en la figura 16.1.

16.2. MODELOS CUALITATIVOS DE POTENCIALIDAD SEGÚN FACTORES

Como ya se indicó en la introducción, los modelos evolutivos del relieve responden a una globalización teórica difícilmente contrastable y, por tanto, con escasas posibilidades de «validación».

Un campo teórico-matemático ideado para esas situaciones y desarrollado a propósito de los estudios medioambientales, abre nuevas expectativas en Geomorfología Evolutiva; corresponde a los análisis integrados.

Técnicas de superposición (manuales o digitales, incluyendo SIG) y análisis multivariable, permiten realizar modelos por «integración sectorial» y «ponderación de factores» participantes en un proceso. Estos métodos resultan adecuados a las necesidades de una ciencia como la Geomorfología, que debe abordar situaciones complejas (sistemas o sucesiones de procesos) y más que cuantificar, en muchos casos necesita cualificar los resultados con rigor comparativo, apto para la correlación entre diferentes estados y zonas o regiones; en definitiva, posibilitan conocer la evolución de algunos fenómenos naturales.

Como ejemplos respecto a estas cuestiones, puede consultarse el método para elaborar mapas de potencialidad edáfica (ver apartado 5.7) y se resume otro a continuación. Éste segundo (Pedraza *et al.*, 1994c), es una alternativa (a nivel evolutivo) y complemento (a nivel de correlación situacional sobre áreas y tiempos determinados) a las «evaluaciones de pérdida de suelo» siguiendo estimaciones directas o formulaciones empíricas.

16.2.1. Propuesta para evaluar cualitativamente potencialidades a la erosión pluvial y de arroyada

El objetivo final es delimitar y cartografiar unidades según su mayor o menor **susceptibilidad** o **riesgo a la erosión**; el punto de partida son los factores implicados en el proceso, y el desarrollo sigue un procedimiento mediante sucesivas ponderaciones.

Como en todo modelo de estas características, el fundamento básico está en la comprensión detallada del proceso que corresponda.

Así: la arroyada puede llegar a ser el fenómeno más incisivo de cuantos modelan las vertientes; su capacidad para modificar morfologías, paisajes y suelos, es tan rápida en determinadas condiciones que conlleva efectos perceptibles a escala humana.

El fenómeno lo generan aguas procedentes de lluvia o fusión nival, que no han podido infiltrarse en el terreno y circulan libremente por los interfluvios, es decir, no canalizadas o canalizadas esporádicamente; sus factores de control son: «materiales» (litología y suelos, según su grado de cohesión-agregación, textura y permeabilidad), «cobertera vegetal» (formación vegetal y densidad), «clima» (precipitaciones según su cantidad y distribución o régimen), «pendiente» (valor de la inclinación y longitud en cada elemento de la vertiente), y «actividad humana» (modificaciones sobre la cobertera vegetal y el régimen hídrico).

La magnitud de la acción o «cantidad de material arrastrado», con ligeras modificaciones debidas a factores secundarios o indirectos, es proporcional a: intensidad y concentración del aguacero, inclinación y desarrollo de la vertiente, desagregación e impermeabilidad del material, y densidad de la cobertera vegetal.

La «modalidad en los arrastres» (supuesto que los restantes factores son susceptibles al proceso), depende sobre todo del factor pendiente; así: la arroyada en regueros concentrados se asocia a «pendientes escarpadas», donde forma canales que permanecen durante varios aguaceros o períodos de fusión nival y pueden evolucionar a cárcavas o torrenteras originando conos de deyección; la arroyada en regueros discontinuos o surcos, es propia de «pendientes medias», tipo talud o cuesta, y origina múltiples acanaladuras o pequeños canales efímeros durante cada aguacero o período de fusión; la arroyada en manto, es propia de «pendientes bajas», tipo *glacis*, terrazas, rellanos, etc., y son masas de agua desplazándose sobre la superficie sin apenas generar canales.

Debido al riesgo asociado a estas acciones erosivas, la preocupación social es notoria, máxime cuando implican pérdida de suelos agrícolas, degradación del paisaje y posible desertización (ver apartado 16.3.2). De cualquier forma, el interés científico-técnico por el tema data de antiguo y los trabajos al respecto son numerosos, aunque pueden resumirse en dos grupos: técnicas de medida directa, y métodos de evaluación cuantitativos y cualitativos.

Las medidas directas se llevan a cabo en «estaciones experimentales», como parcelas, microcuencas o cuencas, construidas o localizadas a propósito; también en «estaciones de muestreo», normalmente embalses, represas o lagos naturales, cuya sedimentación da una idea sobre las tasas erosivas en la cuenca drenada hacia ellos. El objetivo en todos los casos es recoger parte del material evacuado por la arroyada y proceder a su evaluación e interpretación; ante las dificultades surgidas en esta segunda etapa, la tendencia actual es a estudiar también cambios microtopográficos producidos sobre la superficie. Todos los datos así obtenidos, permiten desarrollar modelos generalizables.

Los métodos de evaluación cuantitativos y cualitativos miden la magnitud del proceso, según las relaciones entre aquellos factores que lo controlan. De esta manera, deben partir de estudios teórico-conceptuales pues, al contrario que los anteriores, precisan realizar una síntesis y generalización previas.

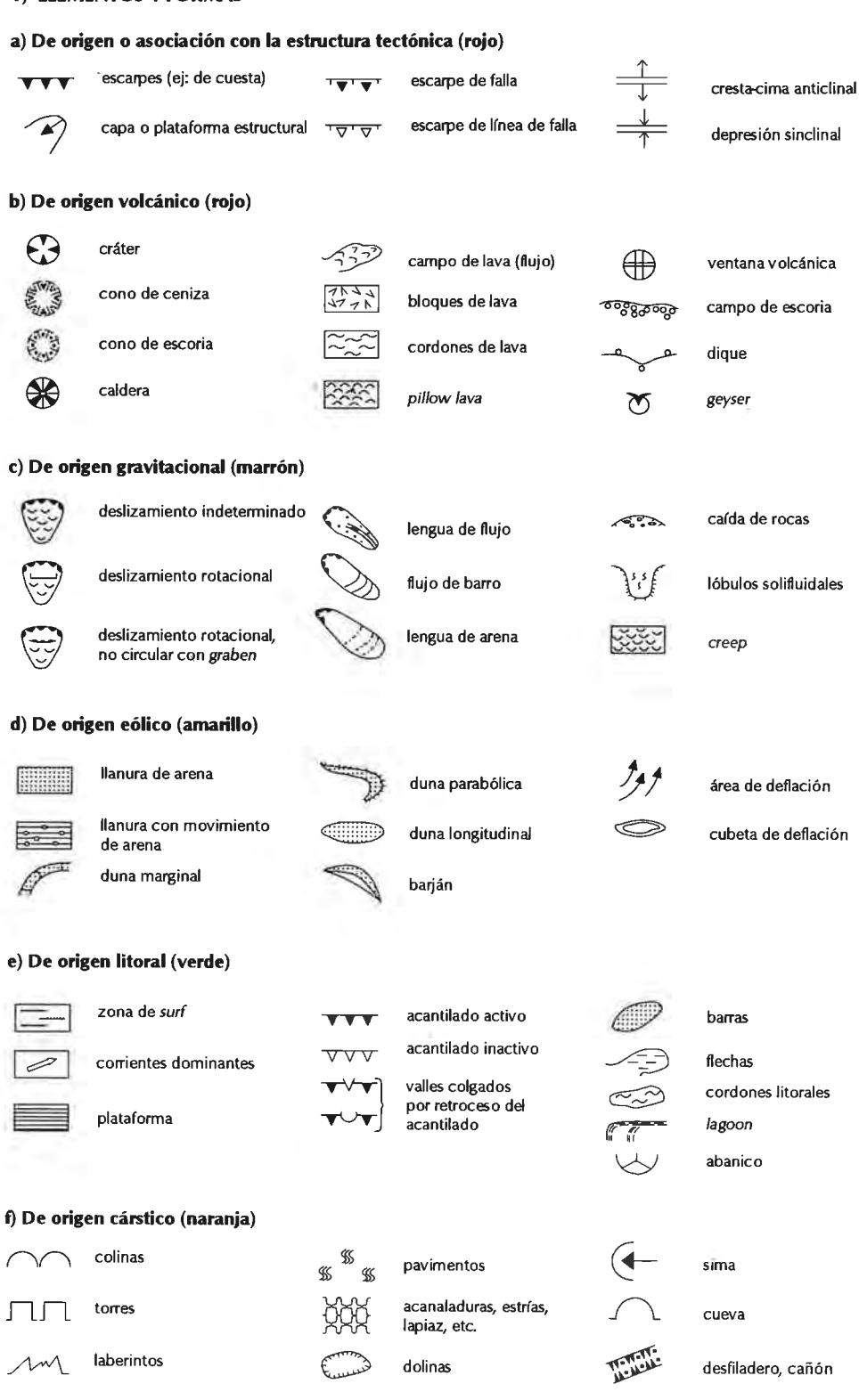
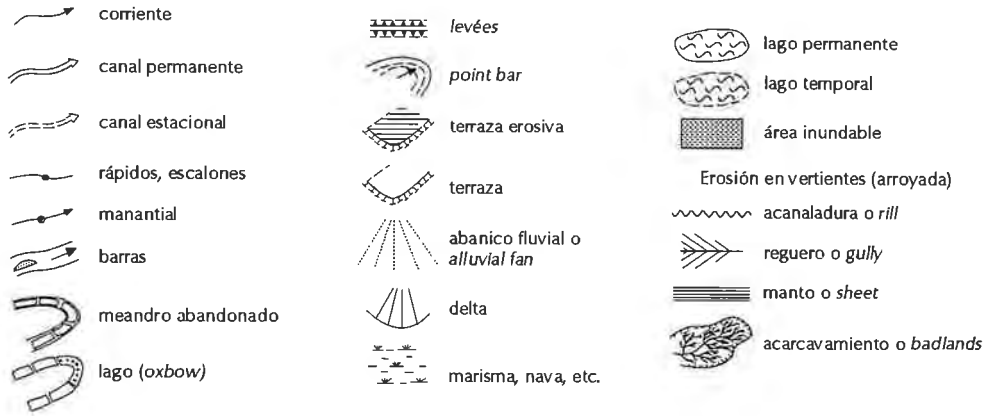


Figura 16.1. Ejemplo de leyenda resumida para el mapa geomorfológico (modificada de Hart, 1986). Criterios generales que suelen utilizarse en la representación: génesis (color, según proceso); materiales (trama, en negro o gris); edad (sigla en negro, igual a las de mapas geológicos); unidades geomorfológicas (color, trama en color); formas y elementos geomorfológicos (símbolos en negro si se representan unidades, o en color según génesis si no hay unidades).

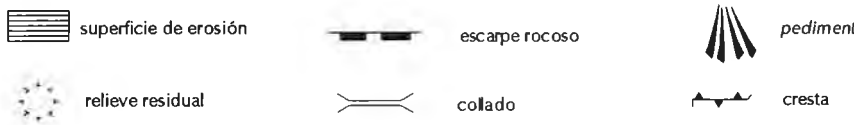
g) De origen fluvial (azul oscuro)



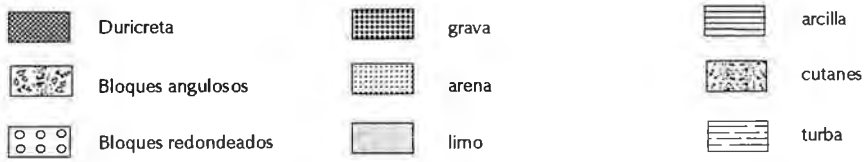
h) De origen periglaciar, nival y glaciar (azul claro o morado)

2) OTROS ELEMENTOS

i) Poligénico (marrón)



j) Formaciones superficiales (negro o gris)



k) De origen antrópico (negro o gris)

El cálculo de la erosión hídrica más estandarizado siguiendo un método empírico, se realiza aplicando la denominada USLE (*Universal Soil Loss Equation*) o *ecuación universal de pérdida de suelo* (Wischmeier y Smith, 1958). Dicha ecuación es:

A (pérdida media anual de suelo por erosión pluvial, expresada en tm/ha/año) = **R** (factor erosividad de la precipitación) x **K** (factor erosionabilidad del suelo) x **L** (factor longitud o desarrollo en la vertiente) x **S** (factor inclinación de la vertiente) x **C** (factor ordenación de cultivos, incluyendo en casos la cobertera vegetal natural) x **P** (factor prácticas de conservación).

El valor para cada factor de la fórmula debe obtenerse con relaciones, tablas y ábacos, divulgados en manuales de suelos o sobre el Medio Físico (p. ej., Aguiló *et al.*, 1993).

Los métodos cualitativos de potencialidad son, como indica su nombre, predictivos y no empíricos, aun cuando basen el conocimiento de cada factor en trabajos experimentales y, *a posteriori*, confronten los resultados con aquéllos mediante ajustes. En general, tratan de aproximar a «situaciones semihipotéticas, teóricas o simuladas» a partir de la consideración no situacional para algunas variables; ejemplo: «simulando» comportamientos de un territorio a partir de su vegetación natural potencial, allí donde aparecen otras especies introducidas por el hombre.

Al realizarlos debe seguirse un procedimiento más o menos estandarizado, variando las etapas según los objetivos; en la presente propuesta, éstas son:

1ª) *Factores (F) que influyen en el proceso*

Los factores implicados, bien están previamente establecidos, bien son la «hipótesis de partida». La erosión hídrica por arroyada corresponde a la primera situación y sus factores pueden sintetizarse en:

F ={materiales (fundamentalmente litología del sustrato y formaciones superficiales), vegetación (prioriza las formaciones naturales y a ella se acomodan los usos del suelo), clima y pendientes}. Así:

Erosión = f (materiales, vegetación, clima, pendientes)

En adelante, se expresa: F_i un factor cualquiera; e_i un elemento cualquiera para un factor; $e_{materiales}$ = {tipos de litologías}; $e_{vegetación}$ = {tipos de formaciones vegetales}; e_{clima} = {regímenes de precipitación}; $e_{pendientes}$ = {tipos de vertientes}.

2ª) *Método de representación*

Esta operación analiza y evalúa el proceso; en métodos cuantitativos serviría para definir el «tipo de ecuación», en los cualitativos para ponderar valores y establecer grados o niveles de mayor o menor susceptibilidad (G_S) a que se produzca el fenómeno considerado, es decir, la erosión. En realidad, el objetivo final consiste en confeccionar una escala de cualidades (m).

Al definir la escala, deben tenerse en cuenta:

a) Las «relaciones de equivalencia», es decir, la correspondencia entre grados o niveles establecidos en la escala, y los valores que adopta el proceso (susceptibilidad a la erosión); como éste depende de los factores (F), existe también una correspondencia entre la escala (m) y dichos factores.

b) Cada intervalo de la escala será constante o variable, según sea la equivalencia que se establezca con los grados de susceptibilidad (G_S); ésta puede ser: lineal, exponencial, recíproca, o multiplicativa.

c) Cada grado o nivel (G_{Si}) es factible de ser homologado a una medida; de esta forma, la «escala cualitativa» (m) podrá transformarse en otra «cuantitativa» (cantidad de material arrastrado por unidad de superficie y tiempo) u otras «cualitativas» que refieren aspectos ligados al fenómeno (p. ej.: grados de degradación del paisaje, aparición de regueros con mayor o menor espaciado, degradación del suelo, etc.); es decir:

Valor de la erosión en otro sistema de medida (cuantitativo o cualitativo) = G_S x constante de conversión

Al elegir un método de representación, el caso más sencillo sería una escala con (m) intervalos, constante, lineal, progresiva y directa. Los grados de susceptibilidad (G_S) expresados nominalmente, podrían ser: «muy alto», mínima resistencia al arrastre; «alto», presenta resistencia al arrastre o la incisión; «medio», presenta gran resistencia al arrastre; «bajo», presenta gran resistencia al arrastre y la incisión; y «nulo», no hay arrastre ni incisión. Estos grados también pueden expresarse de forma porcentual o cardinal.

3ª) *Clasificación de los elementos (e_{ij}) pertenecientes a cada factor (F_i) según su grado de susceptibilidad a la erosión (G_{Si})*

Es la fase «clave» de todo el procedimiento, pues en ella se valora cómo interviene cada factor (F_i) en el proceso según las «cualidades intrínsecas» presentes en los elementos de su población (e_i).

Establecer esas cualidades e implicaciones resulta una tarea compleja y, en casos, sólo podrá llegarse a una aproximación. Este problema no hace menos fiables los resultados, siempre que se equiparen el «nivel de definición» en cada factor (ajuste inicial) y el «nivel de control» para el proceso (ajuste final).

El procedimiento concreto consiste en agrupar elementos (e_{ij}) de cada factor (F_i) según la escala (m); para ello deberán considerarse cuál o cuáles son las «propiedades» genéricas en cada uno de esos factores que condicionan la erosión (agregación-coherencia y permeabilidad en los materiales, densidad de la cobertera vegetal, valor y desarrollo que adopta la pendiente, cantidad y distribución en las precipitaciones), y en qué medida corresponden a los elementos de su población.

El objetivo es clasificar una población de elementos (e) según su contribución a la erosión, y asignarlos grados de susceptibilidad (G_S) con la escala (m) definida en la etapa anterior; siendo (G_{Si}) la susceptibilidad que resulta al ponderar las «cualidades» de cada elemento (e_{ij}) que compone la población {e_i} de un factor cualquiera (F_i).

Cuadro 16.1. Ejemplo indicativo sobre la posible agrupación de elementos según sus «cualidades» y para cada factor.

GRADOS DE SUSCEPTIBILIDAD / FACTOR DE CONTROL	MUY ALTO	ALTO	MEDIO	BAJO	NULO
MATERIALES: según su nivel de consistencia y friabilidad; compacidad y permeabilidad; y agregación, textura y estructura	Material no consistente, friable, e impermeable (ej., arcillas o limos); o poco consistente y friable, que es propenso a la incisión (ej., lutitas). También rocas muy solubles (ej., yesos y haluros)	Material ligeramente consistente, friable, y permeabilidad media (ej., arcosas y la mayoría de las alteritas de rocas cristalinas); o no consistente, muy friable y permeable (ej., arenas, gravas, etc.)	Material consistente, poco friable, impermeable o permeable por fisuración (no poroso). Ejemplo: margas, calizas margosas o arenosas. También rocas muy consistentes, ligeramente friables y permeables. Ejemplo: areniscas	Material muy consistente, no friable e impermeable (ej., granitos, gneises, pizarras y cuarcitas), o permeable y muy permeable por fisuración (ej., calizas cristalinas, calizas compactas, etc.)	Prácticamente no hay condiciones litológicas para este grado
VEGETACIÓN: por el tipo de formación, su estructura y densidad	Terreno sin cobertera vegetal o muy discontinua y estacional. Ejemplo: cultivos de secano y barbechos, eriales, estepas muy poco densas	Terreno de cobertera herbácea estacional o arbustiva discontinua. Ejemplo: estepa o matorral poco denso	Terreno de cobertera herbácea continua no estacional (ej., pradera), arbustiva muy densa (ej., matorral de sustitución), bosque poco denso por clareado (ej., adehesado), o bosque con sotobosque muy escaso, estacional o ausente (ej., explotaciones selvícolas)	Bosque denso con sotobosque bien definido. Ejemplo: cualquier bosque natural que no haya sufrido procesos recientes de degradación, sea por causas naturales o antrópicas	Prácticamente no hay condiciones vegetales para este grado
CLIMA: por la cantidad de precipitación y su régimen	Zonas de precipitación alta a muy alta (> 2000 mm/año) y siempre concentrada en aguaceros esporádicos tipo tormenta. Ejemplo: clima cálido húmedo o similar, tipo tropical	Zonas de precipitación media a baja (entre 250 y 500 mm/año) y preferentemente concentrada en aguaceros esporádicos tipo tormenta. Ejemplo: clima mediterráneo semiárido y de sabana seca. También de precipitación baja (< 250 mm/año), siempre concentrada en aguaceros esporádicos. Ejemplo: clima cálido semiárido	Zonas de precipitación alta (de 1000 a 2000 mm/año) y mayoritariamente dispersa en borrascas estables. Ejemplo: clima húmedo-templado o atlántico suavizado. También de precipitación media (entre 500 y 1000 mm/año), parte dispersa en borrascas estables y parte concentrada en aguaceros. Ejemplo: clima mediterráneo subhúmedo y sabana de transición	Precipitación muy baja (< 50 mm/año) debida a aguaceros casuales (ej., clima hiperseco). También zonas de precipitación alta (entre 1000 y 2000 mm/año), siempre dispersa en borrascas estables. Ejemplo: clima atlántico puro	Prácticamente no hay condiciones climáticas para este grado
PENDIENTES: por la inclinación y el desarrollo (longitud)	Superiores a 25°	Entre 25° y 10°	Entre 10° y 5°	Inferiores a 5°	Prácticamente no hay inclinaciones que cumplan esta condición

Nota. La localización de muchas rocas carbonáticas (aquí referidas genéricamente como calizas, pero pueden ser también dolomías) siempre presenta problemas, pues son muy resistentes al arranque y variables a la incisión, al aparecer diferentes grados de solubilidad.

En el cuadro 16.1 aparece un ejemplo, meramente indicativo, con los factores y sus «cualidades intrínsecas» agrupadas y ponderadas. Hay que anotar la no inclusión de la variable «desarrollo» en la vertiente, que deberá incorporarse para cada trabajo concreto.

4ª) *Grados de susceptibilidad para cada factor: unidades sectoriales (U_S)*

Consiste en realizar un mapa para cada factor que represente las áreas con igual grado de potencial erosivo: son las unidades sectoriales (U_S). Es importante recordar que la leyenda en todos estos mapas es la misma: los diferentes grados de susceptibilidad determinados en la etapa 2ª y representados por la escala (m).

Para elaborar la cartografía se utilizan mapas básicos y temáticos según cada factor, representando sus elementos $\{e_i\}$; asignando a cada uno de ellos (e_{ij}) su grado de susceptibilidad (etapa 3ª), y agrupando todos aquéllos que tengan igual G_{Si} se obtienen (figura 16.2):

- Mapa sectorial por materiales (U_{sm}). En este caso se utilizan los mapas geológicos, litológicos, geomorfológicos, de formaciones superficiales y suelos, etc.
- Mapa sectorial por vegetación (U_{sv}). Obtenido en base a mapas de vegetación potencial y real, forestales, de usos del suelo, etc.
- Mapa sectorial por pendientes (U_{sp}). De ejecución directa a partir del mapa topográfico o modelos digitales del terreno.
- Mapa sectorial por clima (U_{sc}). De ejecución directa, utilizando baremos de precipitación y su régimen.

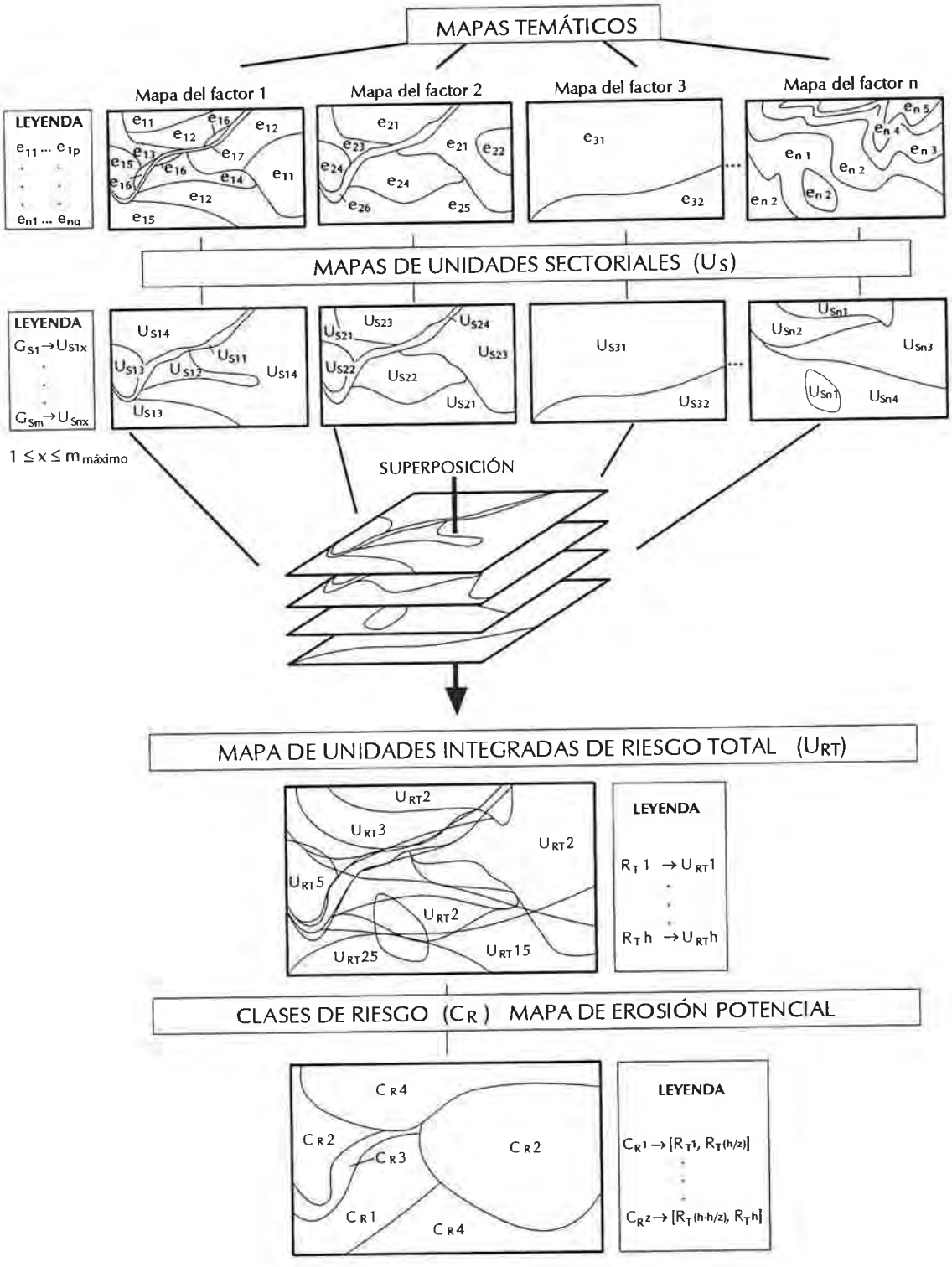


Figura 16.2. Esquema gráfico de la metodología general para la evaluación cualitativa del riesgo de erosión potencial.
Leyenda:
n, número de factores; e, elementos en esos factores; p...q, número de elementos en su factor correspondiente; U_S unidades sectoriales; G_S grados de susceptibilidad; m, grados en la escala de susceptibilidad; x, un elemento cualquiera de U_S (U_{S1} en el factor 1,..., U_{Sn} en el factor n); U_{RT}, unidades integradas de riesgo total; R_T, riesgo total (suma de susceptibilidades parciales ponderadas); h, número de elementos en R_T; C_R clases de riesgo; z, número de grados que contiene la escala de clases de riesgo; $[R_T1, R_T(h/z))$ y $(R_T(h\text{-}h/z), R_Th]$, primer y último intervalo en la escala para las clases de riesgo.

