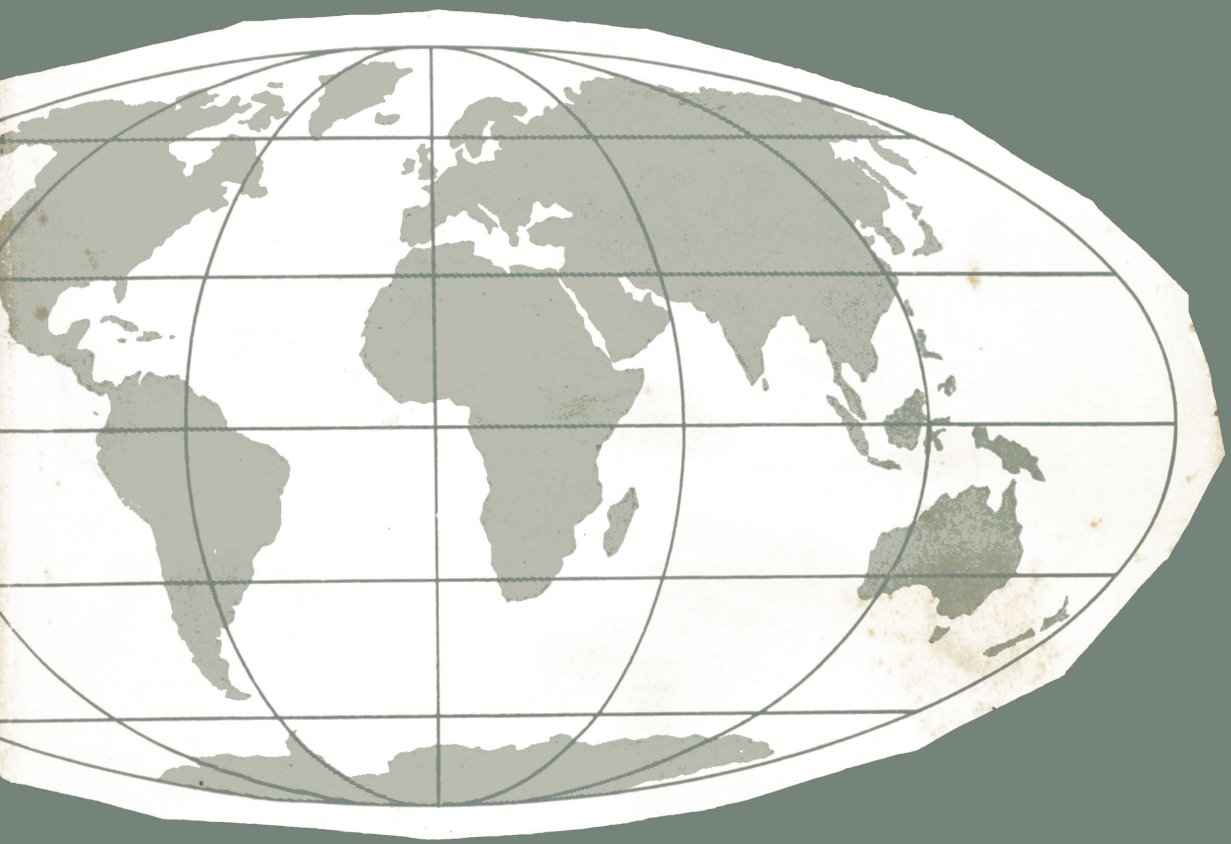
WILLIAM D. THORNBURY



Principios de geomorfología

EDITORIAL KAPELUSZ

WILLIAM D. THORNBURY
del Departamento de Geología
de la Universidad de Indiana

Principios de geomorfología

Versión castellana dirigida por el
PROF. ALFREDO C. RAMPA

Traducida por el
DR. JUAN CARLOS A. TURNER

EDITORIAL KAPELUSZ
Moreno 372 • Buenos Aires

Título de la edición original
PRINCIPLES OF GEOMORPHOLOGY

Publicado por John Wiley & Sons, Inc.
Nueva York (©, 1954) y Chapman & Hall, Ltd., Londres.

Cuarta reimpresión, 1958

Todos los derechos reservados por (©, 1960)
EDITORIAL KAPELUSZ S. A. — Buenos Aires.
Hecho el depósito que establece la ley 11.723.
Impreso en la Argentina (Printed in Argentine).

Publicado en septiembre de 1960

LIBRO DE EDICIÓN ARGENTINA

A la memoria de
CLYDE A. MALOTT
el maestro que me formó
y fuera colega y amigo.
Aquel a quien el autor
debe principalmente su
interés por la geomorfología.

Índice

PÁG.

Prólogo de la edición original XVII

Prefacio de la edición castellana XIX

1. Las bases de la geomorfología 1
El campo de la geomorfología 1
Definiciones 1
Historia del desarrollo de las ideas geomórficas 2
Conveniencia de una base histórica 2
Ideas de los antiguos 2
Los albores de las ideas geomórficas modernas 4
Predecesores de Hutton 5
Hutton y Playfair 6
Después de Hutton 8
Progresos en Europa 8
Desarrollo en los Estados Unidos de América 10
Davis, "el gran definidor y analista" 11
Tendencias recientes en geomorfología 13
Referencias citadas en el texto 15

2. Algunos conceptos fundamentales 17
Concepto 1 17
Concepto 2 18
Concepto 3 20
Concepto 4 21
Concepto 5 23
Concepto 6 28
Concepto 7 29
Concepto 8 30
Concepto 9 32
Referencias citadas en el texto 35
Referencias adicionales 35

3. Análisis de los procesos geomórficos 36
Agentes y procesos geomórficos 36
Bosquejo de los procesos geomórficos 36
Procesos de gradación 38
Degradación 38
Meteorización de rocas 39
Factores condicionantes 39
Procesos físicos de meteorización 39
Procesos de meteorización química 43
Remoción en masa o desplazamiento gravitativo del material 47
Agentes de erosión y de transporte 49

PÁG.

Procesos erosivos 49
Agradación o acumulación 52
Diastrofismo 52
Vulcanismo 55
Choque de meteoritos 56
Efectos topográficos de los organismos 56
Influencia del clima sobre los procesos geomórficos 56
El concepto de regiones morfogenéticas 64
Regiones morfogenéticas (según Peltier) 67
Referencias citadas en el texto 69
Referencias adicionales 70

4. La meteorización, los procesos del suelo y la remoción en masa 71
El significado geomórfico de la meteorización 71
La meteorización como auxiliar de la remoción en masa y de la erosión 71
El rebajamiento de las superficies por meteorización 72
La creación y la modificación de las formas de relieve 72
Suelos 77
Formación de los suelos 77
Descripción de los principales grupos de suelos 80
Series de suelos 82
Suelos complejos o poligenéticos 84
Suelos con perfiles compuestos 86
Suelos fósiles 86
Aplicaciones geomórficas del estudio de los suelos 86
La remoción en masa y su significado geomórfico 88
Reptación y solifluxión 89
Reptación 89
Solifluxión 91
Estructuras de los suelos 92
Tipos de flujo rápido de remoción en masa 96
Corrientes terrosas 96
Corrientes de barro 96
Derrumbamientos de detritos 97
Deslizamientos 97
Formas de hundimiento 100
Conclusiones 100
Referencias citadas en el texto 102
Referencias adicionales 103

5. El ciclo geomórfico fluvial 104
Conceptos fundamentales relativos al ciclo fluvial 104
Las inferencias de un ciclo fluvial 104
Ríos y valles 105
El desarrollo de un valle 107
El nivel de base y sus variedades 110
El río equilibrado 113
Los perfiles transversales de valles 116
Clasificaciones de los valles 119
De acuerdo con su estado dentro del ciclo geomórfico 119
Clasificación genética 119

PÁG.

Clasificación de los valles de acuerdo con las estructuras de control 120
Los valles transversales a la estructura 122
Los valles clasificados de acuerdo con los efectos del cambio del nivel de base 125
Diseños de avenamiento y su significado 126
Tipos de diseño de avenamiento 127
Textura del avenamiento y sus significados 133
Divagación de los ríos y erosión lateral 137
Influencias de las estructuras homoclinales sobre la topografía 140
Un ciclo fluvial idealizado 144
Juventud 145
Madurez 147
Senectud 147
Referencias citadas en el texto 148
Referencias adicionales 149

6. Complicaciones del ciclo fluvial 150
Interrupciones del ciclo 150
Rejuvenecimiento 150
Evidencias topográficas del rejuvenecimiento 152
Agradación 156
Terminación del ciclo fluvial 159
El desplazamiento de divisorias de ríos 160
Migración lenta de las divisorias 160
Desplazamiento rápido de las divisorias 161
Anarquía de ríos 165
Ríos sin proporción 165
Las terrazas de los ríos y su significado 166
Superficies y pendientes de terrazas 169
Correlación de terrazas 170
Referencias citadas en el texto 171
Referencias adicionales 172

7. Acumulación fluvial 173
Las causas de la acumulación fluvial 173
Las formas del relieve y los caracteres geológicos resultantes de la acumulación fluvial 174
La llanura aluvial y sus caracteres asociados 174
Los depósitos de la faja de meandros 178
Los depósitos de pantanos fluviales 179
Los depósitos de ríos anastomosados 180
Los depósitos de llanura deltaica 180
Deltas de ríos 181
Los conos aluviales y las bajadas 183
Llanuras de aluvión más antiguo 185
Referencias citadas en el texto 185
Referencias adicionales 185

8. El concepto de peneplanicie 187
Bosquejo histórico 187
Argumentos que fundamentan el concepto de peneplanicie 188
Criterios para identificar peneplanicies ascendidas 191

PÁG.

Concordancia de niveles interfluviales y de áreas de cumbres 191
Discordancias topográficas 193
Truncamiento de rocas de resistencia variada 193
Presencia de una zona potente de detritos profundamente meteorizados 193
Remanente de aluvión anterior 194
Argumentos en contra del concepto de peneplanicie 195
Superficies topográficas confundidas con peneplanicies 198
Planicies estructurales o arrasadas 199
Planicies de denudación marina 201
Llanuras de pedimentos 202
Panplanicie 203
Planicies grabadas 203
Superficies de erosión resurrectas o exhumadas 205
Peneplanicies parciales 206
Las edades de las peneplanicies 208
Conclusiones 209
Las ideas geomórficas de Gualterio Penck 210
El concepto de tronco primario (Primärrumpf) de Penck 213
El concepto de escalera geomórfica de Penck 215
Referencias citadas en el texto 217
Referencias adicionales 219

9. Topografía en estructuras de domos y plegadas 220
Tipos de estructuras de domo 220
Domos con núcleos de rocas cristalinas 220
Domos de sal 224
Combaduras dómicas anchas 225
La expresión topográfica de los domos 226
Ejemplos de topografía dómica 228
El domo de sal de West Point o Butler 228
Los domos de Kettleman Hills 229
El domo de Nashville 232
Los Black Hills 233
El Weald 236
El ciclo geomórfico en estratos plegados 236
Etapa inicial 237
El ajuste de la topografía a las estructuras plegadas 237
Criterios para relacionar la topografía y la estructura 240
Historia geomórfica de los Apalaches plegados 243
Teorías que explican la inversión del avenamiento 245
La teoría de Davis 245
La teoría de Meyerhoff-Olmsted 246
La teoría de la sobreimposición de Johnson 247
La teoría de captura progresiva de ríos de Thompson 250
Otras teorías 251
Peneplanicies de la región Apalachiana 253
Referencias citadas en el texto 254
Referencias adicionales 255

10. Topografía sobre estructuras falladas 256
Introducción 256

PÁG.

Tipos de escarpas 258
Escarpas asociadas con fallas 259
Criterios para distinguir las escarpas de falla de las escarpas de línea de falla 265
Pruebas de fallamiento 266
Caracteres comunes tanto a las escarpas de falla como a las escarpas de línea de falla 267
Caracteres típicos de las escarpas de falla 270
Prueba firmemente presuntiva de escarpas de línea de falla 272
Topografía de cuencas y cadenas y su origen 273
Topografía a lo largo de fallas de desplazamiento horizontal 277
Pilares tectónicos, fosas tectónicas y formas relacionadas 279
Corrimiento 282
Expresión topográfica de diferentes tipos de fallas 283
Fallas directas de alto ángulo 283
Corrimiento de alto ángulo 285
Corrimiento de bajo ángulo 286
Referencias citadas en el texto 288
Referencias adicionales 289

11. El ciclo árido 291
Contrastes entre regiones áridas y húmedas 291
Contrastes climáticos entre regiones áridas y húmedas 291
Diferencias geológicas entre regiones áridas y húmedas 294
Conceptos equivocados comunes sobre los desiertos 297
Orígenes de los desiertos 298
Desiertos polares 298
Desiertos de latitudes medias 298
Desiertos de latitudes bajas 298
Las principales formas de relieve de las regiones áridas 299
El problema del pedimento 302
Teoría de los mantos de creciente 302
Teorías de la aplanación lateral 303
La teoría compuesta 304
El ciclo árido de erosión 307
Referencias citadas en el texto 313
Referencias adicionales 314

12. Formas de relieve eólicas 316
Los efectos topográficos de la erosión eólica 316
Los depósitos residuales 320
Los depósitos eólicos 320
El ambiente en el cual se encuentran los depósitos eólicos 320
Transporte por el viento 321
Acumulación por el viento 322
Tipos de depósitos de arena 323
Ciclos de médanos 329
La estructura interna de los depósitos de arena 330
Loess 331
Referencias citadas en el texto 333
Referencias adicionales 334

13. La topografía cárstica 335
Áreas cársticas importantes 335

PÁG.

Áreas cársticas menores 336
Las condiciones esenciales para el desarrollo total del carst 337
Los rasgos característicos de las regiones cársticas 338
Terra rossa 338
Lenares o lapiaces 339
Los sumideros y las formas asociadas 340
Otros caracteres de planicies de sumideros o cárstica 343
Túneles y puentes naturales 349
Remanentes de erosión 354
Las cavernas y los caracteres asociados 356
El origen de las cavernas de caliza 361
El enunciado general del problema 361
El nivel freático en las áreas cársticas 362
La importancia relativa de la corrosión y la corrasión 363
La teoría de dos ciclos de Davis 363
La teoría del nivel freático de Swinnerton 365
La teoría de la zona de agua estática de Gardner 366
La teoría de invasión de Malott 367
Datando cavernas 370
Conclusiones 371
El ciclo geomórfico cárstico 371
Referencias citadas en el texto 374
Referencias adicionales 375

14. Los glaciares: tipos y características 376
Introducción 376
Tipos de glaciares 377
El movimiento glaciario 378
El régimen de los glaciares 383
La alimentación de los glaciares 383
Merma de los glaciares 385
La efectividad de la erosión glaciaria 387
Referencias citadas en el texto 389
Referencias adicionales 389

15. Glaciación de montaña 390
Principales caracteres resultantes de la erosión glaciaria 390
El circo 390
Las artesas glaciarias 392
Los valles colgantes 395
Las "arête" o crestas dentadas 395
Los espolones truncados 397
Los fiordos y los lagos pedemontanos 397
Las formas de relieve de acumulación 398
Las formas glaciarias 398
Formas glacifluviales 400
Los rasgos glacilacustres 403
La glaciación de montaña múltiple 404
Referencias citadas en el texto 407
Referencias adicionales 407

PÁG.

16. Las calotas de hielo y sus efectos topográficos 409
Los caracteres producidos por la erosión de calotas de hielo 410
Los caracteres producidos por la acumulación glaciaria 411
Till glaciario y sus características 411
Las llanuras de till y sus correspondientes caracteres 413
La morena de fondo 413
Las morenas terminales o frontales 414
Los drumlins 416
Los caracteres glacifluviales 418
Las formas de acumulación 418
Las formas proglaciarias 418
Los eskers 420
Los kames y las terrazas kame 422
Los rasgos producidos por el derretimiento del hielo estancado 422
Los ríos de hielo marginal y proglaciarios 424
La historia del río Misurí 425
La historia del río Ohio 425
Los terrenos costrosos de la meseta de Columbia 427
La historia del río Misisipí 429
Los rasgos glacilacustres 430
Los orígenes de los lagos glaciarios 430
Las formas lacustres 431
Algunos grandes lagos del pleistoceno 432
Los Grandes Lagos 432
Los lagos Finger 434
El lago Agassiz 435
Otros lagos de hielo marginal 436
Los cuerpos de agua del Báltico 436
Los efectos topográficos de los cambios de nivel del mar en el pleistoceno 437
Los efectos de la glaciación sobre las áreas marginales de las calotas de hielo y allende ellas 439
Los fenómenos periglaciarios 439
Juventud 441
Madurez 441
Senectud 441
Los regímenes de los ríos 443
Las fluctuaciones de los lagos en las áreas sin glacialismo 444
Criterios para distinguir las etapas y las subetapas de la glaciación continental 447
La manifestación topográfica 447
Los fenómenos de meteorización 448
Los depósitos interglaciales y los horizontes de suelo sepultados ... 451
Determinación de la edad mediante el carbón radioactivo 452
Referencias citadas en el texto 452
Referencias adicionales 454

17. Geomorfología de las costas 455
Los movimientos del agua en los océanos y en los lagos 455
Erosión marina 460
Los factores condicionantes 461
Los procesos de la erosión marina 461

PÁG.

El perfil de la ribera 462
Los caracteres topográficos resultantes de la erosión marina 467
Los caracteres topográficos que resultan de la acumulación marina 472
Playas 472
Bancos y barras 473
El origen de las espigas y de las barras 476
El origen de las barras libres 477
Las clasificaciones de las costas y de las líneas de ribera 478
Clasificación de las costas iniciales 483
El desarrollo de la línea de ribera 483
A lo largo de costas sumergidas 483
A lo largo de costas emergidas 485
Referencias citadas en el texto 488
Referencias adicionales 488

18. La topografía de los fondos oceánicos 490
Introducción 490
Los caracteres de las plataformas y taludes continentales 493
Las plataformas continentales 493
El talud continental 494
Los rasgos geomórficos de las plataformas y taludes continentales 496
Los valles ahogados 497
Los canales de marea 498
Las artesas glaciarias ahogadas 498
Los cañones submarinos 500
Las teorías que explican los cañones submarinos 503
La topografía de los fondos marinos profundos 508
Las formas negativas 509
Fosa 509
Los rasgos positivos 510
Arrecifes y atolones 513
Tipos de arrecifes 513
Condiciones ecológicas para el crecimiento de un arrecife 514
Teorías sobre el origen de los arrecifes barrera y de los atolones 515
Las teorías de las plataformas antecedentes 515
La teoría de la intervención glacial 516
La teoría del hundimiento 517
Referencias citadas en el texto 518
Referencias adicionales 519

19. Formas de relieve debidas al volcanismo 521
Introducción 521
Distribución actual de los volcanes 521
Los tipos de erupciones 523
Caracteres de los campos de lava 524
Tipos de volcanes 527
Otros caracteres asociados con los volcanes 530
Las lluvias de cenizas 530
Las corrientes de barro volcánico o "lahars" 531
Los domos tapón 531
Las formas deprimidas 533

PÁG.

Los cráteres volcánicos 534
Las calderas 535
Las depresiones tectónico-volcánicas 540
Mesetas y llanuras volcánicas 540
Esqueletos volcánicos 543
Referencias citadas en el texto 546
Referencias adicionales 547

20. Los caracteres pseudovolcánicos 548
Los cráteres de bombas y de minas 548
Los cráteres de meteoritos 548
Los "Bays" de Carolina 551
Tapones de sal 554
Referencias citadas en el texto 555
Referencias adicionales 555

21. Los recursos del geomorfólogo 556
Los mapas topográficos 556
La escala del mapa y su significado 557
La equidistancia 557
Los usos de los mapas topográficos 557
La construcción de perfiles topográficos 558
Perfiles proyectados 559
Los análisis matemáticos de los mapas topográficos 562
Los mapas geológicos 566
Los bloques diagrama 567
Las fotografías aéreas 568
Tipos de fotografías aéreas 569
Las ventajas y desventajas de las fotografías aéreas 569
El estudio estereoscópico de las fotografías aéreas 573
Guías para la interpretación de fotografías aéreas 573
El reconocimiento de los tipos de rocas 578
Los mapas de suelos: un recurso bastante descuidado 583
Los mapas climáticos 585
Referencias citadas en el texto 585
Referencias adicionales 586

22. Geomorfología aplicada 588
Introducción 588
La aplicación de la geomorfología a la hidrología 588
La hidrología de los terrenos de calizas 588
El agua freática en las áreas con glaciarismo 591
La geomorfología como un medio de exploración en geología económica 595
La manifestación superficial de los cuerpos mineralizados 596
Los residuos de meteorización 599
Los principios geomórficos aplicados a los depósitos de placeres .. 602
La aplicación de la geomorfología a las obras de ingeniería 607
La construcción de carreteras 607
Localización de canteras de grava y de arena 612
La elección de lugares para el emplazamiento de diques 614
La geomorfología aplicada a la elección del emplazamiento de campos de aviación 616

PÁG.

Una llanura de till 616
Una llanura aluvial 617
Una planicie cárstica 617
Una llanura lacustre 617
Una llanura de cono de transición 617
Una terraza con subyacente de materiales granulares 618
La aplicación de la geomorfología a la geología militar 618
La aplicación de la geomorfología a la exploración petrolífera 619
Otras aplicaciones de la geomorfología 623
Referencias citadas en el texto 625
Referencias adicionales 627

Prólogo

Al escribir este libro de texto sobre los *Principios de geomorfología*, me han guiado dos convicciones firmes: la primera de ellas es que los paisajes del mundo no pueden ser interpretados adecuadamente, a no ser que se entiendan con claridad los numerosos y complejos factores que han influido en su evolución (teniendo esto presente, he incluido al principio del libro un capítulo sobre los conceptos fundamentales, a pesar de que algunos de los puntos tratados en ese capítulo no pueden ser apreciados cabalmente hasta que se haya leído gran parte del libro); la otra convicción es que los aspectos prácticos de la geomorfología no han recibido la atención que merecen, y por ello he creído oportuno incluir también un capítulo sobre geomorfología aplicada, que espero interese a los *geólogos prácticos*.

El problema, siempre actual, de los costos de publicación, ha hecho inconveniente tratar todos los aspectos de la materia tan extensamente como fuera de desear. Las referencias que figuran al final de los capítulos servirán de orientación a los alumnos que quieran profundizar en algunos temas especiales.

En gran parte, el libro está diseñado sobre el curso de *Principios de geomorfología* que durante varios años he desarrollado en la Universidad de Indiana. Se supone que los estudiantes de ese curso han tenido, además de un curso de geología para principiantes, otros de mineralogía y de petrología.

Deseo expresar mi sincera gratitud a las numerosas personas y organizaciones que, con tan buena voluntad, me han proporcionado material gráfico, especialmente a Warren C. Heisterkamp, John Minton, John Peace y William J. Wayne por su ayuda en la elección de láminas y grabados. Sin su cooperación, la ilustración adecuada del libro hubiera sido muy difícil, si no imposible. He tratado de soslayar esas fotografías que el uso reiterado ha convertido en clisés; pero no he podido dejar de incluir algunas de las más notables.

Gran parte de mi filosofía de lo que debería ser la geomorfología proviene del extinto C. A. Malott, y muchas de sus ideas aparecen en el libro. Le estoy profundamente agradecido al profesor A. O. Woodford, del Colegio Pomona (donde se redactó el primer borrador de esta obra), por el ambiente simpático con que rodeó mi trabajo y por las innumerables sugestiones referentes a cómo se podía mejorar el manuscrito, más de la mitad del cual fue leído y criticado constructivamente por él. El profesor George

W. White contribuyó con muchas ideas útiles referentes a lo que se debería incluir en los dos primeros y los dos últimos capítulos. Estoy particularmente reconocido al profesor Leland Horberg, quien leyó todo el manuscrito y me dio consejos inestimables para poder mejorar muchas secciones. Finalmente, a mi esposa, Doris, le expreso mi profunda gratitud: sin su estímulo jamás hubiera emprendido la redacción del libro; ella también me ayudó grandemente en la parte de dactilografía y en la lectura de las pruebas de imprenta.

A cada una de esas personas le hago llegar mi agradecimiento más profundo, con el voto de que encuentren una leve recompensa a sus esfuerzos en los resultados finales, sin que de ninguna manera se sientan responsables de los posibles defectos del libro, que sólo deben ser atribuidos a mi ineptitud, la cual me impidió sacar el máximo provecho de sus comentarios e inspiraciones.

WILLIAM D. THORNBURY

Bloomington, Indiana
Febrero, 1954

Prefacio

Con la publicación de PRINCIPIOS DE GEOMORFOLOGÍA, *traducción de* "PRINCIPLES OF GEOMORPHOLOGY", *de William D. Thornbury, profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Indiana, Estados Unidos de América, la Editorial Kapelusz inicia la serie Geografía de su* BIBLIOTECA DE CULTURA UNIVERSITARIA, *la que estará integrada por obras de autores de diversas nacionalidades, publicadas tanto en español como en otros idiomas y vertidas, estas últimas, cuidadosamente a nuestra lengua.*

La colección incluirá estudios de Geografía Física y Humana que se consideren fundamentales dentro de estas dos amplias ramas de la ciencia geográfica, y particularmente, estudios de Geografía Regional, referidos a continentes, partes continentales o grandes regiones del planeta, que proporcionen los conocimientos más avanzados en esta disciplina, de acuerdo con el concepto actual de la Geografía, de su método y su técnica. Cada obra será en sí misma una unidad, susceptible de ser estudiada aisladamente, sin que requiera la lectura de trabajos anteriores o complementarios del tema desarrollado en ella.

La decisión de publicar esta serie se funda en el criterio que predomina actualmente en la Geografía. Esta ciencia ha adquirido una posición especial dentro de los estudios modernos, por lo que entendemos que el geógrafo debe estar versado, sin que ello implique especialización, en las ciencias propedéuticas. El geógrafo debe estar preparado para realizar tareas de planificación, desarrolladas de acuerdo con una técnica especial, propia de la Geografía, en las que figurará como organizador, coordinador y director, valiéndose de los especialistas que juzgue conveniente según los fines propuestos. Pero para ello, debe estar informado de todo cuanto integra la ciencia geográfica, pues le compete el conocimiento integral, las correlaciones resultantes de los diversos factores que componen el cuadro geográfico, sus consecuencias e influencias humanas emergentes, para poder realizar la labor de síntesis, que dentro del concepto unitario de la Geografía, es de su exclusiva competencia.

Muchos países ya lo han entendido así, tanto en Europa como fuera de ella. Son ejemplos el Reino Unido, la Unión Soviética, Francia, Bélgica, Estados Unidos de América y Brasil. Técnica y planificación geográfica fueron aplicadas en el valle del Tennessee –Estados Unidos de América–, en el Congo Belga y en el distrito de Amapá, Brasil, entre otros casos destacados. En este aspecto, la República Argentina en particular, y América hispánica en general, ofrecen enormes perspectivas a los geógrafos llamados

a colaborar en tareas de planificación por las autoridades encargadas de desarrollar el potencial económico de los diferentes países.

La serie Geografía de la Biblioteca de Cultura Universitaria no está exclusivamente dirigida a geógrafos ya formados o en formación, sino que se destina también a los diversos especialistas en las diferentes ciencias que se relacionan con el medio geográfico. Éste es, por ejemplo, el caso de la Geomorfología, *campo de trabajo común de geógrafos, geólogos y geomorfólogos, sin excluir otros que pudieran tener concomitancias y afinidades con esta importante disciplina.*

Por estas razones, la Editorial Kapelusz entiende que su serie Geografía de la Biblioteca de Cultura Universitaria *satisface una sentida necesidad en el mundo del presente y desea que ella pueda llenar los vacíos bibliográficos que pudieran existir dentro de los países de habla española.*

Al efectuar la traducción de Principles of Geomorphology se tuvo plena conciencia de las dificultades que se deberían vencer, pues es sabido que la terminología usada en geomorfología no tiene estricta unidad. Los más destacados exponentes de esta disciplina discrepan en muchos aspectos, ya sea en cuanto al significado intrínseco de las diferentes voces usadas, ya sea en lo que respecta a la naturaleza de los fenómenos que las mismas designan, y hasta divergen sobre el léxico que se emplea para denominar las formas de relieve resultantes.

Entendemos que exponernos a la crítica es, de cualquier modo, una tarea constructiva, y abordamos el trabajo con esa disposición de ánimo.

La traducción fue encomendada a un distinguido geólogo argentino, el doctor Juan Carlos A. Turner, mientras que la supervisión de la obra estuvo al cuidado de quien firma estas líneas. Más de un término fue motivo de exhaustivo análisis. Ello no supone que se crea haber logrado, en todos los casos, la expresión correcta y más conveniente. Los que lean la obra podrán coincidir o no con el vocabulario que se adoptó, pero no cabe duda de que sabrán aquilatar el esfuerzo realizado.

En suma, podrán existir discrepancias con los ilustrados lectores, pero creemos que abrimos rumbos dentro de la lengua española en lo que respecta a las voces usadas en Geomorfología, y si la redacción castiza no es todo lo fluida que sería de desear en un cuidado estilo literario, ello se debe a que se prefirió en la traducción respetar fielmente el original, con el objeto de no incurrir en involuntarias tergiversaciones de las ideas y los conceptos del autor.

Los trabajos fundamentales que se tuvieron a la vista, en cuanto se relacionan con el léxico geomórfico, fueron:

Baulig, G.: *Vocabulaire Franco-Anglo-Allemand de Géomorphologie*, París, 1956.

De Novo, P. y Chicarro, F.: *Diccionario de Voces usadas en Geografía Física*, Madrid, 1949.

González Bonorino, F. y Teruggi, M. E.: *Léxico Sedimentológico*, Buenos Aires, 1952.

Machatschek, F.: *Terminología Geomorfológica*, Tucumán, 1951.

Windhausen, A.: *Diccionario y Nomenclatura Geológica*, Buenos Aires, 1945.

Alfredo C. Rampa.

Buenos Aires, junio de 1960.

AGRADECIMIENTO

La adopción final de diversos términos geomórficos la hice después de muchas consultas con diversos especialistas. Me es grato manifestar mi reconocimiento a cuantos me asistieron con sus apreciaciones y sugestiones, en particular los doctores Eduardo Holmberg, Eduardo J. Methol y Cristián S. Petersen, y señor Ernesto Soler.

Iuan Carlos A. Turner.

1 · *Las bases de la geomorfología*

EL CAMPO DE LA GEOMORFOLOGÍA

Definiciones. Si definiéramos la geomorfología sobre la base de las tres raíces griegas de las cuales se derivó la palabra, significaría "disertación sobre formas terrestres". Generalmente, se la considera como "la ciencia de las formas terrestres", y así será entendida, aunque extenderemos el concepto para incluir las formas submarinas. Según fue definida por Worcester (1939), es una descripción e interpretación de las características del relieve terrestre. Así definida, su sentido es considerablemente más amplio que como ciencia de las formas del relieve, ya que podemos incluir dentro de su esfera una discusión del origen de las formas terrestres mayores, tales como cuencas oceánicas y plataformas continentales, así como también de entidades estructurales menores, tales como montañas, planicies y mesetas. Las cuencas oceánicas y las plataformas continentales son rasgos del relieve, pero parece que su interpretación corresponde a la geología dinámica y estructural. Nos interesaremos principalmente por las formas menores desarrolladas sobre estos caracteres mayores del relieve.

La adopción del término geomorfología para el estudio de las formas del relieve se produjo como consecuencia del descontento con el término fisiografía, anteriormente aplicado a esta materia. Fisiografía, particularmente como es empleado en Europa, incluye en grado considerable la climatología, la meteorología, la oceanografía y la geografía matemática. Más bien que continuar con la práctica de restringir la fisiografía a la discusión de las formas del terreno, antes común en los Estados Unidos de América, parecería preferible contar con una denominación para esta rama de la geología, que por lo menos reduzca la confusión en cuanto a su campo.

Geomorfología es sobre todo geología, a pesar del hecho de que algo de geomorfología se enseña tanto en Europa como en los Estados Unidos de América como parte de la geografía física. En la mayoría de los cursos de geografía, las formas del relieve son tratadas más bien incidentalmente, como una parte de la descripción del ambiente físico del hombre, pero, por lo general se hace resaltar la adaptación del hombre a las formas del terreno y su aprovechamiento por él, antes que la descripción de las formas terrestres en sí.

HISTORIA DEL DESARROLLO DE LAS IDEAS GEOMÓRFICAS

Conveniencia de una base histórica. Los estudiosos serios deben interesarse por el desarrollo del pensamiento científico y por los hombres que contribuyeron a su adelanto. Considerar la historia antigua como carente de valor para la apreciación del pensamiento actual es, en realidad, una falta de perspicacia. Establecer lazos históricos es de indudable utilidad para el estudiante, pues le permite introducirse en el método científico (lógica inductiva). Por lo menos tres beneficios distintos resultan de su familiarización con el crecimiento del pensamiento geomórfico. El estudiante adquiere una perspectiva mejor desde la cual puede apreciar el pensamiento del presente. El hecho de que la materia no es estática le impresiona y, por consiguiente, mantiene su mente abierta a ideas nuevas. Además, percibe que la mayoría de las ideas que hoy en día aceptamos como evidentes por sí mismas tropezaron con resistencia cuando se propusieron por primera vez y fueron aceptadas como correctas lentamente y de mala gana, y que posiblemente algunas de las ideas nuevas que hoy desdeñamos puedan finalmente resistir los embates del tiempo.

Ideas de los antiguos

Ya que las formas del relieve son los fenómenos geológicos de mayor amplitud, la especulación referente a su origen se ha sucedido desde los días de los filósofos antiguos. Sin embargo, no fue hasta que se admitió que "el presente es la llave del pasado" que el estudio de los procesos geomórficos llegó a adquirir gran significación. Esto no sucedió hasta cerca del comienzo del siglo XIX, y sólo en las últimas décadas de ese siglo se comprendió la evolución sistemática de las formas del terreno. Aunque la separación de la geomorfología como una subciencia distinta aconteció más tarde, muchas de sus ideas básicas tuvieron un origen temprano.

Una discusión del desarrollo de las ideas geomórficas bien puede comenzar con los filósofos griegos y romanos. El espacio no permitirá un desarrollo detallado de sus ideas, pero obtendremos una noción bastante correcta de ellas si consideramos brevemente los puntos de vista de cuatro personas: Herodoto, Aristóteles, Estrabón y Séneca.

Herodoto (485? - 425 a.C.), conocido como el "padre de la historia", también es recordado por algunas de sus observaciones geológicas. Reconoció la importancia de los incrementos anuales del limo [1] y arcilla depositados por el Nilo, y a él se atribuye el dicho "Egipto es un don del río". Creyó más probable que los terremotos fueran los responsables de la se-

[1] El término limo corresponde a la voz inglesa *silt*, de acuerdo con lo propuesto por Villar (Villar, E. H. del. *El Suelo*. Salvat, Barcelona, 1931) y por González Bonorino y Teruggi (González Bonorino, F. y Teruggi, M. E. *Léxico Sedimentológico*. Museo Arg. Cs. Nats., Public. Ext. Cult. y Did. Nº 6, Buenos Aires, 1952). *(N. del T.)*

paración de las montañas y no que tal fenómeno constituyera una expresión de ira de los Dioses. Observó conchillas en los cerros de Egipto, y sobre la base de su presencia dedujo que en algún tiempo el mar debía haberse extendido sobre el bajo Egipto, anticipando hasta cierto grado la idea del cambio de nivel del mar, un asunto de gran importancia geomórfica.

Aristóteles (384 - 322 a.C.) reflejó en sus escritos el pensamiento de su época. Sus ideas referentes al origen de los manantiales son de interés. El creía que las aguas que fluían de los manantiales se componían de: *a)* parte de las aguas pluviales que se habían percolado; *b)* agua que se había formado dentro de la Tierra por condensación del aire que había penetrado en la misma; y *c)* agua que se había condensado de vapores de origen incierto dentro de la Tierra. Todas estas aguas eran contenidas por las montañas, como si éstas fueran grandes esponjas. En ese entonces el término río era aplicado únicamente a aguas corrientes alimentadas por manantiales. Aristóteles creyó que la precipitación podía producir un torrente transitorio, pero dudaba de que pudiera mantener la corriente del río. Incidentalmente, digamos que la explicación verdadera sobre las aguas de los manantiales y el caudal de los ríos mantenido por largo tiempo después de los períodos de precipitación no fue dada hasta que, en 1563 y 1580, Bernardo de Palissy dedujo, y en 1674 Pedro Perrault demostró, la suficiencia de las lluvias para mantenerlo. Aristóteles creyó que por su origen los terremotos y los volcanes estaban relacionados estrechamente, y atribuyó los primeros a los efectos de la mezcla de aire húmedo y seco dentro de la Tierra. Junto con otros, Aristóteles reconoció que el mar cubría sectores que anteriormente habían sido tierra firme y también la probabilidad de que reaparecería tierra donde entonces había mar. Aludió a la desaparición subterránea de ríos. (Hoy los denominaríamos corrientes subterráneas o insumidas. Grecia es un país con mucha caliza y mármol, en los que son comunes los caracteres producidos al ser disueltos por las aguas subterráneas.) Reconoció que los ríos retiraban material de la tierra y lo depositaban como aluvión, y citó ejemplos de la región del mar Negro donde en unos 60 años el aluvión se había acumulado tan rápidamente que se necesitó el uso de barcos de menor calado.

Estrabón (54 a.C. - 25 d.C.), que viajó mucho y observó detenidamente, notó ejemplos de hundimiento y ascenso local de la tierra firme. Consideró el Valle de Tempe como resultado de terremotos, los cuales, junto con la actividad volcánica, todavía eran atribuidos a la fuerza de vientos del interior de la Tierra. De la naturaleza de la cúspide del Vesubio infirió, correctamente, que era de origen volcánico, aunque no estuvo activo durante su vida. También reconoció la importancia del aluvión fluvial y pensó que el delta de un río variaba de tamaño de acuerdo con la naturaleza de la región avenada por dicho curso de agua, y que los deltas más grandes se encuentran donde las regiones avenadas son amplias y las rocas superficia-

les son débiles. Observó que el crecimiento hacia el mar de algunos deltas es retardado por el flujo y reflujo de las mareas.

Séneca (? a.C. - 65 d.C.) reconoció el carácter local de los terremotos, pero continuó con la creencia de que eran el efecto de la lucha interna de vientos subterráneos. Asimismo, sustentaba la idea de que las precipitaciones eran insuficientes para explicar los ríos, aunque reconoció el poder de éstos para desgastar sus valles. Así, aunque el concepto de que los ríos elaboran sus valles fue en cierto sentido introducido, las múltiples derivaciones de este hecho no fueron percibidas hasta muchos siglos después. Los antiguos parecen haberse dado cuenta de que hay una relación genética entre los terremotos y la deformación de la corteza terrestre, aunque confundieron causa y efecto y pensaron que los terremotos causaban la deformación.

Los albores de las ideas geomórficas modernas

Durante los muchos siglos que siguieron a la declinación del Imperio Romano, hubo poco o nada de pensamiento científico en Europa. El saber que sobrevivió fue conservado principalmente en los monasterios, pero no era ciencia natural. En Arabia hubo también una supervivencia del saber, y ahí encontramos expresadas ciertas ideas que tienen sabor moderno. Avicena (Ibn-Sina, 980-1037) sostenía opiniones sobre el origen de las montañas, dividiéndolas en dos clases: las producidas por "elevación del terreno, tal como sucede en los terremotos" y las que resultan "de los efectos del agua corriente y del viento al ahuecar valles en rocas blandas". Por consiguiente, se expresó el concepto de montañas resultantes de la erosión diferencial. La idea de erosión lenta durante largos períodos también era sustentada por él. Tales ideas tienen un sello decididamente moderno, pero no hicieron ninguna impresión en el pensamiento de Europa occidental, si es que fueron conocidas allí. Como Fenneman (1939) ha señalado, tan poco progreso se realizó en Europa desde los días del primer siglo d. C. hasta el comienzo del siglo dieciséis, que es poco lo que se puede decir. En realidad, se puede preguntar si el progreso leve realizado por los antiguos en la explicación de las características superficiales de la Tierra tuvo influencia alguna sobre la emergencia eventual de una ciencia de las formas del relieve. Lo que los antiguos habían pensado fue en su mayor parte perdido, y las ideas geológicas tuvieron que desarrollarse de nuevo.

Durante los siglos quince, dieciséis y diecisiete, las formas de la corteza terrestre eran explicadas principalmente en términos del *catastrofismo*, filosofía prevaleciente en ese entonces, de acuerdo con la cual las características de la Tierra eran creadas especialmente o eran el resultado de cataclismos violentos que producían cambios repentinos y marcados en la superficie de la Tierra. Mientras la edad de la Tierra era medida en unos

pocos miles de años, no había mucha probabilidad de adjudicar importancia a procesos geológicos tan lentos que poco o ningún cambio se podía notar durante el tiempo de una vida.

Predecesores de Hutton. El concepto de un terreno que se desgasta, en contraste con la permanencia del paisaje, como fue visualizado por los pensadores primitivos, es fundamental en el pensamiento geomórfico moderno. Hemos visto que algunos de los filósofos antiguos tenían la idea de destrucción del terreno por procesos erosivos, pero los tiempos no estaban maduros para llevar la idea a su conclusión lógica. El espacio no permite una discusión detallada del desarrollo largo y lento del pensamiento geológico que finalmente sirvió de fundamento al padre de las ideas geomórficas modernas, Jaime Hutton, pero se mencionarán unos pocos hombres que señalaron la senda.

Leonardo da Vinci (1452-1519) puede ser considerado como uno de los primeros representantes del período formativo en el pensamiento geológico moderno. Reconoció que los valles eran elaborados por ríos y que éstos acarreaban materiales desde una parte de la Tierra y los depositaban en otra.

Nicolás Steno (1638-1687), dinamarqués que vivió gran parte de su vida en Italia, también reconoció que el agua corriente probablemente fuera el agente principal en el modelado de la superficie terrestre.

El francés Buffon (1707-1788) reconoció la potente capacidad erosiva de los arroyos para destruir el terreno y pensó que eventualmente el terreno sería reducido al nivel del mar. Fue uno de los primeros en sugerir que la edad de la tierra no se debería medir en términos de unos pocos miles de años, e indicó que los seis días de la Creación en la narración bíblica no eran días en el sentido común de la palabra. Sin embargo, fue obligado a retractarse de estas ideas heréticas.

El italiano Targioni-Tozetti (1712-1784) fue otro que reconoció la evidencia de la erosión fluvial. También sustentaba la idea de que los cursos irregulares de los ríos estaban relacionados con las diferencias de las rocas en las cuales elaboraban su cauce, y así reconoció el principio de erosión diferencial en relación con los materiales y estructuras geológicas variables.

El francés Guetthard (1715-1786) fue un geólogo en el sentido más amplio de la palabra, aunque los términos geología y geólogo todavía no eran usados. Examinó la degradación de las montañas por los ríos y percibió que no todo el material acarreado por los cursos de agua era llevado inmediatamente al mar, sino que una parte considerable entraba en la construcción de llanuras aluviales. Creía que el mar era un destructor del terreno aún más potente que los ríos; para apoyar su tesis citó la destrucción rápida de los acantilados calcáreos del norte de Francia por medio del mar. Comprendió los principios fundamentales de la denudación, pero desafortunadamente, sus ideas estaban enterradas en numerosos volúmenes de

escritos pesados. Guetthard es recordado principalmente por su reconocimiento del origen volcánico de los numerosos conos o "puys" del distrito de Auvernia en el centro de Francia.

Desmarest (1725-1815), otro francés, merece más reconocimiento del que generalmente se le concede. Por medio de un raciocinio sólido y citando ejemplos específicos, propugnó la idea de que los valles de Francia central eran producto de los cursos de agua que los ocupan. Aparentemente fue el primero en intentar delinear el desarrollo del paisaje a través de sucesivas etapas de evolución.

El suizo De Saussure (1740-1799), el primero en emplear los términos geología y geólogo en su sentido actual, fue el primer gran investigador de los Alpes. Impresionado por el poder de los cursos de agua para modelar las montañas, sostuvo que los valles eran producidos por los ríos que fluyen por ellos. También reconoció la capacidad de los glaciares para efectuar trabajo erosivo. Aunque no siempre interpretó correctamente las cosas que vio, acumuló una gran cantidad de información, a la cual Hutton recurrió posteriormente al desarrollar la doctrina del uniformitarismo.

Estos tres hombres, Guetthard, Desmarest y De Saussure, a veces considerados como integrantes de la escuela francesa más que cualesquiera otros, allanaron el camino a Hutton, quien reconoció gratamente su ayuda. En los Estados Unidos de América estos hombres no han logrado el reconocimiento que se merecen, principalmente porque los geógrafos y geomorfólogos estadounidenses no se han tomado la molestia de leer la literatura geológica francesa.

Hutton y Playfair. Jaime Hutton (1726-1797) nació en Edimburgo, Escocia, y fue educado como médico, pero más le interesaron las ciencias, especialmente la química y la geología. Tal vez sea más famoso por el papel que desempeñó como dirigente de un grupo conocido como los Plutonistas, el cual sostenía que el granito era de origen ígneo, en contraposición a la escuela Werneriana, conocida como los Neptunistas, quienes sostenían que el granito era un precipitado químico. También reconoció la evidencia del metamorfismo de las rocas, pero su contribución mayor consistió en exponer el concepto de que "el presente es la llave del pasado", estableciendo así la doctrina de *uniformitarismo* en oposición a la del catastrofismo. Las ideas de Hutton fueron presentadas por primera vez en un trabajo leído por él ante la Real Sociedad de Edimburgo en 1785, el cual apareció, tres años más tarde, en el Volumen I de los *Transactions* de esa Sociedad, con el título *Theory of the Earth, or an Investigation of the Laws Observable in the Composition, Dissolution and Restoration of Land upon the Globe*[1]. En 1795, sus ideas aparecieron en forma más amplia en un libro de dos volúmenes intitulado *Theory of the Earth, with Proofs and*

[1] *Teoría de la Tierra; o Una Investigación de las Leyes Observables en la Composición, Disolución y Restauración del Terreno sobre el Globo.*

Illustrations [1]. Esta edición fue de tirada limitada y cara. Posiblemente las ideas de Hutton se hubieran perdido o demorado mucho en ser aceptadas, si no hubiera sido porque su amigo Juan Playfair (1748-1819), profesor de matemáticas y filosofía en Edimburgo, después del deceso de Hutton publicó, en 1802, su *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth* [2] donde elaboró y amplió los principios de Hutton en forma de prosa científica, pocas veces igualada por su claridad y belleza de expresión. Este libro era también más pequeño y barato que el de Hutton y, por consiguiente, leído más ampliamente. En él, Playfair presentó las ideas y conclusiones de Hutton tan claramente que su efecto fue enorme, particularmente sobre Carlos Lyell, quien posteriormente sería el gran representante del uniformitarismo.