5ª) *Riesgo parcial (R_P) y riesgo total (R_T)*

En los métodos cualitativos hay que «ponderar» la contribución de cada factor (F_i) al proceso global, es decir, calcular los riesgos parciales (R_P).

El **riesgo parcial** debido a un factor (F_i), es el producto entre cada grado de susceptibilidad (G_{Si}) y una constante (K_i) que depende de la influencia que dicho factor tenga en el resultado final del proceso:

$$R_{Pi} = K_i\, G_{Si}$$

Siendo: R_{Pi} el riesgo parcial propio del factor F_i.

El **riesgo total** (R_T), debido a la acción conjunta de todos los factores implicados, es función de los riesgos parciales:

$$R_T = f\,(R_{Pi});\ \forall\ F_i \text{ y } G_{Si}$$

Siendo F_i y G_{Si} un factor y un grado de susceptibilidad cualquiera.

Si todos los factores son homogéneos, la acción conjunta puede expresarse mediante una relación lineal (etapa 2ª b), y la función es una simple agrupación (suma) de riesgos parciales:

$$\text{Riesgo total } (R_T) = \Sigma \text{ Riesgos parciales } (R_P)$$

$$R_T = R_{P1} + R_{P2} + R_{P3} + \ldots + R_{Pn}$$

$$R_T = K_1\, G_{Si1} + K_2\, G_{Si2} + K_3\, G_{Si3} + \ldots + K_n\, G_{Sin};\ \forall\ G_{Si}$$

Siendo: $K_1, K_2, \ldots, K_n$ constantes de proporcionalidad o influencia.

El caso más sencillo es con factores que tienen la misma influencia:

$$K_1 = K_2 = K_3 = \ldots = K_n$$

y dicha influencia total se representa por la unidad:

$$K_1 + K_2 + K_3 + \ldots + K_n = 1$$

En este supuesto, la constante de proporcionalidad para todos los factores será 1/n, siendo el riesgo total:

$$R_T = 1/n\,(G_{Si1} + G_{Si2} + G_{Si3} + \ldots + G_{Sin});\ \forall\ G_{Si}$$

6ª) *Unidades integradas de riesgo total (U_{RT})*

Para delimitar las diferentes áreas de riesgo total debe procederse a la agrupación de las unidades sectoriales (U_S), obteniendo así las integradas (U_{RT}). En el caso de factores homogéneos, la técnica o procedimiento es la **superposición cartográfica** (ver figura 16.2), que puede ser manual, o mediante cálculo automático (hoja de cálculo, cartografía digital, SIG). El número máximo posible de unidades integradas (riesgo total), vendrá dado por RV_m^n (variaciones con repetición) siendo (m) los grados en la escala, y (n) el número de factores.

7ª) *Escala para el riesgo total*

Esta etapa precisa una nueva escala para ordenar los valores de riesgo total (R_T); sus grados pueden establecerse mediante todo valor posible de (R_T), o sólo con aquéllos obtenidos en la zona o región estudiada. En el primer caso, la escala será homologable (regional y funcionalmente); en el segundo, es parcial (incompleta) y no extrapolable a otras áreas, metodologías o fenómenos.

Para que sea correcta, esta escala debe tener los siguientes atributos:

a) Cada grado representa un valor de riesgo total (R_T).
b) A todas las unidades (U_{RT}) con el mismo valor de riesgo total, les corresponde el mismo grado en la escala.
c) A unidades (U_{RT}) de distinto riesgo total les corresponde distinto grado en la escala.
d) Todas y cada una de las unidades (U_{RT}) tienen su grado y sólo uno.

8ª) *Clases de riesgo (C_R) y mapa de erosión potencial*

En base a la escala de riesgos totales puede procederse a un reagrupamiento, obteniendo así intervalos mayores o «clases finales de riesgo potencial» (C_R) que, en general, se asimilan a la escala inicial de susceptibilidad y sus grados (etapa 2ª).

Cada unidad integrada o riesgo total (U_{RTi}) del mapa obtenido mediante superposición (etapa 6ª) y según el valor de R_T que la corresponde, quedará incluida en una clase de riesgo (C_{Ri}) determinada.

El mapa final de erosión potencial resulta de agrupar las unidades integradas (U_{RT}) en clases (C_R); éstas constituyen la leyenda del mismo (figura 16.3).

Para hacer equivaler las clases de riesgo con determinadas medidas cuantitativas (pérdida de suelo), fenómenos (acarcavamiento, retroceso de escarpes, aterramientos, etc.) o estados erosivos, debe procederse a una «homologación» ponderando las relaciones «clases-pérdida de suelo» o «clases-proceso», respectivamente.

16.3. CAMPO DE APLICACIÓN DE LA GEOMORFOLOGÍA

De forma autónoma o junto a otras Ciencias de la Tierra, la Geomorfología ha participado y participa en numerosos aspectos de la actividad humana. Inicialmente, las aplicaciones prioritarias fueron la Geología Económica (recursos minerales e hídricos, rocas industriales, etc.) e Ingeniería Civil.

La creciente preocupación por problemas asociados al uso del territorio, normalmente denominados «ambientales» o «ecológicos», ha desplazado el interés de muchos geomorfólogos. En realidad son trabajos que ya venían realizándose, si bien ahora aparecen matizados con enfoques eminentemente previsores y correctores de los efectos sobre el Medio Natural.

Dicho enfoque, englobado en una **Geomorfología Ambiental**, centra su actuación en dos grandes campos: uno es el debido a las posibles interferencias entre procesos geomorfológicos y actividad social, otro son aquellos problemas derivados de la transformación del territorio; éste último, incluye tanto el nivel «preventivo» (trabajos de «planificación ecológica» y «evaluación de impactos ambientales») como el «correctivo» (medidas para la restauración y rehabilitación de espacios degradados).

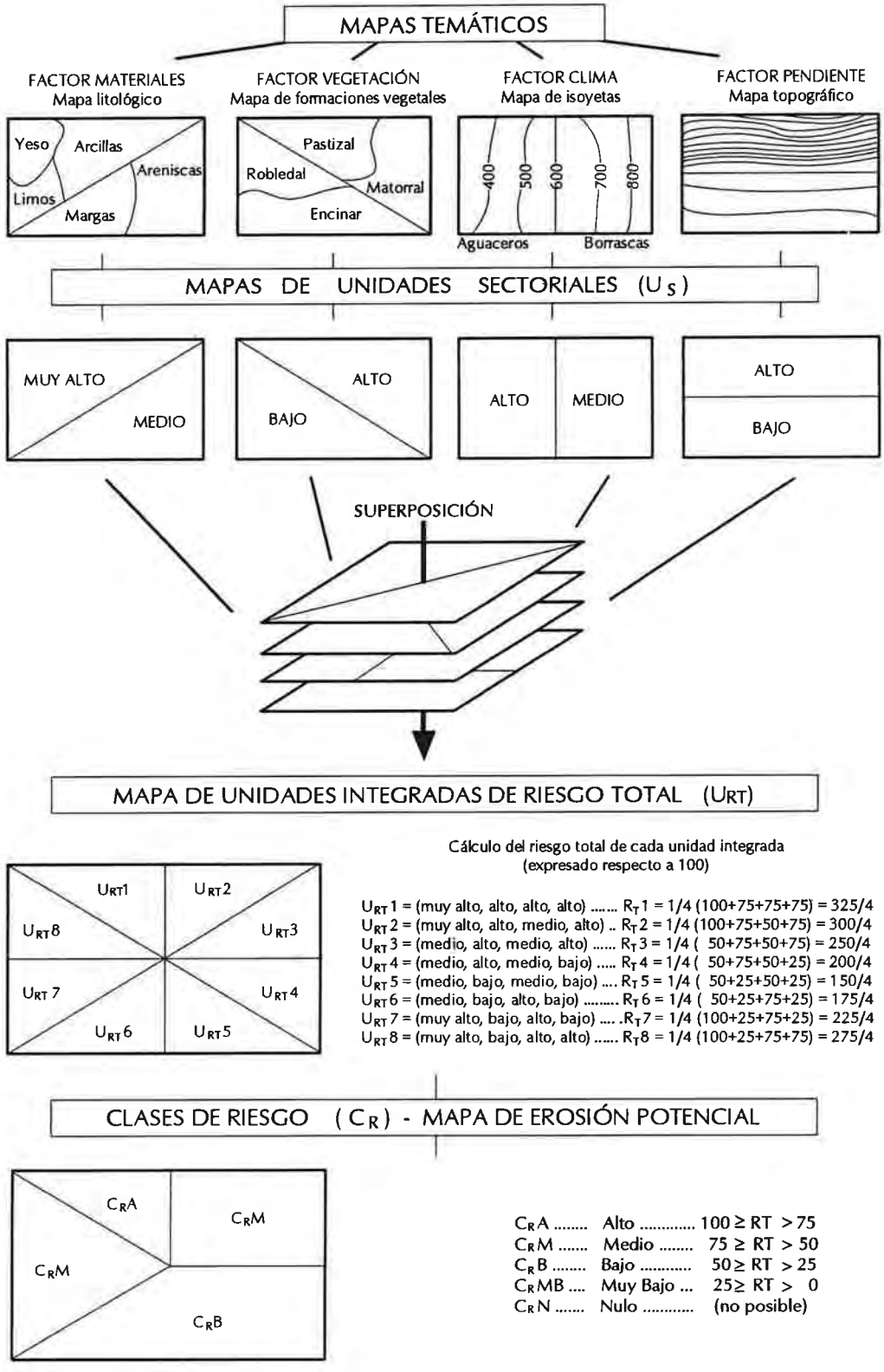


Figura 16.3. Ejemplo simplificado del procedimiento para evaluar cualitativamente potencialidades a la erosión pluvial y de arroyada.

De todos esos temas, recientemente han adquirido mayor importancia los relativos a procesos generadores de «riesgos naturales», y aquéllos asociados a metodologías para análisis territoriales y establecimiento de «unidades geoambientales».

16.3.1. Geología Económica e Ingeniería

Entre las aplicaciones geomorfológicas a la investigación de recursos naturales, ha experimentado gran desarrollo en los últimos años la hidrología cárstica, incluyendo la glaciohidrología y el criocarst por aguas yuxtaglaciares; para ello se tienen en cuenta parámetros como: permeabilidades secundarias, cartografías en macizos cársticos, redes de flujo o relaciones endo y exocarst. Los mismos objetivos, aunque en ámbito muy diferente, corresponden a las investigaciones de acuíferos en formaciones superficiales, es decir, depósitos asociados a procesos exógenos actuales y recientes: alteritas, suelos, coluviones, aluviones, *tills*, depósitos litorales, formaciones alteríticas residuales, etc.

También son numerosos los trabajos sobre el potencial de las formaciones superficiales como recurso mineral, edáfico, y rocas industriales. Suelos residuales (depósitos arcillosos, bauxíticos, lateríticos, *terra rossa*, arenizaciones, entre otros), monteras de meteorización (sobre todo oxidaciones) y placeres, fueron objeto de interés tradicional en minería; al tratarse de materiales no consolidados con evidente utilidad para la construcción, estos depósitos son fuente de materia prima como roca industrial.

En Ingeniería muchos aspectos geotécnicos y dinámicos necesitan el concurso geomorfológico. La cartografía de formaciones superficiales se hace imprescindible para reconocimientos de «sustratos portantes»; especialmente en trabajos localizados sobre suelos y ambientes que imponen condicionamientos geotécnicos específicos por sus propiedades y funcionalidad (*permafrost* y ambientes periglaciares con ciclos de heladas, zonas cársticas, regolitos profundos). Estas consideraciones son extensibles a problemas urbanísticos, o la ubicación, consolidación y conservación de edificaciones; es el caso en la restauración o preservación de edificios monumentales y obras que sufren alteración meteórica acelerada.

Directa o indirectamente, embalses, canalizaciones, saneamientos, puertos y redes viarias, consideran parámetros morfodinámicos o morfológicos, tanto a nivel de proyecto como en riesgos inducidos por la propia actuación. La mayoría de estos temas, junto a otros de Geología Aplicada, aparecen agrupados en una **Ingeniería Geológica** dentro de la cual la Geomorfología tiene un papel relevante.

16.3.2. Riesgos naturales

El método histórico-natural permite abordar hipótesis sobre nuevas configuraciones del paisaje y modelos predictivos según variables espacio-temporales. Para estos fines tienen especial importancia los estudios de procesos actuales y formas del relieve, en términos de estabilidad, ritmicidad, equilibrio, etc.

Así, el análisis frecuencial o empírico ampliamente utilizado en Hidrología, aplicado a procesos geomorfológicos susceptibles de generar riesgos, presenta limitaciones debidas al escaso conocimiento sobre la secuencialidad evolutiva global del fenómeno. En el futuro quizás deban resolverse estos problemas predictivos, mediante el desarrollo y aplicación de teorías como: «efectos acumulativos», «umbral geomórfico», «gradualismo», «catastrofismo», y «respuesta compleja», entre otros.

Para enfocar adecuadamente el análisis y evaluación de riesgos naturales desde cualquier ciencia o técnica, y concretamente en Geomorfología, deben considerarse los puntos siguientes:

1) Funcionamiento del proceso natural activo; establece qué leyes físicas lo gobiernan y cuáles son sus variables características. Es una labor de «predicción» en términos de frecuencia, magnitud y localización.

2) Área de influencia, o cartografía del territorio potencialmente afectado por el proceso; corresponde, por tanto, a la «zonificación» de su alcance.

3) Implicación social del fenómeno, es decir, su posible «interferencia» con las actividades humanas.

La integración de los tres parámetros citados, permite definir «escalas de riesgos» (entre máximo y nulo) y concretar unas medidas preventivas o correctoras (ver Ayala *et al.*, 1988; Aguiló *et al.*, 1993).

Las «medidas preventivas» regulan los usos del suelo evitando su interferencia con el proceso; en realidad deberían estar incluidas en trabajos de «planificación territorial» contribuyendo a la selección de alternativas, sin embargo, lo más frecuente es que constituyan proyectos sectoriales independientes. Las «medidas correctoras» tratan de controlar, reconducir o desviar el proceso, minimizando sus efectos.

Desde la perspectiva de las Ciencias de la Tierra, pueden abordarse estas cuestiones en términos de: predicción temporal y espacial, magnitud del proceso y área territorial afectada.

Analizar riesgos naturales derivados de procesos exógenos, precisa establecer parámetros morfodinámicos (ocurrencia, tipología, magnitud y área de influencia) y morfoevolutivos (recurrencia, secuencialidad, ritmicidad o, en general, períodos de retorno). De acuerdo con ellos y su repercusión social, las situaciones más comunes son: inundaciones fluviales, erosión del suelo (hídrica y eólica), aludes y avalanchas de nieve o hielo, deslizamientos u otros fenómenos gravitacionales, subsidencias y colapsos, expansividad de arcillas, procesos litorales, etc.; todos ellos ya fueron tratados en las «indicaciones prácticas» correspondientes a cada proceso.

Junto a los anteriores, deben considerarse otros **riesgos inducidos** antrópicamente al alterar, directa o indirectamente, la dinámica natural.

Ejemplos de riesgos inducidos con acciones «indirectas», son: meteorización «activada» por sustancias polucionantes; erosión-sedimentación acelerada debido a

deforestación, incendios o agricultura intensiva; y posibles cambios climáticos. Ejemplos de riesgos inducidos con acciones «directas», son: fenómenos gravitacionales en cortas o taludes artificiales para obras públicas, urbanización o minería; cambios en la dinámica litoral por obras portuarias; o subsidencias y colapsos al extraer aguas subterráneas.

Durante las últimas décadas, además de riesgos localizados espacial y temporalmente (**riesgos limitados**), ha comenzado a detectarse la importancia de otros a largo plazo y con carácter generalizado en el sistema terrestre (**riesgos globales**); en principio, éstos últimos se consideran inducidos por acciones antrópicas. Así ocurre con la desertificación, cambio climático, retroceso glaciar y ascenso en el nivel del mar.

Aun cuando la asociación entre todos esos fenómenos no esté bien definida, la presión antrópica sobre suelos altamente vulnerables (franjas de sabana espinosa, zonas semiáridas, deforestaciones masivas en pendientes acusadas), ha generado degradaciones manifiestas, es decir, una «desertificación» más o menos incisiva.

Debe precisarse que **desertificación** y **desertización** son términos discutidos en castellano: para el lenguaje académico, el primero es incorrecto (un anglicismo, o trasliteración del término inglés); algunos, sin embargo, los utilizan como sinónimos; y otros relacionan el primero con un proceso natural (a veces inducido) de degradación del suelo y el segundo al proceso social consecuente, asociado, o desencadenante del anterior, es decir, despoblamiento en áreas degradadas.

Para evaluar riesgos globales, sin duda complejos, deben tenerse en cuenta modelos cualitativos y «validar» sus conclusiones a partir de medidas experimentales. Dicha metodología (ver apartado 16.2.1) representa una alternativa, frente a las centradas en medidas directas para concluir tasas absolutas de arrastre o erosión en los suelos, cambios de temperatura, etc.; también frente a los cálculos paramétricos utilizando fórmulas empíricas según los factores implicados, y deducidas para situaciones muy concretas. En estos problemas no basta conocer «la magnitud o cuantificación», es preciso abordar también su significado en el contexto dinámico regional o global. Ello obliga a investigar la «situación de partida», que sólo es posible aproximar con «modelos teóricos sobre potencialidad», es decir: supuesto el territorio evolucionando en condiciones discriminadas (con y sin interferencia antrópica), a largo plazo (secuencias evolutivas bien definidas) y teniendo en cuenta todos y cada uno de los factores implicados (análisis multivariable). Así podrán concluirse situaciones de desequilibrio o equilibrio; por ejemplo: erosión natural geológica o cambios climáticos secuenciales, frente a esos mismos fenómenos inducidos antrópicamente.

En paleohidrología, glaciarismo, periglaciarismo, entre otros, también preocupa el posible reforzamiento del **efecto invernadero**, inducido antrópicamente por emisiones de CO_2 que aumentan la concentración atmosférica de este gas. Actualmente, las hipótesis formulan **cambios climáticos** que supondrían notables modificaciones en la circulación atmosférica, distribución de lluvias, nubosidad, etc.; las estimaciones consideran para finales del siglo XXI posibles aumentos de temperatura de 1,3 a 2,3 °C y fusión de hielos glaciares, que haría subir el nivel del mar entre 0,5 y 1 m (GIECC, 1990, ref. 1992; MOPTMA, 1994; ver apartados 8.9 y 11.3).

16.3.3. Planificación territorial, evaluación y corrección de impactos ambientales

La «planificación del Medio Físico» tiene como fin organizar y estructurar el territorio en base al establecimiento de alternativas de uso; por ello, en última instancia necesita reflejar sus criterios mediante porciones espaciales con expresión cartográfica. Éstas deben presentar un comportamiento homogéneo y ser integrales, lo cual puede obtenerse mediante las unidades fisiográficas dadas sus relaciones con los restantes componentes del Medio Natural.

Por tanto, otra contribución de la Geomorfología al amplio conjunto de estudios «ecológicos», consiste en aportar criterios básicos para delimitar porciones territoriales homogéneas o **unidades geoambientales**.

Esa visión observa el relieve como síntesis de sus características territoriales, con lo cual las unidades obtenidas responden a una homogeneidad fisonómica y fisiográfica: son «paisajes» o «fenosistemas» (ver apartado 4.1). La interdependencia entre componentes del Entorno Natural, permite transformar dichas porciones del relieve en otras integrales con categoría de «unidades ambientales» o «geosistemas»; basta para ello considerar los restantes elementos que están presentes en su dominio (clima, hidrología, suelos, flora, fauna y usos primarios del suelo). Estos métodos se ajustan bien a territorios que aún conservan un grado de «naturalidad» significativo; en aquéllos otros donde la acción antrópica ha modificado su naturaleza y configuración más externa, deberá procederse a ajustes complementarios.

Los procedimientos para obtener las unidades, siguen la clasificación y jerarquización del territorio vista en los apartados 4.1 y 4.2. En muchos casos usan un método fisiográfico elaborando unidades de síntesis que, mediante los ajustes oportunos, se transforman para trabajos aplicados. Así ocurre con los «*Land Systems*» desarrollados en Australia por la *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization* (CSIRO; ver Christian, 1958; y Christian y Stewart, 1968), o la clasificación geomorfológica holandesa del *International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences* (ITC; ver Van Zuidam y Van Zuidam, 1978); ambos métodos han tenido notoria repercusión entre los especialistas en Ciencias de la Tierra.

La introducción de técnicas cartográficas digitales o automáticas y, más tarde, «sistemas de información geográfica» (SIG), hizo que los métodos fisiográficos basados en la síntesis previa de componentes, dieran paso a otros «paramétricos»; en este campo de la planificación integral usando técnicas de superposición cartográfica y ponderación de factores, fue determinante la obra *Design with Nature* del arquitecto paisajista escocés McHarg (1969).

Las clasificaciones territoriales en España, *comparadas con el desarrollo del mismo tipo de trabajos en otros países, deben considerarse pioneras (1). Sin embargo, como bien pone de manifiesto el estudio metodológico que realizara McHarg (1969), fueron ecólogos, arquitectos e ingenieros quienes más reivindicaron el papel de la Geomorfología mediante sus propuestas de planificación territorial (2).*

Los especialistas en Ciencias de la Tierra y Geografía Física, inicialmente realizaron clasificaciones más conceptuales que aplicadas, si bien poco a poco han ido asumiendo criterios de utilidad (3).

(1) - J. Dantín Cereceda, *Resumen fisiográfico de la Península Ibérica*, Trab. Mus. Cienc. Nat., Serie Geol., 4, 1912.
- E. Hernández-Pacheco, *Síntesis fisiográfica y geológica de España*, Trab. Mus. Cienc. Nat., Serie Geol., 38, 1934.

(2) - D. Gómez Orea (dir.), *Plan Especial de Protección del Medio Físico de la Provincia de Madrid*, COPLACO, Madrid, 1975.
- D. Gómez Orea, *El Medio Físico y la Planificación*, I y II, Cuadernos del CIFCA, 10 y 11, Madrid, 1978.
- A. Ramos Fernández (dir.), *Planificación Física y Ecología. Modelos y métodos*, EMESA, Madrid, 1979.
- M. Aguiló *et al.*, *Guía para la elaboración de estudios del medio físico*, MOPT, Madrid, 1993 (1ª edición 1981).

(3) - E. Martínez de Pisón (dir.), *Los paisajes naturales de Segovia, Ávila, Toledo y Cáceres*, Inst. Est. Admon. Local, Madrid, 1977.
- J. Pedraza y M.G. Garzón, «Bases geológicas y geomorfológicas para la sistematización de los estudios del Medio Físico», *Boletín Informativo de Medio Ambiente*, 8, MOPU, Madrid, 1978.
- M.G. Garzón, «La cartografía en Geología Ambiental», en J. Pedraza (coord.), *Geología y Medio Ambiente*, CEOTMA, Madrid, 1981.
- J. Pedraza *et al.*, *Mapa fisiográfico de Madrid*, Consejería de Agricultura y Ganadería, CAM, Madrid, 1985.
- J.R. Díaz de Terán, *Estudio geológico-ambiental de la franja costera Unquera-Castro Urdiales (Cantabria) y establecimiento de bases para su ordenación territorial*, Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 1985.
- B. Leranoz, *Geomorfología y Geología Ambiental de la Ribera de Navarra*, Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 1993.

El «nivel preventivo» o de planificación debe completarse con la «evaluación de impactos ambientales» (EIA), en realidad una parte del proceso planificador global aun cuando estos estudios hayan adquirido cierta relevancia a nivel sectorial. Metodológicamente son una confrontación entre usos (actividad generadora de impactos) y recursos del territorio (cualidades del Medio Natural), y tienen su referente paradigmático en el trabajo que realizó un equipo del Servicio Geológico de los EEUU, dirigido por el geomorfólogo-hidrólogo L.B. Leopold (Leopold *et al.*, 1971). En todos estos problemas, la Geomorfología puede aportar modelos para conocer cómo va a reaccionar el territorio ante un uso determinado.

La «restauración ambiental» frecuentemente necesita «diseñar» nuevas morfologías acordes con el paisaje circundante y su dinámica, facilitando así el restablecimiento de muchos procesos naturales, sobre todo la colonización vegetal y estabilización del suelo. En este contexto, las formaciones superficiales constituyen el sustrato primario para los suelos, y nexo de unión entre procesos morfogenéticos y edafogénesis.

Por ello, los estudios geomorfológicos también pueden ser útiles al prevenir y minimizar efectos derivados del uso del territorio, o afrontar la rehabilitación de espacios degradados por dichas actividades; resultan especialmente relevantes sus aportaciones a la restauración del paisaje y conservación de suelos, en estrecha relación con las ciencias y técnicas agronómicas y forestales.

Finalmente, dada la dimensión social que están adquiriendo los temas hidrológicos, caben destacar las amplias posibilidades de aplicación que tiene la Geomorfología Fluvial; pueden citarse al respecto: recursos hídricos, regulaciones fluviales y proyectos de Ingeniería Fluvial, o restauraciones hidrológico-forestales. Las transferencias de materia y energía que tienen lugar en su dominio y el control que ejerce sobre los procesos morfogenéticos, ecológicos e incluso sociales (agrícolas, selvícolas, energéticos), otorgan a la «cuenca-vertiente hidrográfica» múltiples ventajas como unidad básica en la planificación del sistema tierra-agua.

La combinación a diferentes escalas de unidades fisiográficas y cuencas hidrográficas, da mayor versatilidad a la planificación y gestión territorial (ver por ejemplo, Castillo, 1986).

TENDENCIAS EVOLUTIVAS DEL CLIMA A ESCALA GLOBAL: HIPÓTESIS DEL RIESGO INDUCIDO

Cambios y tendencias en el clima. *El clima expresa la situación «promedio» en la atmósfera de un lugar y durante un período determinado; al ser un fenómeno «intrínsecamente variable», denominar* ***cambio climático global*** *a determinadas hipótesis de trabajo y previsión, resulta poco clarificador. En realidad, más que el cambio se investiga una posible «mutación» o «variación de tendencia en la secuencia evolutiva»; en términos poco académicos pero ilustrativos, podría decirse: «una variación en las variaciones climáticas».*

De acuerdo con numerosas evidencias, la hipótesis de partida considera que dicha «mutación» está «condicionada» por acciones antrópicas y, de llegar a formalizarse, ocasionará graves daños sociales. Por tanto, entra en el contexto de los riesgos naturales y en este caso un ***riesgo climático inducido***.

Efecto invernadero y riesgo climático. *El papel del CO_2 y otros gases presentes en la atmósfera dejando pasar radiaciones solares incidentes y reteniendo aquéllas reflejadas (o emitidas) por la Tierra, lo que contribuye a mantener su temperatura, era conocido desde antiguo (Fourier y Pouillet, siglo XVIII-XIX; Tyndal, finales del siglo XIX); dada su funcionalidad, fue denominado «efecto invernadero».*

En trabajos publicados entre 1859 y 1927, el premio Nobel sueco Svante A. Arrhénius realiza un planteamiento renovado e introduce el «factor antrópico», es decir, la influencia que podían tener en el posible reforzamiento del «efecto invernadero» las emisiones de CO_2 debidas a la actividad industrial.

A partir del Año Geofísico Internacional de 1957-1958 comienza un análisis sistemático de todos estos fenómenos, con mediciones sobre la concentración de CO_2 en las estaciones de Mauna Loa y Polo Sur. Durante los años siguientes llegan hasta 26 las estaciones fijas de control y se realizan múltiples medidas dispersas, todo ello en el contexto del GMCC (Geophysics Monitoring for Climate Changing).

Se «conoce bien» el efecto invernadero, incluidas fuentes y sumideros de los gases que lo generan. Se «trabaja» con hipótesis de máximos y mínimos al simular sus variaciones y posibles consecuencias sobre el tiempo atmosférico a escala global. Se «intenta» calcular qué capacidad asimiladora tienen los océanos, y también «discriminar» entre posibles variaciones naturales frente a emisiones antrópicas. Finalmente, se «tratan de mejorar» los sistemas para el control y, en definitiva, asegurar una población de datos mínimamente fiable. Está claro por tanto que, sin negar su parte de razón a quienes han formulado críticas hacia algunas hipótesis a su entender arriesgadas, el trabajo realizado enfoca adecuadamente estos temas desde la perspectiva de los «riesgos naturales».

El concepto de riesgo hace referencia a acontecimientos factibles con una cierta «probabilidad», no a la «certeza». Por tanto, obliga recomendar medidas preventivas para atenuar posibles efectos (daños o catástrofes sociales) derivados del fenómeno natural y/o inducido, de ocurrir tal como señalan las previsiones.

Todos los datos apuntan a que las continuas emisiones de gases a la atmósfera están distorsionando su normal funcionamiento, e «inducen» un calentamiento global en el Planeta. Dadas estas circunstancias, si hay voluntad de minimizar o eliminar ese riesgo, la alternativa es reducir dichas emisiones y reforestar lo más posible; y todo cuanto antes. Estas conclusiones no deberían mezclarse con formulaciones especulativas, y siempre hipotéticas, sobre modelos climáticos que tratan de predecir situaciones futuras.

Modelos evolutivos del clima. *Tanto los investigadores del clima como quienes sufren de continuo sus «caprichos» (agricultores y marineros, sobre todo), tienen sobradas pruebas y experiencias de su carácter cambiante. El problema por tanto no está en determinar si habrá «cambio climático», sino «cómo cambiará» y qué papel juega en este proceso el «factor antrópico»; estas circunstancias, hacen necesario llegar a conocer con cierta exactitud secuencias pasadas que ayuden a predecir evoluciones futuras.*

Para abordar esa cuestión habrá de estudiarse mejor cuál fue la tendencia del clima durante los tiempos geológicos e históricos, pues sólo así pueden plantearse metodologías capaces de discernir entre una «evolución gradual» y otra «catastrófica»; es decir: entre «cambios recurrentes» (que algunos denominan «crisis climáticas secuenciales»), cualquiera que sea su ciclicidad, y «saltos bruscos» (que suelen aludirse como «mutaciones»).

La investigación del clima futuro representa un importante desafío, y sólo podrá llegarse a conclusiones adecuadas perfeccionando mucho más la población de datos obtenidos tanto con «medidas directas» (parámetros o elementos y factores del clima) como «medidas indirectas» (información cualitativa y cuantitativa del clima pasado utilizando documentos de la Historia Natural y Social).

De momento esta tarea no parece tenga muchos cultivadores, y el «divorcio» entre estudiosos del clima presente y pasado es notable; quizás contribuya a ello la tradición: si la Paleoclimatología nació con el objetivo prioritario de buscar acontecimientos extremos en una secuencia evolutiva, la Climatología-Meteorología persiguió desde el principio registros continuos y, en consecuencia, promedios.

Como quedó expuesto a propósito de las variaciones glaciares, estos enfoques dispares de paleoclimatólogos y meteorólogos se mostraron claramente al interpretar la sequía sufrida en el Sahel durante los años 1968-1973.

Considerando la «hipótesis glaciar» descrita en el apartado 8.8 y ésta del «riesgo inducido», pueden plantearse dos cuestiones básicas: ¿qué magnitud tendrá la modificación climática derivada de un reforzamiento del efecto invernadero?, ¿en qué medida la tendencia al calentamiento global de la Tierra es un fenómeno natural y en qué medida está inducido por la actividad antrópica?

Según los datos para las oscilaciones termométricas con que plantean este «reforzamiento» (aumento de 1,3 a 2,3 °C, a finales del siglo XXI; GIECC, 1990, ref. 1992; MOPTMA, 1994) y teniendo en cuenta que las «hipótesis glaciares» establecen entre 2 y 3 °C como rango de variación para las «pulsaciones» (ver apartados 8.6 y 8.8), en la incertidumbre, hay clara equiparación entre ambos fenómenos. Así, dadas las actuales «oscilaciones de retroceso glaciar», en el supuesto de máximo riesgo podría consolidar una «pulsación», incluso alcanzarse una «subetapa de retroceso» equiparable a la ocurrida en el Óptimo Climático Postglaciar (OPH).

Ciertamente, el clima podría evolucionar así siempre que: a) permanezcan las emisiones antrópicas de CO_2 en su «situación habitual» (hipótesis A de los expertos, ver GIECC, op. cit.); y b) se mantenga la tendencia natural hacia una «pulsación cálida».

En conclusión: el problema prioritario actual consiste en determinar si «variaciones inducidas» y «variaciones naturales» son del mismo signo o de signo contrario; de ello depende o dependerá que haya un «reforzamiento» o una «atenuación» de sus efectos superpuestos.

Ver al respecto:

- M.I. Budyco, *The Earth's Climate: Past and Future*, Academic Press, N. York, 1982.
- G.J. Macdonald (ed.), *The Long-Term Impacts of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide Levels*, Ballinger, Cambridge, 1982.
- P. Rognon, «Las crisis climáticas», *Mundo Científico*, 11, 1982.
- GIECC, *Cambio Climático*, Evaluación Científica del IPCC, 1er informe, edición en castellano, MOPT, Madrid, 1992 (OMM, PNUMA, 1990).
- M. Puigcerver, (recop.), *El clima*, Investigación y Ciencia, 1991.
- M.E. Schlesinger (ed.), *Greenhouse-Gas-Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Elsevier, Amsterdam, 1991.
- J. Gili (dir.), *El efecto invernadero*, Mundo Científico, 126, 1992.
- MOPTMA, *Informe de España a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático*, Serie Monografías, MOPTMA, Madrid, 1994.

REFERENCIAS

Adams, G.F. (ed.) (1975): *Planation Surfaces. Peneplains, Pediplains, and Etchplains*, «Benchmark Papers in Geology **22**», Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 476 págs.

Aellen, M. (1980): «Les variations glaciaires des temps modernes», en P. Kasser (ed.), *La Suisse et ses glaciers*, Office National Suisse du Tourisme, Zürich, 70–89.

Agassiz, L. (1840): *Études sur les glaciers*, edición restringida, Neuchâtel, 346 págs.

Aguiló, M.; Aramburu, M.P.; Blanco, A. *et al.* (1993): *Guía para la elaboración de estudios del medio físico*, Ministerio de Obras Públicas y Transportes (MOPT), Madrid, 809 págs.

Ahlmann, H.W. (1935): «Contribution to the physics of glaciers», *Geogr. J.*, **86**, 97–113.

Ahlmann, H.W. (1948): *Glaciological research on the North Atlantic coasts*, «Research series **1**», Royal Geographical Society, 83 págs.

Albritton, C.C. (ed.) (1975): *Philosophy of Geohistory: 1785–1970*, «Benchmark Papers in Geology **13**», Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 386 págs.

Allen, J.R.L. (1970): *Physical Processes of Sedimentation. An Introduction*, «Earth Science Series **1**», George Allen & Unwin, London, 248 págs.

Allen, J.R.L. (1975): *Physical Geology*, George Allen & Unwin, London, 141 págs.

Andersen, B.G. y Borns, H.W. (1994): *The Ice Age World*, Scandinavian University Press, Oslo, 208 págs.

Araña, V. y Carracedo, J.C. (1978–1979): *Los volcanes de las Islas Canarias*, Rueda, Madrid; I, Tenerife, 1978, 151 págs.; II, Lanzarote y Fuerteventura, 1979, 176 págs.; y III, Gran Canaria, 1978, 175 págs.

Archambault, M.; Lhénaff, R. y Vanney, J.R. (1970): «Les Reliefs Structuraux», 2° fasc. de *Documents et Méthode pour le Commentaire de Cartes (Géographie et Géologie)*, Masson, Paris, 166 págs.

Arenillas, M. y Sáenz, C. (1987): *Los Ríos*, «Guía Física de España **3**», Alianza, Madrid, 386 págs.

ASTM (1971): «Standard method of test for soundness of aggregates by use of sodium sulphate or magnesium sulphate», *ASTM Stand.*, **C88–71A**, American Society for Testing and Materials, 117–118.

ASTM (1971b): «Specifications for facing brick», *ASTM Stand.*, **C216**, American Society for Testing and Materials, Footnote 1, 167–168.

Aubouin, J.; Brousse, R. y Lehman, J.P. (1980): *Tectónica, Tectonofísica, Morfología*, Omega, Barcelona, 642 págs.

Ayala, F.J. (ed.) (1987): *Manual de taludes*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 2ª ed., Madrid, 456 págs.

Ayala, F.J.; Durán, J.J. y Peinado, T. (eds.) (1988): *Riesgos Geológicos*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 333 págs.

Bagnold, R.A. (1941): *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Methuen, London, 265 págs.

Baker, V.R. (1986): «Introduction: Regional Landforms Analysis», en N.M. Short y R.W. Blair (eds.), *Geomorphology from Space*, National Aeronautics and Space Administration (NASA), Washington D.C., 1–27.

Baker, V.R.; Kochel, R.C. y Patton, P.C. (eds.) (1988): *Flood Geomorphology*, John Wiley & Sons, N. York, 503 págs.

Barreiro, A.J. (1944): *El Museo Nacional de Ciencias Naturales*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 381 págs.

Battle, W.R.B. (1951): «Glacier movement in North–East Greenland, 1949», *J. Glaciol.*, **I**, 559–563.

Baulig, H. (1935): *The Changing Sea Level*, Trans. Inst. Br. Geogr., **3**, 46 págs.

Beiser, A. (1969): *La Tierra*, Time–Life Internat., Nederlands, 128 págs.

Benito, G. (1995): «Análisis de la variabilidad espacial y temporal en Hidrología y Paleohidrología», en J.J. Ibáñez y C. Machado (eds.), *Análisis de la variabilidad espacio–temporal y procesos caóticos en ciencias medioambientales*, Geoforma, Logroño, 285–293.

Berguer, A. (1988): «Milankovich theory and climate», *Rev. Geophys.*, **26**, 624–657.

Beven, K. y Carling, P. (eds.) (1989): *Floods: Hydrological, Sedimentological and Geomorphological Implications*, John Wiley & Sons, Chichester, 290 págs.

Billard, A. (1987): *Analyse critique des stratotypes quaternaires*, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Paris, 141 págs.

Birkeland, P.W. (1974): *Pedology, Weathering, and Geomorphological Research*, Oxford University Press, N. York, 285 págs.
Birot, P. (1937): «Sur la Morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental», *Ann. Géogr.*, **XLVI** (259), 25–42, (traducción de C. Vidal Box en *Estud. Geogr.*, **VI** (18), 155–168, Madrid, 1945).
Birot, P. (1958): *Morphologie Structurale*, Presses Universitaires de France, Paris, 2 vol., 464 págs.
Birot, P. (1960): *Le cycle d'érosion sous les différents climats*, Centro de Pesquisas de Geografía do Brasil, Rio de Janeiro, 137 págs.
Birot, P. y Solé Sabarís, L. (1954): *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 87 págs.
Blanco, J.A.; Molina, E. y Martín Serrano, A. (eds.) (1991): *Alteraciones y paleoalteraciones en la Morfología del Oeste Peninsular*, «Monografía **6**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG) e Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE), Madrid, 286 págs.
Bloom, A.L. (1974): *La superficie de la Tierra*, Omega, Barcelona, 151 págs.
Bloom, A.L. (1978): *Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*, Prentice–Hall, Englewood Cliffs, 510 págs.
Bögli, A. (1980): *Karst Hydrology and Physical Speleology*, Springer, Berlin, 284 págs., (1ª ed. en inglés de la obra original, publicada en 1978).
Botella, F. de (1884): «Nota sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares», *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **XIII**, (Actas), 79–90.
Bowles, G. (1982): *Introducción a la Historia Natural, y a la Geografía Física de España*, Poniente, Madrid, 529 págs., (edición facsímil de la obra original, publicada en 1775).
Broecker, W.S. y Denton, G.H. (1990): «The role of Ocean-Atmosphere Reorganisations in Glacial Cycles», *Quaternary Sci. Rev.*, **9**, 305–343.
Brook, G.A. (1978): «A new approach to the study of inselberg landscapes», en H. Bremer y J. Jennings (eds.), *Inselbergs*, «Z. Geomorphol. Suppl. Band **31**», 138–160.
Brosche, K.U. (1978): «Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica», *Estud. Geogr.*, **39** (151), 131–161.
Brown, R.J.E. (1970): *Permafrost in Canada*, University of Toronto Press, Toronto, 234 págs.
Browning, J.M. (1973): «Catastrophic rock slide, Mount Huascarán, north–central Peru, May 31, 1970», *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **57**, 1335–1341.
Brunsden, D. (1979): «Weathering», en C. Embleton y J. Thornes (eds.), *Process in Geomorphology*, Arnold, London, 73–129.
Brunsden, D. y Thornes, J.B. (1979): «Landscape Sensitivity and Change», *Tran. Inst. Br. Geogr.*, **4**, 463–484.
Bryan, K. (1975): «Erosion and Sedimentation in the Papago Country, Arizona», en G.F. Adams (ed.), *Planation Surfaces*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 207–227, (reproducción resumida del artículo original, publicado en *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **730**, 1922).
Budyko, M.I. (1982): *The Earth's Climate: Past and Future*, Academic Press, N. York, 307 págs.
Büdel, J. (1957): «Die 'Doppelten Einebnungsflächen' in den feuchten Tropen», *Z. Geomorphol.*, **1** (2), 201–228.
Büdel, J. (1973): «The Climatic Geomorphic System», en E. Derbyshire (ed.), *Climatic Geomorphology*, Macmillan, London, 104–130, (reproducción en inglés del artículo original, publicado en 1948).
Büdel, J. (1973b): «Climatogenetic Geomorphology», en E. Derbyshire (ed.), *Climatic Geomorphology*, Macmillan, London, 202–227, (reproducción en inglés del artículo original, publicado en 1963).
Büdel, J. (1982): *Climatic Geomorphology*, Princeton University Press, N. Jersey, 443 págs., (1ª ed. en inglés del artículo original, publicado en 1977).
Bullón Mata, T. y Sanz Herráiz, C. (1977): «Segovia», en E. Martínez de Pisón (dir.), *Los paisajes naturales de Segovia, Ávila, Toledo y Cáceres*, Instituto de Estudios de Administración Local, Madrid, 11–47.
Buol, S.W.; Hole, F.D. y McCracken, R.J. (1991): *Génesis y clasificación de suelos*, 2ª ed. en castellano, Trillas, México, 417 págs.

Calderón, S. (1884): «Sobre el origen y desaparición de los lagos terciarios de España», *Bol. Inst. Libre Enseñanza*, **182**, 257–259.
Calderón, S. (1884b): «Contestación a la nota del Sr. Botella sobre la alimentación y desaparición de las grandes lagunas peninsulares», *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **XIII**, (Actas), 98–109.
Calvo Cases, A. (1987): *Geomorfología de laderas en la montaña del País Valenciano*, Institució Valenciana d`Estudis i Investigació, Valencia, 301 págs.
CAM y CSIC (1990): *Mapa de asociaciones de suelos de la Comunidad de Madrid*, escala 1:200.000, Comunidad Autónoma de Madrid (CAM) y Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, mapa y memoria, 71 págs.
Campy, M. y Macaire, J.J. (1989): *Géologie des formations superficielles*, Masson, Paris, 433 págs.
Capel, H. (1985): *La física sagrada. Creencias religiosas y teorías científicas en los orígenes de la geomorfología española*, Serbal, Barcelona, 223 págs.
Carozzi, A.V. (ed.) (1967): *Studies on Glaciers Preceded by the Discourse of Neuchâtel by Louis Agassiz*, Hafner, N. York, 300 págs.
Carracedo Gómez, J.C. (1988): «El riesgo volcánico», en F.J. Ayala *et al.* (eds.), *Riesgos Geológicos*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 83–97.
Carrasco, R.M. y Pedraza, J. de (1992): «Fenómenos gravitacionales en el Valle del Jerte: tipologías y significado morfológico», en F. López Bermúdez *et al.* (eds.), *Estudios de Geomorfología en España*, II, Sociedad Española de Geomorfología (SEG), Murcia, 435–444.
Carson, M.A. y Kirkby, M.J. (1972): *Hillslope Form and Process*, Cambridge University Press, London, 475 págs.
Carter, R.W.G. (1991): *Coastal Environments*, 2ª ed., Academic Press, London, 617 págs.
Casado, S. y Montes, C. (1995): *Guía de los lagos y humedales de España*, J.M. Reyero, Madrid, 255 págs.
Castillo, V. (1986): *Estudio cuantitativo de paisajes fluviales*, Tesis Doct., Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes (ETSIM), Universidad Politécnica de Madrid, (inédita), Madrid, 2 t., 651 págs.
CEDEX (1991): *Ordenación de zonas inundables*, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (MOPTMA), (inédito), Madrid, 94 págs.
CEDEX (1994): *Aspectos prácticos de la definición de la máxima crecida ordinaria*, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (MOPTMA), (inédito), Madrid, 2 vol., (fol. var.).
Centeno, J.D.; Pedraza, J. de; Molina, E. *et al.* (1988): «Geomorfología en granitos», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.),