Hutton proyectó tanto al pasado como al futuro los resultados de los procesos que observó en acción. Fue impresionado con la evidencia del desgaste del terreno por procesos mecánicos y químicos. Otros, antes de Hutton, habían observado esto, pero no captaron las inferencias que fueron contempladas por Hutton, con la excepción posible de Desmarest. El concepto de un sistema de ríos y su significado geomórfico jamás ha sido expresado tan bellamente como por Playfair [3] cuando manifestó:

> Todo río parece estar compuesto de un tronco principal, alimentado por una variedad de ramales, cada uno de los cuales fluye por un valle proporcionado a su tamaño, y todos en conjunto constituyen un sistema de valles, comunicándose uno con otro y teniendo un ajuste tan delicado de sus declives, que ninguno de ellos se junta con el valle principal, ni a un nivel muy alto o muy bajo, circunstancia que sería infinitamente improbable si cada uno de estos valles no fuese el trabajo de los ríos que fluyen por él.
>
> Si, en realidad, un río constara de un solo arroyo sin tributarios, fluyendo por un valle recto, se podría suponer que alguna gran conmoción, algún torrente poderoso, habría abierto en un todo el canal mediante el cual sus aguas son conducidas al océano; pero, cuando se considera la forma usual de un río, el tronco dividido en muchas ramas que se levantan a gran distancia una de la otra, y éstas nuevamente subdivididas en una infinidad de ramificaciones menores, se impresiona fuertemente en la mente que todos estos canales han sido cortados por las aguas mismas; que han sido lentamente excavados por el lavado y erosión del terreno; y que es mediante ligeros y repetidos toques del mismo instrumento que este curioso agregado de líneas ha sido grabado tan profundamente sobre la superficie del globo.

Los conceptos básicos de nuestras ideas modernas sobre el modelado terrestre se han de encontrar en la teoría de Hutton. Hutton reconoció, además de la erosión fluvial, la marina, pero prestó más atención al des-

[1] *Teoría de la Tierra, con Pruebas e Ilustraciones.*

[2] *Ilustraciones de la Teoría Huttoniana de la Tierra.*

[3] Todo estudiante de geomorfología debería leer partes del libro de Playfair. En los Estados Unidos de América está disponible en la mayoría de las grandes bibliotecas de geología, y hasta se pueden obtener copias en microfilm a un precio razonable. El libro de Hutton es sumamente raro, pero las copias en microfilm están a disposición de las bibliotecas.

arrollo de los valles por los ríos. Como la mayoría de los profetas, Hutton estaba adelantado con respecto a su época. Transcurrieron tres cuartos de siglo antes de que un grupo de geólogos estadounidenses que trabajaba en el oeste de los Estados Unidos de América proporcionara argumentos sin réplica. Playfair, apoyado en sus conocimientos de los trabajos de De Saussure, proclamó la capacidad de los glaciares de erosionar sus valles tan profundamente, y parece haber sido el primero en sugerir una amplitud mucho mayor y anterior de los glaciares alpinos en Suiza, aunque no reconoció los efectos de la glaciación en Escocia.

Después de Hutton

Progresos en Europa. Carlos Lyell (1797-1875) llegó a ser el representante máximo del uniformitarismo y, a través de sus series de libros de texto, probablemente hizo más por el progreso de este principio y del conocimiento geológico en general que cualquiera otra persona. Sin embargo, no pudo aceptar el significado total de la erosión fluvial, tal como fue concebida por Hutton, porque, en la undécima edición de sus *Principles of Geology* [1] (1872) encontramos la manifestación siguiente: "Es probable que pocos valles grandes en cualquier parte del mundo hayan sido excavados por las lluvias y las aguas corrientes solamente. Durante parte de su formación, los movimientos subterráneos prestaron su ayuda, acelerando el proceso de erosión".

En Europa, uno de los adelantos más significativos del siglo diecinueve fué el reconocimiento de la evidencia de una edad glacial durante la cual mantos de hielo cubrieron la mayor parte de Europa septentrional. La persona a quien generalmente se atribuye el mérito de haber establecido este hecho es Luis Agassiz (1807-1873). Tal vez su mayor mérito sea el de haber establecido su validez, pero varias personas, a quienes raramente se les adjudica el mérito, anticiparon sus conclusiones. La idea de que los glaciares alpinos habían sido en un tiempo más amplios era común entre los campesinos suizos, quienes observaban morenas en los valles por debajo de las partes terminales de los glaciares actuales. Playfair, al efectuar un viaje a los montes Jura en 1815, reconoció la posibilidad de que grandes bloques allí presentes pudieran haber sido transportados por glaciares alpinos. En 1821, un ingeniero suizo, de apellido Venetz, manifestó su creencia de que los glaciares alpinos habían sido en un tiempo mucho más amplios, y en 1824, Esmark, en Noruega, expresó la misma idea referente a los glaciares de ese país. En 1829, Venetz lanzó la opinión de que probablemente los glaciares se extendieron hasta las llanuras bajas. Bernhardi publicó en Alemania, en 1832, un trabajo en el cual suponía la presencia anterior de mantos de hielo continental. En 1834, un colega de Venetz, Juan de Charpentier,

[1] *Principios de Geología.*

dio a conocer un informe en el cual concordaba con las conclusiones de Venetz. Fue principalmente debido a Charpentier que Agassiz mostró interés por la glaciación. Era escéptico referente a las conclusiones a que se había llegado, pero convino en visitar el área en la cual Venetz y Charpentier habían estado trabajando. En 1836 visitó el sector y, aunque llegó escéptico, cuando regresó era un convertido a las ideas de Charpentier. Se convenció de que no habían llegado lo suficientemente lejos en sus conclusiones. En 1837 leyó un trabajo ante la Sociedad Helvética, la esencia del cual se publicó en 1840 como *Études sur le glaciers* [1]; en ese trabajo proclamó su concepto de un gran período glacial. Sobrevino cierto distanciamiento entre estos dos hombres porque Charpentier creía que Agassiz debería haber demorado la publicación de su trabajo hasta que hubiera aparecido el suyo, lo que no ocurrió sino en 1841. Aunque bien puede haber alguna duda referente a si se deberá proclamar a Agassiz como el padre del concepto de glaciación continental, no hay duda alguna de que fue debido a sus esfuerzos infatigables que finalmente se reconoció el hecho de la gran edad del hielo. Ya en 1870 su validez estaba bastante aceptada, y se comenzaba a reconocer la multiplicidad de la glaciación, aunque la oposición a esta idea continuó hasta tan tarde como 1905.

La importancia de la abrasión marina fue considerada con énfasis por geólogos tales como Andrés Ramsay (1814-1891) y el Barón Ferdinando von Richthofen (1833-1905). Ramsay describió lo que creía ser una planicie de abrasión marina en los *highlands* de Gales y sudoeste de Inglaterra, y Richthofen apoyó la idea de la importancia de la erosión marina basada en testimonios observados durante sus viajes por China.

Jukes, en 1862, presentó un trabajo, que con el tiempo resultó clásico, sobre los ríos del sur de Irlanda, en el cual reconoció la presencia de dos tipos principales de cursos: ríos transversales, que fluyen a través de la estructura geológica, y ríos longitudinales, que se desarrollan a lo largo de fajas de rocas más débiles, paralelas a la estructura o al rumbo de los estratos de rocas. Creía que los surcos longitudinales se desarrollaban posteriormente a los ríos transversales y, por consiguiente, deberían ser reconocidos como ríos subsecuentes. Estas ideas, como veremos luego, se han hecho básicas en la filosofía del desarrollo de los ríos. También reconoció que aparentemente un curso podía privar a otro de parte de su cuenca mediante un proceso que ahora se denomina captura.

Libros de texto que por su fin se pueden considerar geomórficos comenzaron a aparecer en el último tercio del siglo diecinueve. En 1869, Peschel intentó unir los principios del desarrollo de las formas del relieve de manera sistemática, e intentó esencialmente una discusión genética de ellos. Richthofen, en 1886, logró un avance mayor en esta realización. A. Penck, en 1894, publicó su *Morphologie der Erdoberfläche* [2], que principalmente

[1] *Estudio sobre los glaciares.*
[2] *Morfología de la Superficie Terrestre.*

es un tratamiento genético de las formas del relieve terrestre. Así, en Europa, al cerrar el siglo último, se había acumulado una cantidad suficiente de conocimientos como para dar lugar a una rama especial de geología denominada geología fisiográfica.

Desarrollo en los Estados Unidos de América. Zittel (1901) se ha referido al período que media entre 1790 y 1820 como "la edad heroica de la geología". Bien podemos referirnos al período entre 1875 y 1900 como a "la edad heroica en la geomorfología estadounidense", porque durante este cuarto de siglo se desarrollaron la mayoría de los grandes conceptos en esta rama de la geología. En gran parte éstas eran consecuencia directa o indirecta del trabajo de un grupo de geólogos relacionado con los relevamientos geológicos del oeste de los Estados Unidos de América, comenzados después de la guerra civil. En particular pueden ser mencionados tres hombres, quienes realizaron trabajo intelectual pionero en el campo geomorfológico. Ellos fueron el mayor J. W. Powell (1834-1902), G. K. Gilbert (1843-1918) y C. E. Dutton (1841-1912). Estas personas, junto con otras, prepararon colectivamente el fundamento sobre el cual posteriormente W. M. Davis edificaría el concepto del ciclo geomórfico.

No es decir demasiado que el mayor Powell, veterano manco de la guerra civil y primer conquistador de los rápidos traicioneros del cañón del Colorado, sobre la base de su trabajo en las mesetas del Colorado y los montes Uinta, estableció los fundamentos para la escuela estadounidense de geomorfología. Davis (1915), al describir las contribuciones de Powell, manifestó que en más de un sentido "era un hombre de avanzada dentro de la ciencia. Su vida revela el trabajo enérgico de una personalidad vigorosa e independiente, no trabada por los métodos tradicionales y no tan profundamente versado en historia, ni en el contenido y la técnica de las ciencias, como para ser guiado por ellos, pero impelido hacia el descubrimiento rápido de nuevos principios por la inspiración de comarcas hasta entonces inexploradas".

Sobre la base de sus estudios en los montes Uinta, Powell fue impresionado por la importancia de la estructura geológica como una base para la clasificación de las formas de la corteza terrestre. Dedicó mucha atención a los resultados de la erosión fluvial y propuso dos clasificaciones de valles fluviales: 1) basado en las relaciones entre los valles y los estratos que cruzan; y 2) una clasificación de los valles de acuerdo con su origen. En esta última clasificación reconoció valles antecedentes, consecuentes y sobreimpuestos, términos que todavía hoy son empleados ampliamente al describir valles. De las generalizaciones de Powell, probablemente la de difusión más amplia es su concepto de un nivel límite de reducción terrestre, al que denominó nivel de base. Antes que Powell, nadie se había aventurado a llevar el tallado del terreno por lluvias y ríos más allá de lo que hoy denominaríamos madurez avanzada en el ciclo geomórfico, pero Powell recono-

ció que los procesos de erosión, que actúan lentamente sobre el terreno, eventualmente habrían de reducirlo a una tierra baja poco por encima del nivel del mar. Quedó para Davis sugerir posteriormente la denominación de peneplanicie para tal área, pero la idea de peneplanicie fue anticipada en gran parte por Powell. Además, reconoció que las grandes discordancias en las rocas del gran cañón del Colorado registraban períodos geológicamente antiguos de erosión terrestre. Powell también notó las diferencias geomórficas entre las escarpas resultantes de erosión y las producidas por desplazamiento de rocas (escarpas de falla, como se denominan hoy en día). Reconoció que las divisorias de aguas migran, pero quedó para Gilbert darse cuenta cabal de todas las consecuencias de este hecho.

G. K. Gilbert merece reconocimiento como el primer geomorfólogo verdadero producido en ese país. Aunque sus creencias eran universales, ante todo estaba interesado en la geología fisiográfica. A él estamos obligados por su agudo análisis de los procesos de erosión subaérea y las modificaciones numerosas que los valles padecen a medida que los ríos erosionan el terreno. Reconoció particularmente la importancia de la aplanación lateral de los ríos en el desarrollo de los valles. Sus estudios de los escombros hidráulicos de minería, en California, representaron uno de los primeros intentos de aproximación cuantitativa a las relaciones entre carga de un río y factores tales como volumen, velocidad y gradiente del mismo. Su interpretación de la historia pleistocénica del lago Bonneville, el antecesor del Gran Lago Salado, a partir de un estudio de sus líneas de ribera y desagües, perdura como uno de los clásicos de la geología estadounidense. Igualmente famosa es su explicación de los montes Henry, en Utah, como resultado de la erosión de cuerpos intrusivos, a los cuales él denominó lacolitos. Fue el primero en citar pruebas geomórficas sobre el origen de un bloque de falla de la topografía de la región de la Gran Cuenca.

Dutton es especialmente recordado por su análisis penetrante de las formas terrestres individuales y su reconocimiento de evidencias de un período de reducción terrestre que precedió a la incisión de los cañones presentes, cuando el paisaje había sido reducido a uno de relieve bajo en el área de la meseta del Colorado. Esta época erosiva la denominó como "la Gran Denudación".

Davis - "el gran definidor y analista". El efecto de W. M. Davis (1850-1934) sobre la geomorfología fue mayor que el de cualquier otra persona. La escuela davisiana de geomorfología y la escuela estadounidense son denominaciones prácticamente sinónimas. Básicamente, Davis fue un gran definidor, analista y sistematizador. Antes de su tiempo, las descripciones geomórficas se hacían en su mayoría en términos empíricos. Aún más importante que los numerosos conceptos nuevos que él introdujo está el hecho de que inspiró vida nueva a la geomorfología por la introducción de su método genético de descripción de las formas del terreno. Probable-

mente sea recordado más por su concepto de ciclo geomórfico, una idea tal vez vagamente vislumbrada por Desmarest, cuyo análisis más sencillo incluye el concepto de que en la evolución de los paisajes hay una secuencia sistemática de formas de relieve que hace posible el reconocimiento de estados de desarrollo, una secuencia que él distinguió como juventud, madurez y vejez o senectud. Su idea de que las diferencias en las formas de la corteza son en su mayoría explicables en términos de diferencias en estructura geológica, procesos geomórficos y estado de desarrollo, arraigó firmemente en el pensamiento de la mayoría de los estudiosos de las formas del relieve.

Durante la tercera y cuarta décadas del siglo veinte, Gualterio Penck y sus discípulos llevaron a cabo una rebelión menor en contra de algunas de las ideas de Davis, encontrando algunos adherentes. En la mayor parte de su desarrollo de la idea del ciclo geomórfico, como éste es afectado por el agua corriente, Davis supuso que un levantamiento inicial relativamente rápido del terreno puede ser seguido por un período de estancamiento, el cual permite al ciclo seguir su curso, culminando con la reducción del terreno a una condición casi sin relieve. Penck y otros sostuvieron que ésta no es la secuencia normal, sino que más comúnmente, el levantamiento del terreno al comienzo de un período de ascenso es extremadamente lento, siendo seguido por un grado acelerado de ascenso, el cual impediría al paisaje pasar a través de los estados de desarrollo que terminarían en una región de relieve bajo. Varios geólogos estadounidenses, particularmente los de la "faja móvil" de la costa del Pacífico, han sido escépticos con respecto a la suposición de que la superficie terrestre alguna vez se haya mantenido estable por suficiente tiempo como para permitir a un ciclo proceder a su acabamiento.

A pesar de las objeciones que han surgido a algunas de las ideas de Davis, en realidad no se puede negar que la geomorfología probablemente conservará su sello por más tiempo que el de cualquier otra persona.

Fenneman (1939) describe brevemente las diversas etapas por las cuales ha pasado el pensamiento geomórfico en estas palabras:

> El entendimiento del trabajo de la lluvia y del agua corriente puede ser considerado en tres etapas, o cuatro, si contamos la concepción primitiva de "sierras perpetuas" que aún hoy domina el pensamiento de muchas personas... Siguieron tres avances: primero apareció el simple hecho universal de la degradación tal como era conocida por algunas personas del mundo antiguo y otros hasta el siglo dieciocho. Luego vino la proposición audaz de que los ríos cavan sus propios valles. Parece muy simple, pero significa que la topografía es principalmente esculpida y no edificada (es decir, es tallada y no levantada). Algunos griegos, romanos y árabes percibieron esto, y Jaime Hutton, quien falleció en 1797, lo comprendió claramente. Su amigo e intérprete, Juan Playfair, lo expresó en una prosa aún no superada, aunque era algo ampulosa para Lyell o para nosotros. Aun en el mundo geológico (hasta donde lo hubiere) este principio no dejó de ser discutido antes del tiempo de la guerra civil. A duras penas pudo ocupar su lugar entre los datos fundamentales de la ciencia cuando llegó la tercera etapa, en la cual el agua en movimiento no actúa a la ventura, esculpiendo valles al azar y dejando cerros distribuidos de manera fortuita, sino que trabaja de acuerdo con

un patrón cuyas especificaciones son tan características como las suturas de un nautilo o la nervadura de una hoja. Ésta es la etapa de la fisiografía moderna o geomorfología.

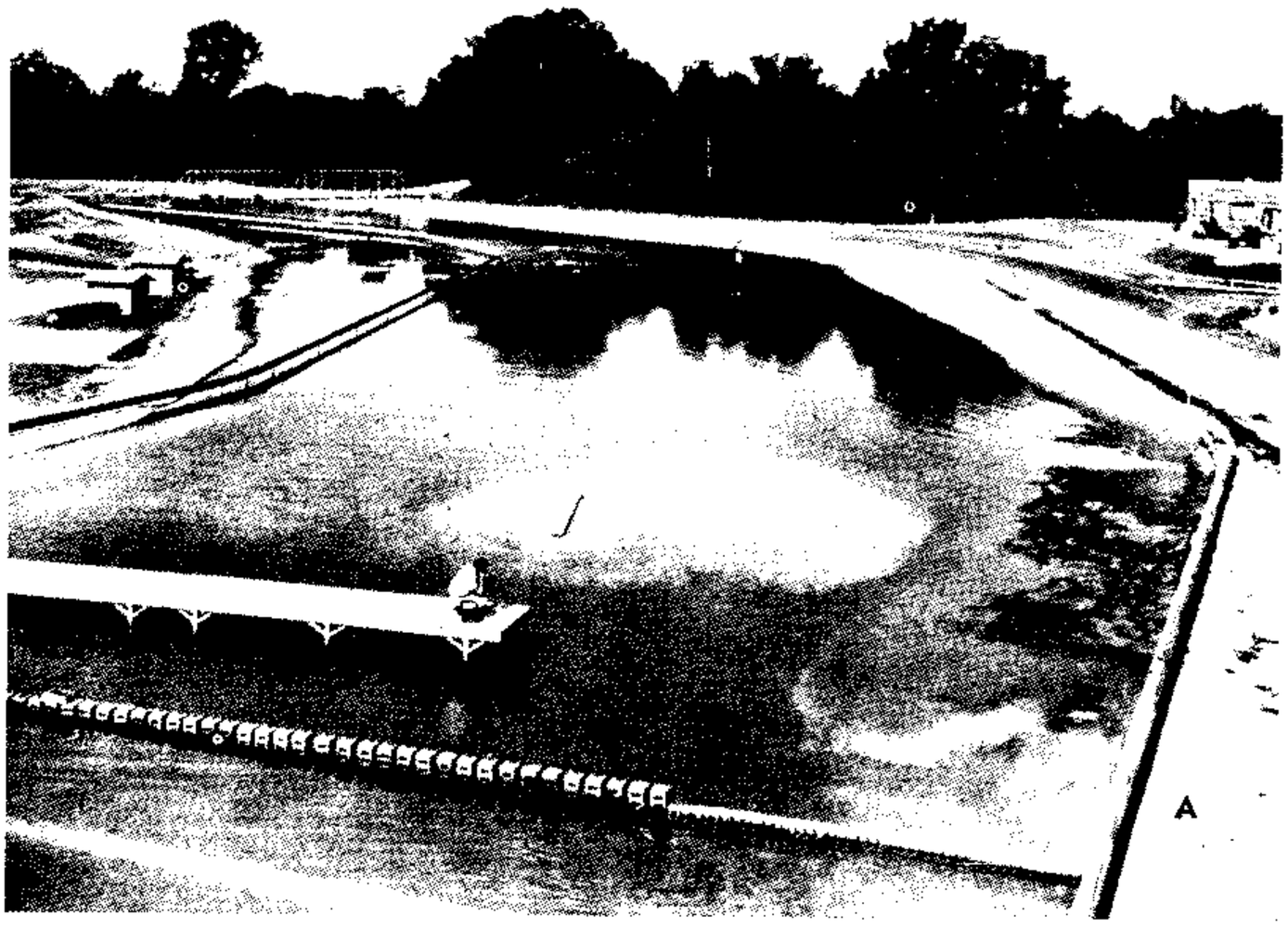
Ciertamente Davis desempeñó el papel principal en la consecución de esta última etapa.

De este bosquejo del desarrollo de las ideas geomórficas sobresalen dos cosas. La primera, es lo que podemos denominar el elemento tiempo. Muchas ideas dejaron de ser aceptadas en el momento de ser propuestas porque estaban "adelantadas con respecto a su tiempo". Como un ejemplo de esto, podemos tomar los varios siglos que precedieron a Hutton. Varias personas (Palissy, Perrault, Buffon, Desmarest y otros) tuvieron los gérmenes de las ideas modernas, pero sus ideas no pudieron ser llevadas a una conclusión lógica o esperar un auditorio dispuesto a recibirlas mientras el "clima intelectual" de la época fuera desfavorable. La aceptación de la capacidad de los procesos erosivos para modelar la superficie terrestre fue imposible mientras se consideraba la edad de la Tierra como de unos 6.000 años aproximadamente. Hasta que no nació el método inductivo con su dependencia de la observación y de la experimentación antes que de autoridad aceptada, ideas semejantes a las sustentadas por Hutton no tuvieron muchas posibilidades de ser tomadas en serio.

Segundo, podemos notar que, aunque comúnmente atribuimos algún concepto nuevo a una persona, encontramos que casi siempre el trabajo básico ha sido realizado por otros, que en la mayoría de los casos no reciben el mérito a que son acreedores. Puede ser conveniente pensar que el desarrollo del pensamiento geológico es debido a unos pocos hombres, pero no debemos perder de vista que en realidad es el resultado de la contribución de innumerables individuos.

TENDENCIAS RECIENTES EN GEOMORFOLOGÍA

Algunas de las tendencias significativas de las últimas décadas son: 1) una tendencia para que la geomorfología, al menos en los Estados Unidos de América, sea más geológica que geográfica como resultado de: *a)* un acrecentamiento de la aplicación de otras fases de la geología a los estudios geomórficos, como por ejemplo de la mineralogía en el estudio de la meteorización; de los métodos estratigráficos en paleogeomorfología y las técnicas paleontológicas en el estudio de los depósitos glaciarios; y *b)* una declinación del interés de los geógrafos por la geografía física, a medida que aumenta su dedicación a la geografía humana; 2) el desarrollo de la geomorfología regional, la cual intenta dividir los continentes en áreas de características e historia geomórfica similares; 3) un reconocimiento creciente de las aplicaciones prácticas de los principios geomórficos a campos tales como hidrogeología, pedología y geología aplicada a la ingeniería; y 4) el amanecer de la etapa cuantitativa y experimental con ensayos de apli-



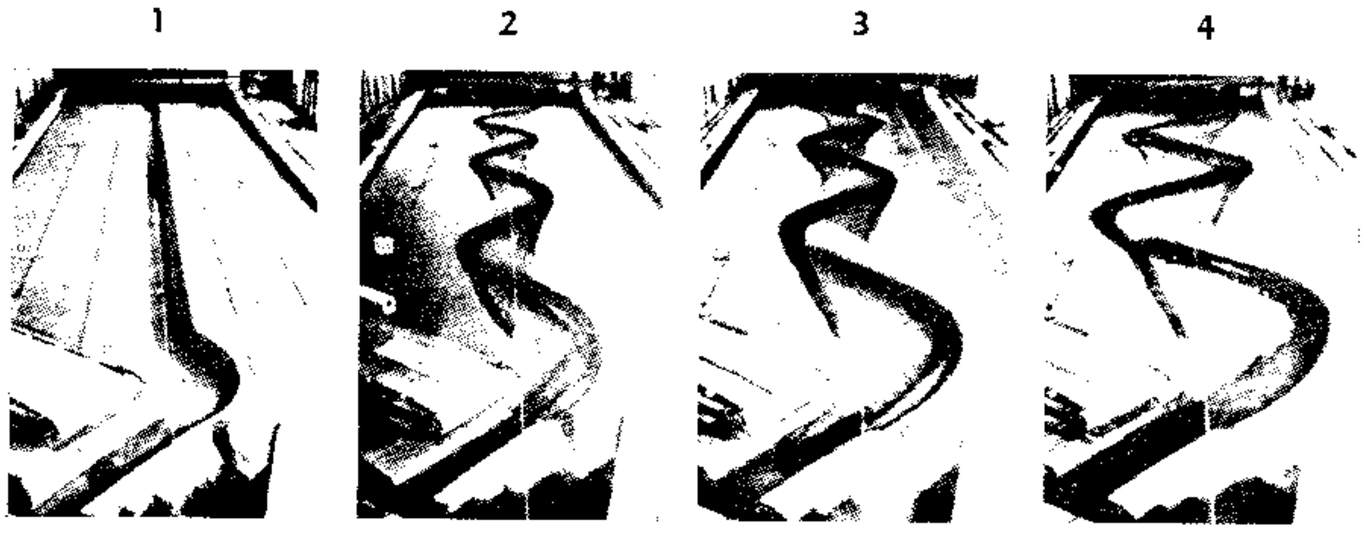


FIG. 1.1. *A. Modelo de una curva típica del río Misisipí en la cual se está ensayando un revestimiento tipo defensa articulada de concreto como parte de un proyecto de estabilización del curso del canal. (Fotografía del Cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos de América). B. Estudios efectuados en el laboratorio sobre la divagancia de los ríos: 1) curso inicialmente recto; 2) después de tres horas; 3) después de seis horas; 4) después de diez horas. (Fotografía del Cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos de América.)*

cación de las leyes de hidrodinámica para un conocimiento mejor de los procesos geomórficos. Tanto en los Estados Unidos de América como en otros países, fueron instalados laboratorios experimentales en los cuales se ha intentado determinar con la mayor exactitud la aplicación de las leyes hidráulicas a la acción de las olas, las corrientes y los ríos. En estos laboratorios, los ingenieros han realizado más trabajo que los geólogos, con el resultado de que el éxito de algunos de los trabajos aún no ha sido comprendido en su totalidad por los geomorfólogos.

Nadie pone en duda la necesidad de incrementar las tareas cuantitativas en el campo de la geomorfología. Demasiadas conclusiones fueron deducidas de datos cuantitativos inadecuados. Existe cierto peligro, que debe ser reconocido y prevenido, en las exigencias de algunos para una geomorfología cuantitativa. Debemos cuidarnos de que la geomorfología no resulte tan sumergida en la matemática, la física y la química, que cese de ser el estudio de las formas del relieve terrestre. A veces, las fórmulas y ecuaciones elaboradas pueden parecer como añadiendo erudición a una discusión, pero contribuyen poco a la interpretación real de las características descriptas. Debemos evitar hacer un ídolo de la discusión matemática. En realidad es cuestionable que los numerosos factores variables involucrados en el origen de paisajes complejos puedan alguna vez ser reducidos a ecuaciones matemáticas. Como Baulig (1950) ha expresado, "las leyes de la geomorfología son complejas, relativas y raramente susceptibles de expresión numérica". Es de pensar que para el entendimiento de las discusiones geomórficas jamás será más esencial el conocimiento de la matemática, la física y la química que la estimación cabal de la litología, la estructura geológica, la estratigrafía, la historia diastrófica y la influencia climática.

El material para el capítulo precedente fue extraído principalmente de las publicaciones siguientes:

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

BAILEY (E. B.): *The interpretation of Scottish scenery*. Scot. Geog. Mag., t. *50*, págs. 308-330, 1934.

BAULIG (Henri): *Essais de géomorphologie*. Publs. de la faculté de l'université de Strasbourg, París, pág. 35, 1950.

— *William Morris Davis: Master of Method*. Assoc. Am. Geog., Ann., t. *40*, págs. 188-195, 1950.

BRYAN (Kirk): *Physiography*. Geol. Soc. Am., 50th Ann. Vol., págs. 3-15, 1941.

DARRAH (W. C.): *Powell of the Colorado*. Princeton University Press, 1951.

DAVIS (W. M.): *Biographical memoir of John Wesley Powell*. Nat. Acad. Sci., Mem. *8*, págs. 11-83, 1915.

— *Biographical memoir of Grove Karl Gilbert*. Nat. Acad. Sci., Mem. *21*, págs. 1-303, 1922.

FENNEMAN (N. M.): *The rise of physiography*. Geol. Soc. Am., Bull. *50*, págs. 349-360, 1939.

FENTON (C. L.) y FENTON (M. A.): *The Story of the Great Geologists.* Doubleday, Doran and Co., Nueva York, 1945.

FLINT (R. F.): *Glacial Geology and the Pleistocene Epoch.* John Wiley and Sons, Nueva York, 1947.

GEIKIE (Sir Archibald): *The Founders of Geology.* Macmillan and Co. Ltd., Londres, 1905.

GREGORY (H. E.): *A century of geology. Steps of progress in the interpretation of land forms.* Am. J. Sci., 4th ser., t. *46*, págs. 104-132, 1918. También en *Century of Science in America*, págs. 122-152, Yale University Press, New Haven.

LONGWELL (C. R.): *The development of the sciences, Capítulo 5*, en Geology, págs. 147-196, Yale University Press, New Haven, 1941.

LYELL (Sir Charles): *Principles of Geology.* 11ª ed., Capítulos 2, 3 y 4, D. Appleton and Co., Nueva York, 1872.

MATHER (K. F.) y MASON (S. L.): *A Source Book of Geology.* McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1939.

MERRILL (G. P.): *The First One Hundred Years of American Geology.* Yale University Press, New Haven, 1924.

PLAYFAIR (John): *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth.* William Creech, Edimburgo, 1802.

WOODWARD (H. B.): *History of Geology.* Watts and Co., Londres, 1911.

ZITTEL (Karl von): *History of Geology and Paleontology.* Walter Scott, Londres, 1901.

2 · *Algunos conceptos fundamentales*

En este capítulo intentaremos establecer unos pocos conceptos básicos que deben ser entendidos por los alumnos que en el estudio de los capítulos subsiguientes deseen ir más allá de la memorización rutinaria de hechos. Los conceptos discutidos en este capítulo no son los únicos empleados en la interpretación de los paisajes, pero si estos pocos son comprendidos, aun parcialmente, ayudarán enormemente en la interpretación de mucho de lo que sigue.

Concepto 1. *Los mismos procesos y leyes físicas que actúan hoy en día actuaron a través de todo el tiempo geológico, aunque no necesariamente siempre con la misma intensidad del presente.*

Este es el gran principio básico de la geología moderna y es conocido como el *principio del uniformitarismo*. Fue enunciado por primera vez por Hutton en 1785, bellamente expresado por Playfair en 1802, y popularizado por Lyell en las numerosas ediciones de sus *Principles of Geology*. Hutton enseñó que "el presente es la llave del pasado", pero aplicó este principio tal vez demasiado rígidamente y arguyó que los procesos geológicos actuaron a través de todo el tiempo geológico con la misma intensidad que hoy. Ahora sabemos que esto no es cierto. Los glaciares eran mucho más importantes durante el Pleistoceno y durante otros períodos de tiempo geológico que en la actualidad; los climas del mundo no siempre han estado distribuidos como hoy: regiones que ahora son húmedas han sido desiertos, y áreas que hoy son desiertos han sido húmedas; períodos de inestabilidad de la corteza parecen haber separado períodos de relativa estabilidad, aunque hay algunos que dudan de esto; y ha habido tiempos en que el vulcanismo fue más importante que ahora. Se pueden citar otros numerosos ejemplos para demostrar que la intensidad de los varios procesos geológicos ha variado a través del tiempo geológico, pero no hay razón para creer que los ríos no han excavado valles en el pasado como lo hacen ahora; que los glaciares de valle del Pleistoceno, más numerosos y más amplios, se hayan comportado diferentemente de los glaciares existentes; que los vientos que depositaron la arenisca de Navajo [1] en tiempos del Jurásico, obedecieron a leyes

[1] Nombre de una Formación en los Estados Unidos de América. *(N. del T.)*

diferentes de las que rigen los movimientos de los vientos de hoy. El agua subterránea, al disolver las calizas y otras rocas solubles abrió pasajes y formó depresiones superficiales que ahora denominamos sumideros, durante los períodos pérmico y pensilvaniano [1], como sucede en la actualidad en muchas partes del mundo. Sin el principio del uniformitarismo prácticamente no podría haber una ciencia geológica que fuese más que pura descripción.

Concepto 2. *La estructura geológica es un factor dominante de control en la evolución de las formas del relieve y se refleja en ellas.*

La mayor parte de los alumnos que han seguido un curso elemental de

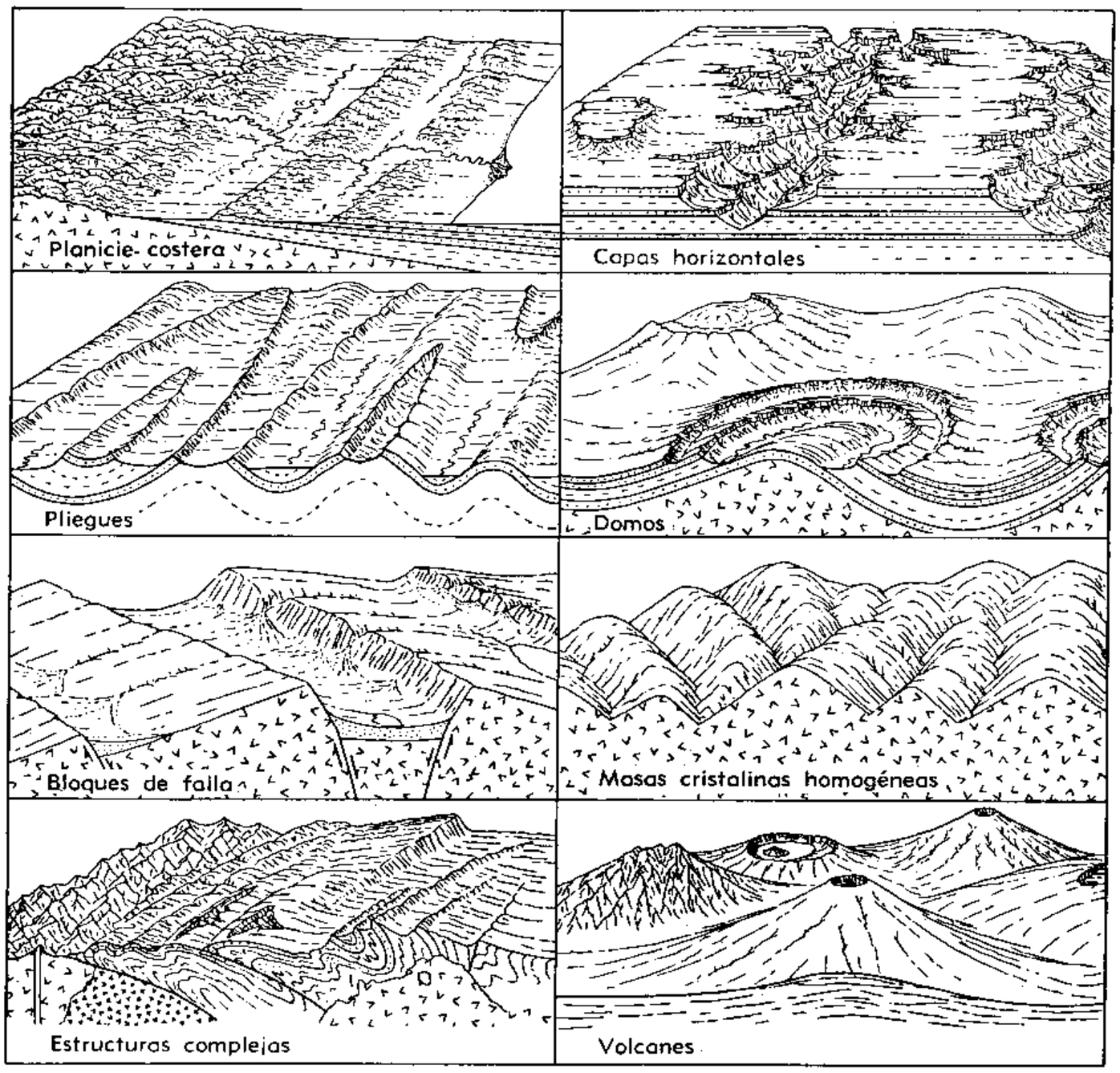


FIG. 2.1. *Diagrama que muestra cómo la variación de la estructura geológica y de la litología afecta la morfología de los paisajes. (Tomado de A. N. Strahler,* Physical Geography, *John Wiley and Sons.)*

[1] El Pensilvaniano es un período de la era Paleozoica, en uso extensivo en los Estados Unidos de América y un poco en América del Sur. Corresponde a la parte superior del Carbónico. *(N. del T.)*

geología física o geografía, es muy probable que hayan estado en contacto con las enseñanzas de W. M. Davis, para quien estructura, proceso y estado son los factores principales de control en la evolución de las formas del relieve. Nos referiremos ahora al primer término de esta trilogía. El término *estructura* en geomorfología no tiene el sentido estricto de caracteres de rocas tales como pliegues, fallas y discordancias, sino que incluye todas esas peculiaridades por las cuales los materiales de la tierra en los que se esculpen las formas del relieve, difieren unos de los otros en sus atributos físicos y químicos. Incluye fenómenos tales como disposición de las rocas; presencia o ausencia de diaclasas, planos de estratificación, fallas y pliegues; solidez de la roca; dureza física de los minerales constitutivos; susceptibilidad a la alteración química de los minerales constitutivos; permeabilidad o impermeabilidad de las rocas; y varias otras cualidades por las cuales las rocas de la corteza terrestre difieren unas de las otras. El término estructura también tiene sentido estratigráfico, y el conocimiento de la estructura de una región significa una apreciación de la secuencia de las rocas, tanto aflorantes como del subsuelo, como también las relaciones de los estratos de rocas. ¿Se trata de una región de rocas sedimentarias esencialmente horizontales o de otra en que las rocas están fuertemente inclinadas, o plegadas, o falladas? Por ello, es esencial el conocimiento de la estructura geológica en sentido estricto.

Es costumbre generalizada hablar de rocas como si fueran "duras" o "resistentes" o "blandas" o "débiles" a los procesos geomórficos. Tales términos pueden ser empleados mientras reconozcamos que se usan en sentido figurado y no siempre en un sentido estrictamente físico, porque las rocas son atacadas tanto por procesos físicos como químicos.

Una roca puede ser resistente a un proceso, pero débil a otro; en condiciones climáticas variables puede presentar diferentes grados de resistencia.

En general, los caracteres estructurales de una roca son mucho más viejos que las formas geomórficas desarrolladas sobre ellos. Tales caracteres estructurales mayores, como pliegues y fallas, pueden ser debidos a períodos diastróficos muy distantes. Aun en áreas de un diastrofismo reciente como el del Pleistoceno es difícil encontrar pliegues sin erosionar. Por consiguiente, como principio general, podemos suponer que la mayoría de las estructuras de las rocas estaban establecidas mucho antes que las formas del relieve que existen sobre ellas.

En muchos ejemplos de los capítulos subsiguientes veremos cómo la estructura de las rocas influye en los caracteres de las formas de la corteza terrestre. Comúnmente, estas relaciones son obvias y se evidencian en caracteres topográficos extraordinarios. No debemos, sin embargo, cometer el error de inferir que donde el efecto de la estructura geológica no es ni obvia ni extraordinaria, está ausente su influencia. Los efectos están ahi, pero tal vez nosotros carecemos de capacidad para verlos. Algunas veces, sin embargo, la carencia aparente de control estructural en la topografía

puede indicar simplemente homogeneidad de estructura, con la homogeneidad resultante de la topografía, o puede resultar de la escala grande de las unidades estructurales. Tal vez no sea ir demasiado lejos decir que ninguna variación en la estructura de la roca es demasiado leve para tener significación en un lapso geológico de suficiente duración. La creciente aplicación de la fotografía aérea a la interpretación geomórfica es probable que nos conduzca a una apreciación mayor de las amplias aplicaciones de este principio.

Concepto 3. *Los procesos geomórficos dejan su impresión distintiva sobre las formas del terreno y cada proceso geomórfico desarrolla su propio conjunto característico de formas de relieve.*

El término *proceso* se aplica a los numerosos agentes físicos y químicos por los cuales la superficie terrestre sufre modificación. Algunos procesos, tales como diastrofismo y vulcanismo, se originan de fuerzas provenientes del interior de la corteza terrestre y han sido designados por Penck como *endógenos,* mientras que otros, tales como meteorización, remoción en masa y erosión, resultan de fuerzas externas y han sido denominadas *exógenas* por su naturaleza. En general, los procesos endógenos tienden a construir o restaurar áreas que han sido desgastadas por los procesos exógenos; de otra manera, la superficie terrestre eventualmente carecería de rasgos característicos. El concepto de la actuación de los procesos geomórficos sobre la corteza terrestre no es nuevo. Aun los antiguos lo reconocieron hasta cierto grado, pero la idea de que los procesos individuales imprimen su cuño sobre la corteza terrestre, es más bien reciente. De la misma manera que las plantas y los animales tienen sus características diagnósticas, también las formas de la superficie terrestre tienen sus rasgos distintivos individuales, dependientes del proceso geomórfico responsable de su desarrollo. Llanuras aluviales, conos aluviales y deltas, son producto de la acción de los ríos; los sumideros y las cavernas son producidos por agua subterránea; y las morenas terminales y drumlins de una región atestiguan la anterior presencia de glaciares en esa área.

El simple hecho de que los procesos geomórficos individuales producen rasgos terrestres también individuales, hace posible una *clasificación genética* de las formas terrestres. El reconocimiento de este hecho y la insistencia sobre su superioridad respecto de otros tipos de descripción del paisaje, fué una de las contribuciones importantes de Davis a la geomorfología. La geomorfología pasó de una materia en la cual las formas del relieve eran clasificadas sobre una base puramente morfológica, sin considerar las interpretaciones que pudieran hacerse referentes a su historia geomórfica, a otra disciplina de interpretación de la misma. Sin duda tal vez fuera posible describir los numerosos tipos del terreno en términos de unas doce o quince formas primarias o elementales, tales como llanura, pendiente, escarpa, cerro, cresta, meseta, columna, depresión, valle, cuenca,

col, nicho, arco, pozo y caverna; pero en general, tales términos dicen poco o nada del origen de las formas o de la historia geológica de las regiones en las cuales existen. ¡Cuánto más ilustrativos son términos tales como llanura aluvial, escarpa de falla, sumidero, médano de arena y terraza de abrasión! Aunque en parte son descriptivos, tienen significado genético.

La comprensión acertada del significado del proceso evolutivo de las formas del relieve no solamente da un cuadro mejor de cómo éstas se desarrollan, sino que también lleva a hacer ver mejor las relaciones genéticas de los conjuntos morfológicos. Las formas de la superficie terrestre no están desarrolladas al azar una respecto de la otra, sino que a menudo ciertas formas están asociadas entre sí. Así, el concepto de determinados tipos de terreno se torna básico en el pensamiento de un geomorfólogo. Conociendo la presencia de ciertas formas debería poder anticipar con un grado considerable de acierto otras formas que se espera estén presentes por las relaciones genéticas que las ligan. Aunque un cerro o una montaña obstruyan su visual, mentalmente debe poder ver a través del obstáculo y visualizar la topografía del otro lado. Este análisis del terreno, que tomó tanta importancia en la guerra moderna y en otros campos, depende más de la agudeza de apreciación de los conjuntos de formas de terreno que de cualquier otra cosa.

Concepto 4. *A medida que los diferentes agentes erosivos actúan sobre la superficie terrestre, se produce una secuencia en las formas del relieve con características distintivas en los sucesivos estados de su desarrollo.*

La idea que más recalcó Davis es que las formas del relieve poseen rasgos distintivos dependientes del grado de su desarrollo. Una consecuencia lógica de este principio es el concepto de *ciclo geomórfico*, al que podemos definir como los varios cambios a que es sometida una masa terrestre en su configuración superficial a medida que actúan sobre ella los procesos del modelado del relieve terrestre. Este concepto, si es concebido y aplicado correctamente, es uno de los elementos más útiles en la interpretación geomórfica. La idea básica es que, comenzando con un tipo dado de superficie inicial y con una estructura geológica subyacente de cierto tipo, la actuación de los procesos geomórficos sobre esta masa es más bien el resultado de un desarrollo secuencial de las formas del terreno antes que del azar. Los términos metafóricos, *juventud*, *madurez y vejez*, son empleados comúnmente para designar los estados de desarrollo, y es costumbre añadirles adjetivos cualitativos tales como temprano y avanzado, para designar subestados.

Aunque un ciclo geomórfico implica también secuencia del tiempo, esto debe tomarse en sentido relativo más que absoluto. Se debe recalcar que esto no significa que los estados sean de igual duración, ni que regiones separadas que alcanzaron el mismo grado de desarrollo hayan requerido necesariamente el mismo intervalo para lograr ese estado, porque hay

numerosos factores que pueden actuar sobre la velocidad de la degradación y, por consiguiente, ésta variará de un lugar a otro. Tampoco significa que dos áreas que alcanzaron el mismo estado hayan de ser similares en sus detalles topográficos. Esto ocurriría únicamente si la superficie inicial, la estructura geológica y las condiciones climáticas y diastróficas fuesen las mismas en las dos áreas. Se puede esperar una variedad infinita en los detalles de las formas topográficas, lo que no se opone a la idea de que hay una evolución sistemática de las formas del relieve terrestre, la cual hace posible el reconocimiento de su estado de desarrollo.

Se ha progresado mucho más en elucidar los detalles del ciclo geomórfico cuando es efectuado por agua corriente que cuando es realizado por cualquier otro agente geomórfico, pero la idea básica parece ser aplicable a los demás agentes erosivos, con la posible excepción de los glaciares. En un grado limitado parece ser aplicable a la erosión realizada por los glaciares de montaña, pero aún nadie ha visto su aplicación al trabajo de los mantos de hielo.