Perspectivas en Geomorfología, «Monografía **2**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 37– 46.
Cerezo, R. (coord.) (1987): *La expedición Malaspina, 1789–1794*, Ministerio de Defensa, Museo Naval y Lunwerg Editores, Barcelona, IV t.
Chaline, J. (1985): *Histoire de l'homme et des climats au quaternaire*, Doin Éditeurs, Paris, 366 págs.
Charney, J.G. (1975): «Dynamic of deserts and drought in the Sahel», *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **101** (428), 193–202.
Chepil, W.S. y Woodruff, N.P. (1963): «The physics of wind erosion and its control», *Adv. Agron.*, **15**, 211–320.
Cholley, A. (1950): «Morphologie structurale et Morphologie climatique», *Ann. Géogr.*, **LIX** (317), 321–335.
Chorley, R.J. (1962): *Geomorphology and General Systems Theory*, «U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. **500B**», 10 págs.
Chorley, R.J. (ed.) (1969): *Water, Earth, and Man*, Methuen, London, 588 págs.
Chorley, R.J. (ed.) (1972): *Spatial Analysis in Geomorphology*, Methuen, London, 393 págs.
Chorley, R.J. y Beckinsale, R.P. (1980): «G.K. Gilbert's Geomorphology», *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **183**, 129–142.
Chorley, R.J.; Beckinsale, R.P. y Dunn, A.J. (1973): *The History of the Study of Landforms or the Development of Geomorphology; volume two, The life and work of William Morris Davis*, Methuen, London, 874 págs.
Chorley, R.J.; Dunn, A.J. y Beckinsale, R.P. (1964): *The History of the Study of Landforms or the Development of Geomorphology; volume one, Geomorphology before Davis*, Methuen y John Wiley, London, 678 págs.
Chorley, R.J. y Kennedy, B.A. (1971): *Physical Geography*, Prentice–Hall, London, 370 págs.
Chorley, R.J. y Morley, L.S.D. (1959): «A simplified approximation for the hypsometric integral», *J. Geol.*, **67**, 566–571.
Chorley, R.J.; Schumm, S.A. y Sugden, D.E. (1984): *Geomorphology*, Methuen, London, 605 págs.
Chorlton, W. (1987): *Las edades del hielo*, Planeta, Barcelona, 176 págs.
Christian, C.S. y Stewart, G.A. (1968): «Methodology of integrated surveys», en *Aerial Surveys and Integrated Studies*, Proceedings of the Toulouse Conference (1964), «Natural Resources Researh Serie **6**», UNESCO, Paris, 233–280.
CLIMAP Project Members (1981): *Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum*, «Geol. Soc. Am. Map and Chart Ser. MC. **36**», 18 págs.
Clowes, A. y Confort, P. (1991): *Process and Landform*, 2ª ed., Oliver & Boyd, London, 335 págs.
CNRS (1970): *Legende pour la carte géomorphologique de la France au 1:50.000*, RCP 77, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 78 págs.
Coates, D.R. y Vitek, J.D. (eds.) (1980): *Thresholds in Geomorphology*, George Allen & Unwin, London, 498 págs.
Collins, D. (1981): «Glacial Processes», en A. Goudie (ed.), *Geomorphological Techniques*, George Allen & Unwin, London, 213–225.
Cooke, R.U. (1986): «Hot Drylands», en P.G. Fookes y P.R. Vaughan (eds.), *A Handbook of Engineering Geomorphology*, Chapman & Hall, N. York, 109–124.
Cooke, R.U.; Brunsden, D.; Doornkamp, J.C. *et al.* (1982): *Urban Geomorphology in Drylands*, Oxford University Press, N. York, 324 págs.
Cooke, R.U. y Doornkamp, J.C. (1974, 1978): *Geomorphology in Environmental Management*, Oxford University Press, London, 413 págs.
Cooke, R.U. y Warren, A. (1973): *Geomorphology in Deserts*, University of California Press, Berkley, 374 págs.
Coque, R. (1977): *Géomorphologie*, Armand Colin, Paris, 430 págs.
Corominas, J. (1988): «Avances recientes en el reconocimiento, análisis y control de laderas inestables», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, «Monografía **2**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 144–154.
Corominas, J. (ed.) (1989): *Estabilidad de taludes y laderas naturales*, «Monografía **3**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 248 págs.
Cotton, C.A. (1940): «Classification and correlation of river terraces», *J. Geomorphol.*, **3**, 27–37.
Cotton, C.A. (1973): «The Theory of Savanna Planation», en E. Derbyshire (ed.), *Climatic Geomorphology*, Macmillan, London, 171–185, (reproducción del artículo original, publicado en *Geography*, **46**, 1961).
Courtney, F.M. y Trudgill, S.T. (1991): *The Soil*, 2ª ed., Hodder & Stoughton, London, 123 págs.
Cox, A.; Doel, R. y Dalrymple, G. (1968): «Radiometric time scale for geomagnetic reversals», *Q. J. Geol. Soc.*, **124**, 53–66.
Cramer, H. (1941): «Die Systematik der Karstdolinen», *Neues Jahrb. Miner. Geol. Palaeontol.*, **85B**, 293–382.
Crickmay, C.H. (1933): «The latter stages of the cycle of erosion», *Geol. Mag.*, **70**, 337–347.
Custodio, E. y Llamas, M.R. (eds.) (1983): *Hidrología Subterránea*, II, 2ª ed., Omega, Barcelona, 1165–2350.
Cuvier, G. (1877): *Discours sur les Révolutions du Globe, avec des notes et un appendice d'après les travaux récents de M.M. de Humboldt, Flourens, Lyell, Lindley, etc.*, Librairie de Firmin Didot, Paris, 276 págs., (redactado por el Dr. Hoefer).
Cvijič, J. (1893): «Das karstphänomen», *Geogr. Abh.*, **5** (3), 215–319.
Cvijič, J. (1918): «L'hydrographie souterraine et l'évolution morphologique du Karst», *Rev. Géogr. Alp.*, **6** (4), 375–426.
Dabrio, C.J. (1989): «Playas e islas barrera–lagoon», en A. Arche (coord.), *Sedimentología*, vol. I, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 349–394.
Dabrio, C.J.; Zazo, C. y Goy, J.L. (1993): «Litoral y riesgos geológicos», en R. Ortiz (ed.), *Problemática geoambiental y desarrollo*, I, Sociedad Española de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio (SEGAOT), 93–114.
Dalrymple, J.B.; Blong, R.J. y Conacher, A.J. (1968): «An hypothetical nine unit landsurface model», *Z. Geomorphol.*, **12** (1), 60–76.
Dansgaard, W.; Clausen, H.B.; Gundestrup, N. *et al.* (1982): «A New Greenland Deep Ice Core», *Science*, **218** (4579), 1273–1277.
Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen, H.B. *et al.* (1971): «Climatic record revealed by the Camp Century ice core», en K.K. Turekian (ed.), *The Late Cenozoic glacial ages*, Yale University Press, N. Haven, 37–56.
Dansgaard, W.; Johnsen, S.J.; Møller, J. *et al.* (1969): «One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice–sheet», *Science*, **166**, 377–381.
Dantín Cereceda, J. (1912): *Resumen Fisiográfico de la Península Ibérica*, «Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales **9** (serie antigua), **4** (serie nueva)», 275 págs.
Dantín Cereceda, J. (1922): *Ensayo acerca de las regiones naturales de España*, J. Cosano Impresor, vol. 1, 386 págs.
Dantín Cereceda, J. (1942): *Regiones naturales de España*, I, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 397 págs., (7 mapas y 17 láminas).
Dapples, E.C. (1963): *Geología básica en ciencia e ingeniería*, Omega, Barcelona, 640 págs.

Darwin, C. (1859): *On the Origin of Species by Means of Natural Selection*, John Murray, London, 502 págs.
Darwin, C. (1983): *El origen de las especies*, Serbal, Barcelona, 223 págs., (reedición abreviada de la obra original de 1859).
Davies, J.L. (1980): *Geographical Variation in Coastal Development*, 2ª ed., «Geomorphology Texts **4**», Longman, London, 212 págs.
Davis, W.M. (1889): «Topographic development of the Triassic formations of the Connecticut Valley», *Am. J. Sci.*, Ser. 3ª, **37** (4), 423–434.
Davis, W.M. (1899): «The Geographical Cycle», *Geogr. J.*, **14** (A), 481–504.
Davis, W.M. (1954): *Geographical Essays*, Dover, N. York, 777 págs., (reedición de la obra original, publicada en 1909).
Davis, W.M. (1973): «The Geographical Cycle», en E. Derbyshire (ed.), *Climatic Geomorphology*, Macmillan, London, 19–50. Recopilación–síntesis de tres artículos de Davis: «El ciclo geográfico», de 1899; «La erosión glaciar», de 1900; y «El ciclo geográfico en un clima árido», de 1905.
Davis, W.M. (1975): «The Peneplain», en G.F. Adams (ed.), *Planation Surfaces*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 61–91, (reproducción parcial del artículo original, publicado en *Am. Geol.*, **22** (B), 1899; también en *Ann. Géogr.*, **8**, 1899).
Dawson, A.G. (1992): *Ice Age Earth. Late Quaternary Geology and Climate*, Routledge, London, 293 págs.
Debelmas, J. y Mascle, G. (1991): *Les Grandes Structures Géologiques*, Masson, Paris, 299 págs.
Decker, R. y Decker, B. (1981): *Volcanoes*, W.H. Freeman, San Francisco, 244 págs.
Decker, R.W. y Decker, B.B. (1991): *Mountains of Fire*, Cambridge University Press, Cambridge, 198 págs.
Demek, J. (ed.) (1972): *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*, Academia, Praga, 344 págs.
Deraison, M. (1969): *Cours de Géographie Physique et Topologie*, Eyrolles, Paris, 156 págs.
Derbyshire, E.; Gregory, K.J. y Hails, J.R. (eds.) (1981): *Geomorphological Processes*, «Studies in Physical Geography», Butterworths, London, 312 págs.
Derbyshire, E. y Love, M.A. (1986): «Glacial Environments», en P.G. Fookes y P.R. Vaughan (eds.), *A Handbook of Engineering Geomorphology*, Chapman & Hall, N. York, 66–81.
Derruau, M. (1978): *Geomorfología*, 2ª ed. en castellano, Ariel, Barcelona, 528 págs.
Díaz del Río, V. y Somoza, L. (1990): *Mapa Fisiográfico del Mar Menor*, escala 1:25.000, Instituto Español de Oceanografía (IEO), Madrid.
Díaz de Terán, J.R. (1985): *Estudio geológico–ambiental de la franja costera Unquera–Castro Urdiales (Cantabria) y establecimiento de bases para su ordenación territorial*, Tesis Doct., Universidad de Oviedo, (inédita), Oviedo, 769 págs.
Díez Herrero, A. y Martín Duque, J.F. (1993): «Fenómenos gravitacionales en el entorno de la ciudad de Segovia: análisis de riesgos y aplicación a la ordenación territorial», en R. Ortiz (ed.), *Problemática geoambiental y desarrollo*, II, Sociedad Española de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio (SEGAOT), 681–692.
Dokuchaev, V.V. (1883): *El Chernozem Ruso*, Sochineniya, **3**, Academia de Ciencias de Moscú, San Petersburgo, (nombre transliterado y referencia traducida). Consultar al respecto las obras del Instituto Dokuchaev de Ciencias del Suelo.
Dorn, R.I. y Oberlander, T.M. (1981): «Rock Varnish origin, characteristics, and usage», *Z. Geomorphol.*, **25**, 420–436.
Dreimanis, A. (1989): «Tills: their genetic terminology and classification», en R.P. Goldthwait y C.L. Matsch (eds.), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*, Balkema, Rotterdam, 17–83.
Duchaufour, P. (1984): *Edafogénesis y clasificación*, P. Duchaufour y B. Souchier (dirs.), Edafología, t.1, Masson, Barcelona, 493 págs.
Duchaufour, P. (1987): *Manual de Edafología*, Masson, Barcelona, 214 págs.
Duchaufour, P. y Souchier, B. (dirs.) (1984–1987): *Edafología*, Masson, Barcelona; 1, Edafogénesis y clasificación, 493 págs.; 2, Constituyentes y propiedades del suelo, 461 págs.
Dumas, B. (1977): *Le levant espagnol. La genèse du relief*, Ministère des Universites y Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Paris, 520 págs.
Durán, J.J.; Elízaga, E.; Garzón, M.G. *et al.* (1985): *Geología y prevención de daños por inundaciones*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 421 págs.
Durán, J.J. y López, J. (eds.) (1989): *El karst en España*, «Monografía **4**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 414 págs.
Dury, G.H. (ed.) (1970): *Essays in Geomorphology*, Heinemann, London, 404 págs.

Embleton, C. y King, C.A.M. (1975): *Glacial Geomorphology*, 2ª ed., Arnold, London, 573 págs.
Embleton, C. y Thornes, J.B. (1979): «Sub–surface processes», en C. Embleton y J. Thornes (eds.), *Process in Geomorphology*, Arnold, London, 187–212.
Emiliani, C. (1955): «Pleistocene Temperatures», *J. Geol.*, **63**, 538–575.
Engeln, O.D. von (1948): *Geomorphology*, Macmillan, N. York, 655 págs.
Epstein, S.; Buchsbaum, R.; Lowenstam, H. *et al.* (1951): «Carbonate water isotopic temperature scale», *Geol. Soc. Am. Bull.*, **5** (62), 417–425.
Eraso, A. y Boquera, J. (1994): *El karst*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE), Madrid, 17 págs.
Eraso, A. y Pulina, M. (1994): *Cuevas en hielo y ríos bajo los glaciares*, McGraw–Hill, Madrid, 242 págs.
Erhart, H. (1967): *La Genèse des sols en tant que Phénomène Géologique*, 2ª ed., Masson, Paris, 177 págs.
Erickson, J. (1991): *Las edades del hielo*, McGraw–Hill, Madrid, 213 págs.
Ericson, D.B.; Broecker, W.S.; Kulp, J.L. *et al.* (1956): «Late Pleistocene climates and deep–sea sediments», *Science*, **124**, 385–389.
Escribá, D. (1988): *Hidráulica para ingenieros*, «Colección Obras Hidráulicas **4**», Bellisco, Madrid, 30 cap., (pag. var.).
Estrela, T. y Quintas, L. (1994): «Modelización de flujos en llanuras de inundación. El modelo GISPLANA», en CEDEX, *Curso sobre utilización de los Sistemas de Información Geográfica en Hidrología*, Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (MOPTMA), Madrid, cap. 10, 30 págs.
Evans, I.S. (1972): «General geomorphometry, derivatives of altitude and descriptive statistics», en R.J. Chorley (ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*, Methuen, London, 17–90.
Eyles, N. (1983): «Glacial Geology: A Landsystems Approach», en N. Eyles (ed.), *Glacial Geology*, Pergamon Press, Oxford, 1–18.

Fairbridge, R.W. (1964): «African Ice–Age Aridity», en A.E.M. Nairn (ed.), *Problems in Paleoclimatology*, Interscience, London, 356–360.

Fairbridge, R.W. (ed.) (1968): *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold, N. York, 1295 págs.

FAO (1961): *La erosión eólica y medidas para combatirla en los suelos agrícolas*, «Colección FAO **6**», Roma, X+96 págs.

FAO (1977): *Guía para la descripción de perfiles del suelo*, 2ª ed., FAO–UNESCO, Roma, 70 págs.

FAO (1991): *Mapa mundial de suelos*, leyenda revisada, FAO–UNESCO, Roma, 142 págs., (versión en castellano de T. Carballas, F. Macías, F. Díaz–Fierros *et al.*).

Fenneman, N.M. (1928): «Physiographic Divisions of the United States», *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **18**, 261–353, (reedición modificada del mismo trabajo, publicado en *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **6**, 1916).

Fernández, E.; Herrero, N.; Lario, J. *et al.* (1995): *Introducción a la geología kárstica*, Federación Española de Espeleología (FEE), Badalona, 202 págs.

Ferrer, J. (1992): *Análisis estadístico de caudales de avenida*, «Monografía **M–26**», Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), Ministerio de Obras Públicas y Transportes (MOPT), Madrid, 42 págs.

Ferrer, F.J. (1993): *Recomendaciones para el Cálculo Hidrometeorológico de Avenidas*, «Monografía **M–37**», Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente (MOPTMA), Madrid, 76 págs.

Fitzpatrick, E.A. (1987): *Suelos. Su formación, clasificación y distribución*, CECSA, México, 430 págs.

Flint, R.F. (1957): *Glacial and Pleistocene Geology*, John Wiley & Sons, N. York, 553 págs.

Flint, R.F. (1971): *Glacial and Quaternary Geology*, John Wiley & Sons, N. York, 892 págs.

Folk, R.L. (1968): *Petrology of sedimentary rocks*, 2ª ed., Hemphill's, Texas, 170 págs.

Font Tullot, I. (1983): *Climatología de España y Portugal*, Instituto Nacional de Meteorología (INM), Madrid, 296 págs.

Fournier, F. (1960): *Climat et Erosion*, Presses Universitaires de France, Paris, 201 págs.

Fränzle, O. (1978): «Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central», *Estud. Geogr.*, **39**, 203–231 y 363–418, (traducción al castellano del artículo original, publicado en *Bonn Geogr. Abh.*, **26**, 1959).

Fuentes, J.L. (1989): *El suelo y los fertilizantes*, Mundi–Prensa, Madrid, 283 págs.

Gallardo, J. y Pérez–González, A. (1983): «Regiones Fisiográficas de Madrid», *El Campo*, Banco de Bilbao, Madrid, 10–15.

Galvin, C.J. (1968): «Breaker type classification on three laboratory beaches», *J. Geophys. Res.*, **73**, 3651–3659.

García Abbad, F.J.; Torres, T.; Eraso, A. *et al.* (1972): *Apuntes del curso de geomorfología e hidrología kársticas*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y Cátedra de Geodinámica Externa de la Universidad Complutense, (inédito), Madrid, XV cap. (pag. var.).

Gardiner, V. (1974): *Drainage basin morphometry*, «Technical Bulletin **14**», British Geomorphological Research Group (BGRG), 48 págs., (ver también síntesis del mismo trabajo en A. Goudie –ed.–, 1981).

Gardiner, V. y Dackombe, R.V. (1983): *Geomorphological Field Manual*, George Allen & Unwin, London, 254 págs.

Gardner, R. y Scoging, H. (eds.) (1983): *Mega–Geomorphology*, Oxford Clarendon Press, N. York, 240 págs.

Garzón, M.G. (1978): *Metodología de la cartografía geomorfológica. Su interés científico y aplicado*, Fundación Juan March, Madrid, 152 págs.

Garzón, M.G. (1981): «La cartografía en Geología Ambiental», en J. de Pedraza (coord.), *Geología y Medio Ambiente*, «Monografía **11**», Centro de Estudios de Ordenación del Territorio y Medio Ambiente (CEOTMA), Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU), Madrid, 63–74.

Garzón, M.G.; Pedraza, J. de y Ubanell, A.G. (1982): «Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama)», *Rev. R. Acad. Cienc. Exactas Fís. Nat.*, **LXXVI**, 475–496.

Gaucher, G. (1972): «Contribution de la géomorphologie à la prospection pédologique», *Ann. Géogr.*, **81** (448), 697–710.

Gerasimov, I.P. (1946): *Aproximación a la interpretación geomorfológica de la estructura geológica general de la URSS*, Izv. Akad. Nauk. SSR, **12**, 33 págs., (referencia transliterada y título traducido).

Gerasimov, I.P. (1959): *Rasgos estructurales y origen del relieve de la corteza terrestre de la URSS*, Izv. Akad. Nauk. SSR, **25**, 99 págs., (referencia transliterada y título traducido).

Gerasimov, I.P. (ed.) (1967): *Recent Crustal Movements*, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 410 págs., (traducido del original, publicado en 1963).

GIECC (1992): *Cambio Climático*, Evaluación Científica del IPCC, 1er informe, Ministerio de Obras Públicas y Transportes (MOPT), Madrid, 397 págs., (versión en castellano del informe mundial, editado por J.T. Houghton, G.J. Jenkins y J.J. Ephraums, Cambridge University Press, 1990).

Gilbert, G.K. (1880): *Report on the Geology of the Henry Mountains*, U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region, 2ª ed. (1ª ed. 1877), **H3**, 160 págs. Ver también reproducción parcial de este trabajo en Schumm (1972) y King (1976).

Gilbert, G.K. (1903): *Glacier and Glaciation*, Doubleday, Page & Co., N. York, 231 págs.

Gili, J. (dir.) (1992): *El efecto invernadero*, Mundo Científico (monograf.), **12** (126), 600–693.

Glen, J.W. (1952): «Experiments on the deformation of ice», *J. Glaciol.*, **2** (12), 111–114.

Gloriod, M. (1969): *Éléments de Géomorphologie, Topologie*, Institut Géographique National, Paris, 112 págs.

Godfrey, A.E. (1977): «A Physiographic Approach to Land Use Planning», *Environ. Geol.*, **2** (1), 43–50.

Goldich, S.S. (1938): «A study in rock weathering», *J. Geol.*, **46**, 17–58.

Goldthwait, R.P. y Matsch, C.L. (eds.) (1989): *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*, Balkema, Rotterdam, 294 págs.

Gómez Amelia, D. (1985): *La penillanura cacereña. Estudio geomorfológico*, Universidad de Extremadura, Cáceres, 397 págs.

Gómez de Llarena, J. (1929): «Notas sobre Geomorfología», *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **XV**, 297–307.

Gómez Mendoza, J.; Muñoz Jiménez, J. y Ortega Cantero, N. (1982): *El pensamiento geográfico*, Alianza, Madrid, 530 págs.

Gómez Mendoza, J. y Ortega Cantero, N. (dirs.) (1992): *Naturalismo y Geografía en España*, Fundación Banco Exterior, Madrid, 413 págs.

Gómez Orea, D. (dir.) (1975): *Plan Especial de Protección del Medio Físico de la Provincia de Madrid*, Comisión de Planeamiento y Coordinación del Área Metropolitana de Madrid (COPLACO), Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU), Madrid, 129 págs. (memoria, 55 págs.).

Gómez Orea, D. (1978): *El medio físico y la planificación*, I y II, Centro Internacional de Formación en Ciencias Ambientales (CIFCA), Madrid, 144 y 163 págs.

Gómez Ortiz, A. y González Martín, J.A. (1988): «Geomorfología periglaciar: desde una visión histórica hacia nuevas perspectivas», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en*

Geomorfología, «Monografía **2**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 79–94.

Gómez Ortiz, A.; Simón Torres, M.; Salvador Franch, F. *et al.* (1993): *El cuaternario de los niveles cimeros de Sierra Nevada* (guía de excursión), Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 101 págs.

Gómez Ortiz, A.; Simón Torres, M. y Salvador Franch, F. (eds.) (1994): *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, Granada, 216 págs.

González Bernáldez, F. (1981): *Ecología y Paisaje*, Blume, Madrid, 251 págs.

González Bernáldez, F. (1992): *Los paisajes del agua: terminología popular de los humedales*, J.M. Reyero, Madrid, 257 págs.

Goudie, A. (ed.) (1981): *Geomorphological Techniques*, George Allen & Unwin, London, 395 págs.

Goy, J.L. (1978): *Estudio geomorfológico del Cuaternario litoral valenciano*, Tesis Doct., Universidad Complutense, (inédita), Madrid, 3 t., (pag. var.).

Graf, W.L. (1982): «Catastrophe theory as a model for change in fluvial systems», en D.D. Rhodes y G.P. Williams (eds.), *Adjustments of the fluvial system*, (Proceedings Tenth Annual Geomorphological Symposium, 1979), George Allen & Unwin, London, 13–32.

Graf, W.L. (1988): «Applications of Catastrophe Theory in Fluvial Geomorphology», en M.G. Anderson (ed.), *Modelling Geomorphological Systems*, John Wiley & Sons, Chichester, 33–47.

Gregory, K.J. (ed.) (1983): *Background to Palaeohydrology*, Wiley, Chichester, 486 págs.

Gregory, K.J. y Walling, D.E. (1973): *Drainage Basin Form and Process: a geomorphological approach*, Arnold, London, 456 págs.

GRIP Members (1993): «Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP Ice–core», *Nature*, **364**, 203–207.

Gutiérrez Elorza, M. (ed.) (1994): *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 526 págs.

Gutiérrez Elorza, M. (1994b): «Introducción a la Geomorfología española», en M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 1–24.

Gutiérrez Elorza, M. y Rodríguez Vidal, J. (1978): «Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central», *Bol. Geol. Min.*, **89** (2), 109–113.

Håkanson, L. (1981): *A manual of lake morphometry*, Springer, Berlin, 78 págs.

Håkanson, L. y Jansson, M. (1983): *Principles of Lake Sedimentology*, Springer, Berlin, 316 págs.

Hack, J.T. (1960): «Interpretation of erosional topography in humid temperate regions», *Am. J. Sci.*, **258A**, 80–97, (reproducido también en Adams, 1975).

Hack, J.T. (1975): «Dynamic equilibrium and landscape evolution», en W.N. Melhorn y R.C. Flemal (eds.), *Theories of Landform Development*, State University of New York, Binghamton, 87–102.

Hallam, A. (1985): *Grandes controversias geológicas*, Labor, Barcelona, 180 págs.

Hambrey, M. y Alean, J. (1992): *Glaciers*, Cambridge University Press, Cambridge, 208 págs.

Hamilton, A. (1976): «The significance of patterns of distribution shown by forest plants and animals in tropical Africa for the reconstruction of Upper Pleistocene palaeoenvironments: a review», en E.M. Van Zinderen (ed.), *Palaeoecology of Africa*, t.9, Balkema, 63–97.

Haq, B.V. y Van Eysinga, F.W.B. (1987): *Geological Time Table*, 4ª ed., Elsevier, Amsterdam.

Harris, S.A. (1968): «Primärrumpf», en R.W. Fairbridge (ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold, N. York, pág. 890.

Hart, M.G. (1986): *Geomorphology Pure and Applied*, George Allen & Unwin, London, 228 págs.

Hays, J.D.; Imbrie, J. y Shackleton, N.J. (1976): «Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages», *Science*, **194**, 1121–1132.

HEC (1981): *Flood Hydrograph Package, User's Manual*, Hydrologic Engineering Center, U.S. Corps of Engineers, Davis, IX+309 págs.

HEC (1991): *Using HEC–1 on a personal computer*, «Training Document **32**», Hydrologic Engineering Center, U.S.C. Engineers, Davis, 283 págs. (más anejos A, 117 págs. y B, 10 págs.).

Henderson, F.M. (1966): *Open Channel Flow*, Macmillan, N. York, 522 págs.

Hernández–Pacheco, E. (1928): *Los cinco ríos principales de España y sus terrazas*, «Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Serie geológica) **36**», Madrid, 149 págs.

Hernández–Pacheco, E. (1934): *Síntesis fisiográfica y geológica de España*, «Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Serie geológica) **38**», Madrid, 2 fascículos, 584 págs., (volumen correspondiente al año 1932).

Hernández–Pacheco, E. (1934b): *El paisaje en general y las características del paisaje hispano*, Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Discurso sesión inaugural Curso 1934–1935, Madrid, 64 págs.

Hernández–Pacheco, E. (1955–1956): «Fisiografía del Solar Hispano», *Mem. R. Acad. Cienc. Exactas Fís. Nat.*, **XVI**, 2 t.; I, 1955, 665 págs. y II, 1956, 793 págs.

Herrero, M. (1988): *Mapa geomorfológico a escala 1:50.000 (Toledo–Sonseca)*, Instituto Geográfico Nacional (IGN), Madrid.

Hewitt, K. (1968): «The freeze–thaw environment of the Karakoram Himalaya», *Can. Geogr.*, **12**, 85–98.