Debe notarse que para explicar las formas del relieve en términos de los tres factores de control: estructura, proceso y estado, tal como estos términos fueron empleados por Davis, la historia diastrófica de una región, mientras sufre degradación, debe ser englobada en estructura o en proceso. Generalmente se le considera bajo proceso, pero se puede aducir mucho en favor de considerar a este factor de igual importancia que los otros tres. Este factor puede ser crítico en la evolución de las formas del relieve, particularmente en regiones tectónicamente tan inestables como California y Nueva Zelandia, y de hecho puede parecer que oscurece cualquier tendencia hacia el desarrollo secuencial. En estas condiciones de levantamiento continuo e intermitente repetido rápidamente, un paisaje puede ser mantenido perpetuamente joven, maduro o viejo, sin recorrer el curso de un ciclo normal. El escepticismo o duda referente a la validez del ciclo geomórfico ha surgido, en su mayor parte, de los geólogos que actuaron en estas fajas inestables. Aunque se debe admitir que, en muchos casos, los proponentes de la idea del desarrollo cíclico de las formas terrestres se han entusiasmado por demás en lo relativo a su capacidad para explicar paisajes, negar su realidad es privarnos de uno de los conceptos más útiles y fundamentales en geomorfología.

Un corolario necesario al concepto de un ciclo geomórfico completo es el de un ciclo parcial. En realidad, es mucho más probable la existencia de un ciclo parcial que la de un ciclo completo. Debemos reconocer que gran parte de la corteza terrestre es de agitación y está sujeta a movimiento intermitente y diferencial, pero a pesar de esto, aparentemente hay pruebas considerables que indican que algunas porciones de la corteza terrestre permanecen a veces suficientemente estables como para que se pueda completar un ciclo geomórfico. El levantamiento continuo puede suspender el desarrollo cíclico por un largo período de tiempo geológico, pero no hay

razón para suponer que tales condiciones sean permanentes. Hay buenos motivos para creer que existen regiones que en un tiempo fueron áreas de diastrofismo intenso y que ahora son relativamente estables. Aun un ciclo parcial puede dejar su huella sobre un paisaje y un geomorfólogo necesita poder reconocer los efectos de ciclos parciales, porque es probable encontrar mayoría en la regla que en la excepción.

Concepto 5. *En la evolución geomórfica la complejidad es más común que la simplicidad.*

Probablemente sea un rasgo humano fundamental preferir una explicación simple a una más complicada, pero la explicación simple raramente es la correcta. Muchas de las grandes controversias científicas surgieron a raíz de esta preferencia por una explicación sencilla. El estudioso serio de las formas del relieve terrestre no progresa mucho en el estudio de ellas antes de darse cuenta de que una pequeña parte de la topografía terrestre puede ser explicada como resultado de un solo proceso geomórfico o de

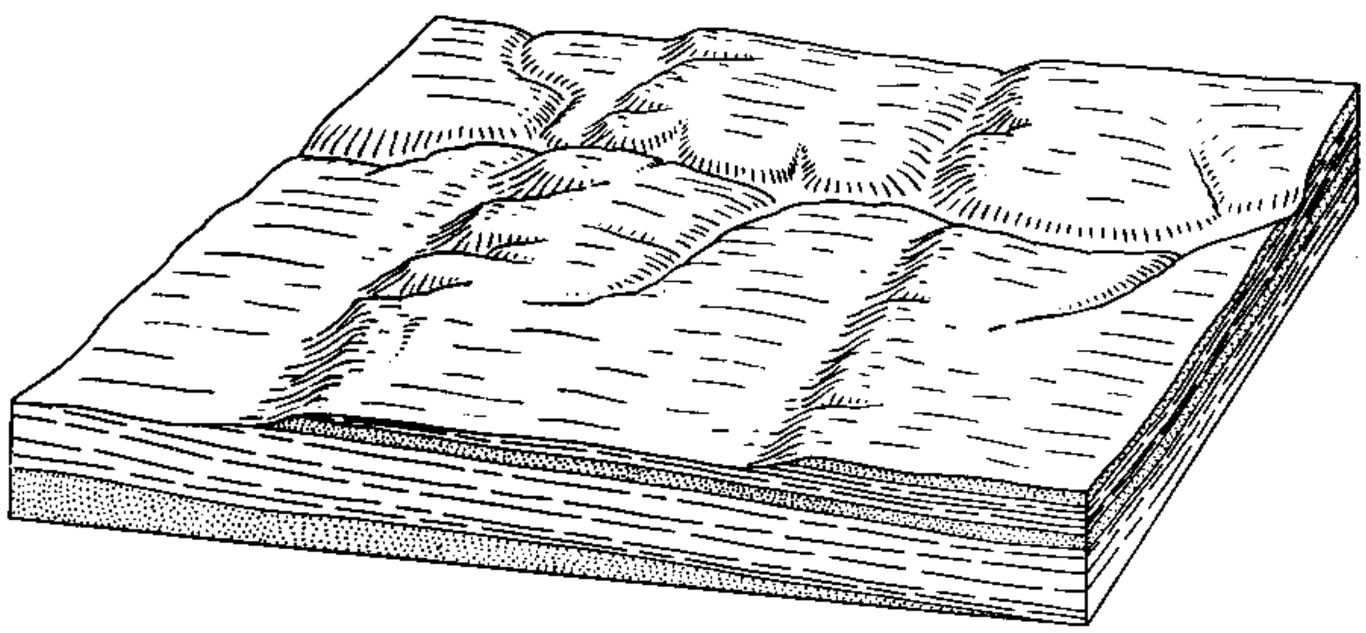


FIG. 2.2. *Diagrama de un paisaje sencillo sobre rocas sedimentarias con inclinación moderada. (Dibujo de William J. Wayne.)*

un ciclo único de desarrollo geomórfico. Generalmente, la mayoría de los detalles topográficos se produjeron durante el presente ciclo de erosión, pero dentro de un área pueden existir remanentes de caracteres producidos durante ciclos anteriores y, aunque hay muchas formas de relieve individuales de las cuales se puede decir que son el producto de algún proceso geomórfico único, es un hecho raro encontrar conjuntos de paisajes que puedan ser atribuidos solamente a un proceso geomórfico, aunque comúnmente podemos reconocer el predominio de uno. Nuestra interpretación de los paisajes puede facilitarse, como lo hizo Horberg (1952), si éstos se agrupan en cinco categorías mayores: 1) paisaje sencillo; 2) compuesto; 3) monocíclico; 4) multicíclico, y 5) exhumado o resurrecto.

Paisajes sencillos son aquellos que resultan de un único proceso geomórfico dominante; *paisajes compuestos*, aquellos en los que dos o más procesos geomórficos desempeñaron papeles principales en el desarrollo de la topografía existente. Por supuesto que se puede argüir que casi todos los paisajes son, por naturaleza, compuestos. En sentido estricto, esto es cierto, porque raras veces encontramos un área amplia en la cual las formas del terreno puedan ser atribuidas a la acción de un proceso único. Insistir en el empleo de la palabra en este sentido estrecho, nos dejaría ante el dilema desesperanzado de tener que discutir todos los tipos de paisaje en conjunto, sin reconocer el predominio de ciertos procesos en su desarrollo. Es perfectamente lógico admitir que cierto paisaje es principalmente el resultado del trabajo del agua corriente, aunque reconociendo que la meteorización, el movimiento del material bajo la influencia directa de la gravedad y la remoción de los materiales sueltos por el viento, puedan haber contribuido a su desarrollo. Es igualmente lógico aceptar que otro tipo de paisaje sea

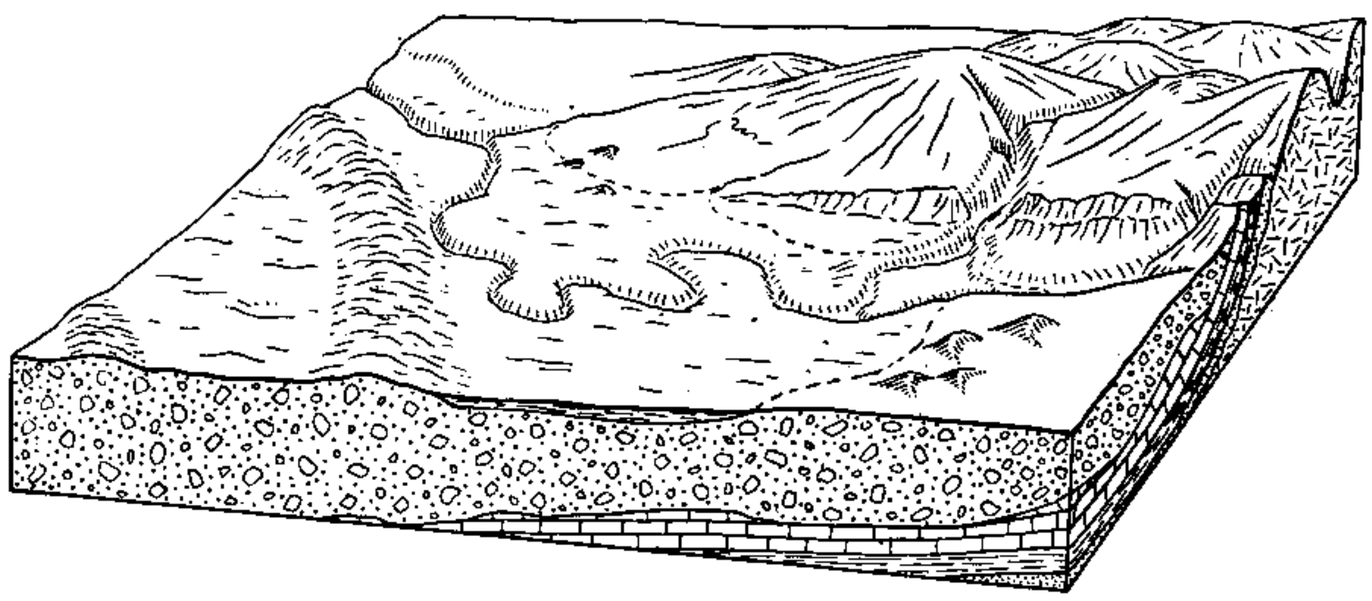


FIG. 2.3. *Paisaje compuesto que consta de caracteres glaciarios, glacilacustres, y glacieólicos, bordeando una antigua estructura de domo (Dibujo de William J. Wayne.)*

principalmente el producto de la disolución efectuada por agua subterránea, aunque tanto la erosión realizada por las aguas superficiales, por la meteorización y por otros procesos pueden haber contribuido a su desarrollo. El tipo de paisaje que en la naturaleza podemos designar como compuesto está bien ilustrado en las áreas que estuvieron sujetas a la glaciación pleistocénica o que sintieron los efectos indirectos de ésta. Esto es particularmente cierto para las áreas englazadas antes de la edad wisconsiana[1]. En tales áreas se pueden encontrar sectores de terrenos montañosos que todavía conservan sus características glaciarias originales aunque, sin embargo, a lo largo de los ríos el agua corriente modeló la topografía. Localmente también

[1] Para la ubicación estratigráfica del Wisconsiano y demás etapas glaciales del Pleistoceno, véase Figura 6.3.

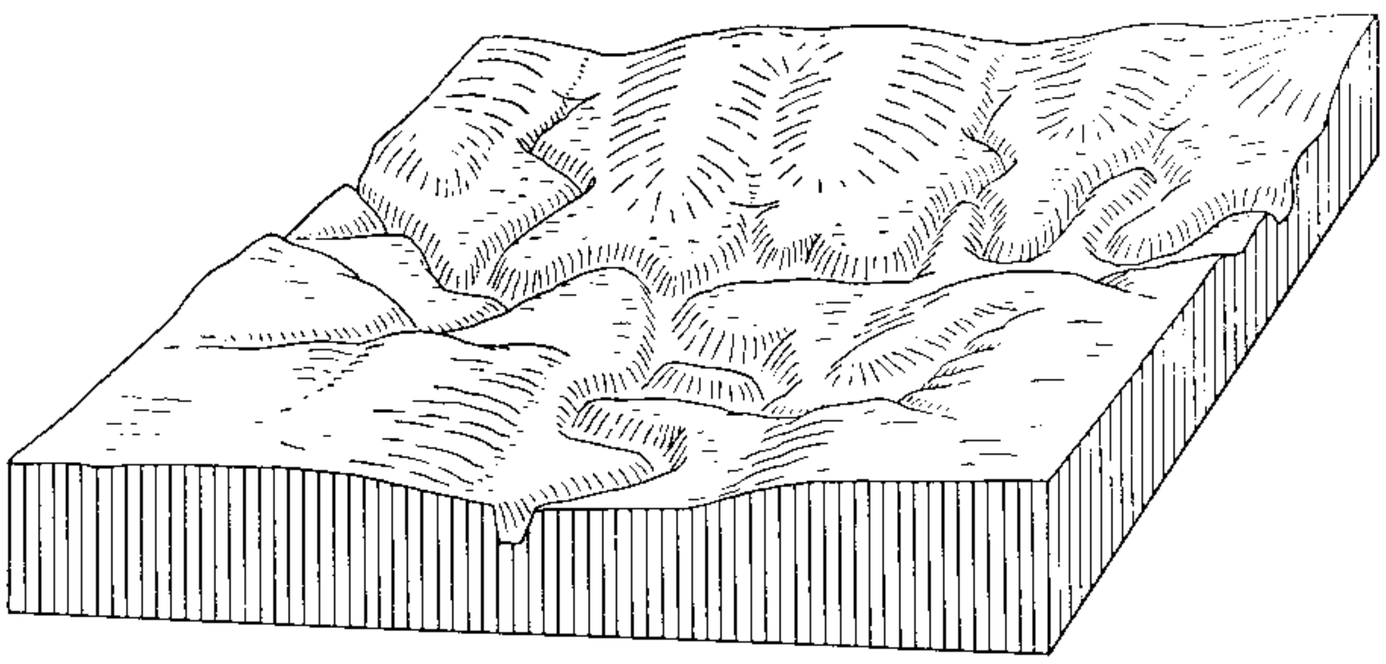


FIG. 2.4. *Paisaje multicíclico que muestra tres ciclos. El primer ciclo está representado por remanentes de peneplanicie en las cumbres; el segundo por terrazas de substrato a lo largo de los valles; y el tercero por cursos de ríos encajonados. (Dibujo de William J. Wayne.)*

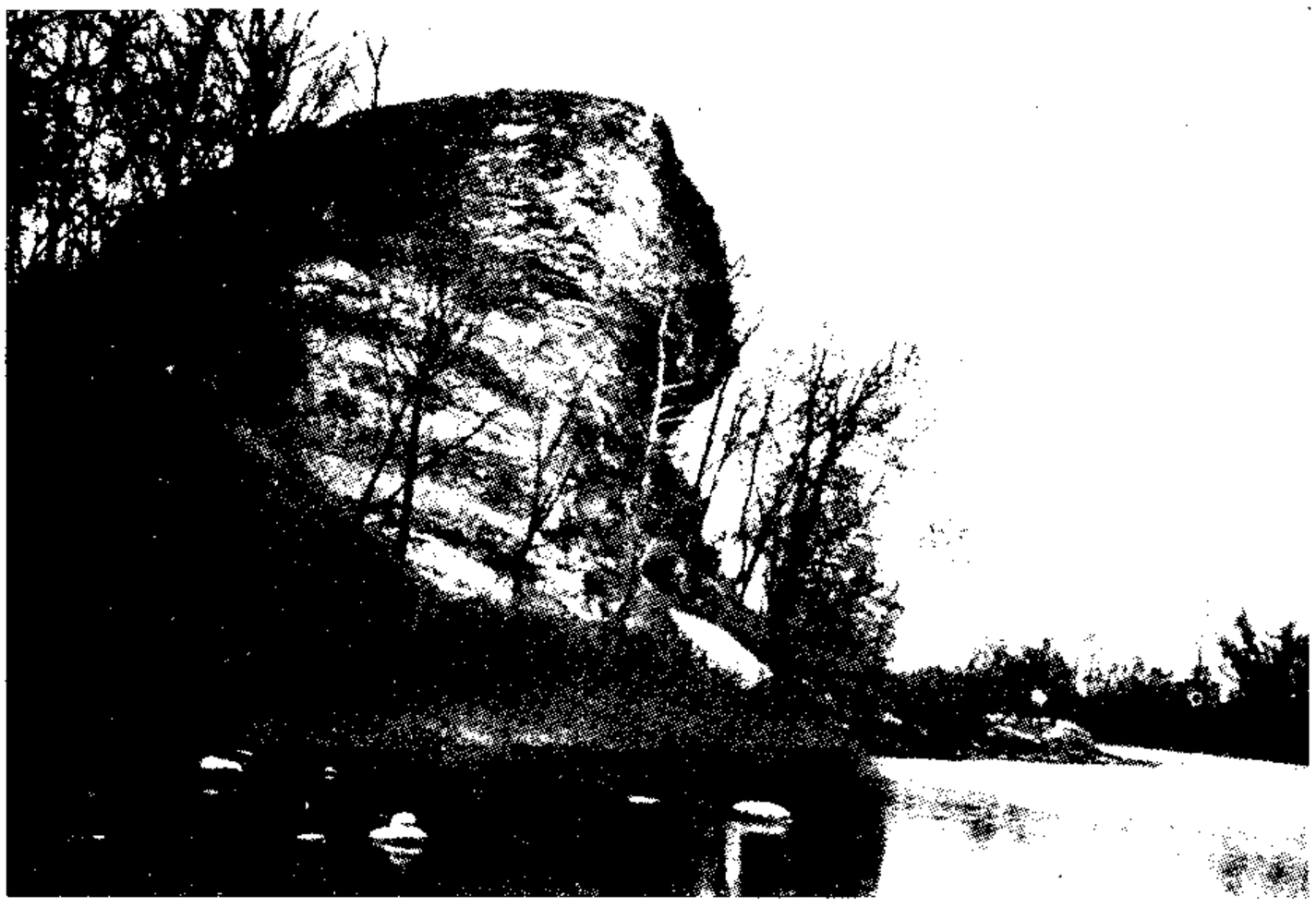


FIG. 2.5. *Un* bioherm *(arrecife) exhumado del Silúrico, Hanging Rock, cerca de Lagro, Indiana. La mitad del* bioherm *ha sido erosionado por el río Wabash. (Fotografía por C. A. Malott.)*

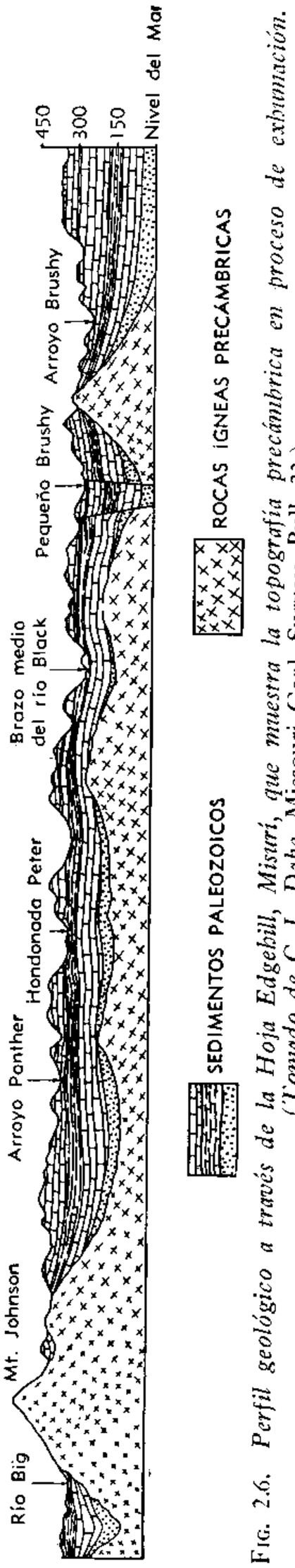


FIG. 2.6. *Perfil geológico a través de la Hoja Edgehill, Misurí, que muestra la topografía precámbrica en proceso de exhumación.* (*Tomado de C. L. Dake,* Missouri Geol. Survey, Bull. 23.)

pueden existir caracteres resultantes de la acumulación, realizada por el viento, de materiales derivados de los ríos y que eran conducidos por las aguas de derretimiento de los glaciares. Aún más allá de los límites de la glaciación actual, la topografía puede ser de naturaleza compuesta. Los caracteres topográficos principales pueden ser el resultado de la acción de los ríos, pero a lo largo de algunos cursos de agua se pueden encontrar caracteres resultantes de un cono de transición glaciario hacia adentro del área y de la acción del viento sobre el mismo. En porciones de estados, tales como Arizona, Nuevo México, Nevada y Utah, encontramos ejemplos de paisajes compuestos en los cuales la topografía cortada por ríos tiene adentro conos volcánicos y coladas de lava y escarpas localmente prominentes producidas por fallamiento de bloques de la corteza terrestre.

Paisajes monocíclicos son aquellos que llevan solamente la impresión de un ciclo de erosión; *paisajes multicíclicos* son los producidos durante más de un ciclo de erosión. Los paisajes monocíclicos son menos comunes que los multicíclicos y en general están restringidos a superficies terrestres creadas hace poco, tales como una porción del fondo del océano recientemente elevada, la superficie de un cono volcánico o de una llanura o meseta de lava o de áreas sepultadas bajo una cubierta de materiales glaciarios del Pleistoceno. Mucha, si no casi toda la topografía del mundo, lleva la impresión de más de un ciclo de erosión. Los ciclos más antiguos sólo pueden estar representados por remanentes limitados de terrenos elevados de superficies antiguas de erosión o depósitos, o pueden estar marcados por terrazas a lo largo de las márgenes de los valles, por encima de su piso actual. Pueden estar señalados por terrazas de abrasión por arriba de la línea costanera actual o estar representados a lo largo de un valle glaciado por depósitos morénicos, uno arriba de otro. Hay evidencias como para sugerir que en muchas partes de América del Norte oriental la topografía de hoy contiene caracteres resultantes de, por lo menos, tres ciclos mayo-

res de erosión. Han sido descriptos rasgos de origen multicíclico de todos los continentes, con excepción de la Antártida. Es más probable que sean fácilmente reconocidos en las áreas denominadas estables, donde los períodos de movimientos notables de la corteza terrestre verosímilmente estén más alejados que en las fajas tectónicamente activas, pero aun en tales áreas inestables, como la costa del océano Pacífico de los Estados Unidos de América, las antiguas superficies de erosión fueron reconocidas como formando parte de la topografía presente. Resulta admisible que un paisaje monocíclico pueda ser tanto de naturaleza simple como compuesta, al igual que uno multicíclico.

Paisajes exhumados o resurrectos son aquellos que fueron formados durante algún período de tiempo geológico pasado, luego sepultados bajo

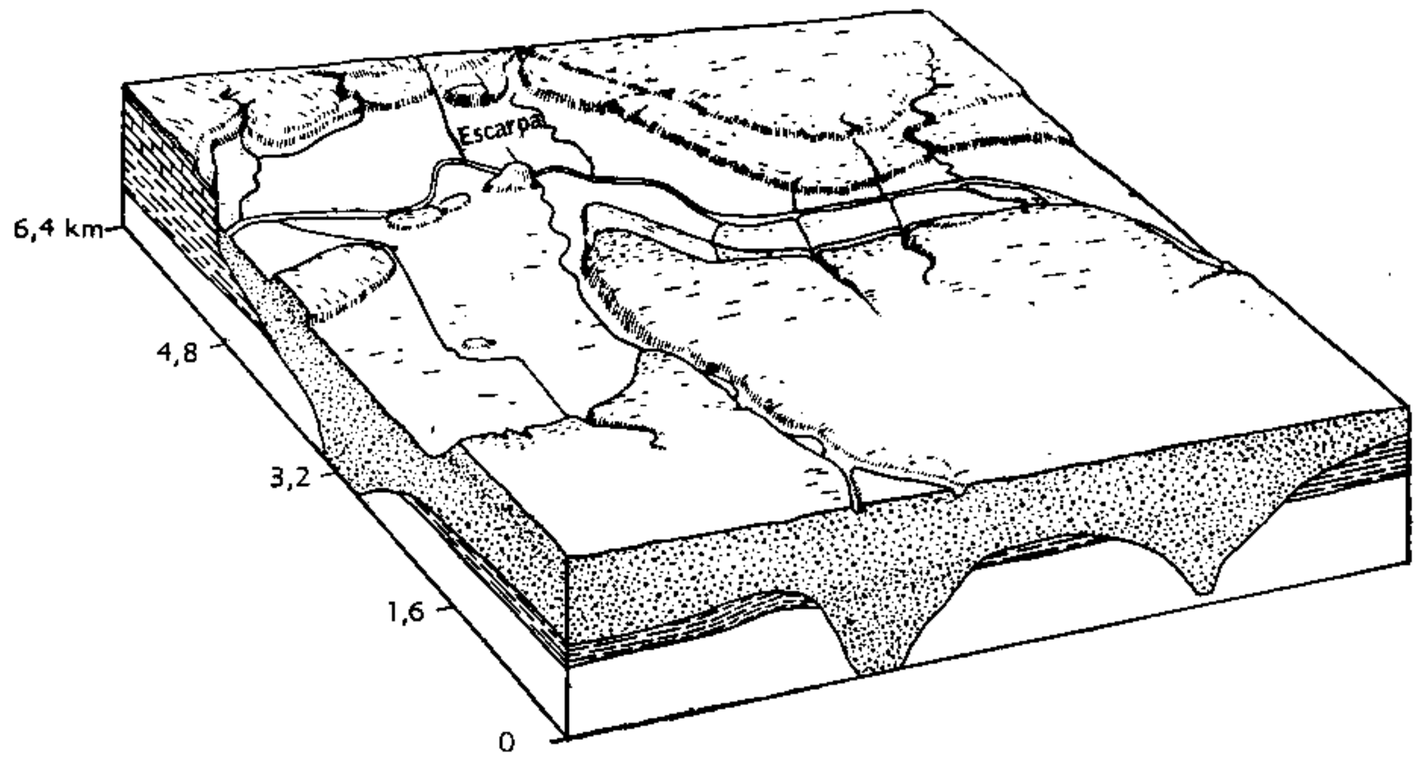


FIG. 2.7. *Ensanchamiento notable del valle del río Wabash donde corta un valle preglacial rellenado con derrubio glaciario fácilmente erosionable. En el valle se presenta un* klint *o* bioherm *-escarpa- exhumado semejante al de la Fig. 2.5. (Dibujo de William J. Wayne.)*

alguna suerte de cubierta, y en tiempo geológico más reciente expuestos por remoción de la cubierta. Los caracteres topográficos en vías de exhumación pueden ser de tiempos tan anteriores como del Precámbrico o pueden ser tan recientes como del Pleistoceno. En los alrededores de la bahía de Hudson se encuentra una superficie de erosión desarrollada a través de rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico y posteriormente sepultada bajo sedimentos paleozoicos, y que actualmente se halla en proceso de ser expuesta por remoción de la cubierta paleozoica. En toda la superficie cubierta por materiales glaciarios del Pleistoceno, centenares de ríos están en camino de poner al descubierto crestas y valles sepultados. La mayoría

de los caracteres resurrectos son de amplitud local y constituyen una porción pequeña de la topografía de hoy en día, pero pueden ser rasgos llamativos. Por ejemplo, a lo largo de un tramo del río Wabash en el norte de Indiana, éste fluye a través de una topografía preglacial sepultada, entallando el substrato de una cresta sepultada, teniendo un ancho menor de 800 m, para repentinamente ensancharse a unos 5 km, al pasar por los materiales glaciarios más fácilmente erosionables que rellenan un valle preglacial.

Concepto 6. *La mayor parte de la topografía de la Tierra tiene una edad que no va más allá del Pleistoceno, mientras que es exigua la topografía anterior al Terciario.*

Al leer discusiones anteriores acerca de la edad de los caracteres topográficos, es común encontrar referencias a superficies de erosión datadas en el Cretácico o aun tan atrás como el Precámbrico. Gradualmente hemos llegado a la conclusión de que los caracteres topográficos tan antiguos son escasos y, si existen, lo más probable es que sean formas exhumadas y que no correspondan a formas que hayan estado expuestas a degradación a través de vastos períodos de tiempo geológico. La mayor parte de los detalles de nuestra topografía presente, probablemente no sean más antiguos que el Pleistoceno y, con toda seguridad, poco de ello existió como topografía superficial anterior al Terciario. Ashley (1931) fundamentó muy bien sus argumentos en pro de la juventud de nuestra topografía. Creyó que "la mayor parte del paisaje mundial, con sus montañas, valles, riberas, lagos, ríos, cascadas, acantilados y cañones, es posmiocénica; casi todos los detalles fueron esculpidos desde la aparición del hombre, y pocas superficies terrestres de hoy en día, si es que las hay, tienen relación estrecha con superficies premiocénicas". Estimó que por lo menos el 90 % de la actual superficie terrestre se desarrolló en tiempos posterciarios y que tal vez el 99 % sea de edad posterior al Mioceno medio. La exactitud de estas cifras carece de importancia, pero indican el camino de una conclusión que los geomorfólogos deben aceptar, a pesar del hecho de que todavía es posible encontrar geólogos que opinen de manera diferente.

Por supuesto que es cierto que muchas estructuras geológicas son muy antiguas. Previamente se expresó que, en general, las estructuras geológicas son mucho más viejas que los caracteres topográficos que se desarrollaron sobre ellas. Las únicas excepciones notables se encuentran en las áreas diastróficas del Pleistoceno superior y del Reciente. El arco de Cincinati y el domo de Nashville comenzaron a formarse en tiempos tan remotos como el Ordovícico, pero de la topografía desarrollada hoy en día sobre ellos nada es anterior al Terciario; los montes Himalaya probablemente fueron plegados por primera vez en el Cretácico y luego en el Eoceno y el Mioceno, pero su altitud presente no fue lograda hasta el Plioceno y la mayor parte del detalle topográfico es de edad pleistocénica o posterior;

los caracteres estructurales que caracterizan las montañas Rocallosas fueron producidos en gran parte por la revolución Larámica, la cual, con toda probabilidad, culminó al final del Cretácico; pero es escasa la topografía de esta área más antigua que del Plioceno, y los cañones y detalles del relieve del presente son de edad pleistocénica o reciente.

El río Colorado, con su magnífico cañón, puede parecerle a algunos un ejemplo de un río de edad geológica antigua; sin embargo, parece probable que el río, como un curso fluyendo a través del mismo, no sea más antiguo que del Mioceno y tal vez no tan viejo. Powell (1875) y Dutton (1882) creyeron que el río ya estaba presente en el Terciario (probablemente en el Eoceno) y que era más antiguo que los caracteres estructurales que cruza. Posteriormente, Davis (1901) señaló el posible error de esta conclusión y sugirió que tenía más probabilidades de ser la correcta para su comienzo una fecha del Terciario medio. Blackwelder (1934) sugirió la posibilidad de que el río no pudiera ser más antiguo que del Plioceno superior o posiblemente del Pleistoceno inferior. Longwell (1946) mencionó algunas razones estratigráficas para la suposición de que el río presente adquirió su curso después del Mioceno superior, presumiblemente en el Plioceno inferior. Así, la fecha de su origen todavía es incierta, pero la evidencia parece sugerir que no es más antiguo que el Terciario medio y posiblemente sea más joven.

Concepto 7. *La interpretación cabal de los paisajes actuales es imposible sin una apreciación total de las influencias múltiples de los cambios geológicos y climáticos ocurridos durante el Pleistoceno.*

Correlativamente con el hecho del origen geológicamente reciente de la mayor parte de la topografía del mundo, está el reconocimiento de que los cambios geológicos y climáticos ocurridos durante el Pleistoceno tuvieron efectos de mucho alcance sobre la topografía presente. La glaciación afectó directamente muchos millones de kilómetros cuadrados, tal vez tanto como 26.000.000 km², pero sus efectos se extendieron mucho más allá de la superficie realmente englazada. Los detritos glaciarios y los materiales de origen glaciario llevados por el viento se extendieron sobre áreas no englazadas, y los efectos climáticos fueron quizá de amplitud mundial. En las latitudes medias los efectos climáticos fueron profundos. Hay pruebas indiscutibles de que muchas regiones que hoy son áridas o semiáridas, tuvieron climas húmedos durante las edades glaciales. En muchas áreas que en la actualidad tienen desagüe centrípeto, existieron lagos de agua dulce. De las 126 cuencas cerradas del oeste de los Estados Unidos de América, por lo menos 98 tuvieron lagunas pleistocénicas. En regiones ahora áridas o semiáridas de Asia, África, América del Sur y Australia, hay evidencias de condiciones pluviales similares, de tal manera que no puede haber dudas de la influencia mundial que tuvieron las condiciones glaciales sobre el clima.

También sabemos que muchas regiones hoy templadas, durante las eda-

des glaciales experimentaron temperaturas tales como las que se encuentran ahora en las porciones subárticas de América del Norte y Eurasia, donde existen suelos permanentemente congelados o lo que pudiera denominarse condiciones de pergelisol. Los regímenes de los ríos fueron afectados por los cambios climáticos y encontramos pruebas de alternancia entre los períodos de agradación y de incisión de los valles. Como resultado de la invasión del hielo muchos cursos de agua fueron profundamente alterados. Los cursos actuales de ríos tales como el Ohio, el Misurí y, en una extensión considerable, el Misisipí, son principalmente el resultado de las modificaciones glaciarias de sus cauces preglaciales. Los niveles mundiales del mar también fueron afectados. El retiro de grandes cantidades de agua de los océanos para formar extensos mantos de hielo produjo una disminución del nivel del mar de por lo menos 91 m y tal vez más. El retorno de estas aguas a los océanos durante las etapas interglaciales provocaron un ascenso en el nivel de los mares, tal cual caracteriza al tiempo geológico presente. La descarga de las aguas frías de derretimiento glaciario tal vez haya tenido efectos importantes sobre ciertos organismos marinos, tales como los corales formadores de arrecifes. Los vientos que soplaban sobre los detritos o los depósitos glaciarios recientes, en muchas áreas construyeron acumulaciones de arena en forma de médanos, o depositaron sobre áreas amplias un manto de limo y arcilla denominado loess. La glaciación fue responsable de la formación de más lagos que todas las otras causas combinadas. Los Grandes Lagos, el sistema interno de medios de comunicación por agua más grande del mundo, son el resultado de las modificaciones glaciarias de terrenos bajos y valles preglaciales.

Aunque la glaciación fue quizás el acontecimiento más significativo del Pleistoceno, no debemos perder de vista el hecho de que en muchas áreas el diastrofismo que comenzó durante el Plioceno continuó en el Pleistoceno y aun perduró en el Reciente. Alrededor de las márgenes del océano Pacífico, el diastrofismo pleistocénico desempeñó un papel muy importante en la producción del paisaje actual. Además, en las montañas Rocallosas se pone en evidencia, por la incisión profunda de los cañones, que en muchos lugares es de más de 300 m, y que tuvo lugar entre las primeras etapas glaciales y las últimas glaciaciones del Wisconsiano.

Concepto 8. *Para comprender cabalmente la importancia variada de los diferentes procesos geomórficos es necesaria una apreciación de los climas del mundo.*

Es evidente que los factores climáticos, particularmente la temperatura y la precipitación, deben influir sobre los procesos geomórficos; sin embargo, el número de estudios detallados que intentaron demostrar hasta qué grado las variaciones climáticas influyen en los detalles topográficos es sorprendentemente reducido. La razón de esta situación algo paradójica no es aparente. Posiblemente sea en parte el resultado del hecho de que los

geólogos, en general, no siempre tienen presente al clima en su mente, y que los geógrafos, quienes están más al tanto con los detalles del clima, en estos últimos años dedicaron más su atención al acomodamiento de las actividades del hombre a los diversos paisajes que al origen de los paisajes en sí.

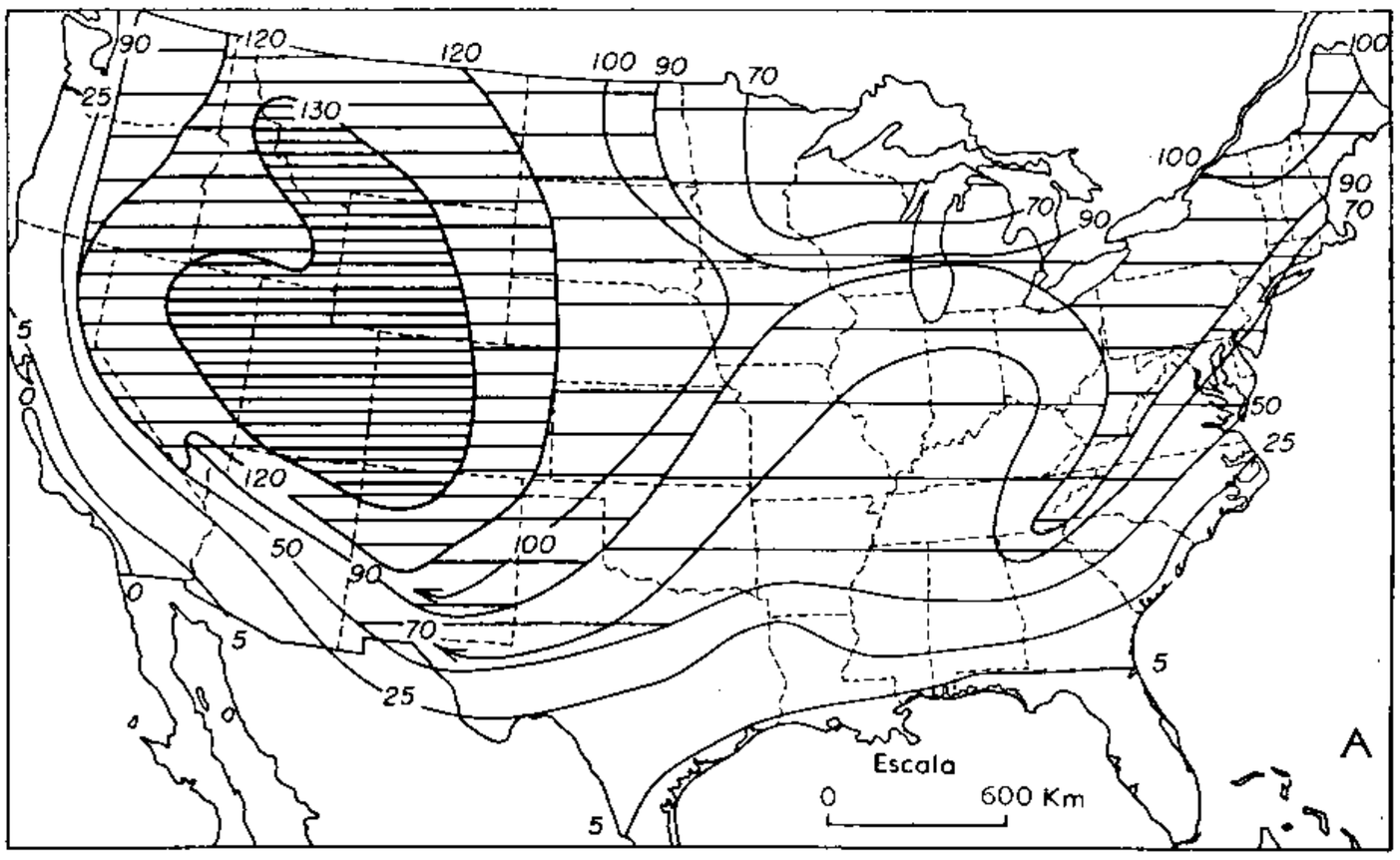


FIG. 2.8. *Dos mapas climáticos que tienen significado geomórfico.* A. *Promedio anual de las veces que hay congelación y derretimiento.* B. *Número de días del año con tormentas de truenos. (Tomado de S. S. Visher.)*

Las variaciones climáticas pueden afectar los procesos geomórficos tanto indirecta como directamente. Las influencias indirectas están relacionadas principalmente con la manera en que el clima afecta la cantidad, tipo y distribución de la cubierta vegetal. Los controles directos son tan evidentes como la cantidad y clase de precipitación, su intensidad, la relación entre precipitación y evaporación; la amplitud diaria de la temperatura, el descenso de la temperatura por debajo del cero y la frecuencia del fenómeno; la profundidad de penetración de la helada y la dirección y velocidad de los vientos. Sin embargo, hay otros factores climáticos cuyos efectos son menos evidentes, tales como el lapso en que el suelo permanece congelado, las precipitaciones excepcionalmente fuertes y su frecuencia, las temporadas de precipitaciones máximas, la frecuencia de los días de helada y deshielo, las diferencias entre las condiciones climáticas de las laderas relacionadas con su mayor o menor exposición al sol, las diferencias entre las condiciones de los caracteres topográficos situados a barlovento y a sotavento de los vientos transversales cargados de humedad, y cambios rápidos en las condiciones climáticas al aumentar la altitud.

La mayoría de los conceptos considerados básicos en geomorfología, se han desarrollado en las regiones templadas húmedas. Hemos considerado tales regiones como representando hasta cierto punto las condiciones "normales". Aunque hemos llegado a reconocer en cierto grado las diferencias entre los procesos de las regiones áridas y las húmedas, todavía estamos predispuestos a pensar en un solo tipo de región árida, cuando en realidad hay varios tipos de climas áridos y, por consiguiente, simplificamos en demasía al hablar del ciclo árido. Hasta ahora apenas hemos esbozado la formulación de los conceptos geomórficos básicos, con respecto a las regiones tropical húmeda, ártica y subártica. Se infiere que podemos estar seguros de que los procesos dominantes en las latitudes medias húmedas no son necesariamente tan importantes como en las latitudes bajas y altas, y que las diferencias significativas no serán enteramente comprendidas hasta que tomemos en cuenta las variaciones climáticas. Dentro de cualquier reino climático las grandes altitudes imponen modificaciones que también deben ser reconocidas.

Concepto 9. *Aunque el interés primario de la geomorfología son los paisajes actuales, su utilidad máxima la logra por extensión histórica.*

El interés específico de la geomorfolgía es el origen de los paisajes actuales, pero en la mayoría de ellos se presentan formas que datan de épocas o períodos geológicos anteriores. Por consiguiente, un geomorfólogo está obligado a buscar un acceso histórico si pretende interpretar con propiedad la historia geomórfica de una región. La aplicación del principio de uniformitarismo torna posible este camino.

Al primer vistazo parecerá que el reconocimiento de antiguas superficies de erosión y el estudio de topografías viejas no pertenecen al campo de

la geomorfología, pero el camino del geomorfólogo puede ser el más lógico. Este aspecto de la geomorfología bien puede denominarse *paleogeomorfología*. Se pueden citar dos ejemplos de cómo la paleogeomorfolgía tiene aplicaciones prácticas.

Determinados yacimientos de petróleo y gas están en cuerpos largos y

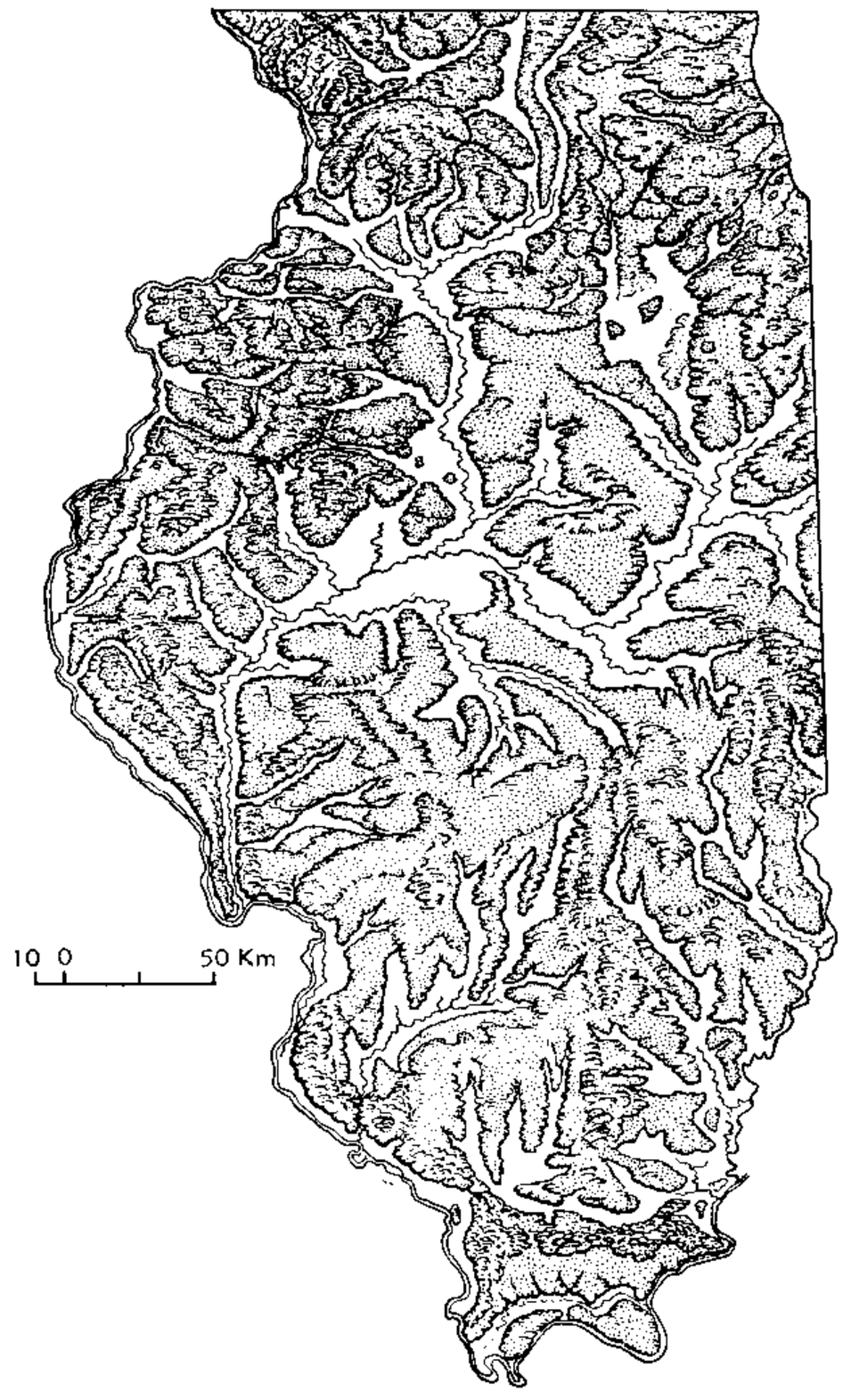


FIG. 2.9. *Diagrama paleofisiográfico que muestra los grandes caracteres de la topografía preglacial de Illinois. (Tomado de Leland Horberg,* Illinois Geol. Survey, Bull. 73)

estrechos de arenisca que se han denominado arenas filiformes. Numerosos ejemplos se presentan en el sudeste de Kansas y el nordeste de Oklahoma. Estas areniscas tienen varios orígenes; el más común de ellos es el de depó-

sitos de arena de playa, barras libres, espigas y ganchos marinos, rellenos de cauces fluviales, y rellenos de brazos de delta. Para el planeamiento correcto de la explotación del yacimiento petrolífero o gasífero es importante el reconocimiento del tipo de depósito de arena. Se está frente a una forma terrestre sepultada, y una comprensión cabal de su forma probable, diseño y amplitud, depende del reconocimiento del tipo particular de su carácter geomórfico.

Los valles preglaciales hoy sepultados bajo materiales glaciarios, son a menudo una fuente importante de agua subterránea, y es de importancia la reconstrucción de la topografía preglacial. El problema consiste fundamentalmente en reconstruir la topografía del Terciario superior en áreas glaciadas. Esta topografía estaba íntimamente relacionada con la de las áreas vecinas no glaciadas. Así, en la búsqueda de valles sepultados, es necesario conocer cuáles eran y dónde estaban las redes de desagüe principales en tiempos preglaciales, y esto es más fácilmente concebido si la historia geomórfica preglacial se aprecia en su totalidad. Uno de los empleos futuros más fructíferos de la geomorfolgía comprenderá el estudio de las topografías antiguas; en el capítulo 22 citamos varios ejemplos de cómo esta técnica ya ha demostrado ser útil en la búsqueda de recursos económicos.

La naturaleza histórica de la geomorfología fue reconocida por Bryan (1941) cuando expresó:

> Si las formas del relieve fuesen únicamente el resultado de procesos ahora corrientes, no habría ninguna excusa por haber separado el estudio de dichas formas en un campo de esfuerzo distinto al de la Geología Dinámica. La diferencia esencial y crítica es el reconocimiento de formas terrestres o de remanentes de esas formas producidas por procesos que ya no actúan. Por eso, en su esencia y en su metodología, la fisiografía (geomorfología) es histórica. Por consiguiente, es una parte de la Geología Histórica, aunque se llega a ella por un método bien diferente del que se usa comúnmente.

Horberg (1952) abogó por la idea de que la geomorfología debe ser más histórica en su enfoque para lograr su utilidad máxima. En apoyo de este punto de vista manifestó [1]:

> El enfoque histórico amplía el campo de la geomorfología para incluir la aplicación de los métodos geológicos de sedimentología y estratigrafía y prestar atención a campos relacionados con ellas, como la pedología y la climatología.
>
> También impone la responsabilidad de desarrollar un cuerpo de principios por los cuales se pueda interpretar la historia geomórfica. Estos principios son pocas veces considerados como tales y todavía están por ser definidos y organizados. También puede ser deseable, en la búsqueda de nuevos enfoques, aplicar conceptos estratigráficos familiares, conduciendo a tópicos tales como: 1) naturaleza y significado de las discordancias geomórficas (véase pág. 152); 2) criterios para determinar la edad relativa de las superficies

[1] Citado con autorización de University of Chicago Press, de Leland Horberg, Interrelations of geomorphology, glacial geology, and Pleistoceno geology, *J. Geol., 60*, p. 188, 1952.

cíclicas; 3) bases para correlacionar las superficies de erosión y las de acumulación; y, 4) el concepto de facies aplicado a paisajes...

El enfoque histórico acentúa la necesidad de reconocer los rasgos relicto o "fósiles" heredados de condiciones pasadas, y especialmente esos caracteres relicto que son elementos subordinados en el conjunto del paisaje...

Cuando los mismos geomorfólogos comprendan totalmente –y a su vez convenzan a otros geólogos– de este uso que se puede hacer de los principios y conocimientos geomórficos, la materia será un verdadero elemento de trabajo en las aplicaciones prácticas de la geología.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

Ashley (G. H.): *Our youthful scenery.* Geol. Soc. Amer., Bull. *42*, págs. 537-546, 1931.

Blackwelder (Eliot): *Origin of the Colorado River.* Geol. Soc. Amer., Bull. *45*, págs. 551-566, 1934.

Bryan (Kirk): *Physiography.* Geol. Soc. Amer., 50th Ann. Vol., págs. 3-15, 1941.

Davis (W. M.): *An excursion to the Grand Canyon of the Colorado.* Bull. Mus. Comp. Zool., Harvard, *38*, págs. 108-200, 1901.

Dutton (C. E.): *Tertiary history of the Grand Canyon district.* U. S. Geol. Survey, Mon. *2*, págs. 206-229, 1882.

Horberg (Leland): *Interrelations of geomorphology, glacial geology and Pleistocene geology.* J. Geol., t. *60*, págs. 187-190, 1952.

Longwell (C. R.): *How old is the Colorado River?* Am. J. Sci., t. *244*, págs. 817-835, 1946.

Powell (J. W.): *Exploration of the Colorado River of the West and Its Tributaries.* Smithsonian Institution, Washington, págs. 149-214, 1875.

REFERENCIAS ADICIONALES

Baulig (Henri): *Les concepts fondamentaux de la géomorphologie, Essais de géomorphologie.* Publs. de la faculté des lettres de l'université de Strasbourg, París, págs. 31-42, 1950.

Davis (W. M.): *The geographical cycle, Chapter 13* en Geographical Essays. Ginn and Co., Nueva York, 1909. Hay una reimpresión de Geographical Essays, por la Dover Publication, del año 1954.

Visher (S. S.): *Climate and geomorphology, some comparisons between regions.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 54-64, 1941.

— *Climatic maps of geologic interest.* Geol. Soc. Amer., Bull 56, págs. 713-736, 1945.

3 · *Análisis de los procesos geomórficos*

AGENTES Y PROCESOS GEOMÓRFICOS

Los *procesos geomórficos* son todos esos cambios físicos y químicos que determinan una modificación de la forma superficial de la tierra. Un *agente geomórfico* o *acción* es cualquier medio natural capaz de obtener y transportar material de la tierra. Así, el agua corriente, tanto de escurrimiento encauzado como libre, el agua subterránea, los glaciares, el viento y los movimientos dentro de los cuerpos de aguas estancadas, incluido olas, corrientes, mareas y tsunamis, son los grandes agentes geomórficos. Asimismo, pueden ser considerados como agentes móviles porque remueven el material de una parte de la corteza terrestre para transportarlo y depositarlo en otra. La mayoría de los agentes geomórficos se originan dentro de la atmósfera de la Tierra y están regidos por la fuerza de la gravedad. La gravedad no es un agente geomórfico porque no puede obtener y acarrear materiales. Es preferible considerarla como una fuerza direccional.

Los agentes mencionados hasta ahora y los procesos por ellos realizados se originan en el exterior de la corteza terrestre y por ese motivo han sido calificados por Lawson como *epígenos* y por Penck como *exógenos.* A los agentes ya citados deben agregarse otros menos importantes, tales como el hombre y otros organismos, aunque en algunas regiones puede haber alguna duda respecto a si el hombre es un agente menor. Otros procesos geomórficos tienen su origen dentro de la corteza terrestre y fueron clasificados por Lawson como *hipógenos* y por Penck como *endógenos.* El vulcanismo y el diastrofismo pertenecen a esta clase. Un proceso geomórfico que puede tener significado local y no entra en ninguna de las dos categorías mencionadas es el choque de los meteoritos con la superficie terrestre. Todavía no se ha creado un nombre apropiado para este proceso.

Bosquejo de los procesos geomórficos. A continuación se expone un plan general de los procesos que modelan la superficie terrestre.

Procesos geomórficos.
Procesos epígenos y exógenos.
Gradación.
Degradación.
Meteorización.

Remoción en masa o desplazamiento gravitativo.
Erosión (incluyendo transporte) por:
Agua corriente.
Agua subterránea.
Olas, corrientes, mareas y tsunami.
Viento.
Glaciares.
Agradación por:
Agua corriente.
Agua subterránea.
Olas, corrientes, mareas y tsunami.
Viento.
Glaciares.
Trabajo de organismos, incluyendo el hombre.
Procesos hipógenos o endógenos.
Diastrofismo.
Vulcanismo.
Procesos extraterrestres.
Caída de meteoritos.

Desafortunadamente, en el empleo de los términos que distinguen los procesos geomórficos comunes hay una acepción confusa. Hasta cierto punto, esta confusión resulta de diferencias de opiniones con respecto a lo que debe incluirse en determinado proceso, pero en cierta medida es el resultado de la negligencia al pensar y al escribir. Los diferentes autores no están de acuerdo con lo que debe incluirse en el proceso de erosión, aparentemente tan sencillo. Algunos incluyen la meteorización, aunque se ha notado un incremento en la tendencia a reconocer que la meteorización no forma parte de la erosión. También puede haber diferencia de opinión sobre si el transporte forma parte de la erosión, aunque generalmente se lo considera incluido. Considerar que la agradación también entra en la erosión, por cierto es ampliar demasiado el significado de dicho término.

El autor emplea el término *gradación* en el sentido original de Chamberlin y Salisbury (1904), incluyendo "todos esos procesos que tienden a llevar la superficie de la litosfera a un nivel común". Éstos reconocieron que los procesos gradacionales pertenecen a dos categorías: aquellos que nivelan hacia abajo, *degradación*, y aquellos que nivelan hacia arriba, *agradación*.

Algunos geólogos han empleado el término denudación como si fuera sinónimo de gradación, pero como aquel término comprende remoción de material, es poco lógico incluir en él la acumulación. En el sentido que se utiliza gradación, también ha sido empleado aplanamiento, pero éste significa erosión y no acumulación. Puede hacerse objeción al empleo de gradación por su similitud con términos tales como gradiente y gradación, los cuales tienen significados restringidos al aplicarse a la erosión fluvial. A pesar de esta objeción, le parece al autor que gradación se aproxima más a la idea de nivelación de la superficie de la tierra, tanto por procesos

destructivos como constructivos, que cualquier otro término disponible. Sin embargo, no engloba actividades tales como la edificación de una meseta de lava por extrusión ígnea.

Procesos de gradación

Degradación. Los tres procesos distintos de degradación son la meteorización, la remoción en masa y la erosión. La *meteorización* puede ser definida como la desintegración o descomposición de la roca en su lugar. En realidad, es un nombre para un grupo de procesos que actúan colectivamente en y cerca de la superficie de la Tierra y reducen masas de rocas sólidas al estado clástico. Es un proceso estático y no significa la captura y remoción del material por un agente transportador.

La *remoción en masa* involucra la transposición de grandes volúmenes de detritos, cuesta abajo, por la influencia directa de la gravedad. La remoción en masa generalmente está auxiliada por la presencia de agua, pero sin que el agua se halle en cantidad tal como para poder ser considerada como un medio de transporte. La distinción entre remoción en masa y erosión fluvial puede parecer simple pero, en realidad, puede ser difícil decir, en determinado momento, cuándo la cantidad de agua presente es suficiente para ser considerada como agente de transporte y cuándo no. Por consiguiente, puede ser dificultoso trazar el límite entre una corriente de barro y un río extremadamente turbio. Esto tan sólo destaca lo señalado por Sharpe (1938) en el sentido de que hay una serie continua de tipos de remoción en masa, graduables desde los imperceptiblemente lentos y con poca asociación de agua, hasta los rápidos que involucran grandes cantidades de agua. A su vez, este último grupo pasa insensiblemente a los ríos, en los cuales el agua predomina sobre el material de arrastre.

La serie gradacional es la siguiente:

Deslizamientos: caracterizados por poca agua y carga grande, moviéndose sobre pendientes moderadas o empinadas.
Derrumbamiento de detritos.
Corrientes terrosas.
Corrientes de barro.
Mantos de creciente.
Lavaje de pendiente.
Ríos: caracterizados por mucha agua y carga relativamente pequeña, moviéndose sobre pendientes poco inclinadas.

La dificultad que se presenta al trazar límites netos entre estos tipos diferentes de transporte, sólo pone en evidencia que al establecer definiciones, a menudo sugerimos distinciones sutiles que no existen en la naturaleza. En consecuencia, la mayoría de las definiciones tienen cierto grado de artificio.

Erosión (latín *erodere*, roer) es un término amplio aplicado a las diversas maneras mediante las cuales los agentes móviles obtienen y trasladan los

restos de rocas. Si deseáramos ser demasiado técnicos podríamos restringir erosión a la adquisición de material por un agente móvil, y por consiguiente no considerar al transporte como constituyendo parte de ella, pero es muy posible que la mayoría de los geólogos considere el transporte como parte integrante de la erosión. Por cierto que considerar la meteorización como parte integrante de la erosión es extender demasiado el significado de este término, aunque a menudo se lo hace por descuido. Los dos procesos son enteramente distintos. La meteorización puede tener lugar sin la erosión subsiguiente, y la erosión es posible sin la previa meteorización. Por supuesto que es cierto que la meteorización es un proceso preparatorio y puede facilitar la erosión, pero no es un requisito previo ni necesariamente seguido por la erosión.

Meteorización de rocas

Factores condicionantes. Por lo menos cuatro factores variables influyen sobre el tipo y grado de meteorización de rocas. La estructura de la roca, como se indicó en el capítulo 2, es empleada en sentido amplio para incluir las numerosas características físicas y químicas de las mismas. Incluye tanto composición mineralógica, como caracteres físicos tales como diaclasas, planos de estratificación, fallas y fracturas y vacíos minúsculos intergranulares. Los minerales que constituyen la roca determinan en parte si es más susceptible a la meteorización química o a la física. Caracteres físicos tales como diaclasas, fracturas menores, planos de estratificación y fallas, determinan en grado mayor la facilidad con que puede penetrar la humedad en la roca. Los principales factores climáticos, temperatura y humedad, no solamente determinan el grado de la meteorización sino también el predominio de los procesos químicos o de los físicos. La topografía afecta la cantidad de afloramientos y también tiene efectos importantes sobre factores tales como cantidad y tipo de precipitación, temperaturas e, indirectamente, el tipo y cantidad de la vegetación. El grado y tipo de meteorización es influido por el tipo y cantidad de la vegetación, determinando la extensión de los afloramientos y la cantidad de materia orgánica en descomposición, de la cual se puede derivar anhídrido carbónico y ácidos húmicos. Debido a los varios factores que influyen el grado de meteorización, generalmente encontramos que aun dentro de áreas relativamente pequeñas, las variaciones de rocas no visibles a simple vista se tornan evidentes por la meteorización diferencial. Esto es particularmente cierto donde hay diversidad de tipos de rocas.

Procesos físicos de meteorización. Entre los procesos de meteorización, cuatro, o posiblemente cinco, son de naturaleza física, y conducen a la fragmentación de la roca. Éstos pueden ser denominados, siguiendo a Reiche (1950): *expansión resultante de la descarga, crecimiento de los cris-*

tales, expansión térmica, actividad orgánica y extracción por acción de coloides. La expansión o dilatación que acompaña a la descarga de masas rocosas, particularmente de rocas ígneas formadas a gran profundidad, conduce al desarrollo de fracturas en gran escala, las cuales son aproximadamente concéntricas con la superficie de la topografía (Farmin, 1937). Se supone que la estructura en mantos de las rocas granitoides es producida de esta manera (Jahns, 1943). En general, los mantos individuales se tornan progresiva-

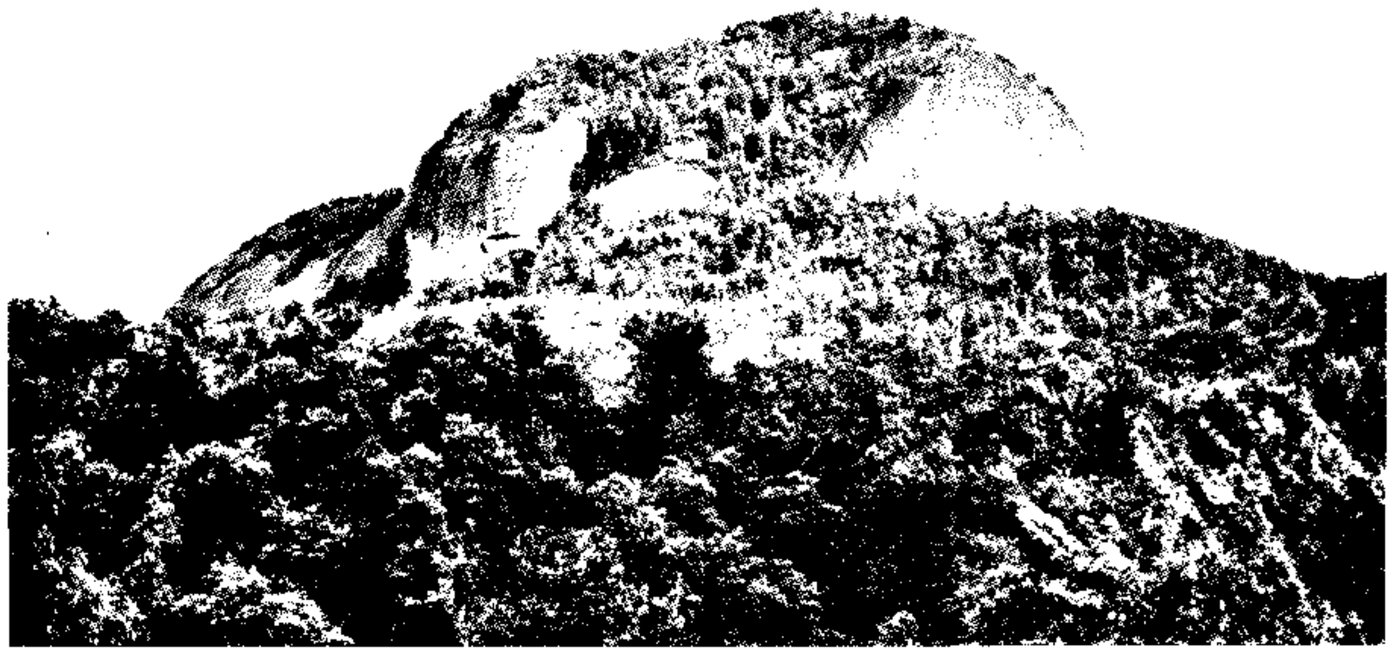


FIG. 3.1. *Looking Glass Rock, Carolina del Norte, un domo de exfoliación.* (*Fotografía de Elliot Lyman Fisher.*)

mente menos espaciados a medida que se aproximan a la superficie terrestre. La descarga de las rocas formadas a profundidades considerables puede haber contribuido en grado sumo a la formación de monolitos grandes, tales como el monte Stone, en Georgia, y Half Dome, en Yosemite, a menudo denominados *domos de exfoliación*. Matthes (1937) llegó a la conclusión de que la exfoliación concéntrica, particularmente característica de los numerosos domos de los parques nacionales de Yosemite y Sequoia, resultó de la expansión que acompañó al alivio de la sobrecarga. El estudio microscópico de la roca indica que la expansión era de naturaleza mecánica y no el resultado de la hidratación u otros cambios químicos. Las escamas de exfoliación que resultan de la dilatación que acompaña a la eliminación de la sobrecarga pueden tener dimensiones de centenares de metros en sentido horizontal.

La expansión como resultado del crecimiento de los cristales puede dar lugar a la fracturación de la roca. Este proceso incluye no solamente la

formación de cristales de hielo en las rocas, sino también el crecimiento de otros cristales, particularmente los salinos, que se forman en climas secos como resultado de la acción capilar del agua, la cual contiene sales en solución. En la fracturación de las rocas, con toda justicia se atribuye gran eficacia a la congelación del agua, aunque es probable que raras veces ejerza las presiones enormes que se le han atribuido, porque tales presiones se logran únicamente cuando el agua está completamente confinada. Taber

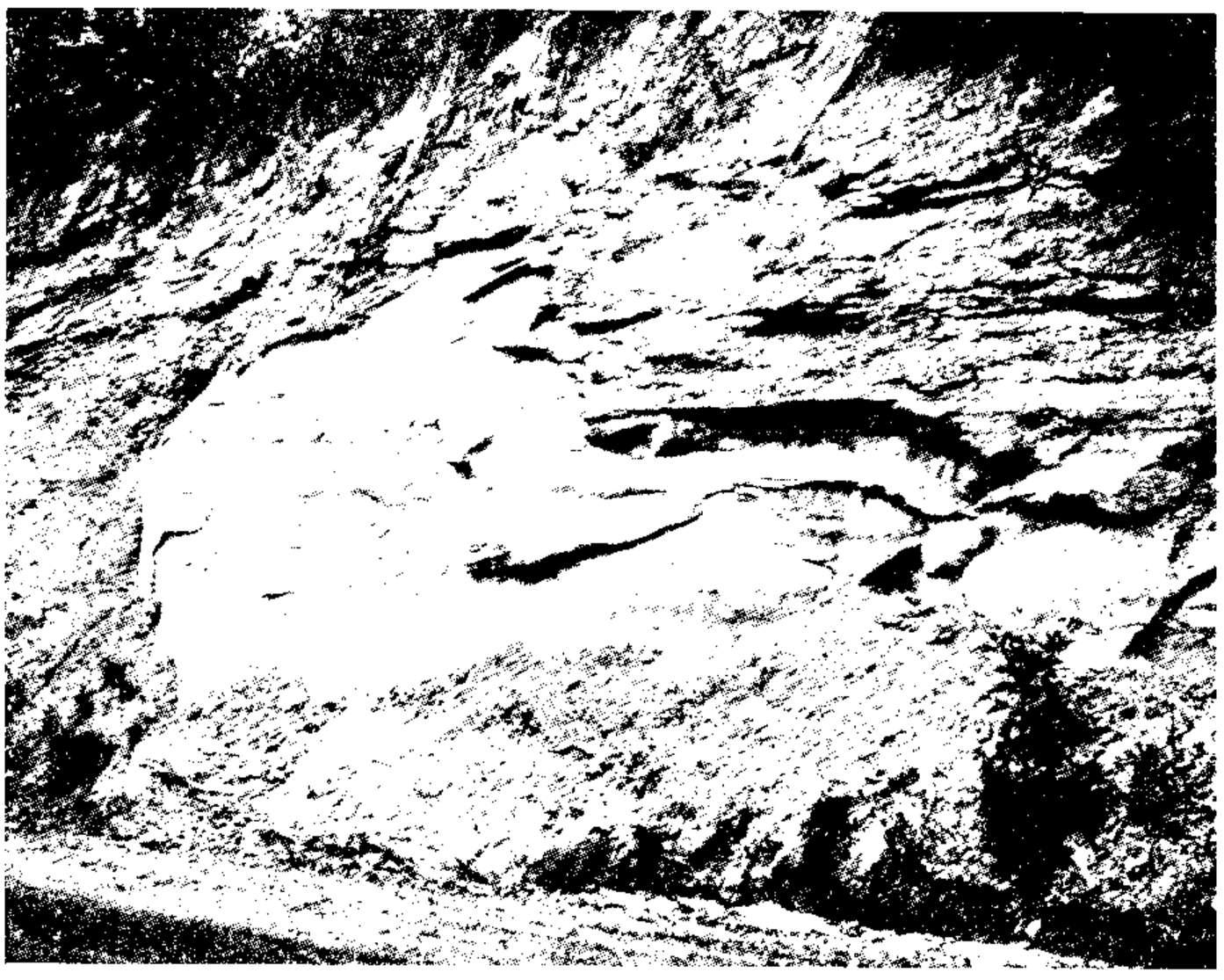


FIG. 3.2. *Exfoliación de limonita maciza. La alternancia de congelación y derretimiento es responsable de la escamación de la superficie rocosa. (Fotografía de P. B. Stockdale.)*

(1930) demostró que la dilatación por congelación depende en grado elevado de la formación de masas de hielo más que de la congelación del agua intersticial; por consiguiente, la alternancia de congelación y derretimiento será más efectiva en las rocas que contienen numerosas fracturas o planos de estratificación. La formación de cristales de hielo como proceso de meteorización tiene mayor efecto cuando hay repetición de congelación y deshielo. Esto sucede en las latitudes medias y altitudes elevadas, durante el fin del otoño y principio del invierno, y nuevamente a fin del invierno y comienzo de la primavera. Las grandes amplitudes diurnas de temperatura y alternancia frecuente de tiempo ciclónico y anticiclónico, con sus

masas de aire caliente y frío concomitantes, son conducentes a la congelación y el derretimiento máximos. La escamación de superficies de rocas por crecimiento de sales debido a la acción capilar se ha denominado *exudación*. Como proceso de meteorización, es probable que sólo tenga importancia local.

Anteriormente, se atribuía mucha importancia al papel desempeñado por

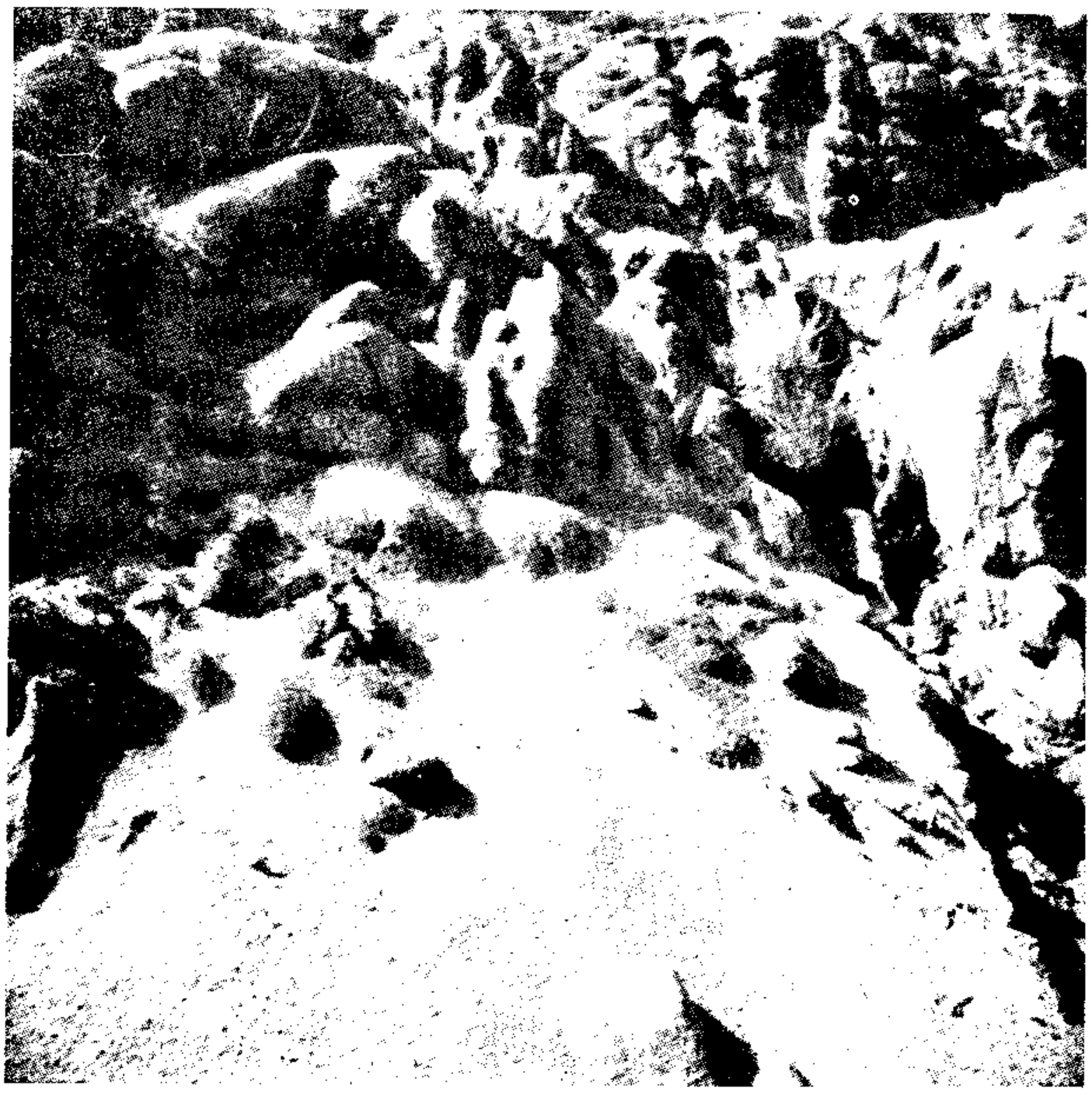


FIG. 3.3. *Exfoliación granular de una monzonita cuarzosa cerca de Butte, Montana.*

la expansión y contracción térmica reiterada de superficies de rocas en la formación de caracteres tales como bloques esferoidales. Blackwelder (1925, 1933) dudó de su efectividad como un proceso de desintegración de rocas, pero la opinión demora en desaparecer, por lo lógico que parece el proceso, tal como se lo describe generalmente. Se sabe que las rocas son malas conductoras del calor y la mayoría de ellas están constituidas por

varios minerales con diferentes coeficientes de dilatación. Parecería que el calentamiento y enfriamiento reiterado de una superficie de roca, por la lentitud con que el calor absorbido es conducido al interior de su masa, debería producir deformaciones en una capa superficial delgada, que finalmente se escamaría. Esto se ha denominado *exfoliación en masa.* Las rocas integradas por una variedad de minerales que tienen diferentes coeficientes de dilatación, como resultado de la expansión térmica diferencial, deberían sufrir *exfoliación granular o desintegración.* Parece haber poca prueba de campo o experimental para apoyar la idea de que la exfoliación en masa resulta principalmente del calentamiento y enfriamiento repetido de una superficie de la roca, pero Blackwelder llegó a la conclusión de que los cambios de temperatura pueden ser importantes en la exfoliación granular. Los estudios de Chapman y Greenfield (1949) sobre los procesos involucrados en la formación de bloques esferoidales indicaron que las cortezas que se escamaban contenían muchos minerales secundarios, tales como caolinita, sericita, serpentina, montmorillonita y clorita. Basados en esta demostración, llegaron a la conclusión de que la escamación esferoidal probablemente se debió en gran parte a los efectos de la oxidación e hidratación de los silicatos.

Los organismos son de importancia menor en la meteorización física. El crecimiento de las raíces de plantas puede ayudar al ensanchamiento de las diaclasas y otras fracturas. Por otro lado, la descomposición de la materia de plantas y animales puede contribuir a la meteorización química mediante la formación de anhídrido carbónico y ácidos orgánicos. Las lombrices, hormigas, perros de las praderas y otros animales, pueden traer material fresco de roca a la superficie o cerca de ella, donde es más fácilmente atacado por los procesos de meteorización química.

Un proceso de meteorización de importancia incierta ha sido denominado por Reiche extracción por acción de coloides. Parece probable que los suelos coloidales puedan tener la facultad de aflojar o extraer pequeños trozos de roca de las superficies con las cuales están en contacto. Se ha observado que al secarse gelatina en un vaso puede extraer fragmentos o escamas de vidrio, y se ha inferido que una extracción similar puede tener lugar después de cada impregnación y desecación de los coloides en el suelo. Hasta ahora, la importancia de este proceso es desconocida.

Procesos de meteorización química. Los procesos principales de meteorización química son hidratación, hidrólisis, oxidación, carbonatación y disolución. En general, es probable que la meteorización química sea más importante que la meteorización física. Esto puede ser cierto en regiones áridas, aunque allí los procesos más avanzados de meteorización química no son de importancia. A menudo se menciona el hecho de que las arcosas sean comunes en las regiones áridas, como prueba del predominio de la meteorización física sobre la meteorización química. Probablemente sea

casi más correcto decir que ello tan sólo indica que la meteorización química avanzada no es típica de tales regiones.

Los resultados de la mayor parte de la meteorización química son: *a)* un aumento de volumen con las deformaciones y presiones resultantes dentro de las rocas; *b)* materiales de menor densidad; *c)* menor tamaño de la partícula y en consecuencia un aumento del área de la superficie por unidad de volumen; y *d)* minerales más estables. Para apreciar cabalmente la persistencia de ciertos minerales en la naturaleza debe comprenderse el principio de estabilidad mineral. En las rocas ígneas y metamórficas los minerales estaban en equilibrio bajo las condiciones de temperatura y presión en que se formaron las rocas, pero bajo las condiciones de temperatura y presión de la superficie terrestre, algunos de los minerales no son de los más estables. En general, la meteorización química progresa hacia la formación y retención de aquellos minerales que están en equilibrio en la superficie terrestre. Como resultado, algunos de los minerales de las rocas ígneas y metamórficas son más susceptibles a la alteración química que otros. Aunque no hay un acuerdo total respecto del orden exacto de la estabilidad de los minerales, se conoce el orden general. Goldich (1938), al tratar este principio, ordenó las estabilidades de los minerales como se muestra en la lista siguiente. Los minerales menos estables están en la parte superior, y los más estables abajo.

Serie de estabilidad mineral en la meteorización

Olivina	Plagioclasa cálcica
Augita	Plagioclasa cálcico-alcalina
Hornblenda	Plagioclasa alcalino-cálcica
Biotita	Plagioclasa alcalina
	Feldespato potásico
	Muscovita
	Cuarzo

Para un estudiante versado en petrología será evidente que la disposición precedente de los minerales, de acuerdo con sus estabilidades relativas, es esencialmente la serie de reacción de Bowen (1922). Sin embargo, no se debe inferir que la olivina se meteoriza en augita, o la augita en hornblenda, sino, más bien, que en una roca que contiene tanto olivina como augita, la olivina se meteorizará más rápidamente que la augita.

Sobre la base de ese cuadro resultará evidente por qué el cuarzo y la muscovita son constituyentes comunes de las rocas integradas por restos de meteorización. Entre los minerales comunes en las rocas ígneas y metamórficas, son los que están casi en equilibrio en las condiciones de temperatura y presión existentes en la superficie de la Tierra.

La hidratación, como se describe comúnmente, comprende en realidad dos procesos: hidratación e hidrólisis. El proceso de hidratación involucra

la absorción del agua. Está ejemplificado en la conversión de la anhidrita en yeso, de acuerdo con la ecuación siguiente:

$$SO_4Ca + 2H_2O \longrightarrow SO_4Ca \cdot 2H_2O$$

Este proceso también se produce en la conversión de hematita en limonita:

$$2Fe_2O_3 + 3H_2O \longrightarrow 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$$

Las dos ecuaciones precedentes son exotérmicas y fácilmente reversibles al aplicarse calor, lo cual indica que no hubo ningún cambio químico fundamental. La *hidrólisis*, en cambio, involucra formación de hidróxilo y representa un cambio químico. Es común en la meteorización de los feldespatos y de las micas y está ejemplificada por la reacción siguiente, que involucra ortosa e hidróxilo:

[1] $$Si_3O_8AlK + HOH \longrightarrow Si_3O_8AlH + KOH$$

El ácido alúminosilícico formado es inestable y sufre más cambios para producir sílice coloidal y un complejo coloidal, los cuales bajo condiciones apropiadas forman minerales arcillosos. El hidróxilo (KOH) que se forma reaccionará en presencia de anhídrido carbónico para formar carbonato potásico de acuerdo con la ecuación siguiente:

[2] $$2KOH + CO_3H_2 \longrightarrow CO_3K_2 + 2HOH$$

Esta reacción comúnmente es denominada *carbonatación*. El carbonato de potasio así formado es soluble en agua y será llevado en solución.

Se debe recalcar que los diversos procesos de meteorización están interrelacionados. Si fuera de otra manera, la meteorización sería un proceso extremadamente lento. La meteorización del feldespato, como comúnmente se la considera, ilustra este punto:

[3] $$2Si_3O_8AlK + 2H_2O + CO_2 \longrightarrow Si_2O_9Al_2H_4 + CO_3K_2 + 4SiO_2$$

La hidrólisis y la carbonatación han producido un carbonato soluble en agua. El ácido alúminosilícico formado (ecuación 1) tomó agua de combinación y de él se han formado arcilla coloidal y sílice.

Los efectos de la oxidación son generalmente los primeros en notarse y comúnmente se supone que es el primero que tiene lugar. En realidad, generalmente le precede la hidrólisis. Los efectos de la oxidación son más aparentes en las rocas que contienen hierro en forma de sulfuro, carbonato y silicato. La decoloración por los óxidos es fácilmente observable. Los anfíboles y piróxenos también son notablemente afectados por este proceso. La oxidación de la olivina ejemplifica muy bien el curso que puede seguir la oxidación.

[4] $$\underset{\text{olivina}}{SiO_4FeMg} + \underset{\text{hidróxilo}}{2HOH} \longrightarrow \underset{\substack{\text{hidróxido}\\\text{de}\\\text{magnesio}}}{Mg(OH)_2} + \underset{\substack{\text{ácido}\\\text{silícico}}}{SiO_3H_2} + \underset{\substack{\text{óxido}\\\text{ferroso}}}{FeO}$$

La hidrólisis, a partir de la olivina, dio como resultado la formación de hidrato de magnesio, ácido silícico y óxido ferroso. El óxido ferroso reacciona luego para formar limonita de la manera siguiente:

[5] $$4FeO + 3H_2O + O_2 \longrightarrow 2Fe_2O3 \cdot 3H_2O$$

Los efectos de la hidratación, la hidrólisis y la oxidación sobre los feldespatos, micas, olivina y otros minerales son tales como tornarlos blandos, y los obliga a perder su brillo y elasticidad. Generalmente, y como resultado del agregado de agua, aumentan de volumen. El resultado significativo es que los nuevos minerales formados son atacados más fácilmente por los procesos de la meteorización química y física.

Tal vez la reacción de *solución* más común es aquella en la cual el carbonato de calcio es disuelto para formar el bicarbonato, de la manera siguiente:

$$CO_3Ca + H_2O + CO_2 \longrightarrow Ca(HCO_3)_2$$

Los minerales de carbonato y bicarbonato son los más fácilmente tomados en solución, y el anhídrido carbónico, derivado en especial de la materia orgánica en descomposición, ayuda grandemente a esta reacción. Aun los minerales comúnmente considerados insolubles pueden lentamente entrar en solución coloidal, como en el caso de los feldespatos al desmenuzarse en coloides y finalmente formar minerales arcillosos.

Las interrelaciones complejas de los procesos de meteorización están resumidas muy bien por Lyon y Buckman (1943)[1]:

"Un entendimiento, aunque sea limitado, de las influencias de las distintas fuerzas de la meteorización, hace posible imaginarse de una manera sencilla el desarrollo del material del suelo a partir del substrato. El proceso comienza por un debilitamiento físico, generalmente debido a cambios de temperatura, pero es acompañado y suplementado por ciertas transformaciones químicas. Los minerales, tales como feldespato, mica, hornblenda y similares, sufren hidrólisis e hidratación, mientras parte del hierro combinado es oxidado e hidratado. Los minerales se ablandan, pierden su brillo y aumentan de volumen. Si se forma hematita o limonita, la masa en descomposición se torna amarilla o roja definitivamente. De otro modo, los colores son más suaves.

Coincidentemente con estos cambios, los cationes activos, tales como calcio, magnesio, sodio y potasio sufren carbonatación, y los minerales solubles aparecen en el agua presente en la masa. Cuando esta agua se drena, estos constituyentes solubles son removidos, dejando un residuo más o menos despojado de sus bases fácilmente solubles. A medida que sigue el proceso, todos los minerales originales desaparecen, menos los más resistentes, y son reemplazados por silicatos hidratados secundarios, y a menudo recristalizan en arcilla altamente coloidal. Cuando esta arcilla es pequeña en cantidad, se desarrolla un material de suelo arenoso; pero cuando predomina, la masa es pesada y plástica.

Un informe tan breve de la meteorización de las rocas exige ciertas explicaciones suplementarias. En primer lugar, se debe reconocer que la intensidad de los diversos agentes fluctuará con el clima. Bajo condiciones áridas, las fuerzas físicas predominarán y el material resultante del suelo será grueso. Los cambios de temperatura, la acción

[1] Citado con autorización de The Macmillan Company, del libro de Lyon y Buckman, *The Nature and Properties of Soils*, 4ª edición, págs. 238-239, 1943.

del viento y la erosión del agua estarán acompañados por un mínimo de acción química.

En una región húmeda, sin embargo, las fuerzas son más variadas, y prácticamente actuarán todas. Cambios químicos vigorosos acompañarán la desintegración y el resultado será visible en una mayor fineza del producto. Los minerales arcillosos serán más comunes y se puede esperar una coloidicidad mayor.

Se debe recordar nuevamente que las fuerzas de meteorización no solamente pierden su intensidad en las capas inferiores de la masa sino que también las transformaciones son algo diferentes. En la superficie, los efectos totales de los agentes climáticos son potentes, y por lo general la influencia de la materia orgánica en descomposición aumenta grandemente los cambios químicos y físicos. Esto es debido a la presencia de cantidades mayores de agua y a una disminución tanto en la porosidad como en la aeración. Esta diferenciación es indicio de un desarrollo definitivo del perfil y de la génesis de un suelo de la masa en descomposición de las rocas."

Remoción en masa o desplazamiento gravitativo del material

La remoción en masa ha recibido la atención que merece únicamente en estos últimos años. El descuido de este proceso geomórfico es consecuencia, en parte, de que únicamente los tipos más escarpados de desplazamiento gravitativo producen modificaciones inmediatas y perceptibles de la superficie terrestre y también porque se han llevado a cabo pocos

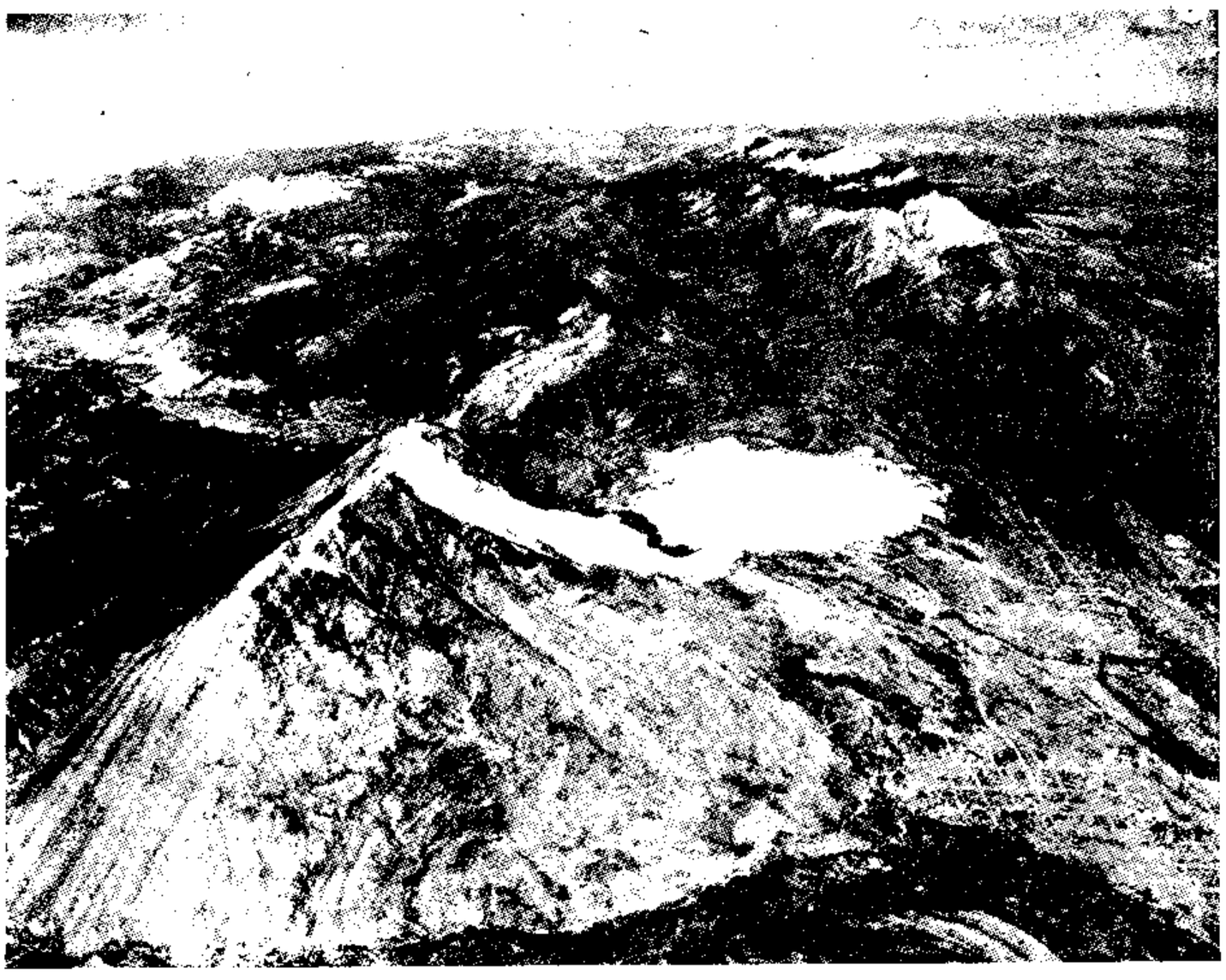


FIG. 3.4. *El deslizamiento de roca del monte Turtle, cerca de Frank, Alberta. (Fotografía de las Reales Fuerzas Aéreas del Canadá.)*

estudios sistemáticos de sus procesos. Estamos particularmente reconocidos a Sharpe (1938) por un análisis de este aspecto de la gradación. Aunque puede haber algunas objeciones a la clasificación de Sharpe de los tipos de remoción en masa, parece ser la mejor disponible, y su uso pasó al empleo general.

Sharpe reconoció cuatro clases de remoción en masa, a las cuales denominó flujo lento, flujo rápido, deslizamiento y hundimiento. En cada clase fueron reconocidos y definidos varios tipos y subtipos, así:

Tipos de flujo lento.
- Reptación: el movimiento lento, cuesta abajo, de suelo y de detritos rocosos, por lo general no perceptible, salvo mediante reiteradas observaciones.
- Reptación del suelo: el movimiento, cuesta abajo, del suelo.
- Reptación de escombros de talud: el movimiento, cuesta abajo, de escombros de talud o derrubio.
- Reptación de rocas: el movimiento, cuesta abajo, de bloques individuales de rocas.
- Reptación de glaciares de piedras: el movimiento, cuesta abajo, de lenguas de detritos rocosos.
- Solifluxión: el flujo lento, cuesta abajo, de masas de detritos rocosos saturadas de agua y no confinadas a cauces definidos.

Tipos de flujo rápido.
- Corrientes terrosas: el movimiento hacia abajo de material terroso, arcilloso o limoso, saturado de agua, en terrazas de poca pendiente o laderas de cerros.
- Corrientes de barro: el movimiento hacia abajo, de lento a muy rápido, de detritos saturados de agua, en cauces definidos.
- Derrumbamiento de detritos: un flujo laminar cuesta abajo, en pendientes empinadas de extensiones angostas, de detritos rocosos.

Deslizamiento: esos tipos de movimiento que son perceptibles e involucran masas relativamente secas de detritos terrosos.
- Desmoronamiento: el deslizamiento hacia abajo de una o varias unidades de detritos rocosos, generalmente con una rotación hacia atrás con respecto a la pendiente sobre la cual tiene lugar el movimiento.
- Deslizamiento de detritos: el deslizamiento o rodadura rápido de detritos terrosos no consolidados sin rotación de la masa hacia atrás.
- Caída de detritos: la caída de detritos prácticamente libre de detritos terrosos desde una cara vertical o sobresaliente del terreno.
- Deslizamiento de rocas: el deslizamiento o caída de masas individuales de rocas a lo largo de superficies de estratificación, de diaclasas o de fallas.
- Alud de rocas: la caída libre de bloques de roca en cualquier pendiente empinada.