Hey, R.D.; Bathurst, J.C. y Thorne, C.R. (eds.) (1982): *Gravel–bed rivers. Fluvial Processes, Engineering and Management*, John Wiley & Sons, Chichester, 875 págs.

Hjulström, F. (1976): «Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris», en C.A.M. King (ed.), *Landforms and Geomorphology. Concepts and History*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 274–287. Reproducción parcial del artículo publicado originalmente en *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, **25**, 1935.

Hoggan, D.H. (1989): *Computer Assisted Floodplain Hydrology and Hydraulics*, McGraw–Hill, N. York, 505 págs.

Holmes, A. (1960): *Geología Física*, 3ª ed., Omega, Barcelona, 512 págs.

Holmes, G.; Hopkins, D.M. y Foster, H.L. (1968): *Pingos in central Alaska*, U.S. Geol. Surv. Bull., **1241–H**, 40 págs.

Hooke, R.L. (1994): «On the Efficacy of Humans as Geomorphic Agents», *Geol. Soc. Am. Today*, **4** (9), 224–226.

Hooykaas, R. (1975): «Catastrophism in Geology. Its scientific character in relation to Actualism and Uniformitarianism», en C.C. Albritton (ed.), *Philosophy of Geohistory: 1785–1970*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 310–356, (reproducción íntegra del artículo original, publicado en 1970).

Horton, R.E. (1932): «Drainage basin characteristics», *Trans. Am. Geophys. Union*, **13**, 350–361.

Horton, R.E. (1945): «Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology», *Geol. Soc. Am. Bull.*, **56**, 275–370.

Howard, A.D. (1967): «Drainage analysis in geologic interpretation: a summation», *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **51**, 2246–2259.

Howard, A.D. y Hemberger, A.T. (1991): «Multivariate characterization of meandering», *Geomorphology*, **4** (3/4), 161–186.

Huguet del Villar, E. (1937): *Los suelos de la Península Luso–Ibérica*, mapa 1:1.500.000 y texto, Thomas Murby, London, 417 págs., (edición bilingüe inglés–castellano).

Huguet del Villar, E. (1983): *Geo–Edafología*, Universitat de Barcelona, Barcelona, 300 págs., (edición y comentarios de J. Martí Henneberg, a partir del manuscrito original inédito de 1950).

Hutchinson, G.E. (1957): *A Treatise on Limnology; I Geography, Physics and Chemistry*, John Wiley & Sons, N. York, 1015 págs.

Hutton, J. (1785): «Theory of the Earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe», *R. Soc. Edinburgh Trans.*, **1**, 209–304., (publicado en 1788).

Hutton, J. (1959): *Theory of the Earth: with Proofs and Illustrations*, «Historiae naturalis classica **1**», Hafner, N. York, 2 vol., (reedición facsímil del original publicado en 1795 por Cadell Jr. y Davies –London– y W. Creech –Edinburgh–, 620 págs.).

Hutton, J. (1973): «Theory of the Earth; or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the Globe», en G.W. White (ed.), *Contributions to the History of Geology*, **5**, Hafner, N. York, 33–131, (reedición facsímil de la obra de 1785).

IGN (1992): *Atlas nacional de España; II.7 Edafología*, Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Obras Públicas y Transportes (MOPT), Madrid, 14 págs.

Imbrie, J. e Imbrie, K.P. (1979): *Ice Ages: Solving the Mystery*, Enslow y Macmillan, N. York y London, 224 págs.

ITGE (1989): *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000 y memoria*, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 279 págs.

Jansen, P.P.; Bendegom, L.; Berg, J. *et al.* (1979): *Principles of River Engineering, the non–tidal alluvial river*, Pitman, London, 509 págs.

JCL (1988): *Mapa de suelos de Castilla y León*, escala 1:500.000 y memoria, Junta de Castilla y León, Valladolid, 98 págs.

Jennings, J.N. (1971): *Karst*, «An Introduction to systematic geomorphology **7**», M.I.T. Press, London, 252 págs.

John, B.S. (ed.) (1979): *The winters of the World*, David & Charles, London, 256 págs.

Johnson, D.W. (1932): «Rock fans of arid regions», *Am. J. Sci.*, **223**, 389–416.

Johnson, D.W. (1944): «Problems of terraces correlation», *Geol. Soc. Am. Bull.*, **55**, 793–818.

Keller, E.A. (1972): «Development of alluvial stream channels: a five–stage model», *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 1531–1536.

Keller, W.D. (1957): *The principles of chemical weathering*, Lucas Bros., Columbia, 111 págs.

Kerr, R.A. (1988): «Linking Earth, Ocean, and Air at the AGU», *Science*, **239**, 259–260.

King, C.A.M. (ed.) (1967): *Landforms and Geomorphology. Concepts and History*, «Benchmark Papers in Geology **28**», Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 404 págs.

King, L.C. (1967): *The Morphology of the Earth. A study and synthesis of world scenery*, 2ª ed., Oliver & Boyd, Edinburgh, 726 págs., (1ª ed. en 1962).

King, L. (1976): «Planation remnants upon high lands», *Z. Geomorphol.*, **20** (2), 133–148.

Kirkby, M.J. (ed.) (1978): *Hillslope Hydrology*, «Landscape Systems. A series in Geomorphology», John Wiley & Sons, Chichester, 389 págs.

Klein, C. (1985): «La notion de cycle en Géomorphologie», *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **26** (2), 95–107.

Klinkenberg, B. (1992): «Fractals and morphometric measures: is there a relationship?», en R.S. Snow y L. Mayer (eds.), *Fractals in Geomorphology*, Geomorphology, Special Issue, **5**, 5–20.

Knighton, D. (1984): *Fluvial Forms and Processes*, Arnold, London, 218 págs.

Köppen, W. (1901): *Versuch einer Klassifikation der Klimate vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt*, Geogr. Z., **6**, 593 págs.

Komar, P.D. (1976): *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice–Hall, Englewood Cliffs, 429 págs.

Komar, P.D. e Inman, D.L. (1970): «Longshore sand transport on beaches», *J. Geophys. Res.*, **75** (30), 5914– 5927.

Kubiëna, W.L. (1952): *Claves sistemáticas de suelos*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 388 págs.

Kubiëna, W.L. (1953): *The soils of Europe*, Thomas Murby y Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), London y Madrid, 318 págs.

Lachenbruch, A.H. (1962): *Mechanics of thermal contraction cracks and ice–wedge polygons in permafrost*, «Geol. Soc. Am. Spec. Pap. **70**», 69 págs.

Lagally, M. (1939): «Zur Mechanik eins auf seiner Sohle gleitenden stationären gletschers», *Z. Gletscherkd.*, **26**, 193–198.

Lamb, H.H. (1972): *Climate: Present, Past and Future*, vol. 1, Methuen, London, 613 págs.

Lamb, H.H. (1977): *Climate: Present, Past and Future*, vol. 2, Methuen, London, 866 págs.

Lane, E.W. (1955): «The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering», *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, **81**, 1–17.

Lawson, A.C. (1915): «The epigene profile of the desert», *Univ. California Pub. Geol.*, **9**, 23–48.

Leopold, L.B.; Clarke, F.E.; Hanshaw, B.B. *et al.* (1971): *A Procedure for Evaluating Environmental Impact*, U.S. Geol. Surv. Circ., **645**, 13 págs.

Leopold, L.B. y Langbein, W.B. (1962): *The Concep of Entropy in Landscape Evolution*, «U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. **500A**», 20 págs.

Leopold, L.B. y Wolman, M.G. (1957): «River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight», «*U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* **282B**», 39–85.

Leopold, L.B.; Wolman, M.G. y Miller, J.P. (1964): *Fluvial Processes in Geomorphology*, V.H. Freeman, San Francisco, 522 págs.

Leranoz, B. (1993): *Geomorfología y Geología Ambiental de la Ribera de Navarra*, Tesis Doct., Universidad de Zaragoza, (inédita), Zaragoza, 521 págs.

Libby, W.F. (1955): *Radiocarbon dating*, 2ª ed., University of Chicago Press, Chicago, 175 págs.

Lliboutry, L. (1964–1965): *Traité de Glaciologie*, Masson, Paris; I Glace–Neige. Hidrologie Nivale, 1964; y II Glaciers. Variations du climat. Sols Gelés, 1965; 1040 págs. (pag. cont.).

Llopis Lladó, N. (1970): *Fundamentos de hidrogeología cárstica (introducción a la geoespeleología)*, Blume, Barcelona, 269 págs.

Lobeck, A.K. (1939): *Geomorphology*, McGraw–Hill, N. York, 731 págs.

López, J. (1988): «El riesgo debido a los aludes», en F.J. Ayala *et al.* (eds.), *Riesgos Geológicos*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 215–226.

López Bermúdez, F. (1973): *La Vega alta del Segura: clima, hidrología y geomorfología*, Tesis Doct., Universidad de Murcia, Murcia, 320 págs.

López Bermúdez, F.; García Ruiz, J.M.; Romero Díaz M.A. *et al.* (1993): *Medidas de flujos de agua y sedimentos en parcelas experimentales*, «Cuadernos Técnicos **6**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), Geoforma, Logroño, 38 págs.

Lorius, C.; Barkov, N.I.; Jouzel, J. *et al.* (1988): «Antartic ice–core: CO_2 and change over the last climatic cycle», *EOS*, **69**, 681–684.

Loziński, W. (1909): «Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima», *Bull. Int. Acad. Sci. Cracovie Classe Sci. Math. Nat.*, **1**, 1–25.

Lustig, L.K. (1965): «Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California», «*U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* **352F**», 131–192.

Lyell, C. (1830–1833): *Principles of Geology, Being an Attempt to Explain the Former Changes of the Earth's Surface by Reference to Causes now in Operation*, John Murray, London, 3 vol.; I, 1830; II, 1832; y III, 1833.

Lyell, C. (1847): *Elementos de Geología, con «adiciones sobre los terrenos de España»*, Imprenta de Antonio Yenes, Madrid, 652 págs., (traducción y comentarios de la obra original de C. Lyell, *Principles of Geology*, 1830–1833, por J. Ezquerra del Bayo).

Lyell, C. (1990–1991): *Principles of Geology*; con una nueva introducción por M.J.S. Rudwich, University of Chicago Press, Chicago; I, 1990; II y III, 1991; (reedición facsímil de la obra original, publicada entre 1830 y 1833).

Macdonald, G.A. (1972): *Volcanoes*, Prentice–Hall, Englewood Cliffs, 510 págs.

Macdonald, G.J. (ed.) (1982): *The Long–Term Impacts of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide Levels*, Ballinger, Cambridge, 252 págs.

Mackay, J.R. (1966): «Pingos in Canada», *Natl. Acad. Sci. Publ.*, **1287**, 71–76, (Proceedings of Permafrost International Conference Lafayette).

Mackay, J.R. (1972): «The world of underground ice», *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **62** (1), 1–22.

Mackin, J.H. (1948): «Concept of the graded river», *Geol. Soc. Am. Bull.*, **59**, 463–512, (también reproducido en Schumm, 1972).

Macpherson, J. (1901): «Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica», *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, ser. 2ª, **XXX**, 123–165.

Maldonado, A. y Riba, O. (1966): «El delta reciente del Ebro: descripción de ambientes y evolución», *Acta Geol. Hisp.*, **4**, 9–12.

Mandelbrot, B.B. (1967): «How Long Is the Coast of Britain? Statistical Self–Similarity and Fractional Dimension», *Science*, **156**, 636–638.

Mandelbrot, B.B. (1983): *The fractal geometry of nature*, Freeman, N. York, 468 págs.

Marsh, G.P. (1864): *Man and Nature, or Physical Geography as Modified by Human Action*, Ch. Scribner, N. York, 577 págs.

Marsh, G.P. (1877): *The Earth as Modified by Human Action*, Ch. Scribner, N. York, 674 págs.

Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M. (eds.) (1994): *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones*, Geoforma, Logroño, 141 págs.

Martín Donayre, F. (1879): *Descripción Física y Geológica de la provincia de Ávila*, Mem. Com. Mapa Geol. Esp., **7**, Madrid, 297 págs., mapa y VI láminas.

Martín–Serrano García, A. (1988): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*, Instituto de Estudios Zamoranos, Zamora, 311 págs.

Martín Serrano, A. (1991): «La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina», *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **4** (3–4), 337–351.

Martínez, J.; Garzón, M.G. y Arche, A. (1987): *Avenidas e inundaciones*, «Unidades Temáticas Ambientales de la Dirección General de Medio Ambiente», Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU), Madrid, 67 págs.

Martínez de Pisón, E. (dir.) (1977): *Los paisajes naturales de Segovia, Ávila, Toledo y Cáceres*, Instituto de Estudios de Administración Local, Madrid, 251 págs.

Martínez de Pisón, E. y Antón Burgos, J. (1981): «Repertorio bibliográfico sobre morfología glaciar en la Península Ibérica», *Cuad. Invest. Geogr.*, **VII** (1–2), 1–49.

Martínez Sanz, J.L. (1982): *Medio siglo de ciencia española: la Sociedad Española de Historia Natural*, «Colección tesis doctorales **162/82**», Sección de Historia, Universidad Complutense, Madrid, 546 págs.

Martonne, E. de (1964–1968): *Tratado de Geografía Física*, Juventud, Barcelona, 2 vol., 1135 págs., (traducción del original, *Traité de Géographie physique*; 1ª ed. publicada en 1909, 1 vol., 900 págs.).

Martonne, E. de (1973): «Climate: Factor of Relief», en E. Derbyshire (ed.), *Climatic Geomorphology*, Macmillan, London, 61–75, (reproducción en inglés del original, publicado en *Science*, 1913).

Marzo, M. (1989): «Sistemas fluviales de alta sinuosidad», en A. Arche (coord.), *Sedimentología*, vol. I, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 107–141.

Mattauer, M. (1989): *Monts et Merveilles*, Hermann, Paris, 267 págs.

McGee, W.J. (1888): «The geology of the head of Chesapeake Bay», *U.S. Geol. Surv., 7th Ann. Rept.* (1885–1886), 537–646.

McGee, W.J. (1975): «Sheetflood erosion», en G.F. Adams (ed.), *Planation Surfaces*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 173–194, (reproducción parcial del artículo original, publicado en *Geol. Soc. Am. Bull.*, **8**, 1897).

McHarg, I.L. (1969): *Design with Nature*, Natural History Press, N. York, 198 págs., (reeditado en John Wiley & Sons, N. York, 1992).

McIntyre, D.B. (1970): «James Hutton y la Filosofía de la Geología», en C.C. Albritton (ed.), *Filosofía de la Geología*, CECSA, México D.F., 11–23.

Meier, M.F. (1960): *Mode of flow of Saskatchewan glacier, Alberta. Canada*, «U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. **351**», 70 págs.

Mellor, M. (1959): «Ice flow in Antarctica», *J. Glaciol.*, **3** (25), 377–384.

Mercier, J.L. (1976): «La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un example: l'Arc Égéen (Méditerranée Orientale)», *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **18** (4), 323–346.

Meščerjakov, J.P. (1968): «Les concepts de morphostructure et de morphosculture; un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique», *Ann. Géogr.*, **LXXVII** (423), 539–552.

Miguel, P. de; Rodríguez, E.; Vila, L.F. *et al.* (1982): *Riberas marítimas, fluviales y lacustres: elementos para una ordenación*, «Serie Documentación **2**», Centro de Estudios de Ordenación del Territorio y Medio Ambiente (CEOTMA), Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo (MOPU), Madrid, 88 págs.

Milankovich, M.M. (1969): *Canon of insolation and the Ice–age problem*, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 633 págs., (traducción de la obra publicada en *Posebna Izd. Srp. Kraljevska Akad.* **133**, Prir. Mat. Spisi, 33, 1941).

Miller, V.C. (1953): «A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia, and Tennessee», «*Technical Report* **3**», Department of Geology, Columbia University, 271–300.

Milne, G. (1935): «Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African Soils», *Soil Res.*, **IV–3**, 183–198.

MJI (1995): «Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones», Ministerio de Justicia e Interior, *BOE*, **38** (14–II), 3865, 4846–4858.

Molina, E. (1991): *Geomorfología y Geoquímica del paisaje*, Acta Salmanticensia, **72**, Universidad de Salamanca, 156 págs.

Molina, E. y Pellitero, E. (1982): «Formas periglaciares actuales en la Paramera de Ávila. Hipótesis sobre su génesis», *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **80** (1–4), 49–56.

Mollard, J.D. (1973): «Airphoto interpretation of fluvial features», en *Fluvial Processes and Sedimentation*, Proceedings of Hydrology Symposium, University of Alberta, 342–380.

MOP (1965): *Datos físicos de las corrientes clasificadas por el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH)*, Ediciones del CEH, Ministerio de Obras Públicas, Madrid, 187 págs.

MOPTMA (1994): *Informe de España a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático*, «Serie Monografías», Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, Madrid, 109 págs.

MOPU (1990): *Guía de los ríos de España*, Rev. MOPU, **378**, Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, 224 págs.

Morgan, J.P. (1970): «Deltaic sedimentation: Modern and Ancient», en J.P. Morgan (ed.), *Deltaic Sedimentation: Modern and Ancient*, «Special Publications **15**», Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Tulsa, 31–47.

Morisawa, M. (1968): *Streams. Their dynamics and morphology*, McGraw–Hill, N. York, 175 págs.

Morisawa, M. (1976): *Geomorphology laboratory manual*, John Wiley & Sons, N. York, 253 págs.

Morisawa, M. (1985): *Rivers. Form and process*, «Geomorphology Texts **7**», Longman, London, 222 págs.

NASA (1988): *Earth System Science*, National Aeronautics and Space Administration, Boulder, 208 págs.

Nir, D. (1983): *Man, a Geomorphological Agent. An Introduction to Anthropic Geomorphology*, Keter Publishing House, Jerusalem, 165 págs.

Novo, P. de, y Chicarro, F. (1949): *Diccionario de voces usadas en Geografía Física*, Real Sociedad Geográfica, Madrid, 409 págs.

Nye, J.F. (1952): «The mechanics of Glacier flow», *J. Glaciol.*, **2** (12), 82–93.

Nye, J.F. (1965): «The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic, or parabolic cross–section», *J. Glaciol.*, **5**, 661–690.

Ollier, C.D. (1981): *Tectonics and Landforms*, «Geomorphology Texts **6**», Longman, London, 324 págs.

Olson, G.W. (1981): *Soils and the Environment*, Chapman & Hall, N. York, 178 págs.

Olson, G.W. (1984): *Field guide to soils and the Environment*, Chapman & Hall, N. York, 219 págs.

ONU (1977): *Desertification: Its causes and consequences*, Conference of Nairobi on Desertification, Pergamon Press, Oxford, 448 págs.

Osuna, A. (1993): *Hidráulica Técnica y Mecánica de Fluidos*, Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos (ICCP), Madrid, (pag. por capítulos).

Pailhe, P. (1984): *La Chaîne Iberique Orientale. Etude géomorphologique*, Thèse Doct., Université de Bordeaux III, 682 págs.

Pallí, L. y Roqué, C. (1993): *Morfologia*, «Cartografia temàtica de les Terres Gironines **5**», Universitat de Girona, Girona.

Pardé, M. (1955): *Fleuves et Rivières*, 3ª ed., Colin, Paris, 224 págs.

Parsons, A.J. (1988): *Hillslope Form*, Routledge, London, 212 págs.

Passarge, S. (1919–1921): *Die grundlagen der Landschaftskunde*, L. Friederichsen, Hamburg, 2 vol.

Passarge, S. (1931): *Geomorfología*, Labor, Barcelona, 189 págs.

Passarge, S. (1973): «Morphology of Climatic Zones or Morphology of Landscape Belts?», en E. Derbyshire (ed.), *Climatic Geomorphology*, Macmillan, London, 91–95, (reproducción del artículo original, publicado en *Petermanns Geogr. Mitt.*, **72**, 1926).

Pedraza, J. de (1978): *Estudio Geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*, Tesis Doct., Univ. Complutense, (inédita), Madrid, 459 págs.

Pedraza, J. de (1982): «Geomorfología y Geología: consideraciones epistemológicas», *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **80** (1), 39–48.

Pedraza, J. de (1984): «Domos graníticos de exhumación cuaternaria en la rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central Español)», *Actas I Congr. Esp. Geol.*, I, Madrid, 535–552.

Pedraza, J. de (1988): «Los Riesgos Geológicos a la luz del dilema Actualismo–Catastrofismo», en F.J. Ayala *et al.* (eds.), *Riesgos Geológicos*, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 37–44.

Pedraza, J. (1994): «Sistema Central», en M. Gutiérrez (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 63–100.

Pedraza, J. (1994b): «Los modelos genético–evolutivos del Sistema Central Español: implicaciones morfotectónicas», *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **19**, 91–118.

Pedraza, J. de; Carrasco, R.M.; Díez, A. *et al.* (1994): *Metodología para la clasificación fisiográfica de un territorio*, D.L. SG–131/94, (inédito), 11 págs.

Pedraza, J. de; Carrasco, R.M.; Díez, A. *et al.* (1994b): *Elaboración de mapas de la potencialidad edáfica de un territorio, Desarrollo metodológico*, D.L. SG–20/94, (inédito), 34 págs.

Pedraza, J. de; Carrasco, R.M.; Díez, A. *et al.* (1994c): *Metodología para la evaluación cualitativa de la susceptibilidad a la erosión pluvial y de arroyada de un territorio*, D.L. SG–132/94, (inédito), 10 págs.

Pedraza, J. de y Centeno, J. (1987): «Geosfera», en A. Ramos (ed.), *Diccionario de la Naturaleza*, Espasa–Calpe, Madrid, 471–476.

Pedraza, J. de; Centeno, J.; Acaso, E. *et al.* (1987): «Círculos de piedra e hidrolacolitos actuales en el Sistema Central español», *Actas VII Reun. Cuaternario*, Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA), 187–190.

Pedraza, J. de; Centeno, J.; González, S. *et al.* (1986): *Mapa Fisiográfico de Madrid*, escala 1:200.000, Consejería de

Agricultura y Ganadería, Comunidad Autónoma de Madrid (CAM), 42 págs.

Pedraza, J. de y Garzón, M.G. (1978): «Bases geológicas y geomorfológicas para la sistematización de los análisis del Medio Físico», *Bol. Infor. Medio Ambiente*, **8**, 51–70.

Pedraza, J. de y López, J. (1980): *Gredos, geología y glaciarismo*, Trazo, Zaragoza, 31 págs.

Pedraza, J. de; Peña, J.L. y Tello, B. (1988): «La Cartografía Geomorfológica», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, «Monografías **2**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 207–223.

Pedraza, J. de; Sanz, M.A. y Martín, A. (1989): *Formas graníticas de La Pedriza*, Agencia de Medio Ambiente (AMA), Comunidad Autónoma de Madrid (CAM), Madrid, 205 págs.

Peltier, L.C. (1973): «The Geographic Cycle in Periglacial Regions as it is related to Climatic Geomorphology», en E. Derbyshire (ed.), *Climatic Geomorphology*, Macmillan, London, 131–152, (reproducción del original, publicado en *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **40**, 1950).

Penck, A. (1894): *Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Teriärperiode und der Diluvialperiode*, Z. Ges. Erdkd., **XXXIX**, Berlin, 134 págs.

Penck, A. (1919): «Die Gipfelflur der Alpen», *Sitzungsberg. Preuss. Akad. Wiss.*, **17**, 256–258.

Penck, A. y Brückner, E. (1901–1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*, Tauchnitz, Leipzig, 3 vol., 1396 págs.

Penck, W. (1924): *Die Morphologische Analyse*, Geogr. Abh., **2**, 283 págs.

Penck, W. (1972): *Morphological Analysis of Land Forms; a contribution to physical geology*, Hafner, N. York, 429 págs., (edición en inglés de *Die Morphologische Analyse*, 1924, también publicada por Macmillan en 1953).

Peña Monné, J.L. (1991): *El Relieve*, «Geografía de España **3**», Síntesis, Madrid, 166 págs.

Peña Monné, J.L.; Gutiérrez Elorza, M.; Ibáñez Marcellán, M.J. *et al.* (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*, Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 149 págs. y 1 mapa.

Pérez González, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*, Tesis Doct., Universidad Complutense, Madrid, 787 págs.

Petersen, M.S. (1986): *River Engineering*, Prentice–Hall, Englewood Cliffs, 580 págs.

Petit–Maire, N. (ed.) (1991): *Paléoenvironnements du Sahara*, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Paris, 237 págs.

Pfaff, F. (1874): «Über die Bewegung und Wirkung der Gletscher», *Ann. Phys.*, **151**, 325–326.

Playfair, J. (1802): *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*, Cadell and Davies (London), y W. Creech (Edinburgh), 528 págs., (reeditada en facsímil por University of Illinois Press, 1956, y Dover, N. York, 1964).

Pollard, W.H. (1988): «Seasonal frost mounds», en M.J. Clark (ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester, 201–229.

Porta, J.; López–Acevedo, M. y Roquero, C. (1994): *Edafología*, Mundi–Prensa, Madrid, 807 págs.