Hundimiento: desplazamiento hacia abajo de material terroso superficial, sin una superficie libre y sin desplazamiento horizontal.

Las condiciones que favorecen la rápida remoción en masa fueron divididas por Sharpe (1938) en causas pasivas y activadoras o iniciadoras. Las causas pasivas incluyen: *a) factores litológicos:* materiales no consolidados o débiles, o aquellos que se volvieron resbaladizos y actúan como lubricantes cuando están mojados; *b) factores estratigráficos:* roca en capas muy delgadas o laminada y alternancia de capas fuertes y débiles o permeables e impermeables; *c) factores estructurales:* diaclasas estrechamente espaciadas,

fallas, zonas de trituración, planos de cizallamiento y foliación y capas inclinadas fuertemente; *d) factores topográficos:* laderas empinadas o acantilados verticales; *e) factores climáticos:* gran amplitud diurna y anual de la temperatura, con frecuencia alta de congelación y deshielo, gran precipitación y lluvias torrenciales; y *f) factores orgánicos:* escasez de vegetación.

Las causas activadoras son: remoción del soporte por medios naturales o artificiales, sobreempinamiento de pendientes por agua corriente, y sobrecarga por saturación de agua o por rellenamiento artificial.

Agentes de erosión y de transporte

Cada uno de los agentes erosivos efectúa la erosión de una o más maneras. Para algunos agentes, los procesos involucrados son esencialmente los mismos; para otros, son netamente distintos debido a las diferencias físicas inherentes a los agentes erosivos. Los diversos procesos erosivos han recibido nombres específicos, pero hay una confusión y uso indefinido considerables. En el esbozo siguiente se intenta sistematizar esta terminología, como asimismo indicar las interrelaciones de los procesos.

Procesos Erosivos

Agentes involucrados.	*Procesos por los cuales el material suelto es adquirido.*	*Procesos por los cuales las superficies de la Tierra son erosionadas por materiales en tránsito.*	*Procesos de desgaste de los materiales mientras están en tránsito.*	*Medios de transporte.*
Agua corriente.	Acción hidráulica o fluvirapción.	Corrasión o abrasión. Corrosión.	Atrición.	Tracción. Saltación. Suspensión. Solución. Flotación.
Agua subterránea [1].	Acción hidráulica.	Corrosión.		Solución.
Olas y corrientes.		Corrasión o abrasión. Corrosión.	Atrición.	Tracción. Saltación. Suspensión. Solución. Flotación.
Viento.	Deflación.	Corrasión o abrasión.	Atrición.	Tracción. Saltación. Suspensión.
Glaciares.	Limadura. Extracción o trabajo de zapa. Exaración [2]	Corrasión o abrasión. Exhondando.	Atrición.	Tracción. Suspensión.

[1] El agua subterránea no incluye los ríos subterráneos. A ellos se aplicarían los mismos procesos que a los ríos superficiales.

[2] Exaración: erosión glaciaria (en general); tomado de Tapia, A.: *Sobre los rasgos principales de la glaciación actual, etc.* Dir. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Pub. 7, Buenos Aires, 1925.) *(N. del T.)*

El esbozo indica que hay cuatro aspectos de la erosión: la obtención del material suelto por un agente erosivo, el desgaste de la roca sólida por el choque contra ella de los materiales en tránsito, el desgaste mutuo de los detritos de las rocas en tránsito por contacto entre sí, y el transporte.

La *acción hidráulica* es el arrastre de material suelto por agua en movimiento, como cuando un chorro de agua de una manguera es dirigido sobre la acera para lavarla. Este proceso ha sido denominado *fluvirapción* (de *fluvius*, río, y *rapere*, asir) por Malott (1928). El proceso equivalente efectuado por el viento es conocido como *deflación*. El proceso del hielo en movimiento sobre una superficie terrestre es comúnmente denominado *limadura*. Las superficies del substrato pueden ser erosionadas por detritos rocosos en tránsito. El desprendimiento de partículas del substrato por la "acción de herramienta" del material transportado es conocido con el nombre de *corrasión* o *abrasión*. La perforación de marmitas es un tipo especial de corrasión o abrasión. La remoción del material por disolución es denominada *corrosión*.

Los procesos erosivos propios de los glaciares son extracción, trabajo de zapa, y exhondamiento. La *extracción* se refiere a la obtención de partes del substrato por un glaciar cuando entra agua en las grietas de la roca y posteriormente se congela con la disgregación consiguiente de fragmentos de rocas a medida que el hielo avanza. El término *trabajo de zapa* implica desbaste o trabajo de azuela, y para algunos es sinónimo de extracción, pero para otros está restringido al desprendimiento que tiene lugar en los fondos de las grietas. El acuencamiento local de la superficie del substrato llevado a cabo con frecuencia por la erosión glaciaria, es a veces denominado exhondamiento, pero el empleo de este término no es amplio.

La *atrición* es el desgaste y deterioro a que están sometidas las partículas en tránsito por frotación, trituración, choque, raspado y golpeteo mutuo con la consiguiente disminución de tamaño.

El transporte puede ser efectuado por los agentes móviles de cuatro maneras. Éstas son tracción, suspensión, solución y flotación. La *tracción* involucra el sostén parcial del material en tránsito por la fuerza ascensional del agua o del aire (elevación hidrodinámica) pero consta principalmente del rodaje, empuje y arrastre de las partículas de rocas que son demasiado grandes para ser levantadas e incorporadas al cuerpo principal del río o de la corriente. De esta manera, el agua en movimiento puede transportar tanto partículas de tamaño grande como de tamaño pequeño, pero el viento puede transportar únicamente material de tamaño mucho menor, porque su densidad es mucho más baja y la fuerza ascensional resultante es menor. El viento puede mover guijarros por tracción cuando adquiere velocidades extremas. Si el movimiento es realizado notablemente por saltos y brincos intermitentes se lo denomina *saltación*.

La *suspensión* involucra el sostén temporario de las partículas de rocas

por agua o aire en movimiento. Es posible porque el flujo del agua o del aire es principalmente turbulento, con corrientes hacia arriba que pueden levantar y mantener las partículas en suspensión. Tal vez no sea estrictamente correcto hablar de glaciares que transportan material en suspensión,



FIG. 3.5. *Una superficie rocosa limada glaciariamente con bloques glaciarios (erráticos), cerca de Tuolumne Meadows, Parque Nacional de Yosemite. (Fotografía por C. L. Heald.)*

pero no se dispone de otro término más adecuado para describir la manera con que los glaciares transportan la mayor parte de su carga. Una parte de la carga llevada por el agua en movimiento está en *solución* y es parte del flúido; por consiguiente, no comporta un gasto extra de energía para su transporte.

La *flotación* es un proceso menor de transporte. Algunos materiales inorgánicos, tales como piedra pómez o escamas de mica, pueden ser acarreados de esta manera. No puede considerarse el detrito rocoso de la superficie de un glaciar como si estuviera flotando: tan sólo está asentado sobre una superficie sólida que lo lleva a medida que se mueve.

Agradación o acumulación

La agradación es una consecuencia inevitable de la degradación y contribuye a la nivelación general de la superficie terrestre. La acumulación, excepto donde se involucra el agua subterránea, resulta de una pérdida en el poder de transporte. La acumulación por el agua subterránea resulta de cambios en las condiciones de presión y temperatura, o de la acción de organismos que provocan precipitación. La acumulación por un glaciar, a medida que se deshiela, puede ser considerada como un tipo especial de pérdida en el poder de transporte.

Se ha prestado más atención a las formas de relieve erosivas que a las resultantes de la acumulación, con la posible excepción de las producidas por los glaciares. Una razón para esto puede ser que las formas esculpidas son con frecuencia más llamativas, pero hasta cierto punto las formas resultantes de la acumulación han sido menos estudiadas porque tienen muy poco relieve como para poder ser bien representadas en la mayoría de los mapas topográficos. Los depósitos aluviales y glaciarios han sido clasificados bastante bien, pero todavía nos faltan clasificaciones completas y sistemáticas de los depósitos debidos al viento, al agua subterránea y a las olas y corrientes.

Diastrofismo

El diastrofismo, y también el vulcanismo, son clasificados como procesos endógenos, porque las fuerzas responsables se originan a alguna profundidad dentro de la corteza terrestre. Ellos elevan o construyen porciones de la superficie terrestre y, por consiguiente, impiden que los procesos de gradación puedan reducir finalmente las áreas terrestres del planeta al nivel del mar.

Los procesos diastróficos generalmente están clasificados en dos tipos: *orogénicos* (formación de montañas con deformación) y *epeirogénicos* (ascenso regional sin deformación importante). Los movimientos orogénicos están más localizados que los epeirogénicos y generalmente involucran fuerzas tangenciales con la compresión o tensión resultante en los estratos rocosos. G. K. Gilbert (1890) fue el primero en señalar la distinción entre los dos, y citó a las mesetas del Colorado como ejemplo de una región que ha sufrido levantamiento epeirogénico en contraste con el cordón de Wasatch, el cual ha experimentado fallamiento en bloques asociado con movimientos orogénicos. La distinción entre los dos parece bastante sencilla en principio, pero en la práctica no lo es, porque como lo ha indicado Gilluly (1950), la zona de falla que delimita al cordón Wasatch continúa meridionalmente como el límite de la meseta de Wasatch, la cual es considerada generalmente como un carácter epeirogénico típico. Además, la

meseta del Colorado, otro rasgo epeirogénico, está delimitada por las fallas Hurricane y Gran Wash.

Comúnmente se cree que los períodos de formación de montañas (orogénesis) son de ocurrencia episódica, ampliamente espaciadas en el tiempo



FIG. 3.6. *El polvo comienza a levantarse durante el deslizamiento del cañón Sycamore, que se produjo como una conmoción posterior al terremoto de Arvin-Tehachapi, California, del 25 de julio de 1952. (Fotografía de Robert C. Frampton.)*

geológico y de extensión mundial. También se cree que entre las orogenias hay períodos largos durante los cuales la corteza terrestre es relativamente estable o sujeta únicamente a un ascenso epeirogénico lento o a un hundimiento. De acuerdo con este punto de vista, ahora estamos viviendo en la fase final de un episodio orogénico, o en realidad hemos entrado en un período anorogénico, durante el cual las montañas y mesetas actuales serán destruidas por la erosión y la superficie de la Tierra reducida a un relieve bajo.

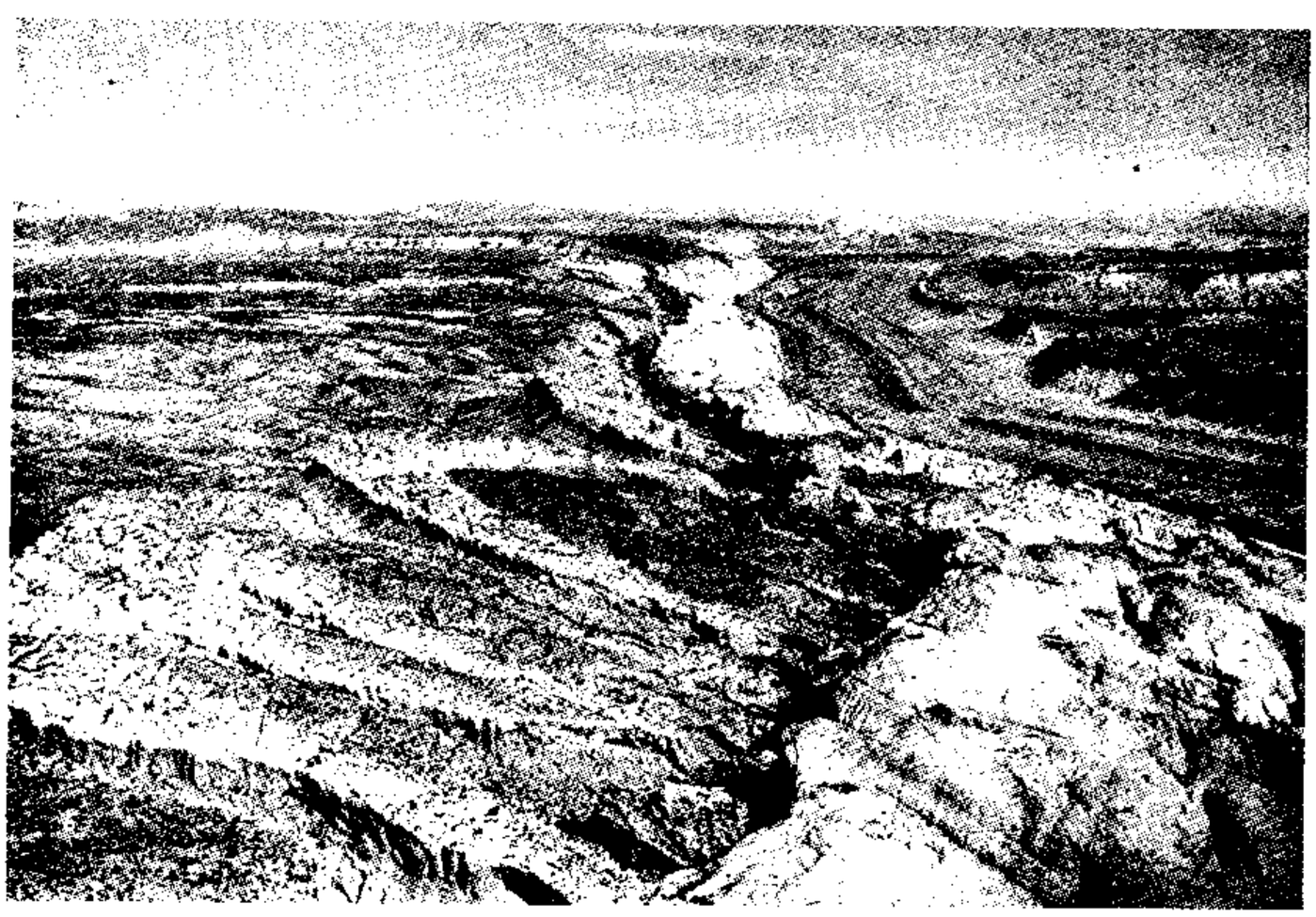


FIG. 3.7. *El pliegue monoclinal Waterpocket, al oeste de los montes Henry, en el sur de Utah. Las rocas triásicas están aflorando a la izquierda y las rocas cretácicas a la derecha. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

Gilluly (1949-1950) recusó este concepto de diastrofismo. Él no creía ni en la naturaleza mundial de las orogenias ni en su contemporaneidad. En su opinión, el tiempo geológico presente es apenas diferente al de la mayoría del tiempo geológico, y la formación de montañas procede tan rápidamente ahora como siempre. Dudó que los movimientos epeirogénicos, tal como se definen usualmente, sean netamente distintos de los movimientos orogénicos en el tiempo geológico.

Es natural que estos puntos de vista contrastados con respecto a la naturaleza del diastrofismo influyan profundamente sobre ciertas interpretaciones geomórficas. El concepto de ciclo geomórfico fue postulado en gran parte sobre la creencia de que hay largos períodos anorogénicos durante

los cuales la corteza terrestre es relativamente estable. Quienes dudan de la validez de tales períodos anorogénicos tendrán inclinación a poner en tela de juicio la validez de los ciclos geomórficos.

Vulcanismo

El *vulcanismo* incluye el movimiento de roca en fusión o magma, sobre o hacia la superficie terrestre. Está fuera del campo de la geomorfología explicar los cambios complejos del interior de la Tierra que producen vul-



FIG. 3.8. *Una colada de lava cerca de Grants, Nuevo México. (Fotografía de Fairchild Aerial Surveys, Inc.)*

canismo. El *volcanismo* comprende las diversas maneras por las cuales la roca fundida es extruida. Esto puede ser por conductos centralizados, denominados volcanes, o por aberturas extensas o fisuras, en forma de erupciones en masa. Los efectos topográficos de las extrusiones son directos e inmediatos. Los efectos de las intrusiones ígneas son más comúnmente indirectos y mediatos. Se componen de: deformación de rocas, dando como resultado pliegues del tipo de domo; perturbación de los estratos de las rocas suprayacentes; o la intrusión de masas ígneas en rocas más antiguas, las cuales si subsecuentemente quedan expuestas por la erosión, dan lugar a formas topográficas diferentes a las desarrolladas sobre los estratos que las circundan.

Choque de meteoritos

Las formas de relieve más raras probablemente sean esas que se originan a consecuencia de los choques de meteoritos con la superficie de la Tierra. Tales formas son escasas, pero hay unas pocas debidamente comprobadas, como por ejemplo, Meteor Crater, en Arizona. Su singularidad reside en el hecho de que fueron producidas por agentes extraterrestres, aunque la gravedad de la Tierra fue la responsable de la caída de los meteoritos. Hasta la fecha no se ha propuesto ningún término aceptable para este proceso de desarrollo de forma del relieve, aunque se han sugerido geobolismo y meteoritismo.

Efectos topográficos de los organismos

Los organismos, incluyendo al hombre, no deben ser pasados por alto como agentes geomórficos. Las canteras locales hechas por los hombres, los desmontes y los rellenos en los caminos, y muchos otros tipos de excavaciones, modifican profundamente la superficie terrestre. Los cráteres de bombas pueden llegar a ser un tipo de forma superficial distintivo y prevaleciente si continúa la guerra moderna. Los arrecifes construidos por los corales y por otros organismos son caracteres de distribución amplia y notable en los mares tropicales. En muchos lugares se encuentran represas hechas por los castores, con lagos y praderas aguas arriba de las mismas. Las hormigas, las termitas, las ardillas, los perros de las praderas, topos, aves y otros animales, construyen montículos que localmente pueden ser conspicuos. Se han descripto montículos de termitas con una altura hasta de 8 m. También la vegetación puede desempeñar un papel en el desarrollo de los relieves terrestres, porque el relleno final de un lago a menudo se hace con vegetación, resultando turberas pantanosas y bañados.

INFLUENCIA DEL CLIMA SOBRE LOS PROCESOS GEOMÓRFICOS

En el capítulo 2 tratamos brevemente los efectos de las condiciones climáticas variables sobre la actuación de los procesos geomórficos. Estas relaciones son tan importantes que merecen un examen mayor. Esta fase de la geomorfología fue dejada de lado en los Estados Unidos de América, pero hay indicaciones de que se comienza a advertir su significado. La mayoría de los libros de texto estadounidenses ignoran casi por completo las interrelaciones de clima y formas de relieve o las consideran incidentalmente. Los europeos no han sido tan negligentes. Hubo una tendencia muy pronunciada para uniformar el proceso del ciclo geomórfico que tiene efec-

to bajo las condiciones del clima templado húmedo, sin reconocer que hay muchos otros juegos de factores climáticos bajo los cuales la importancia de los procesos geomórficos individuales puede variar grandemente.

Quienquiera haya observado la producción de formas de relieve bajo condiciones climáticas muy distintas, difícilmente pueda dejar de notar las



FIG. 3.9. *Fotografía vertical de topografía de mina arrasada, condado de Clay, Indiana. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

diferencias significativas del paisaje y un cierto grado de armonía entre clima y paisajes, particularmente con respecto a los caracteres topográficos menores. Un corolario del principio de que ciertos aspectos del paisaje deben ser correlacionados con los factores climáticos es que los efectos de los cambios climáticos pueden ser reconocidos en caracteres específicos del paisaje.

Krynine (1936), al revisar las conclusiones de Sapper referentes a los procesos geomórficos en las regiones tropicales húmedas, señaló algunas

diferencias significativas entre estas áreas y las tierras templadas húmedas. La descomposición química profunda generalmente es considerada como uno de los caracteres sobresalientes de las regiones tropicales húmedas. Esto se encuentra, como es de esperar, en las llanuras, pero en las áreas monta-



FIG. 3.10. *Un termitero construido sobre un árbol, en Kabondo, Congo Belga, África. (Fotografía de L. C. King.)*

ñosas también se puede encontrar hasta 6 m de una cubierta de suelo rojizo. No obstante, dentro de la misma área montañosa pueden haber cárcavas y cañones de paredes empinadas, los cuales difícilmente caben en nuestro concepto usual del tipo de topografía que se asocia con los suelos residuales profundos. El papel que desempeña la vegetación de selva con lluvias tropicales abundantes debe ser apreciado en orden de poder conciliar la supuesta incompatibilidad de suelos residuales profundos y cañones profundos. Una vegetación tupida puede crecer en los trópicos húmedos en laderas con una pendiente de hasta 70°. Bajo su cubierta protectora y con las condiciones

de temperatura existentes, la meteorización mecánica es insignificante y el lavaje en mantos y la erosión del suelo pueden ser despreciables. La vegetación se puede extender hasta las mismas márgenes de los ríos e impedir que la erosión lateral realice su importante acción en la determinación de la forma del valle. Aunque la selva con lluvia tropical efectivamente protege al suelo de la erosión, cuando aquél es destruido los efectos de carcavamiento pueden ser asombrosos. Un escurrimiento grande es típico de estas áreas porque el suelo y el subsuelo están casi siempre saturados de humedad. Sapper (1935) consideró a la erosión vertical como el proceso dominante en las regiones tropicales húmedas y digno de ser exhibido aún con más asombro que en las regiones áridas y semiáridas. Los desmoronamientos, los deslizamientos y aludes de masas de suelo meteorizado y saturado contribuyen significativamente al empinamiento de las paredes de los cañones. Durante los largos períodos de lluvias, las masas de arcilla producidas por la meteorización química profunda se saturan y se hacen altamente móviles, y fluyen de abajo de las raíces de la vegetación para producir corrientes de barro. Friese (1935) también atribuyó gran significado a estas "corrientes terrosas subterráneas". Wentworth (1928) ha descripto cañones profundos con paredes escarpadas en el lado nordeste húmedo de Oahu, en las islas Hawaii, que él atribuyó al hecho de que la falta de temperaturas de congelación y de amplitud grande, junto con una temperatura anual elevada y precipitación anual alta, acentúan la importancia de la meteorización química y reducen la meteorización física a un mínimo.

Otros observadores (Chamberlin y Chamberlin, 1910) han notado diferencias notables entre las formas terrestres de las regiones tropicales húmedas y las de las latitudes medias. Una diferencia sorprendente advertida fue la falta de acumulación de fragmentos de roca en la base de los lados de los valles. Los lados de los valles se caracterizan por levantarse bruscamente del piso del valle, y sus laderas están libres de material de roca fragmentada. Esto fue atribuido a: 1) falta de congelación y deshielo, el cual produciría escombros de talud; 2) la presencia de descomposición química profunda; y 3) los efectos retentivos de la vegetación.

La resistencia relativa de la caliza [1] a los procesos gradacionales es un ejemplo interesante de cómo las diferencias climáticas pueden ser importantes. En las regiones húmedas la caliza generalmente es considerada una roca "débil". Las áreas con un substrato de caliza están comúnmente más bajas que las áreas circundantes. Esto no es tanto el resultado de la debilidad física de la caliza como de la susceptibilidad a ser disuelta. En las regiones áridas, sin embargo, donde la humedad es deficiente y la solución insignificante, a menudo encontramos que la caliza es una roca "fuerte" y con frecuencia es un acantilado o un formador de crestas.

[1] El término caliza (traducción de *limestone*) incluye a todas las rocas de igual composición química (CO_2Ca), tanto de origen sedimentario como metamórfico. *(N. del T.).*

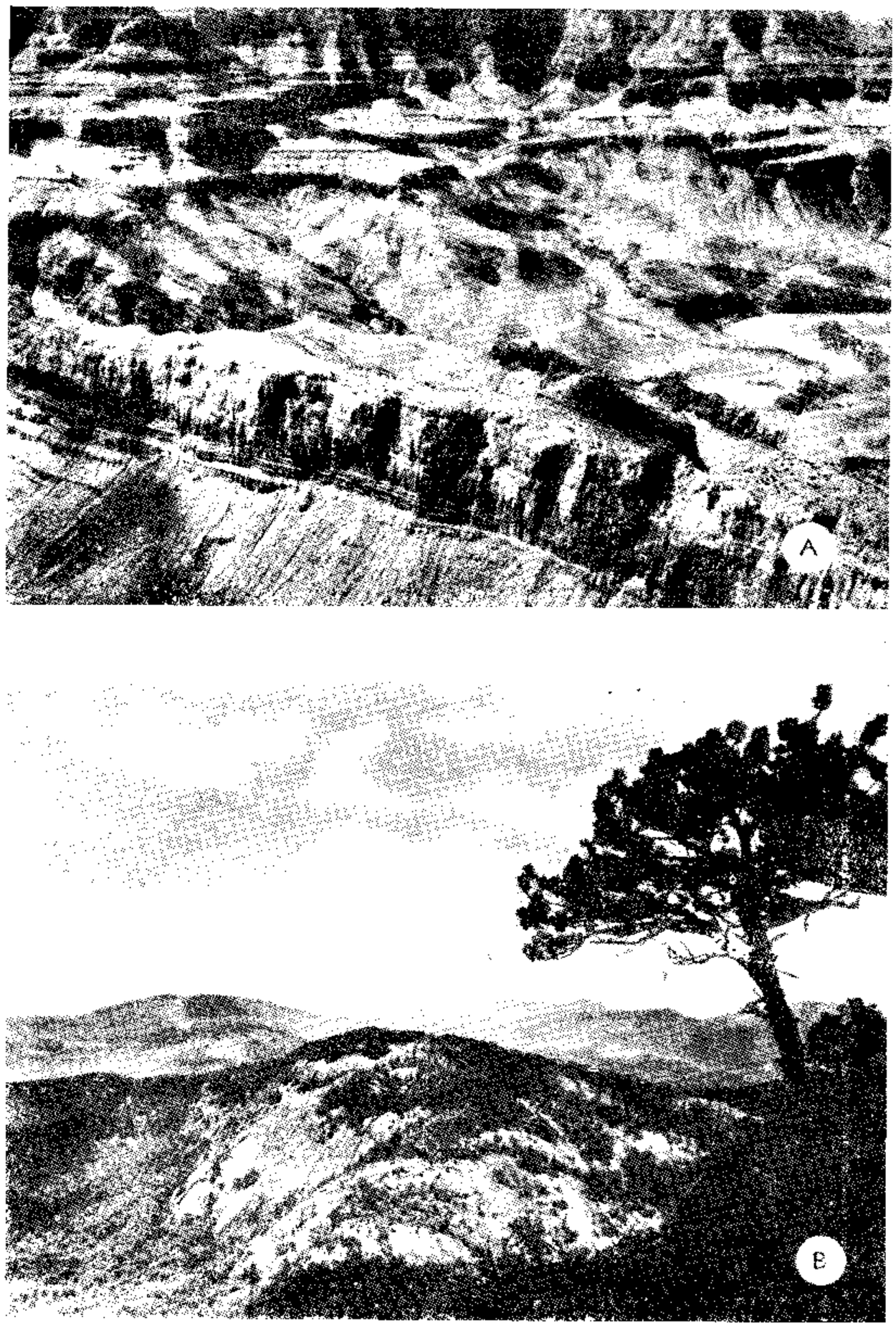


FIG. 3.11. *La topografía angulosa de los terrenos áridos se opone a las pendientes redondeadas de la topografía de los terrenos húmedos. A. Vista hacia el noroeste, desde Lipan Point hacia la meseta del Walhalla, Gran Cañón, Arizona. (Fotografía del Fairchild Aerial Surveys, Inc.). B. Los montes Smoky cerca de Brevard, Carolina del Norte. (Fotografía de Elliot Lyman Fisher.)*

Las personas que comparan la topografía de regiones áridas con la de regiones húmedas, generalmente quedan impresionadas por la mayor angulosidad que muestra la topografía de las regiones áridas. Las regiones húmedas exhiben típicamente pendientes suaves en vez de los cambios abruptos y bruscos de pendiente, los cuales son tan comunes en regiones áridas. Una de las mayores razones para esta diferencia, aunque no la única, es en realidad la insignificancia del movimiento del material cuesta abajo por reptación en las regiones áridas. La humedad abundante es esencial para la mayoría de los movimientos aguas abajo de suelos y subsuelos, y donde ésta es deficiente, faltan los efectos suavizantes del movimiento en masa de los materiales de meteorización, con el resultado de que las resistencias variables de

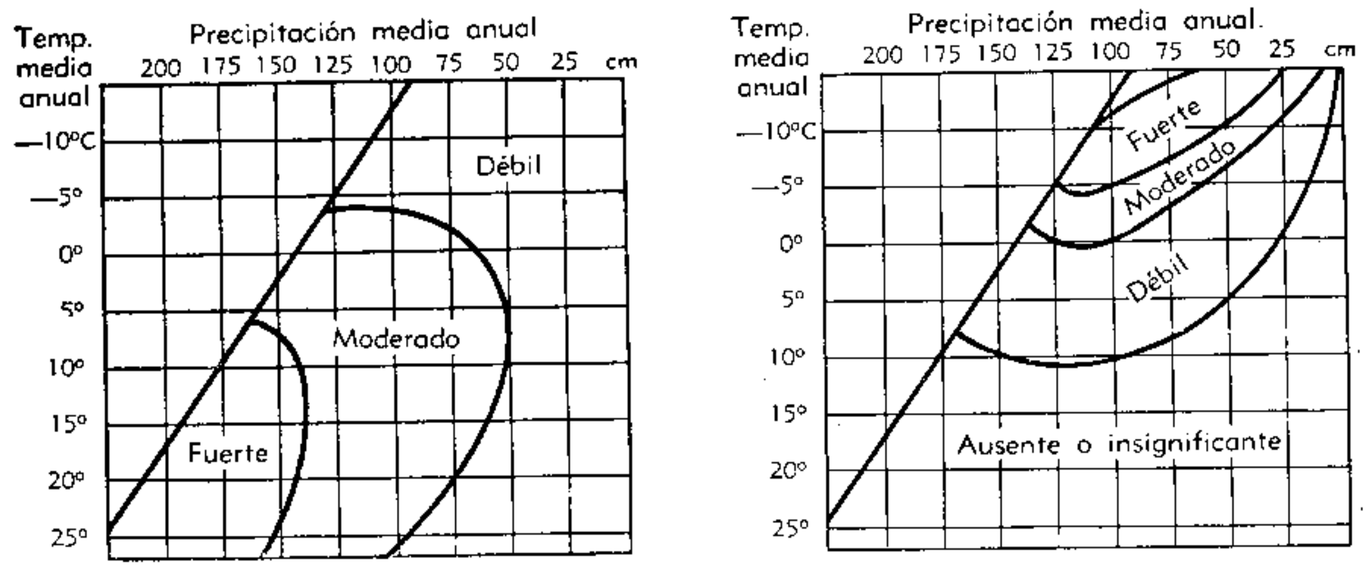


FIG. 3.12. *Diagramas que dan idea de los efectos de la variación de las precipitaciones y de las temperaturas sobre la importancia relativa de la meteorización química* (izquierda) *y mecánica* (derecha). *(Tomado de Louis Peltier.)*

los materiales rocosos debajo de las pendientes están reflejadas vivamente en la topografía. Otros factores contribuyentes, relacionados con los cambios climáticos, son el grado más lento de formación del suelo y la ausencia de una capa vegetal continua.

Aun dentro de una región climática dada puede haber variaciones locales en los factores climáticos que afectan significativamente a los procesos geomórficos. Las diferencias en factores tales como altitud, exposición a los vientos cargados de humedad e insolación, son importantes. En valles con dirección este oeste del hemisferio septentrional, varios observadores han notado que algunas laderas que miran hacia el sur son menos empinadas que las laderas adyacentes que miran hacia el norte. Se cree que esto es debido a las variaciones microclimáticas en las dos pendientes. Las laderas que miran hacia el norte tienen una cubierta de nieve por más tiempo; experimentan un menor número de días de congelación y deshielo; retienen la humedad del suelo por más tiempo y, probablemente, tienen una mejor cubierta vegetal, todo lo cual es posible que determine una erosión menos activa sobre estas pendientes que sobre las que miran hacia el sol. En las

áreas montañosas la exposición también puede afectar significativamente el tamaño de los glaciares, por su influencia en el grado de evaporación y derretimiento de sus campos de nieve.

La intensidad de la meteorización química depende en alto grado de la abundancia de agua y de las temperaturas del aire a diferentes altitudes.

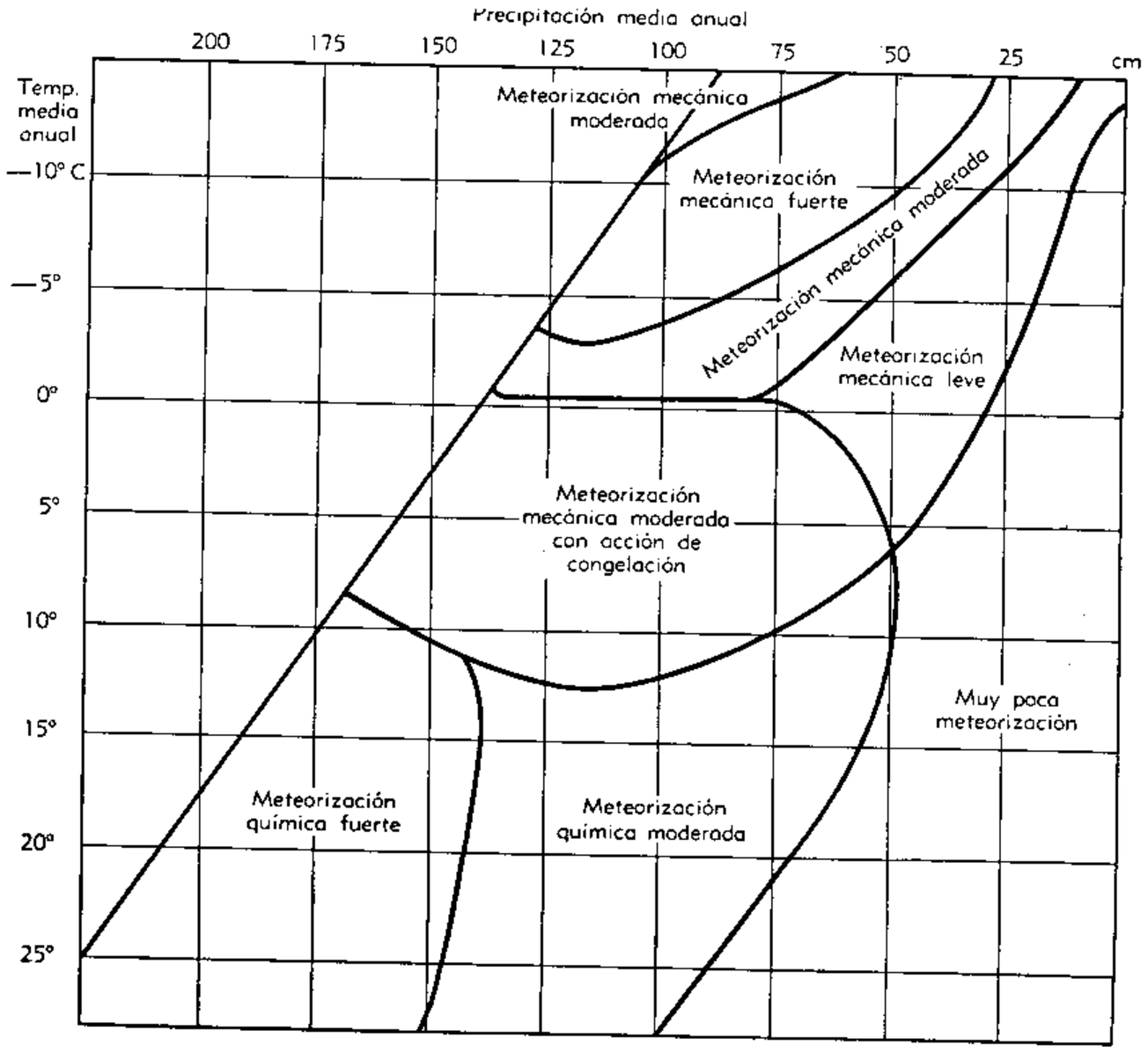


FIG. 3.13. *Diagrama que da idea de la importancia relativa de los varios tipos de meteorización bajo condiciones variables de temperatura y precipitación. (Tomado de Louis Peltier.)*

Será mínima en las regiones áridas, donde la humedad es escasa, y en las regiones frías, donde la temperatura baja y la humedad escasa determinan un grado reducido de reacciones químicas (humedad escasa al menos en cuanto a su disponibilidad para reacciones químicas, porque el agua está en estado de congelación la mayor parte o todo el tiempo). La desintegración mecánica de la roca también depende, en gran medida, de la presencia del agua, pero es más rápida donde hay congelación y deshielo repetido del agua en las rocas. Por consiguiente, estará claro que hay dos tipos de regiones climáticas en las cuales la meteorización mecánica es mínima: unas regiones donde las temperaturas son demasiado altas como para per-

mitir que haya congelación, y otras donde son tan bajas que el agua raramente se deshiela. Las relaciones entre los dos factores climáticos: temperatura y cantidad de precipitación con la intensidad relativa de la meteorización química y mecánica, están sugeridas gráficamente en las figs. 3.12 y 3.13. Otros procesos geomórficos alcanzarán su máximo bajo un juego determinado de condiciones climáticas y su mínimo bajo otro juego de condiciones.

La rapidez y el tipo de erosión por el agua corriente están afectados

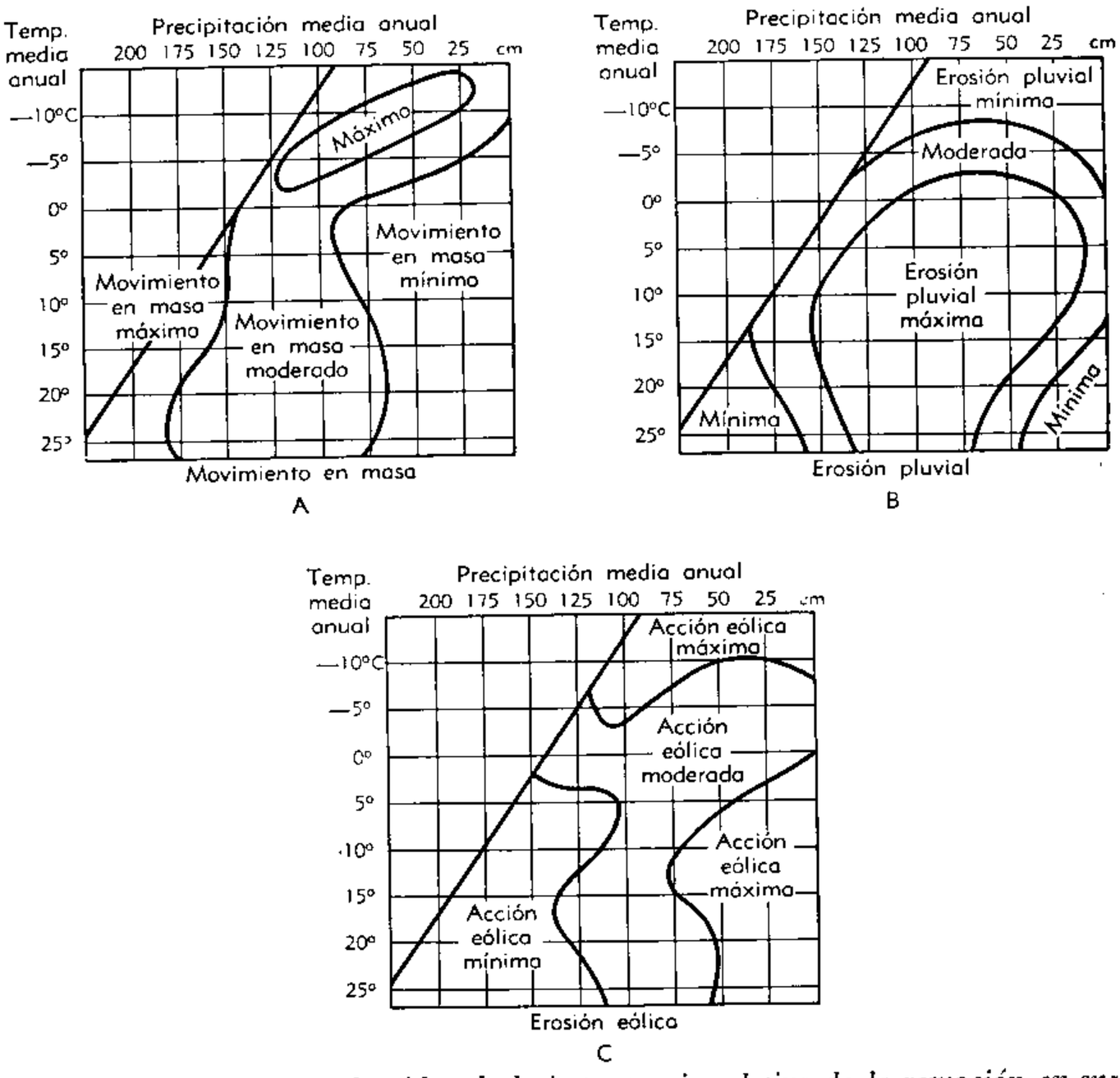


FIG. 3.14. *Diagramas que dan idea de la importancia relativa de la remoción en masa, la erosión fluvial, y la erosión eólica bajo condiciones climáticas variables. (Tomado de Louis Peltier.)*

por factores tales como la permeabilidad del suelo y del substrato (la permeabilidad puede estar determinada por el grado de congelación o de saturación del suelo con agua, así como también por factores tales como la porosidad y la distribución de los materiales); disposición de las capas; grado de consolidación del substrato; cantidad y tipo de vegetación; grado de evaporación y transpiración; intensidad de la precipitación; y la frecuencia de

tormentas productoras de lluvias. Los cuatro factores últimos están directa o indirectamente relacionados con los factores climáticos y en un grado considerable también con la permeabilidad del suelo. Como se expone en el capítulo 11, más que las diferencias geológicas son las variaciones en estos cuatro factores últimos las especialmente responsables de las diferencias en el paisaje de las regiones áridas y húmedas.

EL CONCEPTO DE REGIONES MORFOGENÉTICAS

Si se reconoce que procesos geomórficos diferentes producen formas de relieve diferentes, se acepta que las características de la topografía deberían reflejar hasta cierto punto las condiciones climáticas bajo las cuales se desarrolló la topografía. Así, un régimen climático particular está indicado por un conjunto particular de procesos geomórficos, los cuales a su vez tendrán su expresión topográfica propia. Si los materiales geológicos sobre los cuales actuaron los procesos geomórficos eran los mismos en todas partes, las relaciones entre la topografía y el clima serían por supuesto mucho más notables de lo que son. Pero la litología y la estructura geológica no son iguales en todas partes, ni los procesos han estado actuando en todas partes sobre el terreno por un espacio de tiempo igual. Así, uno tiene dificultad en asignarle al clima tanto significado como le ha atribuido Sauer (1925) cuando manifestó: "Podemos . . . aseverar que bajo un clima dado se desarrollará con el tiempo un paisaje característico, y que finalmente el clima ocultará, en muchos casos, al factor geognóstico (el tipo y posición de los materiales en la corteza terrestre)". Tal vez podamos concordar con él en que "geográficamente es mucho más importante establecer la síntesis de las formas de los paisajes naturales en términos del área climática individual antes que seguir la mecánica de un proceso solo, el cual raramente se expresa individualmente en una forma de relieve de alguna extensión".

Es posible que los geógrafos, más que los geólogos, reconozcan el significado de la semejanza en la distribución mundial de los diseños de las regiones fisiográficas de los grupos de suelos, de los tipos de vegetación y de las regiones climáticas. El denominador común que ayuda a explicar estas semejanzas es el clima. En Europa, Büdel (1944, 1948) ha sugerido la existencia de *formkreisen* o lo que se puede denominar *regiones morfogenéticas*, y Peltier (1950) ha propuesto una lista de ensayo de tales regiones. El concepto de región morfogenética es el siguiente: bajo un juego determinado de condiciones climáticas, predominarán procesos geomórficos particulares y, por lo tanto, imprimirá al paisaje de la región características que lo distinguirán de otras áreas desarrolladas bajo condiciones climáticas diferentes. Peltier postuló nueve regiones morfogenéticas e intentó definiciones cuantitativas aproximativas de ellas en términos de temperatura y condiciones de humedad y sugirió los procesos geomórficos dominantes en cada una.