Post, L. von (1967): «Forest tree pollen in South Swedish peat bog deposits», *Pollen et Spores*, **IX** (3), 375–401, (traducción al inglés del artículo original, publicado en 1916).

Powell, J.W. (1896): *The Physiography of the United States*, «Monographs **1**», National Geographic Society, (physiograpic processes, págs. 1–32; physiograpic features, págs. 33–64).

Powell, J.W. (1961): *Exploration of the Colorado River of the West*, Dover, N. York, 203 págs. Reedición de la obra original, publicada por la Smithsonian Institution de Washington en 1875.

Prado, C. del (1975): *Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid*, Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos (ICCP), Madrid, 352 págs., (reedición de la obra original, publicada en 1864).

Proust, L. (1799): «Sobre la piedra fosfórica de Extremadura, salitre de Madrid, y vitriolo de magnesia», *An. Hist. Nat.*, **2**, 127–145.

Puigcerver, M. (recop.) (1991): *El clima*, «Libros Investigación y Ciencia», Prensa Científica, Barcelona, 143 págs.

Ramos Fernández, A. (dir.) (1979): *Planificación Física y Ecología: Modelos y Métodos*, EMESA, Madrid, 216 págs.

Ramos Ruiz, A. (1989): «Introducción a los sistemas aluviales» y «Sistemas aluviales braided», en A. Arche (coord.), *Sedimentología* I, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid; cap. 2, 53–66; y cap. 3, 67–106.

Ramsay, A.C. (1846): «The denudation of South Wales», *Mem. Geol. Surv. G.B.*, **I**, 297–335.

Raymond, C.F. (1971): «Flow in a transverse section of Athabasca glacier, Alberta, Canada», *J. Glaciol.*, **10**, 55– 84.

Reineck, H.E. y Singh, I.B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*, 2ª ed., Springer, Berlin, 549 págs.

Reynaud, A. (1971): *Épistémologie de la Géomorphologie*, Masson, Paris, 125 págs.

Reynaud, L. (1992): *Glace et glacier*, Institut Géographique National, Paris y Chamonix, 30 págs.

Rice, R.J. (1983): *Fundamentos de Geomorfología*, Paraninfo, Madrid, 392 págs.

Richter, E. (1900): *Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen*, Petermanns Mitt. Ergaenzungsh., **132**, 103 págs.

Rittmann, A. (1963): *Les volcans et leur activité*, Masson, Paris, 461 págs., (1ª edición en francés de la obra original, publicada en 1936).

Rivas Martínez, S. y cols. (1987): *Memoria del mapa de series de vegetación de España, 1:400.000*, ICONA, Madrid, 268 págs.

Robinson, G.W. (1929): «The Classification of Soils for Purposes of Survey», *Nature*, **123**, 980.

Rognon, P. (1982): «Las crisis climáticas», *Mundo Científico*, **2** (11), 200–211.

Romero, C. (ed.) (1990): *Jornadas de campo sobre Geomorfología Volcánica*, «Monografía **5**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 346 págs.

Romero, C.; Quirantes, F. y Martínez de Pisón, E. (1986): *Los Volcanes*, «Guía Física de España **1**», Alianza, Madrid, 256 págs.

Roqué, C. y Pallí, L. (1994): *Mapa morfològic de Santa Coloma de Farners*, escala 1:10.000, Universitat de Girona, Girona.

Roqué, C.; Pallí, L. y Capellá, I. (1994): *El modelat granític del terme municipal de Sta. Coloma de Farners*, Universitat de Girona, Girona, 24 págs.

Roquero, C. y Porta, J. (1992): *Agenda de Campo para estudios del suelo*, 6ª ed., Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos (ETSIA), Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, 190 págs.

Rust, B.R. (1978): «A classification of alluvial channel systems», en A.D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Pet. Geol. Mem., **5**, 187–198.

Sala, M. y Gallart, F. (eds.) (1988): *Métodos y técnicas para la medición en el campo de procesos geomorfológicos*, «Monografía **1**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 103 págs.

Salisbury, R.T. (1907): *Physiography*, Henry Holt, N. York, 770 págs.

Sánchez, G. y Zabaleta, C. (1978): *Curso de Meteorología y Oceanografía*, 3ª ed., Subsecretaría de Pesca y Marina Mercante, **18–T–13**, Madrid, 498 págs.

Sancho, C.; Benito, G. y Gutiérrez, M. (1991): *Agujas de erosión y perfiladores microtopográficos*, «Cuadernos Técnicos **2**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), Geoforma, Logroño, 28 págs.

Sanders, J.E. (1981): *Principles of Physical Geology*, John Wiley & Sons, N. York, 624 págs.

Sandoval, L. (1991): *Geomorfología*, Ministerio de Defensa, Madrid, 335 págs.

Sauer, C.O. (1925): «The morphology of landscape», *Univ. California Publ. Geogr.*, **2** (2), 19–53.

Savigear, R.A.G. (1965): «A technique of morphological mapping», *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **55**, 516–539.

Scheidegger, A.E. (1970): *Theoretical Geomorphology*, 2ª ed., Springer, Berlin, 435 págs.

Schlesinger, M.E. (ed.) (1991): *Greenhouse–Gas–Induced Climatic Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Elsevier, Amsterdam, 615 págs.

Schott, W. (1935): «Die Foraminiferen in dem äquatorialen teil des atlantischen oceans», *Wiss. Ergeb. Deutschen atlantischen exped. «Meteor», 1925–1927*, **3** (3), 42–134.

Schumm, S.A. (ed.) (1972): *River Morphology*, «Benchmark Papers in Geology **s/n**», Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 429 págs.

Schumm, S.A. (1973): «Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems», en M. Morisawa (ed.), *Fluvial Geomorphology*, Binghamton State University, N. York, 229–310.

Schumm, S.A. (1977): *The Fluvial System*, John Wiley & Sons, N. York, 338 págs.

Schumm, S.A. y Lichty, R.W. (1965): «Time, Space and Causality in Geomorphology», *Am. J. Sci.*, **263**, 110– 119.

Schwenzner, J. (1943): «La morfología de la región montañosa central de la Meseta española», *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **XLI**, 121–147, (traducción–resumen por C. Vidal Box, del artículo original publicado en *Geogr. Abh.*, **3**, 1936).

Selby, M.J. (1982): *Hillslope Materials and Processes*, Oxford University Press, Oxford, 264 págs.

Selby, M.J. (1985): *Earth's Changing Surface*, Oxford University Press, N. York, 607 págs.

Seligman, G. (1949): «Research on glaciers flow», *Geogr. Ann.*, **31**, 228–238.

Serrat, D. y Vilaplana, J.M. (1988): «Metodologías de estudio en la Geomorfología glacial moderna», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, «Monografía **2**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 68–78.

Shepard, F.P. e Inman, D.L. (1950): «Nearshore circulation related to bottom topography and wave refraction», *Trans. Am. Geophys. Union*, **31** (4), 555–565.

Sherlock, R.L. (1922): *Man as a geological agent; an account of his action on inanimate nature*, Witherby, London, 372 págs.

Shreve, R.L. (1967): «Infinite topologically random channel networks», *J. Geol.*, **75**, 178–186.

Sibirtsev, N.M. (1966): *Soil Science*, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, (traducción de la obra original, publicada en 1901).

SICOH (1990): *El Plan Delta para la seguridad y el ambiente*, Servicio de Información de Comunicaciones y Obras Hidráulicas de Holanda, La Haya, 32 págs.

Silva Barroso, P.G. (1994): *Evolución geodinámica de la depresión del Guadalentín desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*, Tesis Doct., Universidad Complutense, (inédita), Madrid, 642 págs.

Simons, D.B. y Richardson, E.V. (1961): «Forms of bed roughness in alluvial channels», *Am. Soc. Civ. Eng. Proc.*, **87** (HY3), Pap. 2816, 87–105.

Simons, D.B. y Richardson, E.V. (1966): *Resistance to flow in alluvial channels*, «U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. **422J**», 61 págs.

Simpson, G.G. (1975): «Uniformitarianism. An inquiry into principles. Theory and Method in Geohistory and Biohistory», en C.C. Albritton (ed.), *Philosophy of Geohistory: 1785–1970*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 256–309, (reproducción del artículo original, publicado en 1930).

Slaymaker, O. (ed.) (1991): *Field Experiments and Measurement Programs in Geomorphology*, Balkema, Rotterdam, 224 págs.

Smith, D.G. (1993): «Fluvial geomorphology: where do we go from here?», *Geomorphology*, **7**, 251–262.

Smith, D.I. y Stopp, P. (1978): *The river basin. An introduction to the study of hydrology*, Cambridge University Press, Cambridge, 120 págs.

Solé Sabarís, L. (dir.) (1952): «España. Geografía Física», en M. de Terán (coord.), *Geografía de España y Portugal*, I, Montaner y Simón, Barcelona, 497 págs.

S.S.S. (1960): *Soil Classification, a Comprehensive System 7th Approximation*, Soil Survey Staff, United States Department of Agriculture (USDA), Washington D.C., 265 págs.

S.S.S. (1962): *Soil Survey Manual*, «Agriculture Handbook **18**», Soil Survey Staff, United States Department of Agriculture (USDA), Washington, 503 págs., (reedición del original, publicado en 1951).

S.S.S. (1975): *Soil Taxonomy*, «Agriculture Handbook **436**», Soil Survey Staff, United States Department of Agriculture (USDA), Washington, 754 págs.

S.S.S. (1992): *Keys to Soil Taxonomy*, «SMSS Technical Monography **19**», Soil Survey Staff, Pocahontas Press, Virginia, 541 págs.

Starkel, L.; Gregory, K.J. y Thornes, J.B. (eds.) (1991): *Temperate Palaeohydrology*, Wiley, Chichester, 548 págs.

Strahler, A.N. (1950): «Equilibrium theory of erosional slopes approached by frecuency distribution analysis», *Am. J. Sci.*, **248**, 637–696 y 800–814.

Strahler, A.N. (1952): «Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography», *Geol. Soc. Am. Bull.*, **63**, 1117–1142, 23 fig.

Strahler, A.N. (1964): «Quantitative Geomorphology of drainage basins and channel network», en V.T. Chow, *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw–Hill, N. York, 4–39 a 4–76.

Strahler, A.N. (1974): *Geografía Física*, Omega, Barcelona, 767 págs.

Strakhov, N.M. (1967): *Principles of Lithogenesis*, I, Oliver & Boyd, Edinburgh, 245 págs.

Sugden, D.E. y John, B.S. (1976): *Glaciers and Landscape*, Arnold, London, 376 págs.

Summerfield, M.A. (1991): *Global Geomorphology*, Longman y John Wiley & Sons, London y N. York, 537 págs.

Sweeting, M.M. (1972): *Karst Landforms*, Macmillan, London, 362 págs.

Taborin, J. (coord.) (1992): «A propos du Quaternaire en Europe», *Géochronique*, **44**, 15–25.

Taton, R. (ed.) (1988): *Historia General de las Ciencias*, Orbis, Barcelona, 18 t., (pag. var.).

Tello Ripa, B. y López Bermúdez, F. (1988): *Los lagos*, «Guía Física de España **4**», Alianza, Madrid, 264 págs.

Terzaghi, K. (1950): «Mechanism of landslides», *Application of geology to engineering practice*, Geological Society of America, Berkey Volume, 83–123.

Terzaghi, K. (1962): «Stability of steep slopes on hard unweathered rock», *Géotechnique*, **12** (4), 251–270.
Thom, R. (1972): *Stabilité structurelle et morphogénèse: essai d'une théorie générale des modéles*, «Mathematical Physics Monograph Series», Benjamin, Reading, 362 págs.
Thorbecke, F. (ed.) (1927): *Morphologie der Klimazonen*, Düsseldorfer Geogr. Vortr., **3**, 100 págs.
Thornbury, W.D. (1960): *Principios de Geomorfología*, Kapelusz, Buenos Aires, 627 págs., (1ª ed. en castellano del original, publicado en 1954).
Thorne, C.R.; Bathurst, J.C. y Hey, R.D. (eds.) (1987): *Sediment Transport in Gravel–Bed Rivers*, John Wiley & Sons, Chichester, 995 págs.
Thornes, J.B. y Brunsden, D. (1977): *Geomorphology and Time*, Methuen, London, 208 págs.
Torrubia, J. (1994): *Aparato para la historia natural española*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Madrid, 375 págs., (reedición facsímil de la obra original publicada en 1754, e introducción sobre la biografía de J. Torrubia por F. Pelayo).
Trevisan, L. (1950): «Genèse des terrasses fluviatiles en relation avec les cycles climatiques», *C. R. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949*, **II**, 511–528.
Tricart, J. (1965): *Principes et méthodes de la Géomorphologie*, Masson, Paris, 496 págs.
Tricart, J. (1968): *Précis de Géomorphologie, 1, Géomorphologie Structurale*, SEDES, Paris, 322 págs.
Tricart, J. y Cailleux, A. (1962): *Traité de Géomorphologie*, III, «Le Modelé Glaciaire et Nival», SEDES, Paris, 508 págs.
Tricart, J. y Cailleux, A. (1965): *Traité de Géomorphologie*, I, «Introduction à la Géomorphologie Climatique», SEDES, Paris, 306 págs.
Troeh, F.R. (1965): «Landform equations fitted to contour maps», *Am. J. Sci.*, **263**, 616–627.
Trudgill, S.T. (1985): *Limestone Geomorphology*, «Geomorphology Texts **8**», Longman, London, 196 págs.
Turnes, B.L.; Clark, W.C.; Kates, R.W. *et al.* (1990): *The Earth as Transformed by Human Action*, Cambridge University Press, Cambridge, 300 págs.
Twidale, C.R. (1976): *Analysis of Landforms*, John Wiley & Sons, Sydney, 572 págs.
Twidale, C.R. (1982): *Granite Landforms*, Elsevier, Amsterdam, 372 págs.

UGI (1948): *Problèmes des terrasses*, Union Géographique Internationale, Armand Colin, Paris, 109 págs.
Urey, H.C. (1947): «The thermodynamic properties of isotopic substances», *J. Chem. Soc.*, **9**, 30–45.

Van Couvering, J.A. (1995): «Setting Pleistocene marine stages», *Geotimes*, March 1995, 10–11.
Vandenberghe, J. (1988): «Cryoturbations», en M.J. Clark (ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester, 179–198.
Van Zuidam, R.A. y Van Zuidam, F.I. (1978–1979): *Use of aerial detection in Geomorphology and geographical landscape analysis*, «ITC Textbook Photo–interpretation **7**», International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Enschede, 310, 23 págs.
Varnes, D.J. (1958): «Landslides types and processes», en E.B. Eckel (ed.), *Landslides and Engineering Practice*, «Highway Research Board Special Reports **29**», National Research Council, Washington, 20–47.
Veatch, J.O. (1937): «The idea of the Natural Land type», *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, **2**, 499–503.
Vera, J.A. (1989): «Criterios empleados en la informatización de la tabla CDR (Clasificación Decimal de Ríos) de la base de datos HIDRO del C.E.H.», *Rev. Ing. Civ.*, **70**, 67–74.
Vidal Romaní, J.R. (1984): *El Cuaternario de la provincia de La Coruña. Geomorfología Granítica, Modelos Elásticos para Formación de Cavidades*, Tesis Doct., Universidad Complutense, (inédita), Madrid, 283 págs.
Vilaplana, J.M. (1987): *Guia dels paisatges granítics dels països catalans*, Kapel, Barcelona, 182 págs.
Vilaplana, J.M. y Bordonau, J. (1987): «Los tills subglaciares del Pirineo: criterios de identificación», *Actas VII Reun. Cuaternario, Santander*, Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA), 197–199.
Visher, S.S. (1945): «Climate Maps of Geologic Interest», *Geol. Soc. Am. Bull.*, **56**, 713–776.
Vita–Finzi, C. (1986): *Recent Earth Movements. An Introduction to Neotectonics*, Academic Press, London, 226 págs.

Wallerstein, G. (1958): «Movement observations on the Greenland Ice Sheet», *J. Glaciol.*, **III** (23), 207–210.
Warburton, J. y Álvarez, C. (1989): «A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System», *Libro homenaje a R. Soler*, Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP), 147–155.
Warren, A. (1979): «Aeolian processes», en C. Embleton y J.B. Thornes (eds.), *Process in Geomorphology*, Arnold, London, 325–351.
Washburn, A.L. (1973): *Periglacial processes and environments*, Arnold, London, 320 págs.
Washburn, A.L. (1979): *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*, Arnold, London, 406 págs.
Wayland, E.J. (1975): «Peneplains and Some Other Erosional Platforms», en G.F. Adams (ed.), *Planation Surfaces*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, 355–357, (reproducción del artículo original, publicado en *Ann. Rept. Bull. Prot. Uganda*, **1**, 1933).
Williams, H. (1942): *The Geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a reconnaissance of the Cascade Range southward to Mount Shasta*, «Carnegie Institute of Washington Publications **540**», 162 págs.
Williams, P.W. (1966): «Limestone pavements with special references to western Ireland», *Inst. Br. Geogr. Trans. Pap.*, **40**, 155–172.
Williams, P.W. (1969): «The Geomorphic Effects of Ground Water», en R.J. Chorley (ed.), *Water, Earth, and Man*, Methuen, London, 269–284.
Wilson, I.G. (1972): «Universal discontinuities in bedforms produced by wind», *J. Sediment. Petrol.*, **42**, 667–669.
Wilson, L. (1968): «Morphogenetic classification», en R.W. Fairbridge (ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold, N. York, 717–729.
Wischmeier, W.H. y Smith, D.D. (1958): «Rainfall energy and its relationship to soil erosion», *Trans. Am. Geophys. Union*, **39**, 285–291.
Woodruff, N.P. y Siddoway, F.H. (1965): «A wind erosion equation», *Proc. Soil Sci. Soc. Am.*, **29**, 602–608.
Wright, A.E. y Moseley, F. (eds.) (1975): *Ice Ages: Ancient and Modern*, Seel House Press, Liverpool, 320 págs.
Wright, L.D. y Coleman, J.M. (1973): «Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes», *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **57**, 370–398.

Young, A. (1963): «Deductive models of slope evolution», *Slopes Commun. Rep.*, **3**, 45–65.
Young, A. (1972): *Slopes*, «Geomorphology Texts **3**», Oliver & Boyd, Edinburgh, 288 págs.

Zazo, C. (ed.) (1987): *Cambios del nivel del mar en España en el Cuaternario reciente*, «Trabajos de Neógeno y Cuaternario **10**», Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN), Madrid, 306 págs.

Zazo, C.; Dabrio, C.J. y Goy, J.L. (1988): «Geomorfología litoral y significación de las variaciones del nivel del mar», en M. Gutiérrez y J.L. Peña (eds.), *Perspectivas en Geomorfología*, «Monografía **2**», Sociedad Española de Geomorfología (SEG), 171–188.
Zazo, C. y Goy, J.L. (1994): «Litoral español», en M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Rueda, Madrid, 437–469.
Zeeman, E.C. (1977): *Catastrophe Theory, Selected Paper 1972–1977*, Benjamin, Reading, 675 págs.

ÍNDICE DE TÉRMINOS

A

abanico
  aluvial, 218, **238**, 251, 310
  costero, 290
  de derrubios, 133
  de desbordamiento, 231, **232**
  de piedemonte, 218, 310, 311
ablación (glaciar), 157, 158, **159**, 164, 165
  neta, 159
  llanura, 174
  total, **147**, 149, **159**
  zona, 159
aborregada, roca, 161
abrasión
  eólica, 260, 269
  fluvial, 210
  glaciar, **160**, 161, 162
  plataforma, 284
absteigende, 25
abstracciones iniciales, 200
acanaladura
  eólica, 261
  glaciar, 161
  granítica, 326, **328**
  pluvial *(rill)*, **200**, 218
acantilado, 276, 284, 285, **294**, 297
acarcavamiento, 218, **219**, 336
acción hídrica, 209
acortamiento de meandro, **230**, 233, 236
actualismo, 13, 37
actualístico (método), 14, **15**, 35, 36
acumulación
  cuenca, 149
  formas (gravitacional), 115
  glaciar, 157, 158, **159**, 164
  zona o centro (glaciar), 147, 149, 153, **159**, 160
acuñamiento, 79, **129**
aforo, 201
Afton, 175, 188
Agassiz, **16**, 152, 175
agentes morfogenéticos, 43, 45
agresividad del agua, 331
agrietamiento *(cracking)*, 129
  pseudopoligonal, 328
agua/s
  capilar o de retención, 88
  englaciares, 170, 171, 172
  fluvioglaciares, **172**, 173, 174
  de fusión glaciar, **170**, 171, 173, 174
  gravitacional, 88
  proglaciares, 172, 174
  subglaciares, 170, 171, 172
  en el suelo, 88
  supraglaciares, 170, 171, 172
agujas
  periglaciares, 143
  volcánicas, 320
aireación, zona, 336
aklé, **265**, 266
albardón, 232
alcabén, 218
Aletsch (pulsación), 177, 179, 189
alineación morfotectónica, 349
alitización, 81
Alleröd, 179, 189
alluvial fans, 310
alluvium, 15
almacenamiento en depresión, 200
alo–*till*, **166**, 167
alpino, estilo plegamiento, 351
alterabilidad, 80
alterita, **81**, 85
  alóctona, 85
  autóctona, 85
  residual, 85
altiplano, 353
alud, **136**, 143
aluvial, 15
  abanico, 218, **238**, 251, 310
  carst, 336
  llanura, 220, 221, **222**, 233
aluvión, 221, 223, 224, **237**
álveo, 223
alveolo, 261
ambiente mediterráneo, 313
ampolla de hielo *(frost blister)*, 140, **141**, 143
anabranch (ramificada), corriente, 228
anaclinal, valle, 344
anaglaciar, **184**, 192, 241, 243, 245
análisis
  comparado, 12
  geomorfológico, **45**, 46
  geomorfológico comparado, 37
  morfográfico, 73
analógico, modelo, 255
anapluvial, **184**, 241, 243
anastomosadas, corrientes, 226, 227, 228, 229
ángulo
  característico primario, 56
  crítico, 110, 113
  de estabilidad, 113
  límite, 56
anillo
  de piedras, 138
  de toba volcánica, 321
antagonismo dinámico, 27, 37
antecedente, valle, **16**, 344
anticlinal, valle, 344
antidunas, 224, 225
antiglaciaristas, 168
antinodal, línea, 288
antinudo, punto, 283
apalachiano
  estilo, **351**, 354
  relieve, 347
ápice (abanico aluvial), 238
arcillas residuales, 84
arco
  insular, 355
  marino, 284
  morrénico, 169, 170
área contribuyente, 205, 250
arenización, **84**, 325, 327
  franja, 325

residual, 325
zona, 326
areolar, erosión, 310
arista, 143
Aristóteles, 10
aros de piedra, 328
arranque
glaciar *(plucking)*, **160**, 161, 162
huellas, 162
arrecifal, costa, 294
arrecife, 289, 290
arriada de invierno, 201
arroyada, **218**, 219
en manto, 310, 362, 365
en reguero, 365
en surco, 218
arroyo, 200, 218
artesa
fluvial, 220, 221
glaciar, 168
Atlántico, 179, 189
atolón, 289
atrición
eólica, 261
fluvial, 210
aufsteigende, 25
aulacógeno, 355
aureolar, erosión, 310
autotraslación, 109, **110**, 129, 156
avalancha
de derrubios, 115
de nieve, 136, 143
de rocas, **116**, 124
de tierras, 116, **117**, 124
avenida, **201**, 203
análisis hidrológico, 203
consecuencias geomorfológicas, 236
de diseño, 203
máxima probable, 203
avulsión, **232**, 233, 236

B

backshore (trasribera), 278
badlands, **218**, 219, 336
bajada (abanico aluvial), **238**, 239
bajamar, 281
balance
de masa glaciar, **158**, 159, 160, 195
de meteorización, 85, 104
banco
de canal *(bank)*, 224
de llanura *(oxbow lake)*, 257
bankfull (canal de aguas altas), **222**, 223, 227, 252
discharge (caudal de aguas altas), 236, 252
barco, 200
barján, **265**, 266
barjanoide, 265
barniz rocoso (del desierto), 263
barra/s
de canal *(braided bar)*, **228**, 229, 234, 235, 237
emergente, **224**, 229
lateral, 213, **224**
litoral, 287, 288, 289
semilunar de meandro *(point bar)*, **230**, 231, 235
tipos, 224, 229
barranco, 218, 220, 336
barranquera, 218
barrera
arrecifal, 294
isla, **286**, 288, 294
basal, zona (glaciar), 163, 167
Baulig, 18
bauxita, 84
bédière, 170, 171, 173
berma, 276
Bernouilli
ecuación, 204
suma, 205
trinomio, 204
berrocal, 324, **326**, 327
Biber, 188
bifurcación, relación, 249
bioerosión, 285
biostasia/cas, **312**, 364
bisialitización, 81
blister, **140**, 141, 143
bloque
errático, 162
granítico, 327
bogaz, 332
Bölling, 179, 189
bolo granítico, 326, **327**
bolsón (cuenca sedimentaria), 240, 311
Boreal, 179, 189
bores, 282
bornhardt, **325**, 326, 327
braid (cordón o lazo pluvial), 200
braided (entrelazada), corriente, 226, 227, 228, 235
braiding, parámetro, 227
brazo de corriente, 223
Brüggen, 188
Brunhes, 188
Büdel, **22**, 306, 312, 362