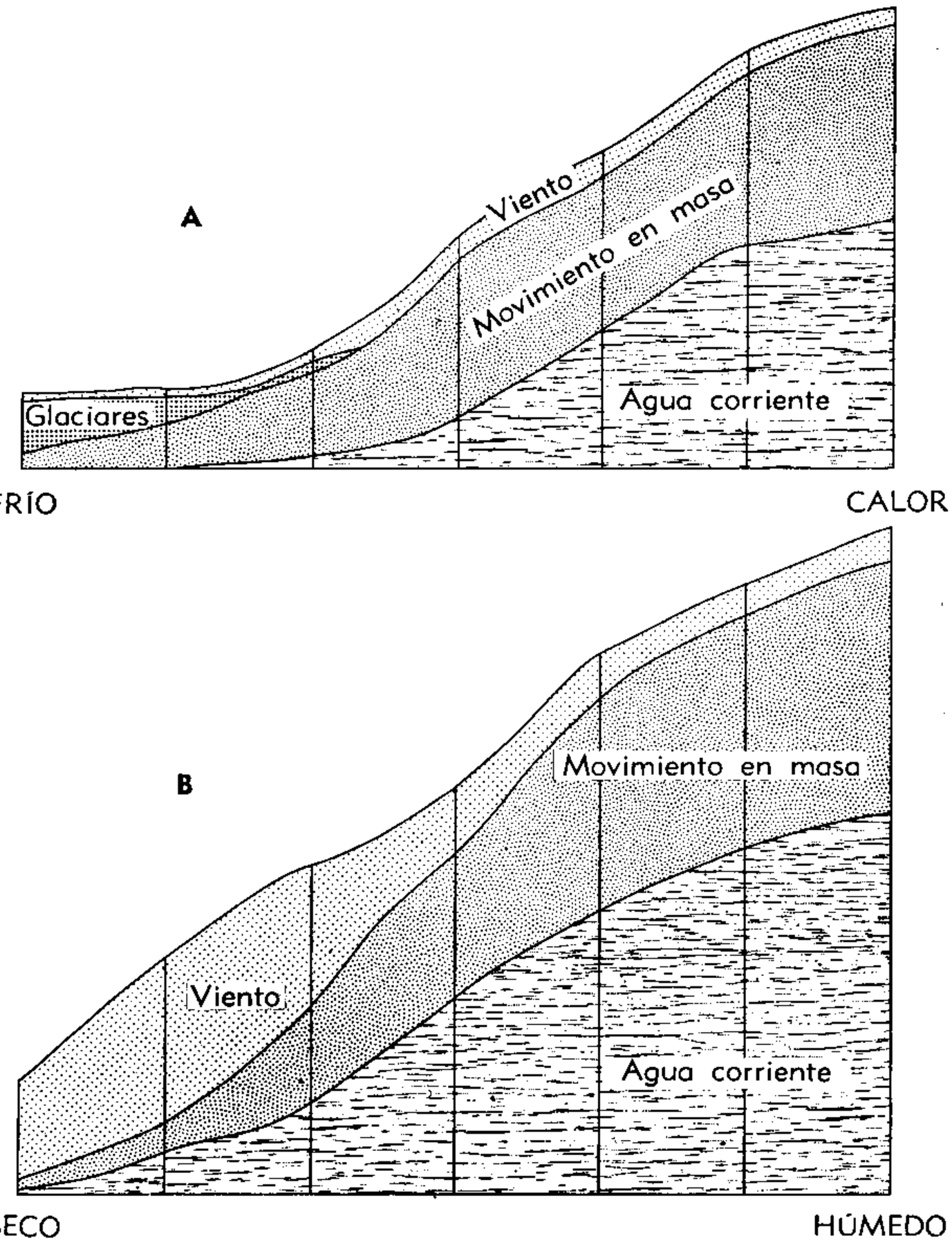
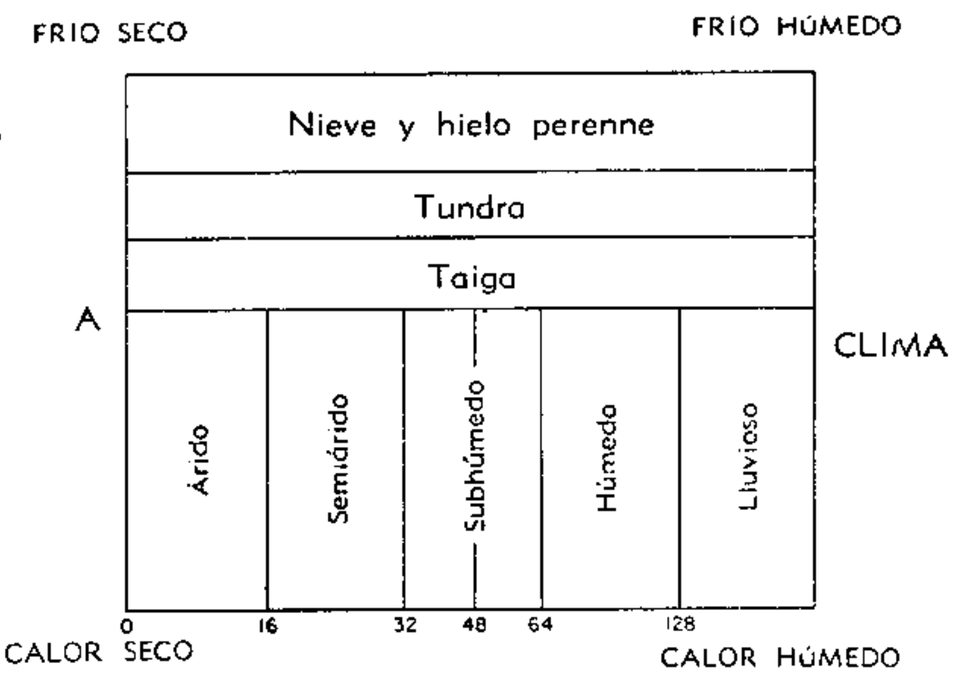
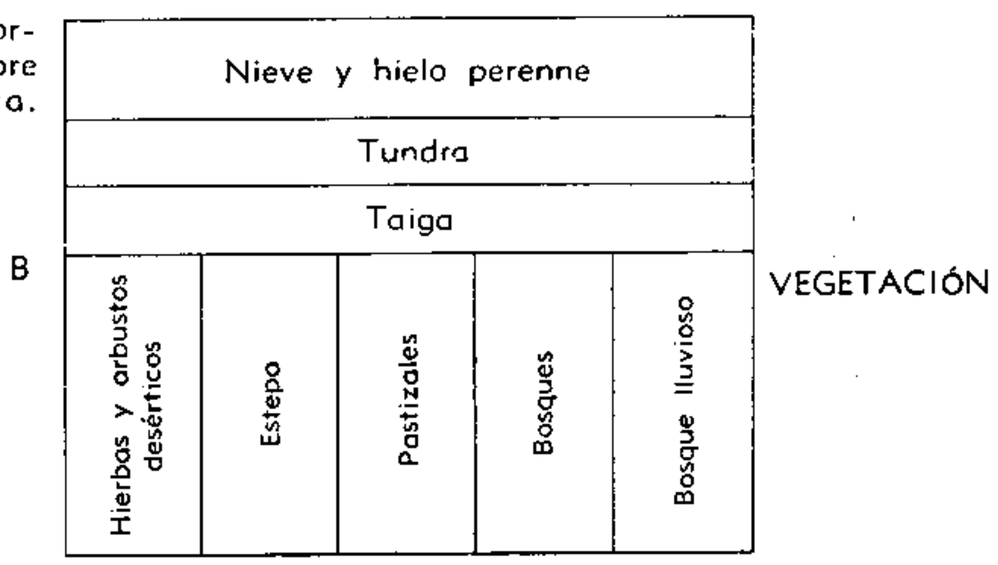


FIG. 3.15. *Diagramas esquemáticos que dan idea de la importancia variable de los principales procesos de gradación en relación con las variaciones en A, de temperatura, y en B, de precipitación efectiva. (Tomado de D. I. Blumenstock y C. W. Thornthwaite, en* Yearbook of Agriculture for 1941.)

A, Distribución de los tipos climáticos.



B, Distribución de las formaciones vegetales sobre una base climática.



C, Distribución de los principales grupos de suelos zonales sobre una base climática.

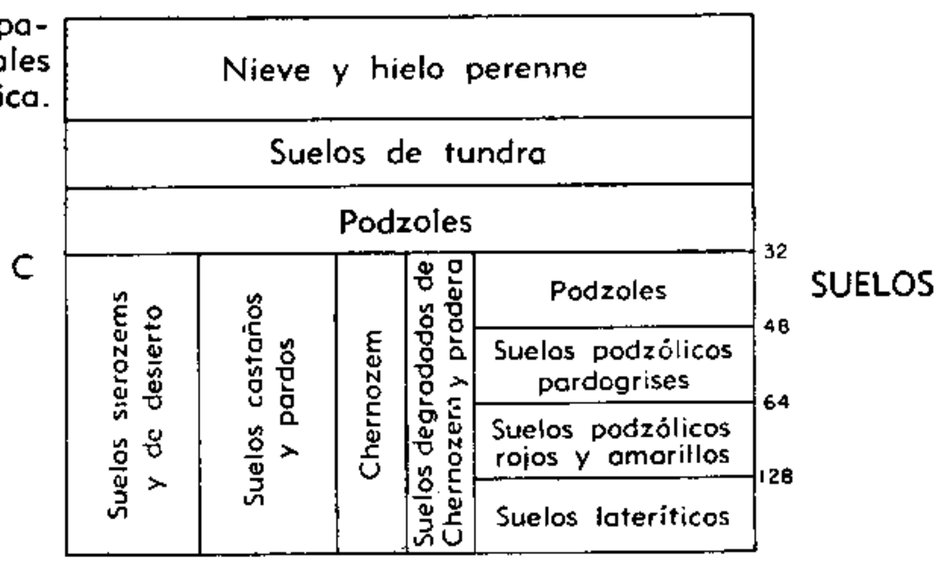


FIG. 3.16. *Representación esquemática de las interrelaciones entre clima, vegetación y tipos de suelo. (Tomada de D. I. Blumenstock y C. W. Thornthwaite en* Yearbook of Agriculture for 1941.)

REGIONES MORFOGENÉTICAS (Según Peltier)

Región morfogenética	*Límite estimado de temperatura media anual grados C.*	*Límite estimado de la precipitación media anual mm*	*Características morfológicas*
Glacial	—18° a 7°	0-1.150	Erosión glaciaria o exaración. Nivación. Acción del viento.
Periglacial	—15° a —1°	125-1.400	Movimiento fuerte en masa. Acción de moderada a fuerte del viento. Efecto débil del agua corriente.
Boreal	—9° a 3°	250-1.500	Acción moderada de las heladas. Acción moderada a leve del viento.
Marítima	2° a 21°	1.300-1.900	Efecto moderado del agua corriente. Acción fuerte de masa. Acción moderada a fuerte del agua corriente.
Selva	16° a 29°	1.400-2.300	Acción fuerte de masa. Efecto leve de lavaje de pendiente. Acción nula del viento.
Moderada	3° a 29°	900-1.500	Efecto máximo del agua corriente. Movimiento moderado de masa. Acción leve de la helada en la parte más fría de la región. Acción insignificante del viento, excepto en las costas.
Sabana	—12° a 29°	650-1.300	Acción de fuerte a débil del agua corriente. Acción moderada del viento.
Semiárida	2° a 29°	250-650	Acción fuerte del viento. Acción de moderada a fuerte del agua corriente.
Árida	13° a 29°	0-400	Acción fuerte del viento. Acción leve del agua corriente y del movimiento en masa.

La fig. 3.17 sugiere gráficamente los atributos climáticos de las regiones morfogenéticas del bosquejo adjunto.

Todas las regiones morfogenéticas que figuran en el bosquejo, con excepción de la boreal y la marítima, han sido reconocidas en algún grado. Davis (1899), en su desarrollo de la idea del "ciclo normal", lo aplicó

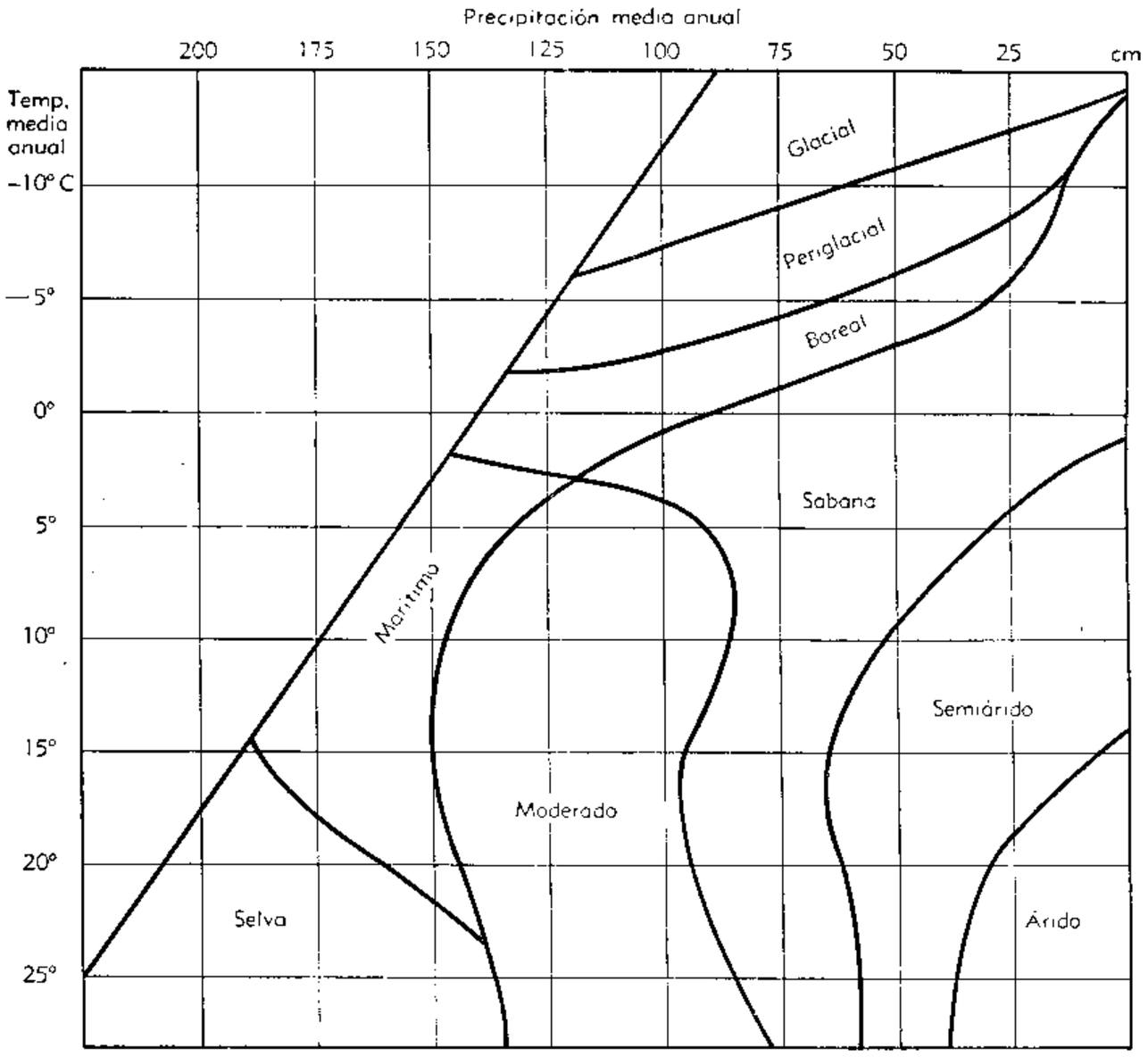


FIG. 3.17. *Diagrama que indica los posibles límites climáticos de las regiones morfogenéticas. (Tomado de Louis Peltier.)*

principalmente a esas áreas que Peltier agrupó como región morfogenética moderada. Además, Davis reconoció hasta cierto punto la importancia de las diferencias climáticas al clasificar como "accidentes climáticos" los ciclos árido (1905) y glacial (1909). Cotton (1947) sugirió que tal vez haya suficientes diferencias en la importancia relativa de la deflación y la erosión lateral de los ríos en regiones áridas, semiáridas y de sabana, como para justificar el reconocimiento de cada una como una región geomórfica distinta. En Europa y América del Norte muchos investigadores han llamado la atención sobre los procesos distintivos de las regiones periglaciales en relación con las características climáticas de tales regiones (véase pág. 439). Algunos, como Sapper (1935) y Friese (1935), han recalcado la mayor

intensidad de la denudación química en las regiones tropicales húmedas (selva) que en las latitudes medias húmedas y la importancia de la vegetación boscosa de las regiones con lluvias abundantes en el mantenimiento de las pendientes empinadas. Por consiguiente, la idea básica de regiones morfogenéticas no es enteramente nueva. Lo que Peltier y otros sugirieron es la necesidad de poner un énfasis mayor que el usual sobre el control climático de los procesos gradacionales. En el pasado, por cierto que se han destacado más los procesos en sí que los procesos condicionados por el clima. El concepto de proceso, como ha sido desarrollado por Davis y sus continuadores, debe ser ampliado para incluir los procesos como controlados por regímenes climáticos particulares, los cuales, como manifestó Peltier, "representan la suma de todos los procesos geomórficos en esas proporciones peculiares que caracterizan una región climática particular".

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

BLACKWELDER (Eliot): *Exfoliation as a phase of rock weathering.* J. Geol., t. *33*, págs. 793-806, 1925.

— *The insolation hypothesis of rock weathering.* Am. J. Sci., t. *226*, págs. 97-113, 1933.

BOWEN (N. L.): *The reaction principle in petrogenesis.* J. Geol., t. *30*, págs. 177-198, 1922.

BÜDEL (J.): *Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfrein Gebiet.* Geol. Rundschau, t. *34*, págs. 482-519, 1944.

— *Die Klima morphologischen Zonen der Polarländer.* Erkunde, t. 2, págs. 25-53, 1948.

CHAMBERLIN (T. C.) y CHAMBERLIN (R. T.): *Certain valley configurations in low latitudes.* J. Geol., t. *18*, págs. 117-124, 1910.

CHAMBERLIN (T. C.) y SALISBURY (R. D.): *Geology*, Vol. 1, Geologic processes and their results, pág. 2. Henry Holt and Co., Nueva York, 1904.

CHAPMAN (R. W.) y GREENFIELD (M. A.): *Spheroidal weathering of igneous rocks.* Am. J. Sci., t. *247*, págs. 407-429, 1949.

COTTON (C. A.): *Climatic Accidents,* págs. 11-100. Whitcombe and Tombs, Ltd., Wellington, 1947.

DAVIS (W. M.): *The geographical cycle.* Geog. J., t. *14*, págs. 481-504, 1899. También en *Geographical Essays*, págs. 249-278, 1899. Ginn and Co., Nueva York.

— *The geographical cycle in an arid climate.* J. Geol., t. *13*, págs. 381-407, 1905. También en *Geographical Essays*, págs. 296-322, 1905. Ginn and Co., Nueva York.

— *Complications of the geographical cycle.* Proc. 8th. Int. Geol. Cong., págs. 150-163, 1909. También en *Geographical Essays*, págs. 279-295, Ginn and Co., Nueva York.

FARMIN (Rollin): *Hypogene exfoliation in rock masses.* J. Geol., t. *45*, págs. 625-635, 1937.

FRIESE (F. W.): *Erscheinungen des Erdfliessens im Tropenwalde.* Z. Geomorph., t. *9*, págs. 88-98, 1935.

GILBERT (G. K.): *Lake Bonneville.* U. S. Geol. Survey, Mon. *1*, págs. 340-345, 1890.

GILLULY (James): *Distribution of mountain building in geologic time.* Geol. Soc. Am., Bull. *60*, págs. 561-590, 1949.

— *Reply to discussion by Hans Stille.* Geol. Rundschau, Band *38*, Heft 2, págs. 103-107, 1950.

GOLDICH (S. S.): *A study in rock-weathering.* J. Geol., t. *46*, págs. 17-58, 1938.

JAHNS (R. H.): *Sheet structure in granites: Its origin and uses as a measure of glacial erosion.* J. Geol., t. *51*, págs. 71-98, 1943.

KRYNINE (P. D.): *Geomorphology and sedimentation in the humid tropics.* Am. J. Sci., t. *232*, págs. 297-306, 1936.
LYON (T. L.) y BUCKMAN (H. O.): *The Nature and Properties of Soils.* The Macmillan Co., Nueva York, 1943, 4ª edición.
MALOTT (C. A.): *An analysis of erosion.* Proc. Indiana Acad. Sci., t. *37*, págs. 153-163, 1928.
MATTHES (F. E.): *Exfoliation of massive granite in the Sierra Nevada of California.* Geol. Soc. Am., Proc. para 1936, págs. 342-343, 1937.
PELTIER (Louis): *The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology.* Assoc. Geog., Ann. *40*, págs. 214-236, 1950.
REICHE (Parry): *A Survey of Weathering Processes and Products.* University of New Mexico Press, 1950, ed. rev.
SAPPER (K.): *Geomorphologie der feuchten Tropen.* B. G. Teubner, Berlin, 1935.
SAUER (C. O.): *The morphology of landscapes.* Univ. Calif. Publics. Geog., *2*, págs. 19-53, 1925.
SHARPE (C. F. S.): *Landslides and Related Phenomena.* Columbia University Press, 1938.
TABER (Stephen): *The mechanics of frost heaving.* J. Geol., t. *38*, págs. 303-317, 1930.
WENTWORTH (C. K.): *Principles of stream erosion in Hawaii.* J. Geol., t. *36*, págs. 385-410, 1928.

REFERENCIAS ADICIONALES

BARRELL (Joseph): *Rhythms and the measurement of geological time.* Geol. Soc. Am., Bull. *28*, págs. 745-914, 1917.
CHAMBERLIN (T. C.): *Diastrophism as the fundamental basis of correlation.* J. Geol., t. *17*, págs. 3-59, 1909.
GRIGGS (D. T.): *The factor of fatigue in rock exfoliation.* J. Geol., t. *44*, págs. 783-796, 1936.
SCOTT (H. W.): *The geological work of the mound-building ants in western United States.* J. Geol., t. *59*, págs. 173-175, 1951.
STRAHLER (A. N.): *Landslides of the Vermilion and Echo Cliffs, northern Arizona.* J. Geomorph., t. *3*, págs. 285-301, 1940.

4 · *La meteorización, los procesos del suelo y la remoción en masa*

EL SIGNIFICADO GEOMÓRFICO DE LA METEORIZACIÓN

Algunos de los productos de la meteorización, tales como los suelos, no son estrictamente fenómenos geomórficos, pero pueden tener gran importancia geomórfica, geológica y económica. La meteorización de las rocas será considerada bajo cuatro títulos: *a)* como auxiliar de la remoción en masa y de la erosión; *b)* como factor en el rebajamiento general de la superficie terrestre; *c)* de la manera como contribuye a la creación y modificación de las formas del relieve; y *d)* como un proceso mayor involucrado en la formación del regolito y de los suelos.

La meteorización como auxiliar de la remoción en masa y de la erosión. Los procesos de meteorización combinados pueden conducir a cualesquiera de los siguientes resultados: debilitamiento, fragmentación, o descomposición del substrato en o cerca de la superficie terrestre. La porción de la corteza terrestre en la cual esto sucede se denomina *zona de meteorización*. No se puede decir con seguridad hasta qué profundidad puede penetrar la meteorización. En la región de Piedmont, del sudeste de los Estados Unidos de América, hay materiales de meteorización con un espesor cercano a los 33 m y se han registrado espesores mayores en áreas tropicales húmedas. La posición del nivel freático y el período en que la meteorización ha estado actuando tienen influencia importante sobre la profundidad hasta donde pueden penetrar los procesos de meteorización. La meteorización química más activa tiene lugar en la zona de aeración, por encima del nivel freático. Los efectos de la oxidación pocas veces son visibles por debajo de este nivel, pero la disolución y la hidratación pueden extenderse por debajo de él.

Los agentes erosivos, en particular si llevan detritos, pueden desprender y remover el substrato sólido, pero esto es efectuado más fácilmente si previamente ha sido debilitado por la meteorización. La acción hidráulica, la deflación y la limadura glaciaria son más eficaces sobre el material no consolidado, aunque es posible alguna acción hidráulica sobre materiales finamente laminados y consolidados débilmente. Es imposible dar una estimación cuantitativa cualquiera del grado en que la meteorización de las

rocas acelera la erosión, pero con toda seguridad contribuye notablemente a la efectividad de la mayoría de los procesos erosivos.

El rebajamiento de las superficies por meteorización. En ciertas áreas, particularmente las que tienen un subyacente de caliza, dolomita o yeso, la disolución puede producir un rebajamiento en masa de las superficies topográficas. Como ha sido expresado anteriormente, las áreas calcáreas en clima húmedo, por lo general están más bajas que las áreas adyacentes de rocas clásticas, pero en las regiones áridas generalmente la caliza y la dolomita son rocas resistentes. La posibilidad del rebajamiento de áreas amplias por medio de la disolución se debe tener presente en la interpretación de las superficies topográficas a niveles diferentes. Aun en áreas de rocas insolubles, la meteorización diferencial en masa puede ser importante, salvo que la litología sea notablemente uniforme.

La creación y la modificación de las formas de relieve. Algunos de los productos de la meteorización diferencial difícilmente pueden ser clasificados como formas de relieve, sino más bien como caracteres geológicos que añaden variedad a las superficies topográficas. Ejemplos de tales son el enrejado, la estructura alveolar, y los cordoncillos de estratificación producidos por el grabado diferencial de rocas con estratificación muy delgada. Otros caracteres, tales como cavidades y nichos en paredes de rocas y sus caracteres recíprocos, bordes salientes, resaltos y otras prominencias menores, son parte del detalle escultural en formas de relieve mayores.

Los hoyos de meteorización son comunes en calizas y, a menudo, se asemejan a marmitas producidas por abrasión. También se encuentran en granitos y rocas similares. Smith (1941) ha descripto hoyos de meteorización circulares o elípticos en el sur del Piedmont de Carolina del Sur, los cuales tienen un diámetro de 3 a 12 m. Son muy comunes en superficies planas, y la mayoría de ellos contienen granito meteorizado en grados variables de descomposición. Las algas y los musgos parecen haber contribuido a su formación por su capacidad de retener la humedad y añadir anhídrido carbónico. Blanck (1951) ha descripto hoyos de meteorización notables en granito cerca de Llano, Texas, rodeados por crestas anulares de realce. Hoyos similares han sido descriptos en granito de Georgia, del monte Bear, de Nueva York, y del parque nacional de Yosemite.

El Great Stone Face, en Nueva Hampshire, hecho famoso por Hawthorne, es un resalto o prominencia producida por meteorización diferencial. Los caracteres producidos por meteorización, con perfiles que si son mirados con imaginación pueden sugerir seres humanos o animales, se encuentran en numerosos lugares. El Jardín de los Dioses cerca de Colorado Springs es famoso por tales formas [1].

A grandes altitudes es común encontrar acumulaciones de rocas resque-

[1] Caso del Valle Encantado, en el río Limay, entre Nahuel Huapi y Confluencia. *(N. del T.)*.

brajadas denominadas *canchales* o *campos de bloques*. Estos campos de bloques atestiguan la rapidez de los procesos de meteorización en las grandes altitudes. Muchos bloques son de forma esferoidal como resultado de la exfoliación de bloques macizos de rocas. Relacionados con los bloques esferoidales, pero en una escala mayor, están los domos de exfoliación tratados en el capítulo precedente. White (1945) llegó a la conclusión de

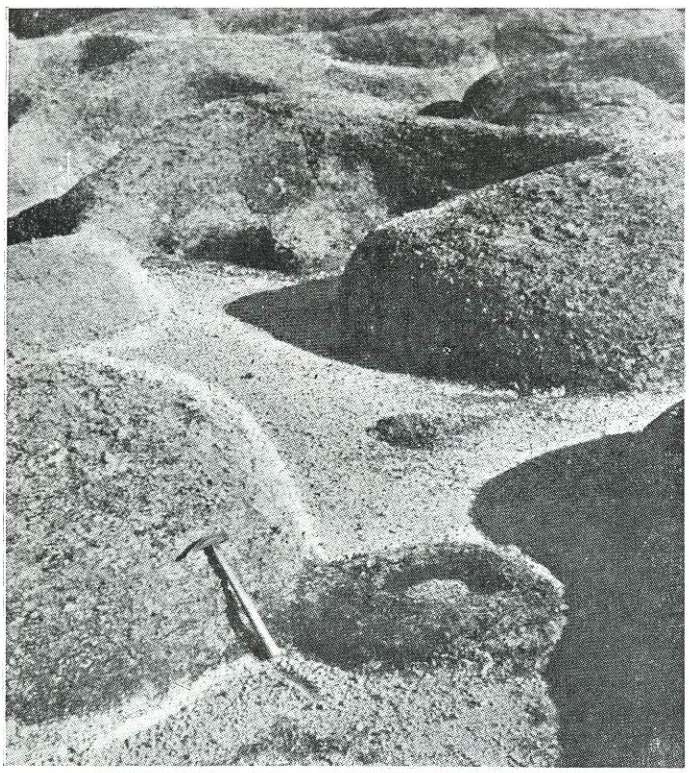


FIG. 4.1. *Hoyos de meteorización en granito, cerca de Katemcy, Texas. (Fotografía de H. R. Blank.)*

que el monte Stone y muchos así denominados domos de exfoliación menores, en el sur del Piedmont, no eran el resultado de la exfoliación de láminas delgadas de roca, sino resultado principalmente de la desintegración granular que acompaña a la meteorización química. Parece que estos monolitos se han desarrollado principalmente en rocas macizas, tales como granito y gneiss granítico. Chapman (1940) señaló que los Percy Peaks en Nueva Hampshire, monolitos graníticos semejantes, se desarrollaron donde el granito Conway carecía del diaclasamiento complejo que hubiera favorecido la meteorización de la roca en bloques.

La meteorización diferencial ayuda a desarrollar y modificar las formas

topográficas erectas y firmes, tales como columnas, pilares, rocas en pedestal, pilares de tierra y rocas en forma de hongos, las cuales, a causa de sus formas grotescas, a veces son clasificadas colectivamente como *rocas monigotes*. Bryan (1925) llegó a la conclusión de que las que él estudió en el sudoeste de los Estados Unidos de América eran principalmente consecuencia del trabajo de lavaje pluvial más los efectos de meteorización me-



FIG. 4.2. *Una roca perfil cerca del abra de Pennington, Virginia, producto de meteorización diferencial y lavaje pluvial sobre arenisca maciza.*

cánica y química. Las rocas de pedestal en áreas de rocas sedimentarias, generalmente tienen un capuchón de roca dura que ha protegido a los estratos inferiores más débiles, pero formas semejantes se encuentran en rocas ígneas duras de litología uniforme. Las rocas de pedestal del sur del Piedmont han atraído una atención considerable y se han ofrecido varias explicaciones sobre su formación. Crickmay (1935) atribuyó la destrucción más rápida de sus porciones basales a la desintegración granular producida por aumento en el volumen debido a la hidratación. Él creyó que la hidratación alcanzaba el máximo cerca de sus bases porque había una evaporación menos rápida allí que en sus cúspides expuestas. La acción de la helada y del lavaje

pluvial se tomaron como si fueran de importancia menor. White (1944) los explicó como el resultado del resquebrajamiento de películas superficiales de óxidos de hierro formadas por acción capilar en los intersticios de granito parcialmente meteorizado. Estas películas endurecidas fueron resquebrajadas por la acción abrasiva del agua corriente o por disolución de los ácidos húmico y carbónico producidos por los musgos. Después que

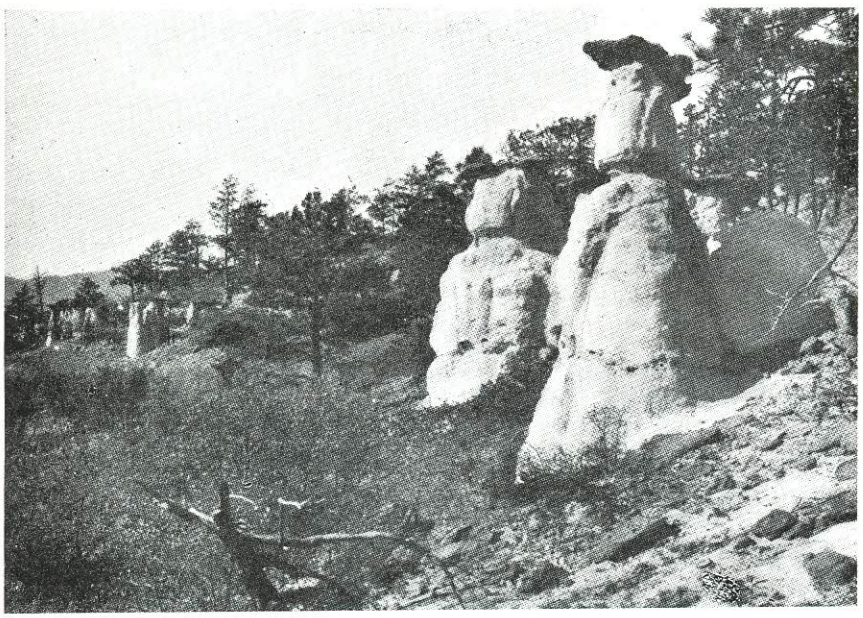


FIG. 4.3. *Remanentes de erosión de la arcosa Dawson en el Parque Nacional Monument, Colorado Springs, Colorado. (Fotografía de N. H. Darton, Servicio Geológico de Estados Unidos de América.)*

se hizo una rotura en la película endurecida se desarrollaron las formas peculiares.

La meteorización contribuye de una manera importante al retroceso de los acantilados y de las escarpas. Las escarpas que se desarrollan donde las rocas sedimentarias de inclinación suave y resistencia variable están sujetas a la degradación, a menudo son denominadas *escarpas de meteorización*. Este nombre no es muy apropiado, porque acentúa demasiado el papel que desempeña la meteorización en su formación. La meteorización no contribuye a su desarrollo, pero otros procesos, tales como la remoción en masa, el lavaje en manto y la erosión fluvial, son tanto o más importantes. La erosión retrocedente de las escarpas ha sido considerada particularmente importante en las regiones áridas y se ha creído ver en ella un proceso mayor involucrado en la formación de los pedimentos de las regiones áridas (véase capítulo 11). La meteorización en las laderas de los valles contribuye

significativamente al ensanchamiento de los mismos en los estados juveniles de un ciclo geomórfico, y este proceso y la remoción en masa se hacen dominantes en la etapa final del ciclo geomórfico fluvial.

Los *escombros de talud* o *derrubio* están entre las pocas formas de relieve producidas principalmente por la meteorización auxiliada por la remoción en masa. El escombro de talud es generalmente considerado como el

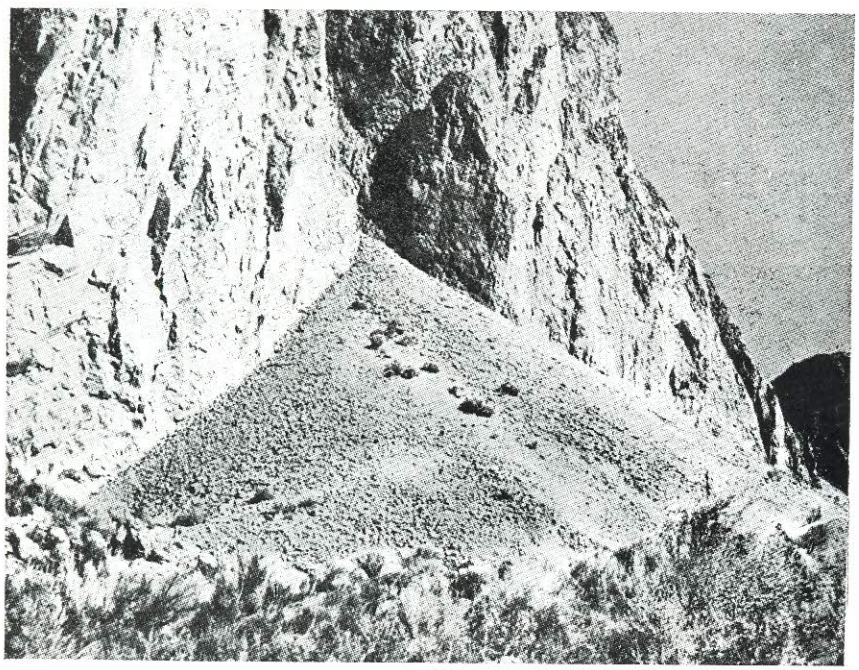


FIG. 4.4. *Un cono de escombros de talud, cerca de Challis, Idaho. (Fotografía de C. L. Heald.)*

producto de la acción de las heladas, principalmente ayudado por la gravedad, pero la hidratación puede contribuir más a la escamación de rocas de lo que generalmente se comprende. Blackwelder (1942) ha llamado la atención sobre la acción erosiva ocasional de los detritos o escombros de talud que ruedan cuesta abajo en las pendientes empinadas, de lo que resulta la formación de cárcavas en forma de V. Así, un proceso aparentemente simple como es la formación de escombros de talud, que involucra tanto la remoción en masa como la meteorización, bajo circunstancias extremas puede ser acompañado por erosión. Nuevamente comprobamos el principio fundamental de que muchas formas de relieve son el producto de varios procesos interrelacionados, más que la consecuencia de un origen simple. De la circunstancia que es difícil citar formas de relieve producidas únicamente por meteorización, no se deberá deducir que la meteorización es de

poca importancia geomórfica. Más bien debe pensarse que este proceso está tan íntimamente relacionado con otros, que sus efectos no se pueden separar fácilmente.

SUELOS

Los suelos son, después del agua, el recurso natural más vital para el hombre. En la actualidad algunas plantas son cultivadas mediante soluciones químicas, pero este método es poco probable que alguna vez pueda satisfacer la mayor parte de nuestras necesidades con respecto a los alimentos. Por tanto, desde un punto de vista económico, la producción de los suelos es el resultado más importante de la meteorización de las rocas. No obstante, si los suelos fuesen importantes únicamente como recursos económicos, difícilmente se podría justificar una discusión sobre ellos en una obra de geomorfología. El conocimiento de los suelos es tan importante que hoy ningún geomorfólogo puede considerarse adecuadamente preparado si desconoce los procesos de la formación de los suelos y no tiene un concepto básico de las características de los mismos. Los suelos de toda una región reflejan su historia geomórfica y en algunas áreas lo hacen mejor que las formas del relieve.

Hasta la fecha, ni aun los mismos edafólogos, o sea investigadores del suelo, han formulado una definición enteramente satisfactoria. La definición siguiente, basada sobre una dada por Bushnell (1944), tal vez sea suficientemente apropiada. El *suelo* es una parte natural de la superficie de la Tierra, caracterizado por capas paralelas a la superficie, resultantes de la modificación de rocas madres por los procesos físicos, químicos y biológicos, que actúan bajo condiciones variables durante períodos de tiempo variable.

Formación de los suelos. Hoy en día se está generalmente de acuerdo en que hay cinco factores mayores que condicionan el desarrollo de los suelos. Estos cinco factores son:

a) Clima, particularmente la temperatura y la cantidad y tipo de la precipitación.

b) Topografía, especialmente en la forma en que afecta tanto al avenamiento externo como interno.

c) Biota del suelo, incluyendo tanto la cubierta vegetal como los organismos dentro del suelo.

d) Roca madre, incluyendo la textura y la estructura del material, como también su composición mineralógica y química.

e) Tiempo, o lapso durante el cual los procesos edafológicos han estado actuando.

De éstos por lo menos tres: topografía, roca madre y tiempo, son de naturaleza geológica. El clima tal vez sea más geográfico en carácter, pero hasta un punto considerable está influido por los caracteres topográficos.

Generalmente se está de acuerdo en que los suelos deben algunas de sus características al tipo de las rocas madres de las cuales se han derivado, pero los edafólogos no están de acuerdo entre sí hasta qué punto esto es cierto. Las clasificaciones de los suelos eran en un tiempo principalmente de naturaleza geológica. Los suelos comúnmente se dividían en dos grandes grupos: residuales y transportados. Los suelos residuales eran clasificados de acuerdo con el tipo de roca de la cual se derivaban. Así, se reconocieron suelos calcáreos, de areniscas, de guijarros, graníticos y otros. Los suelos transportados eran clasificados como glaciario, aluvial, coluvial, eólico, lacustre y marino, de acuerdo con la manera en que se depositaron los materiales. Tal clasificación puede tener valor, pero no toma en cuenta que además de la roca madre hay otros factores que contribuyen a la diferenciación de los tipos de suelos.

Debemos al ruso Dokuchaiev y a sus alumnos el haberse dado cuenta de la importancia del clima y de la biota del suelo, particularmente el tipo de vegetación, en la diferenciación de los tipos de suelos. Al principio los geólogos eran escépticos en cuanto a la pretensión de los edafólogos rusos, iniciada alrededor de 1870, que prescindiendo lo que fuere la roca madre, con condiciones topográficas, climáticas y vegetales semejantes, y después de intervalos semejantes, los suelos producidos eran esencialmente los mismos. Probablemente esto no sea estrictamente cierto, pero está más cerca de la verdad de lo que muchos geólogos se percatan.

Cuando se hace un perfil del suelo, se encuentra que muestra una serie de capas o zonas más o menos diferentes, las cuales, aunque difieren en sus características químicas y físicas, están relacionadas genéticamente la una con la otra. Estas capas verticales sucesivas constituyen el *perfil del suelo*. Un perfil simple tiene tres divisiones distintas, las cuales han sido denominadas por los edafólogos como los horizontes A, B y C. En realidad, cada uno de estos tres horizontes puede ser subdividido en varias capas diferentes.

El horizonte o grupo de capas A está situado inmediatamente por debajo de la superficie y a menudo se le describe como la capa eluvial (lavado hacia afuera) porque el material ha sido desplazado y llevado hacia abajo al horizonte B. Parte del material fue lixiviado del horizonte A y llevado hacia abajo en solución y precipitado en el horizonte B, pero las arcillas finas coloidales fueron removidas mecánicamente por el agua al descender en el suelo. Aunque la capa A ha perdido material en beneficio del horizonte B, también se le han añadido cantidades variables de materias orgánicas. La capa B es denominada también como la capa iluvial (lavado hacia adentro) por la presencia en ella de minerales que han sido desplazados hacia esta capa. En ella se acumulan minerales de hierro y aluminio, incluyendo arcillas. Comúnmente a la capa B se le denomina subsuelo. En ella se desarrollan costras continuas y tosca arcillosa. En las regiones áridas se pueden acumular carbonato de calcio y otras sales inmediatamente por debajo del

horizonte B, en un horizonte denominado capa Cca. En conjunto las capas A y B constituyen el *solum* (suelo) y son las partes del perfil del suelo en las cuales los procesos formadores de suelo han modificado grandemente los materiales originales. Por debajo, la capa C o roca madre, no manifiesta este alto grado de alteración. El horizonte C puede mostrar evidencias de meteorización, particularmente de oxidación, hidratación y acumulación de calcáreo, pero la meteorización no ha progresado hasta el punto en el



FIG. 4.5. *Un perfil de suelo en till illoniano. La mano del hombre está apoyada en el contacto entre los horizontes* A *y* B, *y su pie está en el contacto entre los horizontes* B *y* C. *(Fotografía de la Estación Experimental de Ingeniería, Universidad de Purdue.)*

cual las características originales de las rocas madres ya no se pueden reconocer.

La edad geológica afecta el espesor y el grado de madurez de un perfil del suelo. Un perfil de suelo maduro manifiesta horizontes bien desarrollados. Si los procesos formadores de suelo no han estado actuando largo tiempo, el perfil del suelo será imperfecto y las capas y horizontes diversos pueden ser confusos o faltar. El tiempo geológico también afecta la profundidad hasta la cual los procesos formadores de suelo han penetrado y, por consiguiente, proporcionan un posible método de determinar la edad relativa de los suelos. Para determinar las edades de los depósitos glaciarios, los geólogos glaciólogos han empleado ampliamente las profundidades comparativas de la lixiviación y el espesor del desarrollo de la zona B.

La topografía afecta profundamente al perfil del suelo. En laderas empinadas, el perfil tal vez nunca alcance la madurez, porque la erosión

remueve los productos de la meteorización tan rápidamente como éstos se forman. Bajo estas condiciones encontramos *perfiles truncados* en los cuales uno o ambos de los horizontes superiores han sido removidos, si es que alguna vez estuvieron presentes. La topografía afecta la cantidad de agua que penetra en el suelo, por medio de su control del escurrimiento e infiltración del agua. Además, influye sobre la posición del nivel freático y, por consiguiente, en la profundidad de penetración de la mayoría de los procesos de meteorización química. La magnitud del relieve gobierna en medida considerable la circulación del agua a través del suelo y de la roca madre y, por consiguiente, determina si el perfil del suelo se desarrolla bajo condiciones de desagüe bueno o pobre.

Tres ideas principales, como indican Lyon y Buckman (1943), están involucradas en la interpretación y clasificación de los suelos de hoy en día: primero, que los suelos en todas partes son el producto de ciertos procesos químicos y físicos; segundo, que como resultado de las variaciones en el clima, la biota del suelo, la roca madre, la edad y la topografía, los suelos difieren de un lugar a otro, particularmente en los estados más tardíos de su desarrollo; y tercero, que a medida que los suelos maduran, las diferencias originales, principalmente relacionadas con la roca madre, se hacen menos evidentes y el clima se torna un factor dominante en la diferenciación de los suelos. El clima actúa directamente por medio de las variaciones de temperatura y precipitación e indirectamente por medio de su influencia sobre la cantidad y tipo de vegetación. En áreas climáticamente similares, los suelos maduros y seniles son asombrosamente parecidos y es posible clasificarlos en grupos de suelos que se desarrollan bajo condiciones climáticas similares. Los suelos que se pueden agrupar de tal manera se denominan *suelos zonales*. Dentro de la mayoría de las áreas donde es posible un agrupamiento zonal de suelos, probablemente haya algunos que reflejen más los efectos de las condiciones locales que la de los controles climáticos amplios. Tales suelos se clasifican como *intrazonales*. Los suelos de áreas de pantanos y llanos alcalinos son ejemplos de esto. Localmente, también puede haber suelos que carecen de perfiles definidos. Son denominados *suelos azonales*. Ejemplos de suelos azonales son el aluvión fluvial, las arenas secas y el coluvio.

Descripción de los principales grupos de suelos. El breve bosquejo siguiente de los grupos principales de suelos del mundo, sigue al de Lyon y Buckman (1943) e indica las condiciones climáticas y vegetales bajo las cuales se formaron, como también ciertas características importantes de los perfiles de suelos en cada grupo.

Los *suelos de tundra* se desarrollan bajo el tipo de vegetación de tundra en latitudes y altitudes altas. Las condiciones de avenamiento son pobres y usualmente pantanosas. Un substrato permanentemente congelado se

encuentra por debajo. El perfil es poco profundo y en la superficie se encuentra mucho material orgánico sin descompóner.

Los *suelos podzol* poseen los horizontes A, B y C bien desarrollados. El material de superficie es materia orgánica y por debajo hay una capa blanquecina o grisácea, que imparte su nombre, el cual proviene de dos palabras rusas que significan debajo y ceniza. Por debajo de la capa gris hay una

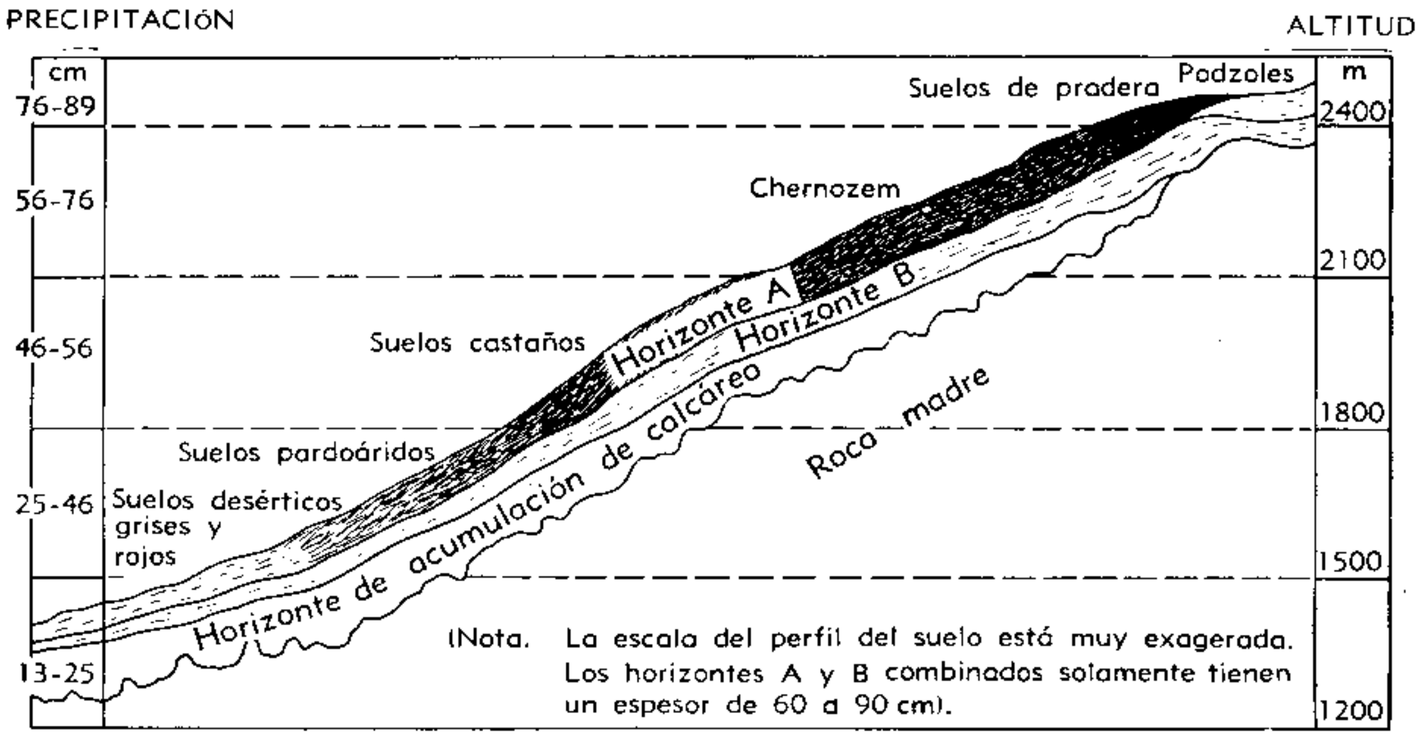


FIG. 4.6. *Diagrama esquemático que muestra las zonas climáticas correspondientes a suelos provenientes de la árida cuenca de Bighorn (izquierda) y de los húmedos montes Bighorn (derecha). (Tomado de James Thorp.)*

zona en la cual se acumulan los minerales de hierro y aluminio. Las capas A y B son fuertemente ácidas. Se desarrollan bajo bosques de coníferas y de maderas duras mezcladas.

Las *lateritas* son suelos que se forman bajo condiciones de clima cálido y húmedo y bajo una vegetación boscosa. Tienen una capa orgánica delgada sobre una capa rojiza lixiviada, la cual a su vez tiene por debajo una capa aún más roja. La hidrólisis y la oxidación han sido intensas. Son suelos más bien granulares. Están restringidos principalmente a regiones tropicales y subtropicales, pero algunos suelos en las latitudes medias han sido descriptos como lateríticos.

El *chernozem* es un suelo que se origina bajo una vegetación de pasto alto de pradera. El nombre proviene de la palabra rusa para tierra negra y sugiere el color y alto contenido orgánico del horizonte A. La capa B muestra una acumulación de carbonato de calcio más bien que una lixiviación. La estructura columnar es común. Está comprendido entre los suelos más fértiles.

Los *suelos castaños* son suelos de color pardo o pardo grisáceo que se han desarrollado bajo una vegetación de pastos cortos en áreas poco más secas

que las que produjeron el chernozem. El perfil del suelo está débilmente desarrollado.

Los *suelos pardos áridos* se encuentran alrededor de las márgenes de regiones desérticas y semiáridas. Tienen escaso contenido orgánico y son altamente calcáreos.

Los *suelos grises de desierto* (sierozem) y los *suelos rojizos de desierto* se desarrollan en el desierto o bajo una vegetación de pastos cortos. El carbonato de calcio se acumula cerca de la superficie. Los sierozems se encuentran en los desiertos continentales, y los suelos rojizos de desierto en los que se denominan desiertos subtropicales.

Los *suelos pardos no cálcicos* son suelos que se forman en áreas que originalmente tuvieron bosque o vegetación arbustiva. Una podzolización débil torna la capa superficial levemente ácida.

Series de suelos. Dentro de cualquier grupo de suelo hay muchas variedades relacionadas con las variaciones locales de la topografía, la roca madre y el clima. Para propósitos de relevamiento detallado, los suelos están divididos en series de suelos. El geólogo probablemente trabajará más con series de suelos. Para él el concepto de una serie de suelos es tan importante como el de perfil del suelo.

Una *serie de suelos* está integrada por un grupo de suelos que tienen horizontes cuyo origen, carácter y disposición en el perfil del suelo, son similares y que derivan de una roca madre semejante. Los integrantes de una serie de suelos tienen esencialmente el mismo color, estructura y condiciones de desagüe, excepto diferencias en la textura del suelo superficial y del subsuelo superior. Los integrantes individuales de una serie de suelos son denominados tipos de suelo y se diferencian unos de los otros por diferencias leves en la litología de la roca madre y en las condiciones topográficas bajo las cuales se desarrollaron. Una serie de suelos común en los estados del medio oeste es la serie Miami. Los suelos de esta serie fueron derivados del till [1] glaciario correspondiente a la subetapa tazewelliana de la etapa glacial wisconsiana. En esta serie se incluyen tipos de suelo tales como el loam arenoso fino de Miami, loam de Miami, limo loam de Miami y arcilla loam limoso de Miami. Debe ser evidente que debido al hecho de que los miembros de una serie de suelos derivan de una roca madre común, constituyen unidades geológicas relevables.

Es probable que le sea más útil al geomorfólogo el concepto de catena de suelos que el de series de suelos. Una *catena de suelos* consta de un grupo de suelos dentro de una región particular de suelo que se desarrolló de una roca madre semejante, pero difieren en las características de sus perfiles por las variables condiciones topográficas y de avenamiento bajo las cuales se formaron. Las condiciones topográficas bajo las cuales se desarrolla una catena pueden variar desde tierras altas planas, pendientes leves, pendientes

[1] Till: véase capítulo 16.

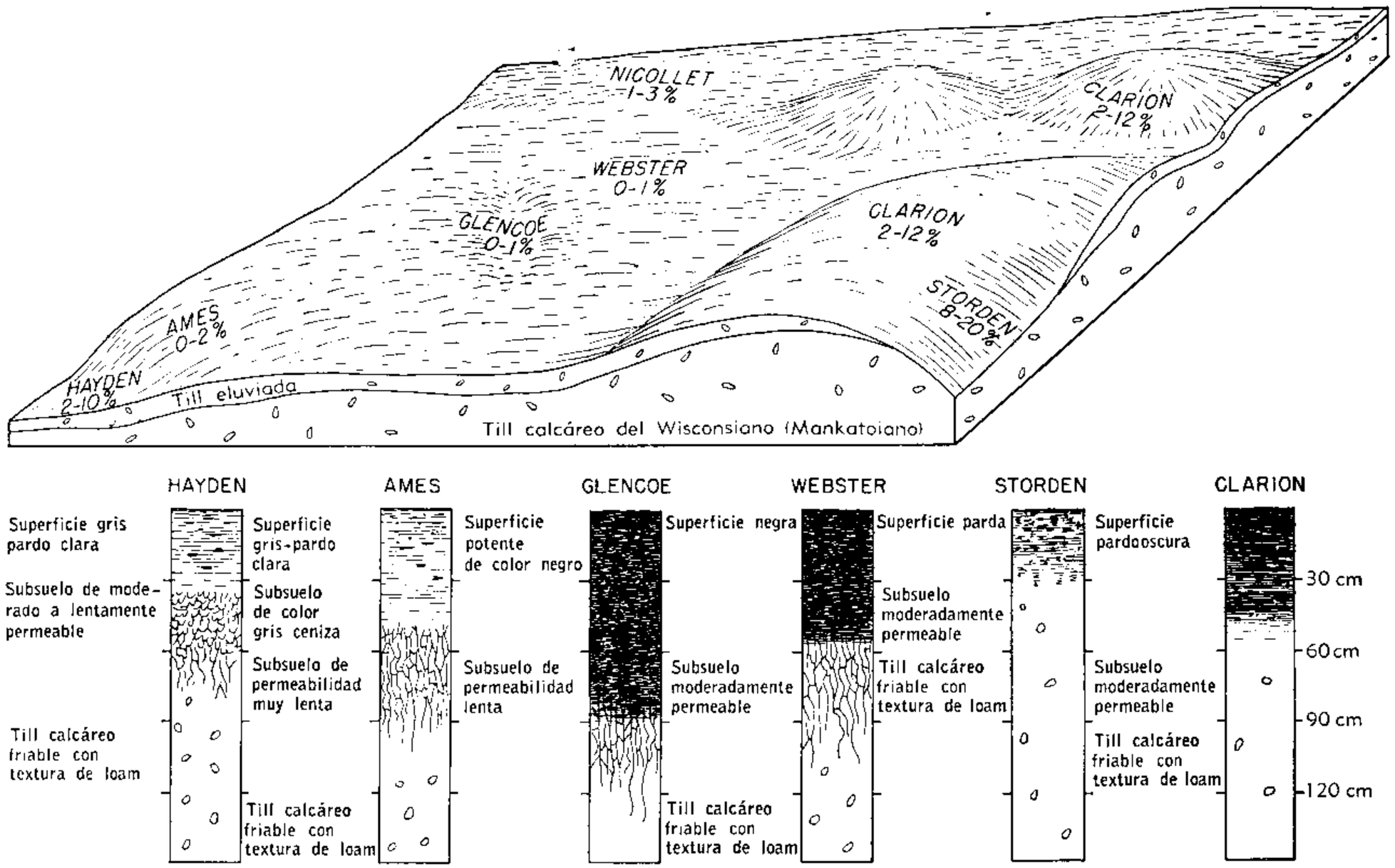


FIG. 4.7. *Diagrama que muestra cómo las diversas condiciones de la topografía y del desagüe originan una catena de suelos. La variada tonalidad de negro indica la abundancia relativa de la materia orgánica en los perfiles del suelo. Los porcentajes señalan la inclinación de la pendiente. (Tomado de W. H. Scholtes, R. V. Ruhe y F. F. Rieken.)*

moderadas hasta pendientes empinadas. Además, en las tierras altas planas puede haber depresiones tanto someras como profundas. Cada uno de estos lugares topográficos afectan el carácter del perfil del suelo, principalmente por las condiciones variables de la superficie y del desagüe interno. Por ende, una catena de suelos tiene significado tanto litológico como topográfico.

Una catena de suelos común que se encuentra en las llanuras de till de Ohio, Indiana e Illinois, consta de los suelos Hennepin, Miami, Crosby, Bethel, Brookston, Kokomo y Carlisle. Todos estos suelos fueron derivados de un till de arcilla con gravas pertenecientes a la subetapa tazewelliana de la etapa wisconsiana, pero muestran diferencias notables en sus perfiles por las condiciones diferentes de topografía y de desagüe bajo las cuales se desarrollaron. Los suelos Hennepin se encuentran en pendientes empinadas (20 a 55 %); los suelos Miami sobre pendientes moderadas (4 a 15 %); los suelos Crosby sobre pendientes leves (1 a 2 %); los suelos Bethel sobre elevaciones planas (0 a 1 %); los suelos Brookston en depresiones leves (0 a 1 %); y los suelos Carlisle (cieno) en las depresiones más profundas (0 a 1 %).

Suelos complejos o poligenéticos. Algunos suelos tienen perfiles que no se podrían haber desarrollado bajo un conjunto único de factores formadores de suelos, pues constan de un perfil más joven desarrollado bajo las condiciones topográficas y climáticas actuales sobrepuesto a un perfil más viejo formado bajo condiciones diferentes. Tales suelos han sido denominados *suelos poligenéticos o complejos* (Bryan y Albritton, 1943). Dos tipos de variaciones producen un suelo poligenético: las variaciones climáticas, con los cambios de vegetación concomitantes, y las modificaciones de las condiciones topográficas y de avenamiento asociadas. Está generalmente reconocido que durante el Pleistoceno, a medida que las condiciones cambiaron de glacial a interglacial, se produjeron cambios importantes. Amplias áreas han experimentado climas más frescos y lluviosos, alternando con otros más cálidos y secos. Los climas del mundo sufrieron cambios importantes desde el retroceso del último manto de hielo. Se han observado ejemplos de suelos poligenéticos producidos como resultado de estos cambios. Algunos de los así denominados chernozems y podzoles grises degradados de Rusia han sido interpretados como si originariamente hubieran sido verdaderos chernozems, desarrollados cuando la vegetación de estepa se extendía más hacia el polo que hoy, los cuales sufrieron alteración por podzolización a medida que los bosques se desplazaban hacia el sur. También han sido descriptos en Rusia ejemplos de perfiles de chernozem y podzol desarrollados sobre un residuo rojo, considerado como de naturaleza laterítica. Esto sugiere que durante el tiempo en que se formó el perfil inferior laterítico prevalecieron condiciones más cálidas y más húmedas que en la actualidad. Bryan y Albritton (1943) han citado ejemplos de

Minnesota, donde los subsuelos, tanto sobre el till como sobre la grava, muestran manchas limoníticas notables que están siendo reemplazadas por caliche, indicando un cambio posglacial hacia condiciones más áridas. También han descripto un perfil de suelo complejo en la región Trans-Pecos de Texas, en el cual hay tres capas de caliche, indicio de tres períodos de aridez con la acumulación de caliche concomitante.

El cambio de la topografía que acompaña a la disección por los ríos puede determinar la modificación de las condiciones de avenamiento, tanto externo como interno, bajo las cuales se desarrolló un perfil. Leighton y



FIG. 4.8. *Un paleosol o perfil de suelo sepultado sobre till illoniano por debajo de till wisconsiano. La lista oscura arriba del puntero es material orgánico en el horizonte A del paleosol.*

MacClintock (1930) han descripto perfiles de suelos complejos sobre till illoniano, los cuales muestran características "silttil" arriba y "gumbotil" abajo y que ellos creyeron resultantes de condiciones de desagüe mejoradas acompañando a la disección de la llanura de till. Los *perfiles de gumbotil* se desarrollan bajo condiciones existentes en llanuras de till, planas y mal avenadas. En el perfil de gumbotil, el horizonte B está compuesto por una masa de arcilla pegajosa, producida por la meteorización química avanzada. Bajo condiciones de desagüe bueno, en el till illoniano el horizonte B está integrado por un material mucho más suelto, parecido al limo. El perfil así desarrollado ha sido denominado un *perfil silttil*. Los perfiles intermedios entre gumbotil y silttil se denominan *perfiles mesotil*. Los geomorfólogos sólo han comenzado el estudio y la interpretación de los perfiles poligenéticos y complejos, pero debería ser evidente que pueden ayudar a esclarecer la historia geomórfica reciente de un área.

Suelos con perfiles compuestos. El perfil de un suelo puede desarrollarse a través de dos rocas madres distintas y ser de naturaleza compuesta. El reconocimiento de esto puede ayudar en la interpretación de la historia geológica y geomórfica de una región. Los perfiles compuestos ocasionalmente se encuentran en áreas englazadas. Un perfil de suelo puede comenzar a desarrollarse sobre till glaciario y ser sepultado por una capa delgada de loess, de arena traída por el viento, o de arena y grava de conos de transición. Al principio el perfil viejo sería clasificado como un suelo fósil o sepultado, pero cuando el perfil nuevo se desarrolla hacia abajo a través del manto superficial y alcanza el perfil del suelo sepultado, el perfil deviene compuesto. Generalmente es posible distinguir las dos partes del perfil, pero si el loess está sobre el till, la distinción puede ser difícil por la semejanza de los suelos formados por los dos materiales. Tal vez se reconozca la naturaleza compuesta del perfil después de un estudio petrográfico detenido.

Suelos fósiles. Los *suelos fósiles* o *paleosols* son aquellos que fueron sepultados con posterioridad a su formación. En esta clase son especialmente importantes los suelos que se formaron durante los períodos interglaciales y subsiguientemente fueron sepultados por till glaciario, conos de transición, arenas transportadas por el viento y loess. Se conocen muchos ejemplos de tales suelos, y ellos, junto con los depósitos orgánicos asociados, ayudan a esclarecer las condiciones climáticas y topográficas bajo las cuales se formaron.

Aplicaciones geomórficas del estudio de los suelos

Los suelos son el resultado de los procesos bioquímicos y físicos que actúan sobre los materiales de la tierra bajo diversas condiciones de clima y topografía. Reflejan tanto las formas del relieve como la historia climática y geomórfica de la región en la cual se desarrollaron. Esto es particularmente cierto para el horizonte B del perfil de un suelo. Wooldridge (1949) destacó la circunstancia de que la topografía actual incluye muchas facetas de edades diferentes, habiendo estado expuesta a los procesos formadores de suelo durante diferentes períodos y en algunas áreas bajo condiciones climáticas notablemente diferentes. Estas historias diversas están reflejadas en los perfiles de los suelos. Referidos a Inglaterra ha citado ejemplos de tres facetas distintas del paisaje de la región de la creta, las que son nítidas y fácilmente diferenciables sobre la base de las diferencias de los suelos en cada una de las superficies topográficas.

Los paleosols y los suelos poligenéticos pueden aportar información mediante la cual es posible reconstruir las condiciones climáticas y topográficas pasadas. Los paleosols se pueden encontrar en paisajes sepultados, en porciones exhumadas de paisajes antiguos o en los caracteres de la topografía presente que son relictos de ciclos geomórficos previos.

Wahlstrom (1948) ha descripto una antigua zona meteorizada en los

contrafuertes de la Colorado Front Range cerca de Boulder, Colorado, la cual está desarrollada sobre granodiorita precámbrica y debajo de la arcosa Fountain de edad pensilvaniana. La zona meteorizada puede llegar a tener un espesor de 24 m. Carece de horizonte A, pero los horizontes B y C están bien conservados.

El horizonte B consta de material rojo parecido a laterita. La naturaleza del paleosol indica que fue formado sobre una superficie topográfica de relieve bajo, pero con desagüe suficiente para permitir una meteorización profunda. Las condiciones climáticas sugeridas son las de humedad y temperatura altas, tales como las que caracterizan las regiones tropicales o subtropicales húmedas actuales. Los suelos que se están formando hoy en día sobre la granodiorita son las tierras pardas típicas que caracterizan regiones semiáridas tales como Colorado.

Lo que ha sido denominado *duricostra* fue descripto en Australia por Woolnough (1930) sobre superficies topográficas que él creía formadas durante un ciclo erosivo del Mioceno. Estas duricostras son concentraciones de materiales aluminosos, silíccos, ferruginosos o calcáreos en la parte superior del perfil del suelo. Se creía que se habían formado bajo un clima semiárido con alternancia de estaciones húmedas y secas, por medio de la capilaridad que durante la estación seca trajo al suelo superior minerales que habían sido disueltos durante la estación húmeda. Bajo las condiciones áridas que prevalecen hoy, las duricostras no se forman en cantidad apreciable, sino que más bien están siendo destruidas. Dixey (1941) describió masas de calcedonia de 0,3 a 1,8 m de potencia en los paleosols del sur del África central, que él creía eran formadas sobre superficies de erosión de edad terciaria, media a superior. Las consideró como prueba de una aridez intensa y vasta de esa época.

Bretz y Horberg (1949) han descripto perfiles de suelos poligenéticos desarrollados sobre gravas calcáreas en la depresión del Llano Estacado y Pecos, en Nuevo México, los que en su concepto testimoniaban los efectos de períodos de humedad y sequedad alternantes.

Se interpretó que las capas de caliche del suelo se habían formado durante períodos de aridez relativa. Los efectos de períodos más húmedos están indicados por cavidades de disolución en el caliche y por hoyos de disolución en los cantos rodados de calcáreo a través de los cuales se desarrollan los perfiles de suelos. Los perfiles de suelos que contienen caliche se encuentran, por lo menos, sobre cuatro superficies topográficas diferentes, y sobre estas superficies los perfiles de suelo muestran diferencias en profundidad y madurez relacionadas con las edades de las superficies sobre las cuales están. Llegaron a la conclusión de que un estudio detallado de los perfiles de suelo, junto con más estudios geomórficos, pueden dar un registro bastante completo de los cambios climáticos ocurridos en el área, desde el Plioceno inferior o medio hasta nuestros días.

Hunt y Sokoloff (1949) han descripto un paleosol de distribución amplia

en la región de las montañas Rocallosas. Sus relaciones son tales como para indicar que es más antiguo que el lago Bonneville y que las morenas más jóvenes de la cadena de Wasatch, pero más reciente que las morenas más antiguas. En cualquier lugar en que se encuentre este paleosol está asociado con una discordancia topográfica nítida. La topografía sobre la cual se formó parece haber correspondido a un relieve muy grande, como la topografía de hoy en día, pero las laderas eran mucho más suaves que en la actualidad. Las condiciones climáticas diferentes a las del Wisconsiano superior y de los tiempos posglaciales están indicadas por el hecho de que los procesos formadores de suelos predominaron sobre la erosión.

Los paleosols más antiguos incluyen las zonas meteorizadas desarrolladas sobre superficies terrestres y luego sepultadas bajo sedimentos que subsiguientemente fueron litificados. Estas zonas meteorizadas antiguas generalmente están asociadas con discordancias y desde mucho tiempo atrás han sido reconocidas como lo que son, pero la edafología moderna nos permite interpretar con más exactitud sus inferencias geomórficas y climáticas.

LA REMOCIÓN EN MASA Y SU SIGNIFICADO GEOMÓRFICO

Los procesos involucrados en la remoción en masa han sido tratados brevemente en el capítulo precedente. Acá estamos interesados en los

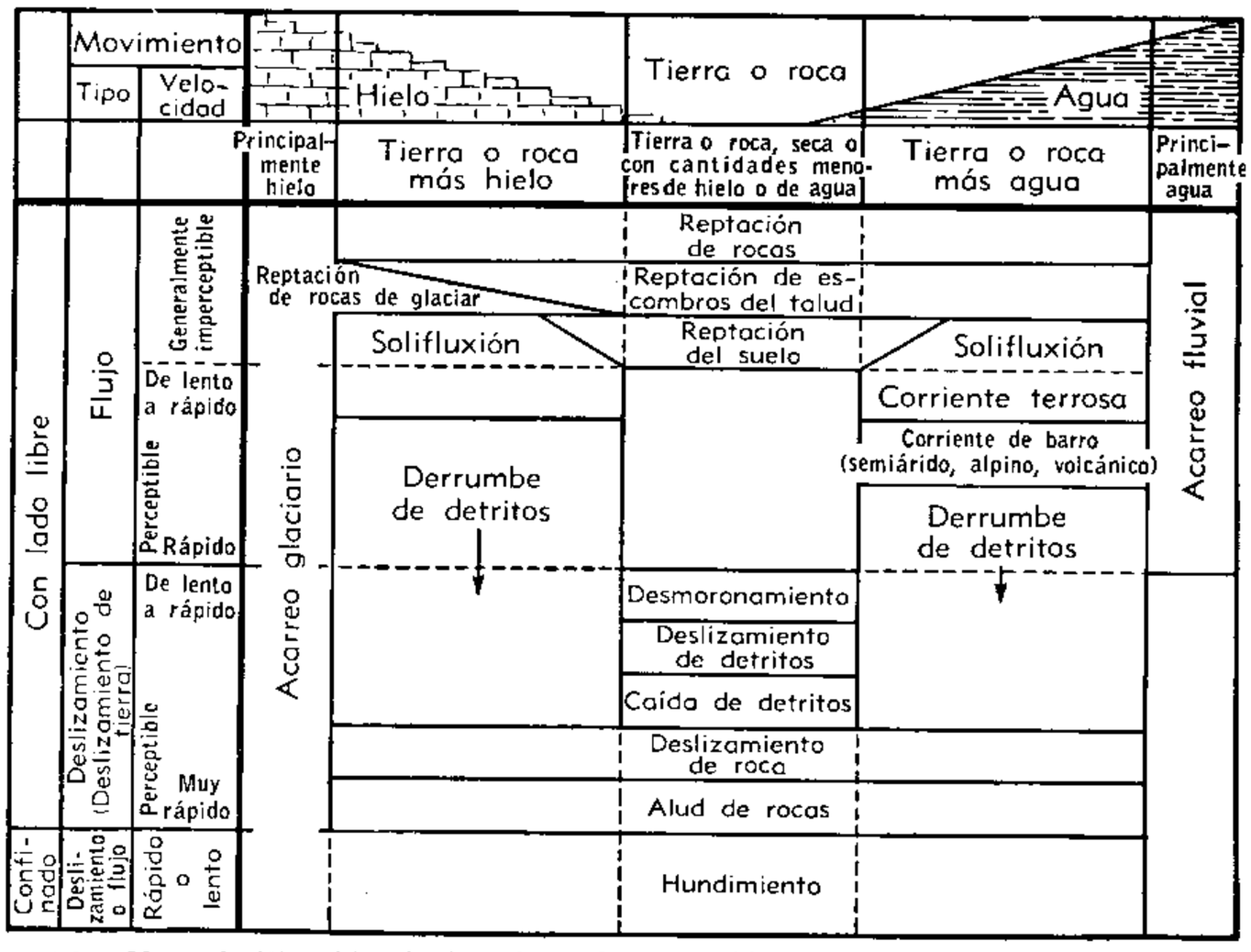


FIG. 4.9. *Una clasificación de los tipos de remoción en masa. (Tomado de C. F. S. Sharpe, con autorización de Columbia University Press.)*

efectos topográficos de la remoción en masa. En general, los efectos geomórficos y las formas producidas no son de escala grande, aunque algunas pueden ser notables. El papel realmente significativo de la remoción en masa es la contribución poco perceptible que hace a la reducción lenta de las masas de tierra.

Reptación y solifluxión

Reptación. Sharpe (1938) reconoció cuatro tipos de reptación: reptación del suelo, reptación de escombros de talud, reptación de un glaciar de piedra y reptación de piedra. Por lo general los efectos de la reptación del suelo no son muy visibles, excepto sobre la vegetación y las estructuras construidas por el hombre. Se hace evidente por medio de caracteres tales como árboles encorvados y postes de alambrados, de teléfonos y de telégrafos inclinados. La reptación del suelo auxilia al lavaje de pendiente y algunas veces da lugar a la formación de escarpas en miniatura y depresiones pandas, sin canales sobre las laderas. Es probable que la dilatación por congelación (Taber, 1930) sea el proceso que aporta mayor contribución a la reptación del suelo, aunque ayudan el calentamiento y el enfriamiento, el humedecimiento y el secado del manto, junto con la acción de cuña de las raíces en crecimiento.



FIG. 4.10. *Un río de piedras en la cuenca Silver, montes San Juan, Colorado (Fotografía de Whitman Cross, Servicio Geológico de Estados Unidos de América.)*

El escombro de talud o derrubio es uno de los resultados más notables de la meteorización de acantilados, escarpas y laderas de cerros y montañas. El escombro de talud está constituido principalmente por materiales de tamaño grande y puede tener pendientes empinadas. Behre (1933) observó en las montañas Rocallosas de Colorado, que las pendientes de escombros tenían inclinaciones características que variaban entre 26 y 35 grados. La repta-

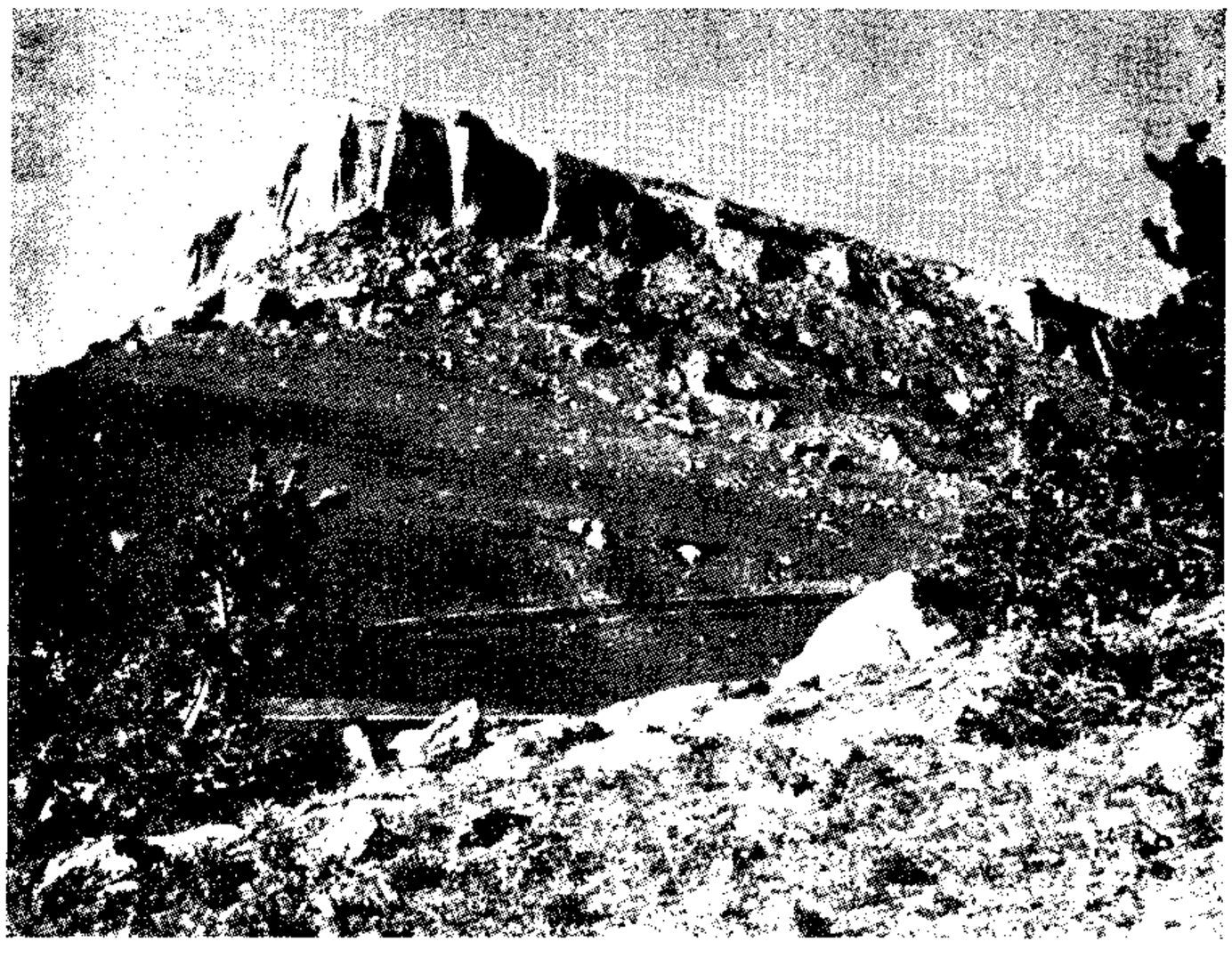


FIG. 4.11. *Reptación de rocas cerca de Steamboat Point, montes Bighorn, Wyoming. (Fotografía de C. L. Heald.)*

ción de los escombros de talud es especialmente rápida donde hay congelación y derretimiento frecuentes. En forma más o menos imperceptible pasa a convertirse en reptación de un glaciar de piedra. Ejemplos notables de glaciares de piedra o ríos de piedra han sido descriptos por Howe (1909) en los montes San Juan del sudoeste de Colorado, por Capps (1910) en Alaska y por Kesseli (1941) en la sierra Nevada de California. Son brazos parecidos a ríos de escombros de talud que se extienden valle abajo. Hay diferencias de opinión referente a si están relacionados genéticamente con glaciares anteriores. Capps pensó que los de Alaska eran productos de una etapa de desaparición de la glaciación y que existían todas las gradaciones entre glaciares verdaderos y glaciares de piedra. Kesseli llegó a la conclusión de que los glaciares de piedra en la sierra Nevada eran esencialmente

fósiles. Howe en un principio creyó que los glaciares de piedra de los montes San Juan fueron formados por piedras que caían sobre los glaciares, pero posteriormente decidió que eran producidos por aludes de piedras de acantilados sobreempinados por glaciación. Sharpe (1938) llegó a la conclusión de que un glaciar de piedra se podría formar con el material de un glaciar en desaparición, pero no consideró esto esencial. Creyó que las arrugas o las corrugaciones observadas a menudo en la superficie de un glaciar de piedra eran evidencia de flujo verdadero de la masa de roca del tipo denominado por él como reptación de escombros de talud.

El movimiento individual de bloques de piedras cuesta abajo fue clasificado por Sharpe como reptación de rocas. Los bloques grandes, desprendidos, se encuentran a menudo a distancias considerables de los acantilados o frentes de las escarpas. Este tipo de reptación posiblemente sea más visible donde las rocas son areniscas y conglomerados macizos o rocas granitoides con diaclasas espaciadas. Las masas de tales bloques de rocas separadas, a veces son denominadas "ciudades de rocas" ("rock cities"), por la semejanza imaginada de los bloques individuales con los edificios en una manzana de la ciudad y de los espacios entre ellos con las calles.

Solifluxión. Andersson (1906), a partir de un estudio de los "glaciares de barro" de la isla Bear, en el Atlántico Norte, y los "ríos de piedra" de las islas Malvinas, en el Atlántico Sur, llegó a la conclusión de que eran un producto de "flujo lento de terreno más alto hacia uno más bajo, de masas de suelo o tierra saturadas con agua". A este método de desplazamiento gravitativo del manto detrítico lo denominó solifluxión (*solum*, suelo, *fluere*, fluir). Caracteres similares a los de la isla Bear y de las islas Malvinas han sido descriptos en otras áreas de altas latitudes, tales como Georgia del Sur, península Antártica (Tierra de Graham), Spítzberg y Escandinavia. La solifluxión también es significativa en grandes altitudes. Hay cuatro condiciones que la promueven: *a)* un abastecimiento abundante de agua proveniente del derretimiento de la nieve y del hielo del suelo; *b)* laderas de moderadas a empinadas, relativamente libres de vegetación; *c)* la presencia, por debajo de la superficie, de terreno permanentemente congelado o *tjaele*, como se le denomina en Escandinavia; y *d)* la producción rápida de nuevos escombros de rocas por meteorización. La solifluxión difiere de las corrientes de barro en que: es un movimiento más lento y más continuo; no está confinado a un canal como generalmente lo está la corriente de barro; y se desarrolla bajo severos climas subpolares o alpinos más bien que bajo climas áridos o semiáridos, como lo hacen las corrientes de barro. Durante los meses de verano la superficie congelada se derrite hasta una profundidad de pocos metros y ahí, por encima del tjaele todavía congelado, desarrolla una masa saturada con el agua del suelo y con detritos de rocas que fluye en masa cuesta abajo. En general los efectos topográficos de la solifluxión no son notables, porque opera sobre toda la superficie más bien que con-

finada a cauces. Localmente, sobre las laderas o en los rellenos de cubetas más pequeñas, puede dar lugar a formas parecidas a terrazas.

Estructuras de los suelos. Ciertos caracteres que se expresan variamente como *estructuras del suelo*, diseños de suelo, o suelos estructurales, están relacionados estrechamente con la solifluxión. De la presentación siguiente resultará evidente que acá el término suelo no es empleado en sentido edafológico, porque las diversas estructuras incluyen detritos de rocas de diversos tamaños, presentan diferentes grados de meteorización y, por lo general, no muestran indicios de un perfil del suelo. En esta categoría se

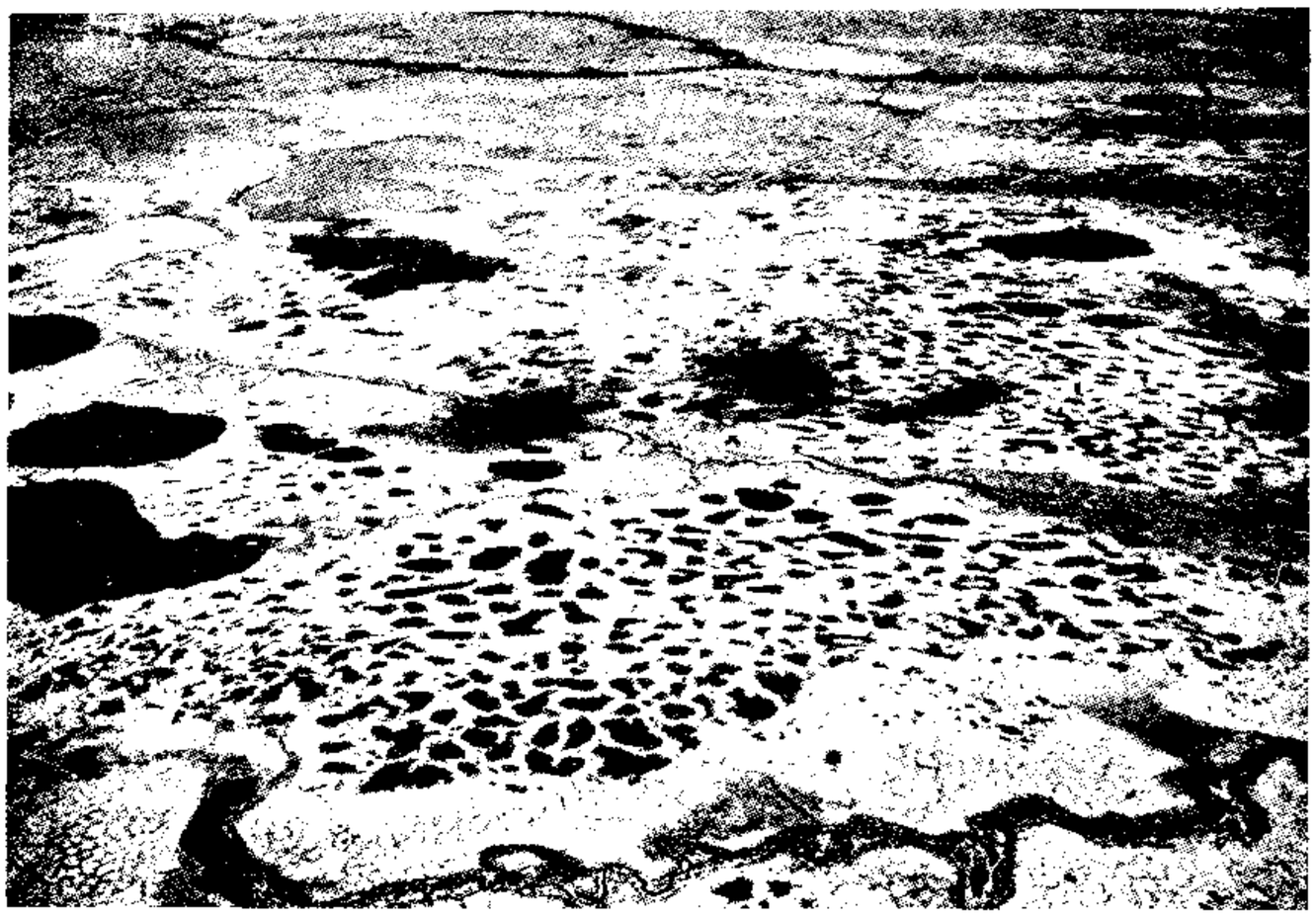


FIG. 4.12. *Suelo poligonal cerca de Churchill, Canadá. (Fotografía de las Reales Fuerzas Aéreas del Canadá.)*

incluyen formas que comúnmente se designan con los nombres de redes de piedras, anillos de piedras, listas de piedras, listas terrosas, montículos terrosos y campos de bloques o felsenmeere. El espacio no permite más que un bosquejo muy somero de sus características y de las teorías con respecto a su origen. Para más información referente a este tema, se remite al lector particularmente a las exposiciones de Sharp (1942*a*) y Sharpe (1938).

Hablando con propiedad, no todas las estructuras del suelo son caracteres de solifluxión, porque el movimiento cuesta abajo puede estar ausente o ser de importancia menor. Son fenómenos que se desarrollan en altas latitudes bajo condiciones climáticas polares o subpolares o en grandes altitudes. Las condiciones de estos ambientes que contribuyen más a su desarrollo

son la intensidad y frecuencia de la congelación y del derretimiento y la presencia de suelo permanentemente congelado. Al suelo permanentemente congelado se le han aplicado diversas denominaciones. El nombre tjaele, ya mencionado, es de uso más general en Europa que en los Estados Unidos de América. Más comúnmente se lo denomina pergelisol. Durante la segunda guerra mundial, como consecuencia de la construcción de las rutas camineras Alcan y Alaskan y de la instalación de bases aéreas en Alaska y norte del Canadá, se manifestó un gran interés por el suelo permanentemente congelado. Es probable que este interés continúe con el incremento de la importancia estratégica de las porciones subpolares de América del Norte.



FIG. 4.13. *Anillos de piedras en un laguillo viejo cerca del lago Summit, Colombia Británica. (Fotografía de H. M. Ramp.)*

Se supone que las estructuras del suelo son motivadas por congelación y derretimiento repetidos, con la aceleración consiguiente de la meteorización mecánica, crecimiento del hielo del suelo, cambios pronunciados en el volumen de los materiales superficiales, movimiento diferencial y progresivo de los detritos de las rocas, destacándose la distribución irregular y el movimiento en masa del material cuesta abajo.

Las *redes de piedras* son estructuras de suelo tridimensionales, que tienen en el centro principalmente arcilla, limo y grava, con márgenes aproximadamente circulares o poligonales de piedras toscas. Un ejemplo aislado se denomina *anillo de piedras*. A las redes de piedras se le han aplicado otros nombres, tales como *polígonos de piedras*, *polígonos de congelación*, *terreno* o *suelo poligonal*. Su disposición similar a una red puede extenderse

hacia abajo hasta unos 60 cm y pueden variar en diámetro desde unos pocos metros hasta más de 10 m. Las redes de piedras se encuentran sobre terreno plano o casi plano; sobre aquellas laderas de inclinación moderada (pendientes de 5° a 15° de acuerdo con Sharp) se alargarán por solifluxión cuesta abajo, constituyendo formas elípticas o parecidas a lenguas, denominadas *guirnaldas de piedras.* Las guirnaldas de piedras muestran una diferenciación imperfecta entre los materiales más finos en el centro y los más gruesos en las márgenes, pero la distribución no es tan nítida como en las redes de piedras. Sobre las laderas aún más empinadas (pendientes de 5° a 30° de acuerdo con Sharp), las guirnaldas de piedras dan lugar a *listas de piedras,* franjas paralelas pedregosas y terrosas. En el empinamiento de las laderas sobre las cuales se desarrollan las guirnaldas y las listas de piedras, hay un traslapamiento considerable, pero las listas se forman característicamente sobre laderas más empinadas que las guirnaldas.

Las *listas terrosas* o *listas de suelo* son similares a las listas de piedras, salvo que tienen una textura más fina. Son crestas bajas de arcilla y limo de pocos centímetros de alto que se elevan sobre bandas guijosas más anchas. A veces se forman dentro de las porciones de textura más fina de las listas y guirnaldas de piedras. Sobre superficies cubiertas por un buen crecimiento de vegetación de tundra baja, a menudo se encuentran montículos bajos, redondeados, integrados por materiales finos. Se les denomina *montículos terrosos* o *palsen.* Generalmente tienen un núcleo de material fino cubierto con vegetación.

Numerosas teorías han sido propuestas para explicar los muchos tipos de estructuras de suelos, pero ninguna ha tenido aceptación general. Sharp (1942*a*) ha presentado un resumen excelente de algunas de las principales. Tal vez la teoría favorecida es la de Högbom. La misma, tal como fue resumida por Sharp [1], es como sigue:

> Supone una acumulación superficial inicial de detrito rocoso heterogéneo de todos los tamaños, desde arcilla hasta bloques, y de cualquier origen, glacial, aluvial o residual. Los caracteres importantes de la teoría son: 1) el detrito no homogéneo sufre congelación y derretimiento no homogéneo; 2) las áreas de material fino son esencialmente centros de presión, porque contienen más agua y están posibilitadas para extraer la humedad de los materiales que la rodean a medida que se congelan; 3) la congelación y el derretimiento repetidos clasifica los elementos gruesos y finos del detrito de la manera siguiente. Al congelarse, las piedras y materiales finos adyacentes son impelidos hacia arriba y afuera, desde el centro de presión o área de los concentrados finos. Al derretirse, los materiales finos se contraen y son tirados hacia atrás más que las piedras debido a la mayor cohesión mutua que poseen. Esto deja a las piedras en una posición nueva con relación al material que las rodea; la repetición del proceso eventualmente produce la clasificación observada en las redes de piedras.

La dilatación por congelación es una parte esencial de la mayoría de las teorías que se han propuesto, pero todavía no se está de acuerdo en el

[1] Citado con autorización de Columbia University Press, de R. P. Sharp en *J. Geomorph.*, *5*, págs. 284-285.

modo exacto en que ésta actúa. Parece probable que las numerosas variaciones de las estructuras de los suelos estén relacionadas con variaciones locales de otros factores tales como topografía, desagüe, vegetación, tipos de detritos superficiales y tal vez la profundidad hasta el terreno congelado.