C

cabezo, 339
cadena orogénica, 351, 355
caída (gravitacional), 115, **116**, 124
calado, 205, 208, **215**
calcreta, 84
caldera
fluvial *(pothole)*, 224
volcánica, 320, 321, **322**
caliche, 85
callejón *(bogaz)*, **332**, 334
cambio/s
catiónico, **91**, 92
climático, 384, **386**
nivel del mar, 277
campo
de bloques, **133**, 134
de *drumlins*, 170
de hielo, **150**, 151
volcánico, 319, 322
canal/es, 223
abandonado, 231, 237
de aguas altas *(bankfull)*, **222**, 223, 252
de avenida, 222
de crecida, 223
de desagüe, 218
de estiaje, 223, 227
de marea *(bores)*, 282
órdenes (jerarquías), **249**, 250
secundario, 221
canalón granítico, 328
canchal, **132**, 143
caño, 224
cañón, 220
cañón fluviocárstico, 332
caolinita, 81, 82
capa
activa, **127**, 128
de frenado, 260
límite, 208
capacidad
de campo, 88
de carga, 16, 212
de intercambio catiónico, 92
captura fluvial, 248, 255
carbonación (carbonatación), 79
carbono, ^{14}C, 187
cárcava, 218
carga
disuelta, 211
fluvial, 210
de fondo, 211
hidráulica, 205
de lavado *(wash load)*, 212
pérdida, 205
sólida, 210
en suspensión, 209, **211**
carst, 329
aluvial, 336
cubierto, 336
frío, 336
glaciar, 170, 172
templado, 336
tropical, 336
cárstico, paisaje, 334
carstificación, 330
cartografía
geomorfológica, 374
morfométrica, 56, **61**
cascada, 216, 224
casquete (glaciar)
de montaña, 150
polar, 150
subpolar, 150
cataclinal, valle, 344
cataglaciar, **184**, 186, 192, 241, 243, 245
catapluvial, **184**, 241, 243
catarata, 224
catástrofes, teoría, 27, **30**, **369**
catastrofismo, 37
catastrofista, método, **13**, 37
categorías genéticas, 44
catena, 105
cauce, 221, **222**, 223, 252, 253
caudal, 201
de aguas altas *(bankfull)*, 221, 236
autoconfigurador, 252
base, **201**, 202
sólido, 206

caverna, 333
cavidad, 333
cavitación, **209**, 210
cavitómetro, 195, 196
caz, 223
cenote, 257, **332**
cerro testigo, **338**, 339
césped almohadillado, **140**, 141
chevron, **346**, 347
Chezy
  coeficiente, 208, 209
  fórmula, 208
chimenea de hadas, **218**, 219
cicatriz de despegue, 115, 116
ciclicidad, 37
ciclo/s
  astronómicos (orbitales), **181**, 182, 190
  de erosión (erosivo), 18, 19, 20
  geográfico, 18, **19**, 20, 360, 364, 367
  de helada (hielo–deshielo), 126, 127, **128**, 129
  de hielo, 184
  de lluvias–caudales, 184
  del relieve, 19
  térmicos, 184
cinder, 320
cinta transportadora oceánica, 182, 183
circo
  glaciar, 168
  soligelifluidal, **142**, 143
circularidad, relación, 247
círculos de piedra, 138, 143
clima
  cambios en la tendencia, 184
  modelos evolutivos, 386
climácico, suelo, 95
climático/a
  cambio, 384, **386**
  cronología, 189
  mutación, 184
  riesgo, 386
climatogénesis, 22, 306
climatogenética, clasificación, 22, 307
clímax edáfico, 95
cluse, 346
coast (costa), 278
cobertera
  de hielo, **150**, 151
  nival, 127, **129**
cockpit, 332
codo
  de captura, 255
  cárstico *(loop)*, 336
cohesión
  aparente, 110
  efectiva, 110, 111
  verdadera, 110
colector
  fluvial, 217
  glaciar, 194
colisión, cadena, 355
coloidal, 90
coloide, 90
columna (espeleotema), **333**, 335
coluvionar, formación superficial, 115
combe, 346
competencia, 16, 212
complejidad
  de formas, 51
  morfogenética, 41
complejo
  absorbente, **90**, 92
  aniónico, 92
  órgano–mineral, 90
concentraciones de derrubios, 134
conductos
  cársticos (relleno), 333
  glaciares, 170
congelación, riesgo, 144, 145
congelifluxión, 136
congelifracción, 129
conjunto geométrico, 51
cono/s
  aluvial, 204, 213
  de derrubios, **133**, 134, 143
  de desbordamiento o derrame, 231, **232**, 237
  de deyección, **218**, 219
  de escoria, 320, 321
  fluvioglaciar, 172
  volcánico, 58, 319, **320**, 323
consecuente, valle, **16**, 344
conservación, cantidad movimiento, **206**, 207
continuidad
  del caudal sólido, 206
  ecuación, 203, **206**
contrastes
  morfométricos, 52
  del relieve, 56
coraza, 84
cordillera, 350, 351
  estilos, 351
cordón
  litoral, 286, 288
  pluvial *(braid)*, 200
corología, 21
corona de hierba, 138, 143
corrasión
  eólica, 260
  fluvial, 210
corredor
  de derrubios, 134, 143
  de desgarre, 355
  de disolución, 334
  de hielo, 168
corriente
  energía, **204**, 205
  fluvial, 199
  litoral, **281**, 283
  de marea, 281
  de oleaje, 282
  orden, **249**, 250
  poder (potencia), **209**, 212
  de resaca, **281**, 283
  de ribera, 283
corrosión, **77**, 210
corte de meandro *(neck cut–off)*, 230
costa, 276, **277**, 278
  línea, 277
  tipos, 294
Coulomb, 110
cracking, 129
cráter, **322**, 323
  caldera, **322**, 323
  de explosión, 319
  línea, 321
  maar, **322**, 323
cratón, 351
crecida, **201**, 203, 204, 236
  análisis hidrológico, 203
  consecuencias geomorfológicas, 236
  máxima ordinaria, 223, 253
  propagación, 203
creep
  en hielo, 148, **152**
  en roca o suelo, **115**, 117, 124, 129, 132, 136
cresta
  de barra *(scroll)*, **230**, 231, 232, 233
  de berma, 276
  estructural *(hogback)*, **346**, 347
  granítica, 324, **327**
  morrénica, 169, 170
  periglaciar, 143
  de playa, 288
crestas y surcos *(ridge and runnel)*, 287
crestón, 339
creta, 84, 85
crevasse, 147, **155**, 156, 170, 172
  tipos, 158
crevasse splay, 231, **232**, 237
criocarst, **142**, 143, 172, 330
crioclastia, 129
crioergia, 127
crionivación, 127
criopediment, 143
crioplanación, terrazas, **142**, 143
crioturbación, 129, 139
crisis climáticas, 27, 386
Cromer, 188
cronología/s
  climáticas, 189
  de denudaciones, 18
cuantiles, 201, **203**
Cuaternario, cronoestratigrafía, **187**, 188, 189, 190
cubeta
  de deflación, 268
  glaciar, **162**, 194
  sedimentaria, 351
cuenca
  de alimentación glaciar, 159
  extraorógeno, 343
  hidrográfica (de drenaje), 199, 221, 223, **247**
  hidrológica, 247, 252
  intraorógeno, 343
  molásica, 355
  morfometría, 247
  pull–apart, 355
  de recepción, 218
  sedimentaria, 351, 355
  subsidente, 355
  topográfica, 247, 252
  trasorógeno, 343
  vertiente, 120
cuesta, 344
cuña de hielo, 130, 138, 139
curso fluvial, tramos, 243
Cuvier, **13**, 37

D
dachfläche, **23**, 24
dames coiffées (damas con toca), 218
Darcy–Weisbach
  coeficiente, 208
  ecuación, 208
Darwin, 15
datación/es
  absolutas, 187
  paleomagnéticas, 187
Davis, **17**, 18, 25, 28, 37, 38, 214, 217, 342, 362
decalcificación, cubeta, 332
deflación, 260
  cubeta, 268
deformación
  interna del hielo, 152
  periglaciar del suelo, 138
delta/s, **290**, 292
  fluvioglaciar, 172, 173, 174
  tipos, 291, 293
deltaico/a
  frente, 290, 291, 293
  llanura, 220, 290, 291
denudación/es
  cronología, 18, 20
  formas, gravitacional, 115
  tasa, 365, **370**
depósitos
  de acreción, 165, 229, **234**, 237
  eólicos, 262–268
  fluviales, 234–235, **237**
  fluvioglaciares, **172**, 173, 174
  glaciares, 165–167
  glaciolacustres, 172, 173, **174**
  de *lag*, 229, 237
  litorales, 285–294
  periglaciares, 132–143
deriva litoral (costera), 281
derrame
  de derrubios, 134, 135
  de desbordamiento *(crevasse splay)*, 232
derrubios
  cono, 133, 134
  englaciares, 163, 166, 167
  glaciares (tipos), 162, **163**, 164, 165
  de gravedad, 115
  no ordenados, **132**, 135, 143
  ordenados *(grèzes litées)*, **134**, 143
  proglaciares, 163
  subglaciares, 162, **163**
  supraglaciares, 163
  de vertiente, 132, 143
  yuxtaglaciares, 163
desagregación, 77
descamación, 79
descarga, zona, 147, **159**
descomposición, 77
  de la materia orgánica, 87
desecación, grietas, 205
desertificación, 184, **384**
desertización, 184, **384**
desgaste glaciar, 160
desierto/s
  de arena, 268
  hiperárido, 310
  pedregoso, 268
  rocoso, 268
  subpolares árticos, 309
  tropical, 309
desintegración granular, 79
deslizamiento (glaciar), **152**, 153, 155, 156
deslizamiento (gravitacional), 115, 116, **117**, 124
  en masa, 129
  planar, 110
  de rocas, 115
  rotacional, 115, 117
  superficie, 117
  de tierra, 115
  traslacional, 115
Desmarest, 13
desplome, 116
  en cuña, 116
  con vuelco, 116
desprendimiento, 116
diaclinal, valle, 344
diagénesis del hielo, **147**, 153
diluvial, 15
diluvium, 15
dinámica
  exógena, 14
  externa, 14
  interacción, **37**, 41
  interna, 14
  natural, **12**, 14
  superficial, 14
dique natural *(levée)*, 231, **232**, 235, 237
disgregación mecánica, 77
disolución, 79
  por mezcla, 331
  transporte, 211
divisoria, 120, 221, **247**
doble planación, superficie, 312, 362
Dokuchaev, 95
dolina, 331, **332**
  tipos, 331
dominio fluvial, **221**, 249
domo
  estructuras, 347
  granítico, 59, 324, 325, **326**, 327
  de hielo, 150
  volcánico, 319, 320, 321
Donau, 178, 188
dorsal, 355
draas, 264, **266**
drenaje
  densidad, 249
  inversión, 255
  patrones, 247, 250
  tipos, 250
drift, **162**, 167
dropstone, 164
drumlin/s, 168, **170**, 174, 309
  campos, 170
  rocoso, **162**, 170
Dryas, 177, 179, 186, 189
duna
  eólica, 264–266, 290
  fluvial, **224**, 225
durabilidad, índice, 80
duricreta, 84, 85, 312

E
Eburon, 188
ecuaciones morfográficas
  morfométricas, 60
  de similitud, 56
  de la superficie real, 56
edad de hielo (glaciación), 175, 177
edáfico/s
  horizontes, 87
  índices de potencialidad, 105, 106
  perfil, 86
  soportes, 86
  unidades de potencialidad, 105
Edafología, 95
edafón, 88
Eem, 188
efecto invernadero, 182, 384, **386**
elementos morfológicos, 44, 66, 367
  propios, 66, **367**
  sobreimpuestos, 66, **367**
Elster, 188
eluviación, 84, 85
Emiliani, 190
emisario glaciar, 194
encajamiento fluvial, 240
encostramiento, 85
endocárstico, 331, **333**, 336
  conducto, 335
  sistema, 334
endopedones, 99
endrumpf, 23
energía
  de posición, 41
  del relieve, 54
energía (de una corriente fluvial)
  altura (a.e.), 205
  altura absoluta *(H)*, 204
  cinética, 204, 205
  específica, 205
  gradiente, 205
  línea, 205
  mecánica, 204
  potencial, 204
englaciar/es
  aguas, 170, 171, 172
  derrubios, 163, 167
  zona, 163
enlosado, 138, 143
ensenada fluvial, 224
enterramiento periglaciar, 138
entrecruzada, corriente *(braided)*, 228
entrelazada, corriente *(braided)*, 228
eólico/a
  arenas de removilización, 136, 143
  deflación, 260, 269
epifreática, zona, 336
epipedón, 87, **99**
época/s glaciar/es, 16, 175, 176
Época Glaciar Cuaternaria, 176, 178, 179
equilibrio
  dinámico, 27, 29, 360
  dinámico metaestable, **28**, 29, 361
  estable, 28, 29
  estático, 29
  fluvial, 214

indiferente, 28
inestable, 29
línea, **159**, 160, 164
metaestable, 29
modelos, 28
perfil longitudinal, 16, 214
de régimen permanente, 27, **28**, 29, 237, 360
termodinámico, 29
era/s glaciar/es, 176, 178, 179
erg, 268
ergodicidad, teoría, 367
erodibilidad, eólica, 271
erosión
aureolar (areolar), 310
eólica (ecuación), 271
excepcional, 19
normal, 19
sistema, 22, 27
del suelo, 375
superficie, 362
erosionabilidad eólica, 271, 272
erosividad eólica, 271, 272
errático, bloque, 162
erupción volcánica (tipos), 319
escarpe de orilla fluvial, 224
escarpe de falla, tipos, 348
escorrentía
coeficiente, 201
directa, 201, 202
por exceso de saturación, 200
fases, **200**, 205, 206
en lámina, 200
en manto, 200
pura, 200
subsuperficial, 201
superficial, 199, **201**, 202
escudo, 351
escudo volcánico, 319, 320, 321
escultura (del relieve), 16, 342
esker, 172, 173, 174
España (geomorfología)
cartografía geomorfológica, 374
clasificaciones territoriales, 385
morfologías volcánicas, 322
paisajes cársticos, 337
procesos fluviales, 254
procesos gravitacionales, 125
procesos de meteorización y suelos, 107
procesos periglaciares, 142, 145
tipos de lagos, 257
espeleotema, **333**, 335
espigón, 289
estadial/es, 177
estado/s
de equilibrio, 359
evolutivo, 17, **19**
estalactita, 333, 335
estalagmita, 333, 335
estavela, 332
estiaje, 201
Estrabón, 10
estrangulamiento de meandro, **230**, 233, 236
estratovolcán, 319, **322**, 323
estría
eólica, 261
glaciar, 161
estriado, suelo, 137
estructura, 16, 19, **342**
estructuración/es
morfológica, 37
periglaciares, 137, 143
estuario, **285**, 294
etapas
glaciares, 177, 179
interglaciares, 177, 179
etchplain, **312**, 313, 362
etchplanación, 312, 313
Euler, 13
eustatismo, 175
diastrófico, 18
evaluación de impactos ambientales, 385
evolucionismo, **12**, 13, 15
exocárstico, 331
exógena, dinámica, 14
externa, dinámica, 14
extraplomo granítico, 328

F

faceta, eólica, 261
facetado tectónico, 348, 349
factor/es
climáticos, 305
dinámicos, 40, 46
estáticos, 40, 46
geognósticos, 305
predominante, 27
de seguridad (estabilidad), 111, 112
subordinados, 27
falla, escarpe (tipos), 348
fan delta, 290
fanglomerados, 311, 315
Fase Atlántica, 186
fase/s
agua (glaciar), 147, 152, **153**, 155
fluvial, **200**, 206
glacial, 146
glaciar, 146, **177**
interglaciar, **177**
de laderas (escorrentía), **200**, 205, 218, 219
Fernau, 177, 179, 186, 189
ferralitización, 81
ferricreta, 84, 312
ferruginización, 81
fersialitización, 81
fetch, **280**, 282
Filosofía de la Naturaleza, 10
finalismo del relieve, 37
fiordo, 285, 294
firn, 147
Física
de la Naturaleza, 10
de la Tierra, 12
Fisiografía, 14, 35, **63**
objetivo, 63, 73
Fisiología (del relieve), 64
Fisonomía (del relieve), 64
flecha litoral, 286, **289**
fluctuación, zona (carst), 336
fluencia, **152**, 158
fluidificación, 111
fluido newtoniano, 148, 205, 211, 259, 260
flujo/s
de barro, 211
bifásico, 206
fluvial, tipos, 206, 207
glaciar, 149, 152, 153, **155**, 156, 158
gravitacional, 115, 116, **117**, 124, 129, 136, 323
helicoidal, **230**, 231
hipodérmico, 205
en lámina *(sheet flow)*, 200
en manto (o difuso), 200
por saturación, 200
subsuperficial (modelo), 200
superficial (modelo), 200
térmico, 129
velocidad, 207
fluvial
depósito (sedimento), 234, 237
fase, 200
morfotectónica, 343
sistema, 214
fluviocarst, 332
fluvioglaciar/es
aguas, **172**, 173, 174
depósitos, 170, **172**, 173, 174
terrazas, 172, 243, 244
foliación (hielo), 155, 156, **157**
fondo de saco, valle, 332
Forbes, 152
bandas, 157
foreshore (ribera exterior), **278**, 288
forma/s
análisis, 46
asociaciones, 45
conjuntos, 45
derivadas, 343
estructurales, 345
mayores o compuestas, 44
mixta, 317
mixta derivada, 317
mixta penioriginal, 317
originales, 317, 343
penioriginales, 343
simples, 44
unitarias, 45
formación superficial, **83**, 86
alterítica, 81
coluvionar, 115
fosa, 311, **355**
de subducción, 355
fosfatos, 84
fraccionamiento isotópico, 190
fractal
análisis, 30
geometría, 27, **30**, 228, **369**
fractura de empuje glaciar, 162
fragmentación, 77
franja
de arenización, 325
de piedras, 138
freático/a (carst)
profunda, zona, 336
tubo, 333
zona, 336

frente
de cuesta, 344
glaciar, 147, 149, **164**, 174
de helada, 130
fricción, coeficiente, 110
Froude, número, 207, 208, 225, 285
fungiforme, roca, 261, 332

G

galacho, 218, 230, 257
galayar, 143
galería, 333
gaps, 138
garganta, 218, **220**, 222
gelifluxión, 136
gelifracción, **129**, 132, 135
perfiles, 142, 143
gelisolifluxión, 136
gelisuelo, 128, **129**
esporádico, 129
gelivación, 127
geocriología, 127
geodinámico, proceso, 43, 44
geognóstico/s, **16**, 21
factores, 305
Geología
Dinámica, 12
origen del término, 13
geometrización, **56**, 58, 59
Geomorfología
Ambiental, 381
Antrópica, 370, **371**
Climática, 17, 22, **45**, 40, **306**
Climatogenética, 22
Cuantitativa, 26, 51
Dinámica, 22
Estructural, 40, **45**, **342**
Geológica, 342
Global, 20
Histórica, 40, **45**
Litológica, 40, 45
método, 36, 44
objetivo, 35, 36, 44
objeto, 35
Planetaria, 370
Submarina, 370
técnicas de trabajo, 36, 39
Teórica, 26
Geosfera, **35,** 46
geosinclinal, cordillera, 351, 355
germánico, estilo, 351, 354
geyser, 322
Gilbert, **16**, 21, 28, 37, 175, 214, 246, 342, 362
gipfelflur, **23**, 24, 362
glaciación, **176**, 177
glaciación cuaternaria (edad de hielo), 175
glacial, 146
período, 129, **146**, 187
glaciar/es, 146, **147**, 167
activos, 194
de casquete, **150**, 151
de circo, **150**, 151
clasificación geofísica, 148, **149**
clasificación geomorfológica, 148, **150**, 151
embrionario (incipiente), 142
frío, 149
de ladera, **150**, 151
marino, 150, **164**
de meseta, **150**, 151
de montaña, **150**, 151
muertos, 194
negro, 135, 143
de *outlet*, 150
de pared, 169
pasivos, 194
de piedemonte, **150**, 151
de plataforma, **150**, 151, 164
rocoso, **134**, 135, 143
templado (caliente), 149
teoría, **16**, 175
tipos, 149, 150, 151
de valle (alpino), **150**, 151
glaciocarst, **172**, 195, **330**
glacioeustasia, 240
glacioisostasia, 18
glacis, 314, 315, 366
tipos, 315
gleichförmige, 25
Glen, **26**, 152
ecuación, **148**, 152, 153
gnamma, 328
Goldich, serie de alteración, 80
gore, 84
Göschen, 179, 189
gour, 333
graben, 349, 351, 355
gradualismo, 37
secuencial, 15
granítico, paisaje, 324
gravedad asistida (procesos), **109**, 129
gravitacional/es (procesos), 109, 110
fuerzas, 110
identificación y medida, 124
movimientos, 110
tipos de fenómenos, 115, 116, 117
grèzes litées (derrubios ordenados), **134**, 143
grieta *(crevasse)*, 147, **155**, 156
grus, **82**, 325
guadi *(uadi)*, 218, 310
Guetthar, 13
guirnaldas, 138
gully (reguero o regato), 200, 218
Günz, 23, **175**, 177, 178, 188
guyot, 355

H

haloclastia, 79
hamada, 268
haploidización, 87
harina glaciar, 166, 267
helada
ciclos, 127, **128**, 129, 132
frente, 130
índice, 144
Hernández–Pacheco, E., 32, 63, 64
Heródoto, 10
heving, 129
hidratación, 79
hidráulico/a
geometría, 225
gradiente, 205
periglaciar, 130, 131, 132
radio, 215
resalto, **207**, 208
hidrograma, **201**, 202, 203
unitario, método, 203
hidrolacolito, **140**, 141, 143
hidrólisis, 79
hidrología
cárstica, 336
glaciar, 170
hidrológico/as
ciclo, 199, 246
zonas, 82
hidrometeorológicos, métodos, 203
hidrostática, presión, 205
hielo
activo, 164
circulación extrusiva, 149
circulación gravitacional, 149
corredores, 168
domo, **150**, 151
estancado, 164
estructuras, **155**, 157, 158
flujo, 152, 156, 158
glaciar, 147
lámina, 155, 157
montera, **150**, 151
propiedades físicas, 148
segregado, 130
tipos, **130**, 131
hietograma, **201**, 202
hinchamiento (periglaciar), **129**, 139, 140, 141, 143
hiperpícnico, flujo, 293
hipopícnico, flujo, 293
hipótesis glaciares, 184, 186
hipsométrico/a
curva, 60, 247
integral, 60
Historia Natural, **12**, 13
método, 14, **15**
Hjulström, gráfico, 213
Holoceno, 188, **189**
Holstein, 188
homopícnico, flujo, 293
horizonte del suelo (edáfico), 87
de diagnóstico, 99
genéticos, 88
tipos de límites, 89
horn, 150, 168
horst, 351, 355
Horton, 26, 249, 250
modelo de flujo, 200
hoya, 200, 210, 224
hoz, 220, 332
Huguet del Villar, 33, 98
hum, 332
humificación, 87, 92
hummock, 141
humus, 87
clasificación bioquímica, 93
tipos, 93
Hutton, 13, **15**, 37

I

ibón, 257
ice
  cap, **150**, 151
  dome, 150
  field, **150**, 151
  sheet, **150**, 151
  shelf, **150**, 151, 164
iceberg, 147, 151, 164
Illinois, 175, 188
iluviación, 84, 85
incisión lineal, 210, 224
inclinación del terreno, 52
  cambio de sentido, 54
  sentido, 52
Ingeniería Geológica, 383
inlandsis, 150, 151
inselberg, 309, 312, 313, **338**, 339, 361, 362
inshore (preplaya), 278
intemperización, 86
interacción dinámica (teoría), 23, 37, **41**, **364**, **370**
intercontinental, cordillera, **351**, 354
interestadial, 177
interflujo, 200, 201, **202**
interfluvio, 120, 218
interglaciación, 175
intermareal
  llanura, 289
  zona, **281**, 287
intracontinental, cordillera, **351**, 352, 355
inundación (riesgo), 251, 253
involución/es, 139
isla
  aluvial, 224
  barrera, **286**, 288, 294
  cuenca, 223
  fluvial, **223**, 224, 229
  permanente, 223
  volcánica, 355
isleta, 224
isotacas, 207
isotópica/o
  datación, 187
  tabla de estadios, 190
  fraccionamiento, 190
izvor, 332

J

jerarquías
  espacio–temporales, 304, 360
  morfológicas, 37
  del terreno, 71
jerarquización
  glaciar, 194
  hidrográfica, 249, 250
jou, 332
jurásico, estilo, **351**, 352
juventud (relieve), **19**, 20, 25

K

kame, 172, 173
  delta, 172, 173, 174
  terraza, 172, 173
Kansas, 175, 188
karren, 332
karst, 329
kettle (agujeros), 174, 257
King, L.C., 18, 25, 362
Kirkby (modelo de flujo), 200
Köppen, 95
kras, 329

L

ladera (ver vertiente)
lag (depósito residual), 229, 237
lago/s
  fluvioglaciar, 174
  marginal, 173
  tipos, 257
lagoon, 276, 286, **288**, 289
  tipos, 289
laguna semilunar *(oxbow lake)*, **230**, 257
lahar, 323
lajamiento, 79
Lamarck, **13**
lamiar, 332
lámina de agua, 205, **224**
laminación
  glaciar, 157
  sedimentaria (eólica), 264
  sedimentaria (fluvial), 234, 235
lanchar, 324, **326**, 327
landschaft, 64
lapiaz, 170, 332
laterita, 84
lavado, superficie, 312
lazo
  de meandro, 227, **230**
  pluvial *(braid)*, 200
lecho fluvial, 224
  de crecida–estiaje, 224
  marginal, 224
  mayor–menor, 224
  móvil, 206, **224**, 225
  plano, 224, 225
  rocoso, 224
lecho glaciar, 163, **167**
  activo, 195
  basal, 167
  lateral, 167
  pasivo, 195
  subglaciar, 160, 163, **167**
lehm, 85
lenar, 332
lengua
  de derrubios, 116, 132
  de deslizamiento, 117
  de flujo, 117, 132
  glaciar, 159
  de solifluxión (gelifluxión), 116, 142
Leonardo da Vinci, 12
levée (dique natural), 231, **232**, 235, 237
licuefacción, 111
línea
  antinodal, 283, 288
  de cambio de vertiente, 120
  de cima, 120
  de equilibrio (glaciar), **159**, 160, 164
  de fondo, 120
  nodal, 283, 288
linealidad, 37
litoral/es, 275
  barra, 287, 288, 289
  corriente, **281**, 283
  deriva, 281
  flecha, **286**, 289
  de *lagoon*, 288
  medio, 275
  procesos, 277
  zona, 278
llanura
  de ablación, 174
  aluvial, 220, 221, **222**, 233
  costera (o litoral), 278
  intermareal, 289
  inundable, 221, **222**, 223, 237, 253
  de inundación, 222
  de marea, **289**, 294
  de *outwash*, 172, 174
  primaria, 362
  subglaciar (elementos), 309
lóbulos de solifluxión (gelifluxión), 116, 142
loess, 136, 143, 258, 262, 266, **267**, 268
longshore currents (ver corrientes de ribera)
Lyell, **15**, 162

M

maar, 319, 321
macareo *(bore)*, 282
macizo antiguo, 351
Mackin, 28, 214
madurez (relieve), **19**, 20, 25, 367
  de las formas, 21
Magdaleniense, 188, 189
magnitud, proceso, 37
mallo, 336
malpaís *(badlands)*, 218
Manning–Strickler
  coeficiente, 208
  fórmula, 208
manto de derrubios, 132, 134
mar de bloques, 133, 134
marea
  alta, 283
  amplitud, 281
  baja, 283
  corrientes, 281
  llanura, **289**, 294
  magnitud, 281
  muerta, 281, 283
  viva, 281, 283
marejada, 296
marejadilla, 296
margen/es continental/es
  activa, 355
  convergentes, 292
  pasivas, 292, 343, 355
  pasivas distal–orógeno, 343
margen fluvial, 252
marisma, 220, 289
marjal, **230**, 231

marmita de gigante *(pothole)*, 210, **224**, 226, 328
masa
  desplazamiento, 129
  movimiento, 109, 143
  procesos (fenómenos), **109**, 129
Matuyama, 188
meandriforme, corriente, 226, 227, **230**
meandro, 230
  abandonado, 230
  acortamiento *(chute cut–off)*, 230
  confinado (encajado), 232
  corte *(neck cut–off)*, 230
  estrangulamiento *(neck cut–off)*, 230
  libre (divagante), 232
  patrones de migración, 233
  tipos, 235
médano, **224**, 227, 228, 287
megadunas, 267
Megageomorfología, 29
megarrizaduras, **224**, 226
Menap, 188
mesa, 55, 339
meseta, 339
  de lava, 320
mesetafläche, 24
meteorización, 77
  actuación conjunta, 78
  balance, 85, 104
  biológica, 79
  factores y procesos, 78
  física, 79
  frente, 85
  grados, 103
  montera, 85
  perfil, **82**, 85
  productos, 85
  química, **79**, 81
  tipos, 79
microcanales pluviales, 200
micromareal, 281
migraciones (red fluvial), 251
Milankovitch, ciclos, 181, 182, 190
Milazziense, 188
Mindel, 23, **175**, 177, 178, 188
mineralización, 87, 92
modelado, 40, 41, **43**
  leyes, 16
  litológico, 317
  rasgos diferenciales, 37
modelos
  empíricos, 255
  de equilibrio (relieve), **28**, 29
  estocásticos, 255
  matemáticos, 255
moder, 93
mogote, 332
mollisol, 101, 128
mollisuelo, 127, **128**
monadnock, 20, 338, 339, 362
monoclinal, valle, 344
monosialitización, 81
montserratiano, paisaje, 336
mont, 346
monte
  isla, 338, 339
  submarino, 355
montera de hielo, **150**, 151
montículos periglaciares, 139, **141**, 143
mor, 93
Moorstauch, 177, 179, 189
moraine, 169
morfoclimático/a
  clasificación, 22, 306
  zona, 21, 22, 305
morfoclimatología, 22, 306
morfoestructura, 26, 342
morfoevolución, 36, 46, 47
morfogénesis, 36, **40**, 41, 43, 45, 46, 47
  alternante, 364, 365
  atenuada o ralentizada, 363
morfogenética/o
  región, 22
  zona, 22
Morfografía, 46, 47, 49, 72
morfolitologías constructivas, 317
Morfometría, 35, 36, 73
  objetivos, 51
Morfotectónica, 342
  fluvial, 343
morfotopográfico/a
  clasificación, 58
  método, 56
morrena/s, **168**, 169, 170
  de ablación, 170
  central (interlobular), 169, 170, 174
  clasificación, 169
  de empuje, 169
  externa, 170
  de fondo, 169, 170
  frontal, 169
  interna, 170
  lateral, 169, 170
  de nevero (de *névé*), **136**, 143
  de retroceso, 174
  terminal, 174
moulin, 170, 171
movimiento en masa, 109, 143
muela, 339
mull, 93
múltiple, corriente, **226**, 229
multiplicidad, parámetro, 227

N

nava, 327
nearshore (ribera cercana), 278
Nebraska, 175, 188
neocatastrofismo, 37
neotectónica, **342**, 343
neptunista, teoría, 13
nevero (ver nicho de nivación)
neviza *(firn)*, 135, **147**, 159
nicho de nivación (de *névé* o neviza), **142**, 143, 158
nieve
  compactada, 135, 147
  reciente, 147
nivación, **134**, 135
nivel/es
  (o zona) de amplitud cero, 128
  de complejidad (relieve), 40
  de cumbres, **23**, 24
  de desgaste, 367
  del mar (variaciones), 277, 298
  de sustitución (relieve), 367
nivel de base, 199, 215, 216
  absoluto, 205
  cárstico, 334, 336
  local, **16**, 205, 216
  variaciones, 240, 241
nivel mínimo energético, 217
nodal, línea, 283, 288
nudo, 283
nunatak, 150, 339
Nye, 26, 152, 156

O

obducción, cadena, 355
obsecuente, valle, 344
oceánico/a
  corrientes, 183, 281
  influencia, 183
  temperatura, 189, 190
offshore (prerribera), 278
ojivas, 155, 156, **157**
oleaje
  energía, 280
  parámetros, 280
  tipos, 281, 282, 296
  transformación, 279
Olduvai, 188
ombligo (glaciar), **162**, 173
onda
  cinemática, 205
  de crecida, 203
  estacionaria (oleaje), 279
  frecuencia, meandro, 249
  longitud, meandro, 230, 249
Óptimo Climático Postglaciar, 177, 185, 186, 189,191, 192
ordenamientos periglaciares, 137
ortoclinal
  depresión, 344
  valle, 344
orto–*till*, **166**, 167
oscilaciones glaciares, **177**, 178, 179
oued (ver guadi)
outlet, glaciar, 150
outwash, llanura, 172, 174, 267, 309
oxidación–reducción, 79
óxidos e hidróxidos, 84

P

pahoehoe, 322
Palissy, 12
paleoalteraciones, 84
paleoavenidas, 251
paleocarst, 336
paleoclimatología, 187
paleoformas, 367
paleogelisuelo, 129
Paleohidrología, 251
paleomagnético/a, datación, 187
paleomagnetismo, 187

paleomorfogenética, región, 22
paleomorfología, 22, 367
paleopalinología, 187
paleosuelo, 95
paleotemperaturas oceánicas, 189, 191, 192
ecuación, 190
palsa, 140, 141, 143
pamplano, 361, **362**, 366
panfan, 362
panllanura, 361
pantano, 220
paraestratificación (granítica), 328
parámetros morfográficos, **51**, 52
páramo, 339
pátina, 263
patrón
del canal *(pattern)*, 215
de drenaje, 247, 250
pavimento
cárstico, **332**, 334
granítico, 328
periglaciar, 138, 143
rocoso (desértico), 268
peana, 314
pedestal, 314
granítico, 328
de ladera, 218
pedillanura, **362**, 366
pediment, 21, 25, 366
árido, **310**, 311, 361, **362**, 366
de sabana, 311, **312**, **362**
pedimento (ver *pediment*)
pediplanación, **18**, 362
pediplano (pedillanura), 25, 362
pedón (pedión), 88
pedreras (canchales), **132**, 143
pedriza, 324, **326**, 327
Penck, A., 17, 23, 24, 175, 187, 362, 363
Penck, W., 23, 24, 25, 37, 342, 362, 364, 365
pendants, 333
pendiente/s
diferenciales, 25
de equilibrio, 214
pendiente del terreno, 51, **52**
baremos, 53
cambio, 53, 55
escalas, 52
líneas de variación, 56
rangos, 52
ruptura, 53, 54, 55
variación, **53**, 54
variación progresiva, 53
peneplain (ver penillanura)
penillanura, **19**, 25, 217, 361, **362**, 366
final, 23
de meseta, 24
Península Ibérica
formas graníticas, 328
procesos glaciares, 180, 197
relieves estructurales, 351
Pequeña Edad
Glaciar, 177, 179, **186**, 189, 191
de Hielo, 177
perfil/es
edáfico, 86
de gelifracción, 142, 143
de meteorización, 82, 85
morfométrico, **54**, 55
perfil longitudinal (fluvial), 214–217, 249
definitivo, 214
de equilibrio, 16, 217
provisional, 214
teórico, 214, 217
perfil transversal fluvial, 215, 220, 221, 251
pergelisuelo, 127, 128, 129
pericontinental (pericratónica), cordillera, 351
periglaciar/es, 127
en altas latitudes, 308
ambiente, 128
formaciones, 143
perímetro mojado, 208, **215**, 249
período/s
anaglaciar, **184**, 192, 243, 245
anapluvial, **184**, 243
cataglaciar, **184**, 186, 192, 243, 245
catapluvial, **184**, 243
glacial, **146**, 184, 187
glaciar, **146**, 177, 184, 187, 243
glaciar cuaternario, 175
interglacial, 184, 187
interglaciar, 175, **177**, 184, 187, 243
interpluvial, **183**, 184, 187
pluvial, **183**, 184, 187
de retorno, **203**, 222, 223, 253
permafrost, 126–129, 132, 309
estructura, 128
tipos, 126, 129
piedemonte
escalera, 23, **24**, 362, 365
llanura, 311
piedmontfläche, **23**, 24
piedmonttreppe, **23**, 24, 362, **365**
piedra caballera, 328
pila (pilancón), 328
pináculo *(pinacle)*, **332**, 336
pingo, 140, 141, 143
piping, 200
pipkrake, 130, 136
pirenaico, estilo, 351
pitón, 320
plana, 230
planificación (medio físico), 384
plataforma
de abrasión marina, 284
epirogénica, 351
fisiográfica, 55
volcánica, 322
playa, 278, 285–288
alta, 278
aluvial, 240
baja, 278
cresta, 288
perfil, 276, 286, 287
playa–lake, 311
Playfair, 13, **15**
pleamar, 281
plegamiento, estilos, 351
pleniglaciar, 186, 189, 192
pliegues en hielo, 155, 156, **157**
plucking (arranque), **160**, 161, 162
plutonista, teoría, 13
pluvial, período, **183**, 184, 187
pluviisilva, 184, 185, 312
point bar (barra semilunar), **230**, 234, 235, 237
policía, zona, 253
policíclica, evolución, **19**, 365
poliedafón, 88
poligénica, superficie de erosión, 362
poligonal, suelo, 137, 143
polígono de piedras, 138
polipedón, 88
polje, **332**, 334
ponikva, 332
ponor, 332
potencia de una corriente
absorbida, 212
bruta, 212
total, **209**, 212
neta, 212
Powell, **16**, 17, 28, 214, 217, 362
poza, 210, 224, 226, 227, 234
prerribera, 276, 278
primärrumpf, **23**, 24, 362
proceso/s
climático (sistema), **21**, 41
complejos, 44
elementales, 44
exógenos, 41, **45**
geodinámico, 43, 44
magnitud, 37
morfogenéticos, 44
productos (geodinámicos), 43, **44**, **45**
proglaciar/es
aguas, 172, 174
delta, 174
derrubios, 163
zona, 174
proxy, 187, 193
pseudocarst, 322, 330, 333
pseudolapiaz, 326
pulido
eólico, 261
glaciar, **160**, 161
pull–apart, 355
pulsaciones, 177
glaciares, 178, 179
interglaciares, 178, 179
punto
de intersección, 240
de marchitamiento, 88
neutro fluvial, 245
neutro inverso fluvial, 245
neutro morfométrico, **54**, 55

Q

quebrada, 218
quelación, 79

R

radio, hidráulico, 215
rambla, 218, 223
ramblazo, 201
rampa, 314

raña, 311
rápido, 224
rasa, 284
reajuste intergranular (hielo), **152**, 153, 155
rectilínea, corriente, **226**, 227, 234
red de drenaje (hidrográfica), 247
reg, **268**, 269
regato, **200**, 219
régimen
  de alimentación, 201
  hídrico del suelo, **90**, 97
  térmico del suelo, 90, 97
región/es
  geomorfológica, 306
  morfogenética, 22
  morfológicas, 46
  paleomorfogenética, 22
regolito, 84, 85, 313
reguero *(gully)*, **200**, 218, 219, 336
rejuvenecimiento (relieve), 19
relieve/s
  apalachiano, 347
  escalonados, 23
  factores, 40, **45**
  grabado, 312
  tipos, 44, **45**
remanso de corriente, 224
  depósito (*SWD*), 251
Reología, **158**, 160
reptación *(creep)*, 115, 116, **117**, 124, 136
  continua, 117
  eólica, 262
  fortuita, 117
  del hielo, 152
resaca, corriente, 281, 283
resalto hidráulico, **207**, 208
resecuente, valle, 344
resistencia al flujo, 208
respuesta compleja, 27, **30**, 214, 360
retención superficial, 200
retroceso paralelo (vertientes), 25, 122
Reuver, 188
rexistasia/cas, 312, 364
Reynolds, número, 207, 209, 285
ría, 285, 294
riada, 201
ribera fluvial, 222, 253
  línea, 224
ribera litoral, 276, **277**, 278
  línea, 276, 277
Richter, 120
riesgo
  climático, 386
  de erosión, 375, 384
  glaciar, 195
  global, 384
  inducido, 383
  de inundación, 251, 253, 298
  limitado, 384
  litoral, 298
  natural, 383
rift, 351, 355
rill (acanaladura pluvial), 200
rillenkarren (acanaladura cárstica), 332
rimaya, 157, **158**
río/s, 200
  nivelado *(graded river)*, 214
  tipos (trazado), 226, 227
río de bloques, 133, 134
rip currents (ver corrientes de resaca)
ripple (ver rizadura)
Riss, 23, 175, 177, 178, 188
rizadura *(ripple)*
  eólica, 262, **264**, 265, 269
  fluvial, 213, **224**, 225
  litoral, **286**, 287
  de oscilación, 288
roca aborregada, 161
rock doughnut, 328
rodadura
  eólica, 262
  fluvial, 211
rompiente, zona, 276, 283
roseta de hierba, 138
rotacional, movimiento, 112
Rotmoos, 179, 189
rugosidad, 208
ruiniforme, paisaje, **332**, 333, 334
ruz, 346

S

Saale, 188
Sahel, 184, 185
Saint–Venant, ecuaciones, 203, **206**
sajónico, estilo, 351
salares, 257
saltación
  fluvial, 211
  eólica, 262
sandur, 172, 174
Sangamon, 175, 188
saprolito, 82, 85, 312
saturación, grado, 92
Sauer, 21
Saussure, 12, **13**, 152, 169
scroll, **231**, 232, 233
sebja *(sebkha)*, 257, 310
sección fluvial, **215**, 220
sectores (zonas)
  fisiográficas, 68
  mofométricas, 70
secuencia geomorfológica, 359
secuencia de segmentos, 54
sedimentación, velocidad, 212
sedimentos correlativos, 23, 37
sediplano, 240
segmento/s del perfil, 53
  desarrollo, 54
  energía del relieve, 54
  tipos, 53, **54**, 55
segregación de hielo, **130**, 131
  eficacia, 131
seif, 265, 266
senectud (relieve), **19**, 20, 25
serac, 156, **158**
  barrera, 158
servidumbre, zona, 253
seudorreptación, 117
seudosaltación (glaciar), 162
Shields, diagrama, 208, **209**
shore (ribera litoral), 278
sifonamiento *(piping)*, 200
silcreta, 84
sima, 170, 332
sinclinal, valle, 344, 352
sinuosidad, índice, **226**, 227
sistema/s
  de erosión, 22, **27**
  fluvial, **214**, 237
  geomórfico o geomorfológico, **37**
  morfogenético, 22
  morfológico, 51
sobreexcavación–relleno *(cut and fill)*, 243
sobreimposición, 244
sobreimpuesto, valle, 16, **344**
Soil Taxonomy, 98, 99
solera (lecho basal fluvial), 224
solifuxión, 115, 117, 124
soligelifluxión, 134, **137**
solum, 95
somma, 321
Steno, 12
Stokes, ley, 212
Strahler, 26, 246, 249, 250
Subatlántico, 189
Subboreal, 189
subcapa laminar, **208**, 209
subducción, cadena, 355
subetapa (glaciar-interglaciar), 177, 178, 179
subglaciar
  lecho, **167**, 172
  zona, 163
sublimación, hielo, 147
subsecuente, valle, 344
sucesión geomorfológica, 27, 37, **359**
suelo/s, 86
  azonal, 97
  caracteres de diagnóstico, 99
  clasificaciones, 95–100
  climácico, 95
  estructura, 89
  fertilidad, 90
  intrazonal, 97
  maduración, 93
  nutrientes, 90, **91**
  potenciales, 105
  propiedades diagnóstico, 101
  régimen hídrico, 90
  régimen térmico, 90
  textura, 89
  zonal, 97
  zonas hidrológicas, 82
sufusión, **200**, 218
suite, 105
sumidero
  cárstico, 332
  glaciar *(moulin)*, 170, 171
superficie/s
  cimera, 23
  de cumbres, 24
  doble planación, 312, 362
  de erosión, 362
  escalonada, 362
  exhumada o de lavado, 312

final, 23
geométricas, **56**, 57
grabada, 313
poligénicas, 362
primaria, **23**, 24, **362**
superposición geomorfológica, 37
surco
de incisión lineal, 224
pluvial, **218**, 219
y cresta *(scroll)*, 230
surf, 282
surge storms, 282
surgencia glaciar, 159, 170
Surell, **13**, 214, 217
suspensión
eólica, 262
fluvial, 211
glaciar, zona, **163**, 167
sustitución
espacio–temporal, 367
geomorfológica, 27
swell, 282

T

tabla, 220
tafoni, 328
taiga, 308, 309
talik, 128
talud/es
de derrubios, 132, 134, 135
de orilla fluvial, 224, 231
talweg, 120, 215, **224**
tarquín, 236
tasa
de denudación, 365, 370
de levantamiento, 365, 370
taxonomía edáfica, 95–100
tefra, 318
tefrocronología, 320
Tegelen, 188
tendencia del relieve, **54**, 55
tensión/es
críicas, 132
crítica de cizalla, 208, 209
hidrostáticas (periglaciar), 132
subglaciares, 160
termocarst, **142**, 143, 330
termoclastia, 79
terra fusca, **84**, 332
terra rossa, **84**, 332
terracilla, 138
terraza/s
actual, 222
anual o estacional, 245
climática, **243**, 245
de crioplanación, 142, 143
erosiva, 241, 243
eustática, 241, 243, 245
fluviales (morfologías), 220, 242, 251
fluvioglaciar, 172, 243, 244
de *kame*, 172, 173
marina, 241
mixta climática–fluvioglaciar, 243
mixta eustático–climática, 243
subsidente, 244
tectónica, 244
teseref, 332
Thornbury, 10, 26, 37
threshold (umbral geomórfico), 26, **30**, 200
thrusting, 129
tide storms, 282
tiempo/s
característicos (de crecida), 201, **202**, 203
cíclico, 360
dinámico, 360
estacionario, 360
de ocurrencia, 361
de recurrencia, 361
de respuesta glaciar, 160
till, 142, 162, 164, **165**
de ablación, 166
de acreción, 164, **166**, 167
clasificación, 167
cordones, 168
de deformación, **166**, 167
de flujo, 167
de fusión, 164, **166**, 167
llanuras, 168, **309**
morrénico supraglaciar, 166
de movilización en masa, 164, **166**, 167
proglaciar, 166
subglaciar, 161, **166**, 167
supraglaciar, **166**, 167
tillita, **165**, 197
toba, edificio, 332
tómbolo, 288
topológico, método, 56
topple (toppling), 115, **116**
tor, 142, 324, **326**, 327
torca, 332
tormo, 261, 328, **332**
torre o torreta (carst), 332, 334, 336
torrente, 200, 201
torrentera, 58, **218**, 238
tracción glaciar, zona, 162, **163**, 167
transicionista, 168
traslacional (gravitacional), 110, 111
traslación fluvial, 211
trasribera, 276, 278
travertino, edificio, 332
trazado fluvial *(pattern)*, 215, 224, 227
trenzado/a
corriente *(braided)*, 228
parámetro *(braiding)*, 226, 227
tsunami, 282
tundra, 308, 309
turbera, 256, 257
turnover, 93

U

uadi (guadi), 218, 310
ultraglaciaristas, 168
umbral/es
de cambio *(threshold)*, 200, 360, 361
geomórficos, 27, **30**
unidad/es
fisiográficas, 70, 73
geoambientales, 384
geomorfológica, **44**, 65, 66, 367
morfoedáfica, 105
morfométricas, 70
pedonomórfica, 105
uniformitarismo, 13, 15, **37**
USDA, 90, 98
USLE, 378
uvala, 331, **332**

V

vado *(riffle)*, **224**, 226, 227, 234
vadoso/a, 333
pasaje, 333
zona, 336
vagonada, 220, 221
vaguada, 220, 221
val, 200, 220, **346**
valle/s
cárstico, 332
ciego, 332
compuesto, 220, 221
disimétricos, 142
fluvial, 58, 220, **221**, 222, 223, 252
fluviocárstico, 222, **332**
fondo plano, 142
en fondo de saco, 332
glaciar, 58, 168
muerto, 332, 334
seco, 332
tipos estructurales, 344
vallonada, 220, 221
vallum, 168, 169
Varnes, 115
varvas, 172, 174, **175**
vega fluvial, 220, **222**, 252
llanura, 223
velocidad (fluvial)
de flujo, 207
media crítica, 208
de sedimentación, 212
ventana cárstica, 332
ventifacto, 261
vertiente
clasificación funcional, 121
componentes, 120
desarrollo, 120
elementos, 120, 122
modelos genético–evolutivos, 122
procesos, 109, 120
regulada (reglada, Richter), 120, 142
retroceso paralelo, 25, 122
tipos, 120
Vidal Box, 33, 197
volcanes, tipos, 318, 319, 321
vuelco (gravitacional), 115, **116**

W

Waal, 188
wadi (ver guadi)
wedging, frost, 129
Weichsel, 188
Wisconsin, 175, 188
Würm, 23, **175**, 177, 178, 188

Y
yardang, 268
Yarmouth, 175, 188
yuxtaglaciar
  aguas, 172
  derrubios, 163

Z
zona/s
  (o nivel) de amplitud cero, 127, 128
  climática, 306
  climatogenética, 22
  freática, 336
  hidrológicas, 82
  de meteorización, 81, 82
  morfoclimática, 21, 22, **305**
zonalidad
  climática, 21, 306
  edáfica, 21, 95

ISBN 84-7207-087-5