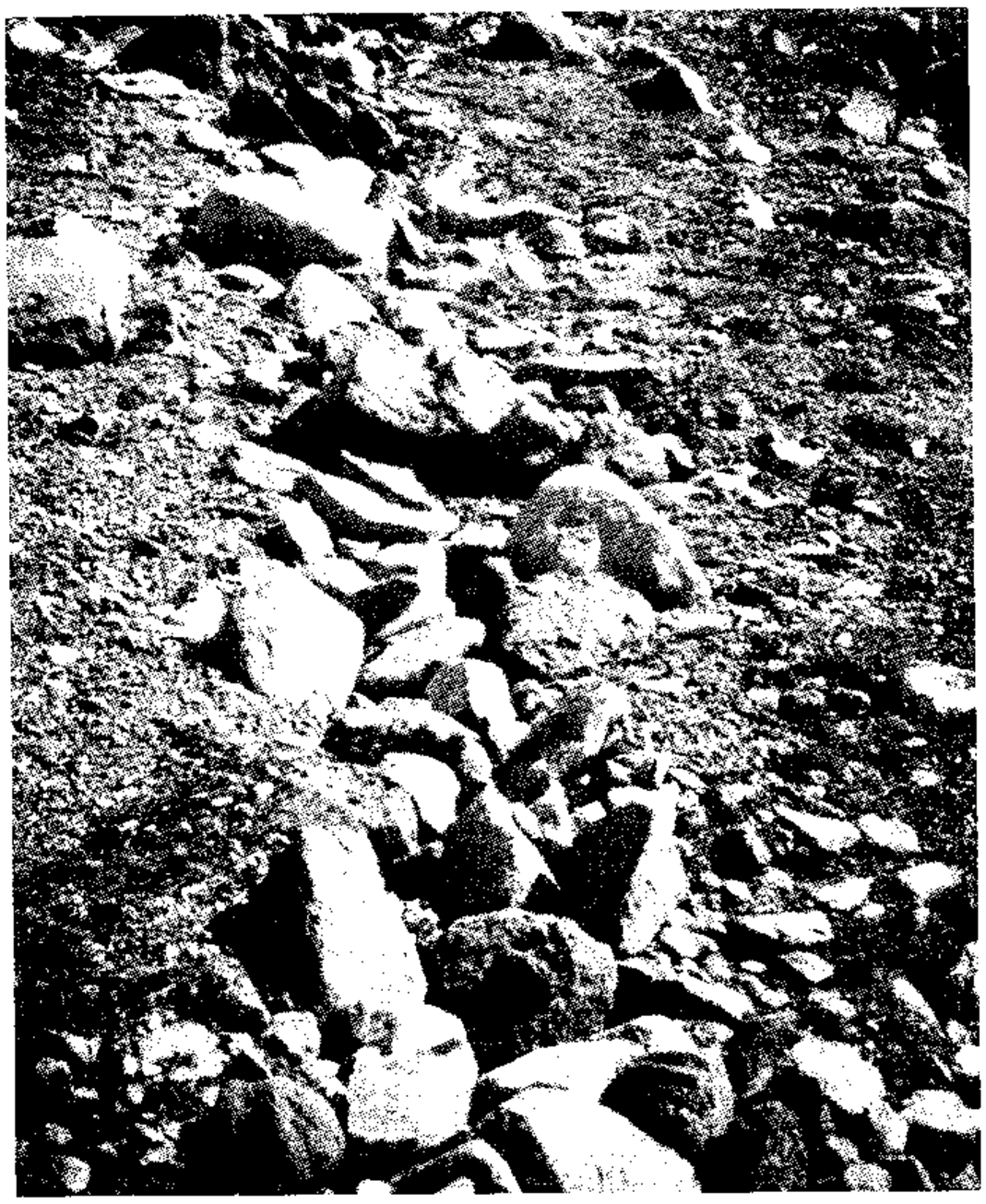


FIG. 4.14. *Vista de un anillo de piedras tomada de cerca. (Fotografía de R. P. Sharp.)*

En las cumbres de muchas montañas altas y en islas subpolares se encuentran concentraciones notables de bloques de rocas. Estos campos de rocas son conocidos como *campos de bloques* o *felsenmeere*. Se supone que son debidos al resquebrajamiento por la congelación vigorosa, que caracteriza tales localidades. Se encuentran especialmente en rocas macizas con diaclasas y fracturas espaciadas. Es indudable que algunos fueron formados en el lugar, pero otros provienen de bloques de transporte glaciario. Algunos pueden estabilizarse en su posición, pero otros muestran un movimiento lento, cuesta abajo, por solifluxión. Cuando se concentran en masas parecidas a ríos, desplazándose cuesta abajo, se denominan "ríos de

piedra". Las estructuras del suelo tratadas arriba se consideran como caracteres diagnósticos de regiones periglaciales. El significado de tales caracteres en regiones ahora remotas de calotas de hielo será tratado en el capítulo 16.

TIPOS DE FLUJO RÁPIDO DE REMOCIÓN EN MASA

Corrientes terrosas. Las corrientes terrosas se pueden confundir con el desmoronamiento y con las corrientes de barro. A menudo están acompañadas por desmoronamiento, pero difieren de éste en que no hay rotación hacia atrás de la masa. Se distinguen de las corrientes de barro en que: 1) son más lentas, rara vez perceptibles a simple vista, excepto en observaciones que se extienden por varias horas o días; 2) no están confinadas a canales como las corrientes de barro; 3) hay un contenido de agua más bajo que en las corrientes de barro; y 4) no son específicamente características de regiones secas, como lo son las corrientes de barro, pero son más comunes en áreas húmedas. Las corrientes terrosas se forman sobre terrazas y laderas donde los materiales terrosos capaces de fluir cuando se saturan con agua, están por debajo del manto detrítico y del relleno artificial. Son comunes en la región de la meseta Apalachiana (Sharp y Dosch, 1942), donde se les denomina "deslizamientos". Los lugares donde se originan están señalados por costurones de poca profundidad, y sus partes terminales las marcan escalones con montículos, cuyo perfil los asemeja a morenas laterales.

Corrientes de barro. Las corrientes de barro se mueven lo suficientemente rápido como para ser perceptibles a simple vista, tienen un contenido mayor de agua que las corrientes terrosas y, generalmente, están confinadas a canales. Blackwelder (1928), quien recalcó su importancia geomórfica en las regiones áridas y semiáridas, catalogó como condiciones favorables a su formación las siguientes: 1) materiales no consolidados en la superficie, que al humedecerse se tornará resbaladiza; 2) pendientes empinadas; 3) abastecimiento abundante pero intermitente de agua; y 4) vegetación rala. Las corrientes de barro son características de las regiones más secas, porque en tales áreas la vegetación es rala y las precipitaciones poco frecuentes son, a menudo, torrenciales. Las corrientes de barro comúnmente siguen los cauces elaborados por las crecientes de los ríos al cruzar los conos aluviales en la base de las montañas. Ellas constan principalmente de barro, pero pueden transportar bloques de varias toneladas. Muchos de los bloques grandes aislados que se observan en los conos aluviales a distancias considerables de las montañas, según Blackwelder (1928), se suponía que habían sido trasladados por corrientes de barro, que con excepción de su natural falta de ordenamiento, han perdido la mayoría de sus caracteres originales. Los bordes de las corrientes de barro pueden estar marcados por crestas

lineales agudas, denominadas *albardones de corrientes de barro* (Sharp, 1942*b*). Sharpe (1938) reconoció tres tipos de corrientes de barro: el semiárido, el alpino y el volcánico. Una corriente de barro alpina famosa es la corriente de barro Slumgullion (Howe, 1909), que endicó el lago Fork del río Gunnison, en el oeste de Colorado, y formó el lago Cristóbal. La corriente tiene unos 10 km de largo. En 1914 una corriente de barro similar cubrió parcialmente la ciudad minera de Telluride en la ladera occidental de los montes San Juan. Depósitos antiguos y disectados de corrientes de barro en valles de montañas pueden ser tomados por depósitos glaciarios por su falta de selección y la presencia en ellos de rocas estriadas. Aunque los guijarros y los bloques acarreados por las corrientes de barro se pueden estriar, carecen de las facetas que distinguen a los bloques glaciarios [1].

Derrumbamientos de detritos. Los derrumbamientos de detritos se encuentran en regiones húmedas y son bastante parecidos a los aludes, salvo que el volumen de la masa está constituido por detrito rocoso en vez de nieve. En algunos casos sería difícil distinguirlos de los deslizamientos de detritos, con excepción del momento en que se forman, ya que la diferencia principal que los distingue es que los derrumbamientos de detritos contienen más agua que los deslizamientos de rocas. Muchos de los costurones alargados y estrechos que se observan en las laderas boscosas de los montes White y Green probablemente sean debidos a derrumbamientos de detritos.

Deslizamientos

El término deslizamiento fue empleado por Sharpe como una denominación genérica para varios tipos de movimiento en masa de detritos de rocas. Como una clase, los deslizamientos se distinguen de los grupos precedentes en que hay un movimiento más rápido y las masas en movimiento contienen menos agua. Se reconocen cinco tipos de deslizamientos: desmoronamiento, deslizamiento de detritos, caída de detritos, deslizamiento de rocas y alud de rocas.

El *desmoronamiento* generalmente es provocado por un movimiento intermitente de masas de tierra o de rocas en una distancia corta, e involucra típicamente una rotación hacia atrás de la masa o las masas en cuestión, como resultado de la cual la superficie de la masa desmoronada muestra a menudo un declive inverso. Con frecuencia el desmoronamiento se produce como varias unidades pequeñas e independientes; el resultado es que la superficie de la masa desmoronada tiene una cantidad de "terracitas" similares a escalones. Los depósitos loéssicos del valle del Misisipí muestran a menudo estas terrazas pequeñas, que han sido denominadas escalones de

[1] En la República Argentina son frecuentes en el noroeste. Uno de los ejemplos mejor conocidos corresponde al Volcán, en la quebrada de Humahuaca.

gatos. El socavamiento de las laderas por los ríos, las olas y por el hombre son las causas más comunes del desmoronamiento.

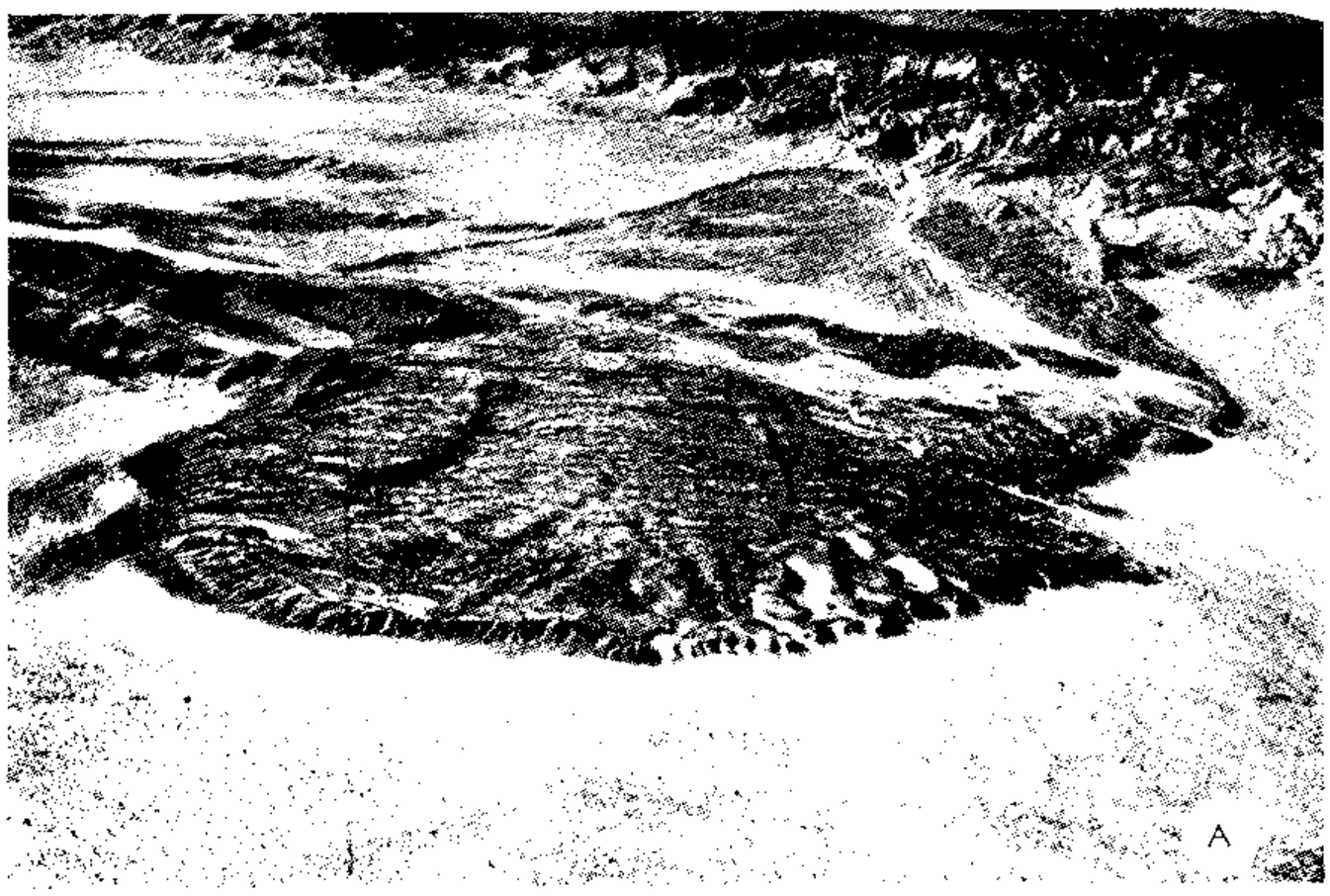
Los que fueron denominados *deslizamiento de detritos* por Sharpe, a menudo son descriptos como deslizamiento terrosos o resbalamiento de suelos. Difieren del desmoronamiento en que el movimiento no muestra rotación hacia atrás. En cambio hay un movimiento de rolido o deslizamiento. La cantidad de agua generalmente es poca; de otra manera sería



FIG. 4.15. *Un deslizamiento cerca de Gorman, California. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

un derrumbamiento de detritos. Las *caídas de detritos* difieren de los deslizamientos de detritos en que el material cae desde un acantilado o farallón vertical o sobresaliente. Las caídas de detritos son especialmente comunes a lo largo de las márgenes socavadas de los ríos.

Los *deslizamientos de rocas* son masas de substrato que se deslizan o resbalan a lo largo de lo que, en general, son superficies de estratificación, diaclasas o fallas. Dos deslizamientos de rocas bien conocidos fueron el deslizamiento de Gros Ventre, en Wyoming, en 1925, y el deslizamiento del monte Turtle en Frank, Alberta, en 1903. Se estimó que en el deslizamiento de Gros Ventre había unos 38.000.000 de m^3 de material. Worcester (1930) lo interpretó como una combinación de deslizamiento de rocas y de deslizamiento de detritos, lo cual probablemente sea lo correcto. El deslizamiento del monte Turtle arrolló parcialmente la ciudad de Frank, Alberta, con el resultado de la pérdida de 70 vidas. Los *aludes de rocas* tienen



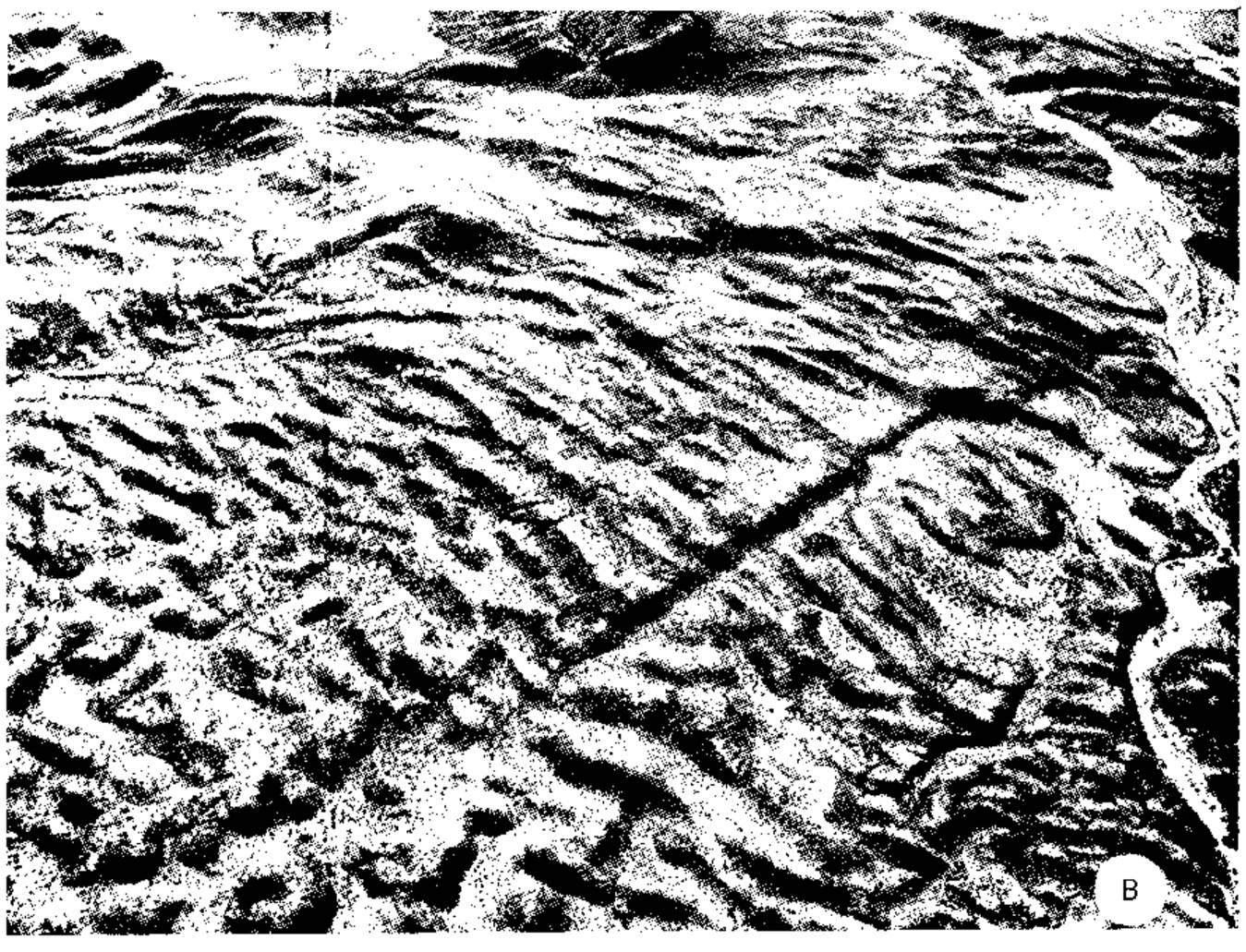


FIG. 4.16. *A. Lava brechada en el desierto de Mojave, 48 km al sudeste de Victorville, California. El lóbulo tiene un ancho de unos 3 km en su frente. B. Vista de la superficie de lava brechada, que muestra numerosas corrugaciones sobre su superficie. (Fotografías de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

lugar cuando bloques de rocas recientemente desprendidas, generalmente pequeñas, se desplazan precipitadamente cuesta abajo por el frente de un acantilado o peña viva vertical. Son muy frecuentes en áreas montañosas y durante los meses de la primavera, cuando hay congelación y derretimiento repetidos. Pueden comprender grandes masas rocosas, y sus consecuencias son elevadas pérdidas de vidas y daños en la propiedad.

Formas de Hundimiento

El *hundimiento*, en contraste con otros tipos de movimientos en masa, no tiene lugar a lo largo de una superficie libre, sino que es el asentamiento hacia abajo de material con poco movimiento horizontal. La causa más común es la remoción lenta de material debajo de la masa que se hundirá. Ejemplos comunes de formas de relieve producidas de esta manera son los hoyos glaciarios que se forman a medida que el derrubio glaciario se asienta sobre los bloques de hielo en derretimiento (véase capítulo 16) y los sumideros de las regiones calcáreas (capítulo 13). La remoción del material en profundidad por explotaciones mineras, el asentamiento de masas falladas, la sobrecarga de áreas de turba y cieno con relleno de caminos y la remoción de la lava fluida por debajo de una costra sólida, son otras causas de hundimiento.

CONCLUSIONES

La meteorización y la remoción en masa contribuyen a la nivelación de la superficie terrestre en un grado mucho mayor de lo que generalmente se supone. Estos procesos, junto con el lavaje en mantos, no sólo son importantes en el rebajamiento general del relieve, sino también en la formación de los detalles de la topografía de las áreas interfluviales. Rich (1951) ha manifestado, con razón, que el modelado del relieve ha sido demasiado interpretado en términos de erosión de ríos y no suficientemente en términos de grabado lento de la superficie terrestre por meteorización diferencial, remoción en masa y lavaje en mantos. Opina que estos procesos son particularmente importantes en áreas de rocas variadas. Lo que él consideró como concepto de grabado fue descripto de la manera siguiente:

> Dondequiera que la corteza terrestre esté integrada por materiales cuya resistencia a la meteorización y a la corrosión sea diferente, y estando en diversas posiciones, la meteorización diferencial, seguida por la remoción de los productos meteorizados, principalmente por lavaje en mantos y reptación (excepto en tierras áridas, donde son más importantes los vientos), graba de tal manera la superficie que las áreas con un substrato de rocas más resistentes pasan a constituir el relieve más alto a medida que las menos resistentes son rebajadas. Es así que aun diferencias pequeñas en estructura y composición son puestas en evidencia para ser interpretadas por los geomorfólogos.
>
> Una base fundamental para el concepto de grabado es el contraste extremo en el grado de meteorización mostrado por rocas diferentes. Algunas se desgastan muy rápidamente, otras con extrema lentitud. Aquí hay un posible campo de investigación

para quienes se interesan por los problemas geomórficos desde el punto de vista cuantitativo. Acá también hay una razón fundamental del porqué mucha geomorfología del pasado ha sido tan ineficaz. Se le ha dedicado muy poca consideración a la naturaleza de las rocas que constituyen el substrato.

La meteorización diferencial es selectiva en extremo. Dondequiera que los productos de la meteorización puedan ser removidos tan rápidamente como se forman, aun las diferencias leves en la resistencia de las rocas están expresadas en la topografía. Pero aun donde la remoción sea lenta, la cubierta de suelo profunda, y la vegetación



FIG. 4.17. *Zanja formada en un filón capa de roca ígnea básica en caliza, como resultado de la meteorización diferencial y de la erosión. Es un ejemplo del grabado, tal como fue concebido por Rich.*

tupida, las rocas débiles todavía constituyen tierras bajas y las rocas duras sobresalen en el relieve.

Bajo el concepto de grabado de la erosión, la degradación interfluvial se reconoce como de importancia extrema. Los ríos sirven principalmente para elaborar muescas estrechas en las rocas, exponerlas a los otros agentes; cavan lateralmente en alguna extensión, y sirven como desagües para llevar el material entregado por la reptación y el lavaje en mantos. Sólo afectan en forma directa una proporción muy pequeña del total de la superficie terrestre.

La influencia de la reptación en áreas húmedas cubiertas con vegetación parece haber sido subestimada con exceso. En tales áreas, la reptación es con mucho el agente

más efectivo para la remoción de los productos de la meteorización, mientras que el lavaje en mantos y la deflación desempeñan los papeles principales en las regiones áridas.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

ANDERSSON (J. G.): *Solifluction, a component of subaerial denudation.* J. Geol., t. *14*, págs. 91-112, 1906.

BEHRE (C. H., Jr.): *Talus behavior above timber line in the Rocky Mountains.* J. Geol., t. *41*, págs. 622-635, 1933.

BLACKWELDER (Eliot): *Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains.* Geol. Soc. Am., Bull. *39*, págs. 465-480, 1928.

— *The process of mountain sculpture by rolling debris.* J. Geomorph. t. *5*, págs. 325-328, 1942.

BLANK (H. R.): *"Rock doughnuts", a product of granite weathering.* Am. J. Sci., t. *249*, págs. 822-829, 1951.

BRETZ (J. H.) y LELAND HORBERG: *Caliche in southeastern New Mexico.* J. Geol., t. *57*, págs. 491-511, 1949.

BRYAN (Kirk): *Pedestal rocks in the arid southwest.* U. S. Geol. Survey, Bull. *760*, págs. 1-11, 1925.

BRYAN (Kirk) y ALBRITTON (C. C.): *Soil phenomena as evidence of climatic change.* Am. J. Sci., t. *241*, págs. 469-490, 1943.

BUSHNELL (T. M.): *The story of Indiana soils.* Purdue Univ. Agr. Expt. Sta., Spec. Circ. *1*, Lafayette, 1944.

CAPPS (S. R., Jr.): *Rock glaciers in Alaska.* J. Geol., t. *18*, págs. 359-375, 1910.

CHAPMAN (R. W.): *Monoliths in the White Mountains of New Hampshire.* J. Geomorph., t. *3*, págs. 302-310, 1940.

CRICKMAY (G. F.): *Granite pedestal rocks in the southern Appalachian Piedmont.* J. Geol., t. *43*, págs. 745-758, 1935.

DIXEY (F.): *The age of the silicified surface deposits in northern Rhodesia, Angola and the Belgian Congo.* Geol. Soc. S. Africa, Trans. *44*, págs. 39-49, 1941.

HOWE (Ernest): *Landslides in the San Juan Mountains, including a consideration of their causes and classification.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *67*, 58 págs., 1909.

HUNT (C. B.): y SOKOLOFF (V. P.): *Pre-Wisconsin soil in the Rocky Mountain region.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *221-G*, págs. 109-123, 1949.

KESSELI (J. E.): *Rock steams in the Sierra Nevada, California.* Geog. Rev., t. *31*, págs. 203-227, 1941.

LEIGHTON (M. M.) y MACCLINTOCK (Paul): *Weathered zones of the drift-sheets of Illinois.* J. Geol., t. *38*, págs. 28-53, 1930.

LYON (T. L.) y BUCKMAN (H. O.): *The Nature and Properties of Soils.* The Macmillan Co., Nueva York, 1943.

RICH (J. L.): *Geomorphology as a tool for the interpretation of geology and earth history.* Trans. N. Y. Acad. Sci., Ser. 2, t. *13*, págs. 188-192, 1951.

SHARP (R. P.): *Soil structures in the St. Elias Range, Yukon Territory.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 274-301, 1942a.

— *Mudflow levees.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 222-227, 1942b.

SHARPE (C. F. S.): *Landslides and Related Phenomena.* Columbia University Press, Nueva York, 137 págs., 1938.

SHARPE (C. F. S.) y DOSCH (E. F.): *Relation of soil-creep to earthflow in the Appalachian Plateau.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 312-324, 1942.

SMITH (L. L.): *Weather pits in granite of the southern Piedmont.* J. Geomorph., t. *4*, págs. 117-127, 1941.

TABER (Stephen): *The mechanics of frost heaving.* J. Geol., t. *38*, págs. 303-317, 1930.
WAHLSTROM (E. E.): *Pre-Fountain and recent weathering on Flagstaff Mountain near Boulder, Colorado.* Geol. Soc. Am., Bull. *59*, págs. 1173-1190, 1948.
WHITE (W. A.): *Geomorphic effects of indurated veneers on granites in the southern states.* J. Geol., t. *52*, págs. 333-341, 1944.
— *Origin of granite domes in the southeastern Piedmont.* J. Geol., t. *53*, págs. 276-282, 1945.
WOOLDRIDGE (S. W.): *Geomorphology and soil science.* J. Soil Sci., t. *1*, págs. 31-34, 1949.
WOOLNOUGH (W. G.): *The influence of climate and topography in the formation and distribution of products of weathering.* Geol. Mag., t. *67*, págs. 123-132, 1930.

REFERENCIAS ADICIONALES

BALDWIN (Mark), KELLOGG (C. E.) y THORP (James): *Soil classification.* Yearbook Agr., págs. 979-1001, 1938.
BRYAN (Kirk): *Cryopedology - The study of frozen ground and intense frostaction with suggestions of nomenclature.* Am. J. Sci., t. *244*, págs. 622-642, 1946.
BUSHNELL (T. M.): *Some aspects of the catena concept.* Soil Sci. Soc. Am., Proc. 7, págs. 466-476, 1942.
BYERS (H. G.), KELLOGG (C. E.), ANDERSON (M. S.) y THORP (James): *Formation of soil.* Yearbook Agr., págs. 948-978, 1938.
GLINKA (K. D.): *The Great Soil Groups of the World and Their Development* (traducción al inglés de C. F. Marbut). Edwards Bros., Ann Arbor, 1927.
JENNY (Hans): *Factors of Soil Formation.* McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1941.
— *Arrangement of soil series and types according to functions of soil-forming factors.* Soil Sci., t. *61*, págs. 375-391, 1946.
JOYCE (J. R. F.): *Stone runs of the Falkland Islands.* Geol. Mag., t. *87*, págs. 105-115, 1950.
NIKIFOROFF (C. C.): *Introduction to paleopedology.* Am. J. Sci., t. *241*, págs. 194-200, 1943.
SCHEFFEL (E. R.): *"Slides" in the Conemaugh formation near Morgantown, West Virginia.* J. Geol., t. *28*, págs. 340-355, 1920.
STRAHLER (A. N.): *Landslides of the Vermilion and Echo Cliffs, northern Arizona.* J. Geomorph., t. *3*, págs. 285-301, 1940.
THORP (James): *Interrelations of Pleistocene geology and soil science.* Geol. Soc. Am., Bull. *60*, págs. 1517-1526, 1949.
WENTWORTH (C. K.): *Soil avalanches on Oahu, Hawaii.* Geol. Soc. Am., Bull. *54*, págs. 53-64, 1943.

5 · *El ciclo geomórfico fluvial*

El título que encabeza a este capítulo no es enteramente satisfactorio, pues no sugiere que la meteorización, la remoción en masa y el escurrimiento libre contribuyen a la producción de muchos de los caracteres a tratarse. Davis y otros han incluido los procesos tratados en este capítulo dentro del llamado "ciclo normal", pero esa denominación no es muy apropiada, pues todos los procesos geomórficos son normales. Dado que se destaca el trabajo de los ríos, parece que la denominación "ciclo fluvial" sugiere, con mayor aproximación, la naturaleza de los temas a exponer.

En casi todo el mundo, las aguas de escurrimiento son los agentes geomórficos predominantes. Con excepción de las áreas ahora cubiertas por glaciares, hay pocos lugares donde la precipitación no tenga oportunidad de realizar un trabajo geomórfico. En los desiertos más absolutos llueve, aunque contadas veces, y como veremos en un capítulo posterior, las formas de relieve de los desiertos son, en gran parte, el resultado del trabajo del agua corriente. Aquellas áreas que durante el Pleistoceno estaban cubiertas por mantos de hielo, fueron revestidas con depósitos glaciarios y tomaron un aspecto topográfico único; los ríos y el lavaje en mantos ya comenzaron a impresionar el paisaje y lo están cambiando rápidamente.

CONCEPTOS FUNDAMENTALES RELATIVOS AL CICLO FLUVIAL

Las inferencias de un ciclo fluvial. En el capítulo 2 introdujimos el concepto de ciclo geomórfico. Ahora consideraremos más específicamente las inferencias de un ciclo fluvial. Las ideas siguientes parecen estar implícitas.

1. El levantamiento de la corteza provee las unidades iniciales de materiales geológicos, las cuales están sujetas al modelado y a la reducción. Estas unidades de material tienen sus aspectos litológicos, estructurales y geomórficos. Pueden ser formas tales como: secciones de la plataforma continental recientemente ascendidas, domos y cuencas; alternancia de anticlinales y sinclinales en la estructura de montañas plegadas; estructuras falladas; estructuras de montañas complejas; montañas o mesetas volcánicas; planicies [1]

[1] En la presente traducción la voz inglesa *plain*, se traduce por llanura cuando corresponde a una forma de acumulación y por planicie cuando pertenece a una forma de destrucción. *(N. del T.)*

limadas por el hielo, llanuras de till glaciario y caracteres asociados; llanuras lacustres; áreas de acumulación de arena y loess; áreas reducidas previamente a un relieve bajo por erosión fluvial (peneplanicie), y otros tipos.

2. En el ciclo fluvial, el modelado y la reducción de la masa inicial de materiales tienen lugar principalmente por la acción combinada de la meteorización, la remoción en masa y la erosión, así como por el escurrimiento de aguas encauzadas y libres.

3. La reducción puede tener lugar bajo condiciones diastróficas variables. Puede producirse después o durante el ascenso; este último puede ser continuo o intermitente. Davis suponía que generalmente el ascenso rápido era seguido por un largo período de quietud, pero se debe reconocer que de ninguna manera ésta es la única condición que puede prevalecer. Algunos aducirán que ni siquiera es la normal.

4. El modelado y la reducción sólo pueden ser parcialmente completados durante un período de quietud, antes que el ascenso inaugure un ciclo nuevo, y así resultan ciclos parciales y múltiples. Los ciclos completos son más bien la excepción que la regla.

5. Los estados de progreso en el modelado y en la reducción del relieve pueden ser reconocidos y denominados por los estados metafóricos de juventud, madurez y vejez o senectud. Los subestados pueden ser sugeridos por prefijos tales como temprano, medio y avanzado.

6. A medida que un ciclo progresa sobreviene una secuencia sistemática de formas de relieve, y cada estado está caracterizado por un grupo de formas en armonía con su ubicación en el ciclo.

7. Las formas de relieve producidas durante un ciclo dependen y son explicables en términos de estructura, proceso y estado.

8. Es posible que una masa de tierra ascendida sea reducida al límite final de la reducción del relieve denominado nivel de base.

9. El desgaste, casi completo, de una parte elevada de la corteza terrestre producido por los procesos combinados de meteorización, remoción en masa y erosión por las aguas de escurrimiento, da origen a una superficie topográfica de relieve bajo denominado peneplanicie.

RÍOS Y VALLES

Los valles son tan comunes en la superficie de la Tierra que pocas veces nos ocupamos en definirlos. Esta carencia de definición conduce a la aplicación del término a caracteres que en realidad no son valles. Valles verdaderos están presentes en casi toda la superficie de la Tierra. Son conocidos con nombres tales como cárcava, barranco, cañada, quebrada, hoyada, torrentera, arroyo, garganta o desfiladero, cañón, o con términos más poéticos tales como val, hocino, vallecico, pero todos tienen una cosa en común y es que fueron labrados por el agua corriente. Son formas de

relieve negativas, de tamaño y aspecto variables, ocupados por ríos permanentes o transitorios. El término valle debe ser restringido a los caracteres que tienen dicho origen. Es demasiado suponer que dejaremos de decir valle de la Muerte, el Gran Valle de California, el val de Chile, y el valle del río Jordán, cuyos caracteres salientes son de origen diastrófico, pero por lo menos deberíamos estar informados del hecho de que deben su presencia más al diastrofismo que a la erosión fluvial.



FIG. 5.1. *Lavaje en mantos, fusionándose con carcavamiento, cerca de Redfield, Dakota del Sur. (Fotografía del Servicio de Conservación del Suelo.)*

Con frecuencia usamos descuidadamente los términos valle y río, como si fuesen prácticamente sinónimos. Hablamos de ríos jóvenes, ríos maduros, y ríos viejos, cuando realmente queremos decir valles jóvenes, maduros y viejos. Es posible tener un río viejo en un valle joven o un río joven en un valle viejo, porque joven, maduro y viejo, de la manera como se aplica a un valle, no tiene ninguna relación con el tiempo, sino que denota más bien ciertas características de un valle que son expresión de su estado de desarrollo.

La mayoría de los valles grandes o sistemas de valles han tenido una historia complicada, la cual no siempre puede ser determinada en detalle. La historia geológica posterior de un valle usualmente es sugerida por su forma o por los caracteres topográficos menores que hay dentro de él. Por tanto,

una comprensión del significado de las formas de los valles es de la mayor importancia para un geomorfólogo.

El desarrollo de un valle. Un valle toma forma por la actuación de tres procesos concomitantes: profundización del valle, ensanchamiento del

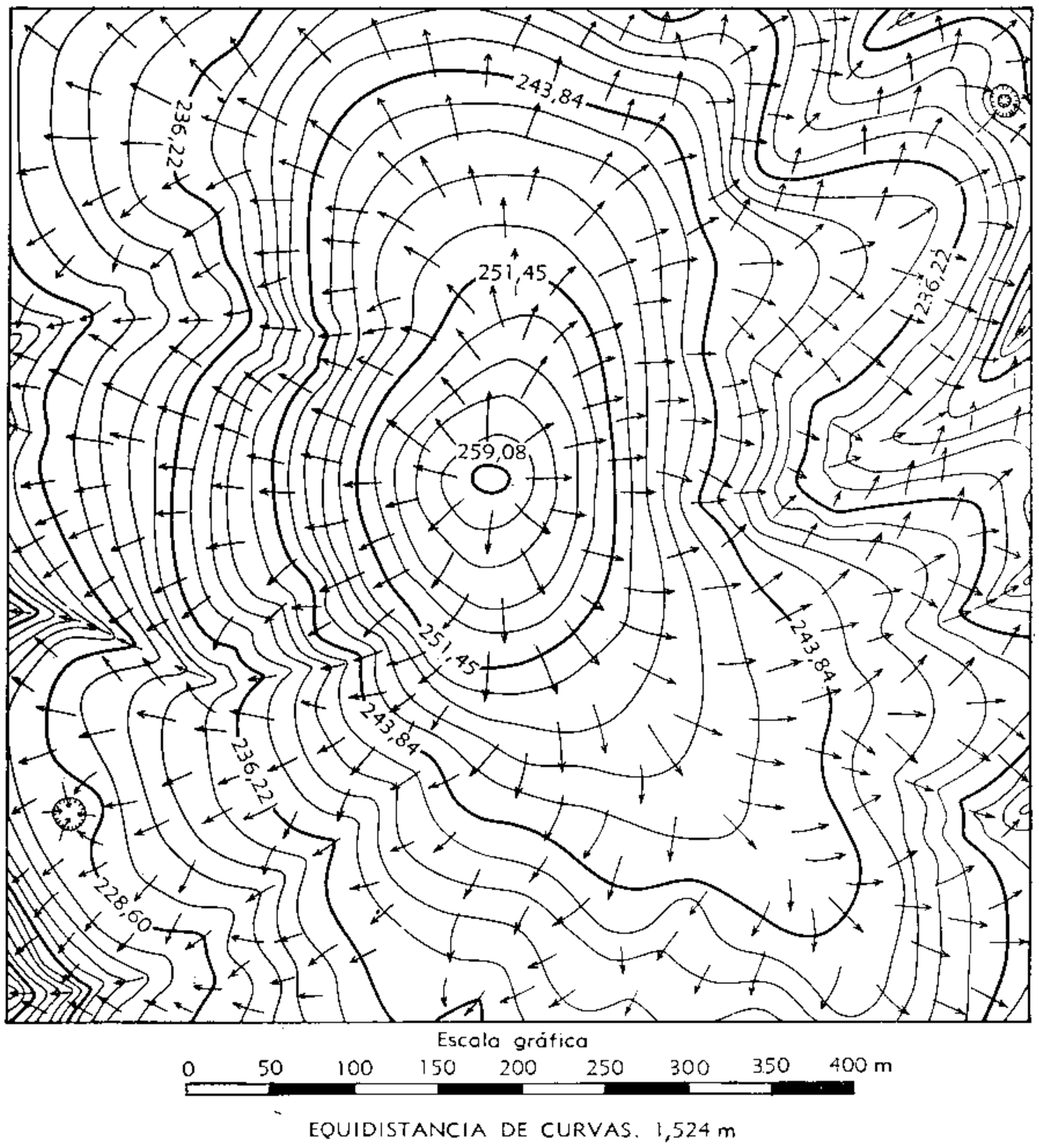


FIG. 5.2. *Mapa topográfico de Sheets Hill, al norte de Bloomington, Indiana, que permite observar la transición del escurrimiento libre al encauzado. (Tomado de C. A. Malott.)*

valle y alargamiento del valle. La profundización del valle se efectúa por varios procesos (discutidos en el capítulo 3). Éstos son: 1) acción hidráulica; 2) corrasión o abrasión en el piso del valle; 3) perforación de hoyos de remolino a lo largo del piso del valle y en la base de las cascadas (esto en realidad es un tipo especial de corrasión o abrasión, pero tal vez sea lo

suficientemente singular como para merecer una denominación especial); 4) corrosión; y 5) meteorización del lecho del río (en el caso de un río transitorio) más la remoción subsiguiente del material meteorizado por acción hidráulica.

El ancho del valle es la distancia lineal entre los costados del valle y



FIG. 5.3. *Un valle juvenil en el proceso de profundización de su piso por medio de la meteorización, con el añadido de la subsiguiente remoción del material meteorizado mediante acción hidráulica. (Fotografía de P. B. Stockdale.)*

está expresada en términos de sección transversal de un valle. Las partes superior y exterior de muchos costados de valles son indefinidas y éstos deben ser delimitados arbitrariamente. El ancho del piso del valle se puede determinar con mayor exactitud, y comúnmente pensamos el ancho de un valle en términos de su piso. El ensanchamiento del valle puede ser efectuado de varias maneras. 1) En un valle la erosión o aplanamiento lateral efectuado por el río puede remover el material de la base del costado del

valle por acción hidráulica y corrasiva. Esto da como resultado un sobreempinamiento local con pendientes socavadas acompañantes, lo cual favorece el desmoronamiento de materiales hacia el río. Este proceso puede actuar durante cualquier estado de desarrollo del valle, pero es más notable durante la madurez y senectud, porque entonces la profundización del valle esencialmente ha cesado y los efectos de la erosión lateral son más visibles. 2) El lavaje pluvial o lavaje en mantos en los costados de los valles contri-



FIG. 5.4. *Ensanchamiento de valle por desmoronamiento, a lo largo del río Grande, cerca de Taos, Nuevo México. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

buye de una manera importante al ensanchamiento de los mismos. 3) La formación de cárcavas en los costados de los valles es otro método por el cual se puede efectuar su ensanche. Aunque es más espectacular que el lavaje en mantos, es dudoso que sea tan importante. 4) La meteorización y la remoción en masa pueden contribuir al ensanchamiento del valle tanto directa como indirectamente. Algunos valles pueden tener costados tan empinados que sobre ellos permanece muy poco manto detrítico. Bajo tales condiciones, la meteorización puede aflojar material que se mueve directamente cuesta abajo hacia el lecho del río; más comúnmente, la meteorización actúa indirectamente mediante la producción del manto detrítico, el cual, a su vez, es movido cuesta abajo por reptación, desmoronamiento, u otros tipos de remoción en masa, así como el lavaje en mantos. 5) Los

afluentes contribuyen al ensanchamiento del valle, aunque aquéllos no sean más que cárcavas desarrolladas en exceso. Por lo común los valles se ensanchan de manera notable donde se les unen tributarios, porque en este lugar la pared del valle es atacada desde dos direcciones.

El alargamiento del valle puede producirse de tres maneras. 1) Los valles se pueden extender por el proceso de erosión retrocedente. Esto es particularmente significativo en el crecimiento de valles menores. Sería erróneo suponer que un río mayor como el Misisipí comenzó como un río corto, con cabeceras cerca del mar, y que luego se extendió por erosión retrocedente hasta su fuente presente. Ningún gran valle se ha formado alguna vez de esta manera, pero, en cambio, se han producido muchos valles tributarios menores. El tipo más común de erosión retrocedente involucra la extensión de una quebrada por medio de mantos de agua entrantes, con la meteorización y el desmoronamiento consiguientes en las cabeceras de la quebrada. Un segundo tipo de erosión retrocedente es efectuado por el trabajo de zapa de los manantiales. Esto tiene lugar allí donde un manantial emerge en la naciente de un valle. La roca suprayacente es socavada por disolución y meteorización, y el desmoronamiento subsecuente, por arriba del manantial, puede producir una cabecera de valle abrupta. Los valles se pueden extender hacia sus cabeceras penetrando o cruzando áreas pantanosas, acompañando el relleno y el avenamiento de tales áreas o después que la profundización del valle aguas abajo del pantano haya bajado el nivel freático lo suficiente como para permitir la incisión a través del valle. 2) Los valles pueden ser alargados mediante el aumento de tamaño de sus vueltas o meandros. Mientras un río con meandros esté confinado por las paredes del valle, un incremento en su sinuosidad aumentará la longitud del valle. 3) Los valles también pueden alargarse en sus terminales. Un ascenso del terreno o un descenso del nivel del mar o del lago, producirá un alargamiento de la forma del valle a través del terreno recién expuesto. Muchos de los valles que cruzan las planicies costaneras del Atlántico y del golfo de México se han extendido de esta manera; lo mismo ocurrió con los valles que desembocan en los Grandes Lagos actuales, a altitudes inferiores a las de sus predecesores pleistocénicos. Los ríos también pueden ser alargados en sus puntos terminales mediante deltas que se extienden mar adentro. El Misisipí inferior ilustra muy bien este tipo de alargamiento, ya que a comienzos del Pleistoceno su boca estaba a unos 200 km tierra adentro con respecto a su posición presente. Sin embargo, es dudoso que el cauce del Misisipí a través de su delta pueda denominarse valle.

El nivel de base y sus variedades. Generalmente se reconoce que la profundización de un valle tiene un límite inferior. Esta limitación de la erosión vertical es conocida con la denominación de *nivel de base*. Cuando Powell (1875) propuso el concepto de nivel de base, introdujo una idea que probablemente fue objeto de más abuso que cualquier otro concepto, con

excepción del de peneplanicie. Después de 75 años, no podemos estar seguros de lo que quieren decir los geólogos cuando emplean este término. Ni siquiera se pueden poner de acuerdo en cómo se debe escribir. Para la discusión de los numerosos empleos que se le han dado a este término el lector puede recurrir a los artículos de Davis (1902) y Malott (1928). Powell introdujo la idea de nivel de base con las palabras siguientes:

> Podemos considerar el nivel del mar como un gran nivel de base, por debajo del cual la tierra firme no puede ser erosionada; pero para propósitos locales transitorios también podemos tener otros niveles de base de erosión, los cuales son los niveles de los lechos de los ríos principales que llevan los productos de la erosión. (Me tomo cierta libertad al emplear el término nivel en esta relación, ya que la acción de un río circulante, al desgastar su cauce, cesa en sentido práctico antes de que su lecho haya alcanzado el nivel del extremo inferior del río. Lo que he denominado nivel de base sería, de hecho, una superficie imaginaria con una inclinación leve de todas sus partes hacia el tramo terminal inferior del río principal, avenando el área por la cual se supone que se extiende el nivel, o teniendo la dirección de la inclinación de sus partes modificada en la medida que lo determinan sus ríos tributarios.) Donde el cauce de tal río cruce una serie de rocas, algunas de las cuales sean duras y otras blandas, las capas más duras formarán una serie de embalses transitorios, por arriba de los cuales es contenida la corrasión del canal a través de las capas más blandas, y así podemos tener una serie de niveles de base de erosión, por debajo de los cuales y a ambos lados del río, aunque las rocas sean sumamente friables, no pueden ser degradadas.

Parecería que Powell intentó definir al nivel de base como un límite de reducción del terreno y no como una "planicie nivelada", una "peneplanicie", un "plano", "la condición de un río", "una etapa en la historia de un río", o una "forma geomórfica", como ha sido interpretado variamente.

Para simplificar algo, podemos decir que la disputa mayor se planteó en lo referente a si la superficie final de una región reducida al nivel de base debería ser caracterizada como una planicie o un plano, y si Powell contempló dos o más tipos de nivel de base. Malott (1928) interpretó la manifestación de Powell como queriendo significar tres tipos de nivel de base: *final, local y transitorio.* Davis (1902) parece haber pensado de la misma manera, porque al referirse a las ideas de Powell manifestó:

> El nivel de base, así definido, parece incluir tres ideas: primero, el nivel de base grandioso o general para la erosión subaérea es el nivel del mar; segundo, un nivel de base es una superficie inclinada imaginaria, que generaliza la inclinación débil del río troncal y sus tributarios de una región cuando la erosión de sus canales prácticamente ha cesado; tercero, los niveles de base locales y transitorios son aquellos tramos lentos de un río que están determinados por resaltos aguas abajo de su curso.

Sin embargo, más adelante y en el mismo artículo, Davis indicó que hay solamente dos tipos de nivel de base: general o permanente y local o transitorio. Una de las mayores diferencias de opinión es si la expresión de Powell "para propósitos locales y transitorios" quería significar nivel de base local *y* temporario, o local *o* temporario. También hay diferencia de opinión sobre la naturaleza del "nivel de base grandioso". Johnson (1929) era

uno de los que sostenían con mayor firmeza la idea de que el nivel final de reducción de la tierra es el nivel del mar y que el último nivel de base es la superficie *plana* del mar extendida bajo las tierras. Al autor esto le parece una abstracción teórica que tiene poca aplicación práctica, excepto para áreas inmediatamente adyacentes al mar. Aun si concedemos la posibilidad teórica de que las masas continentales sean desgastadas hasta el nivel del mar (una posibilidad dudosa), teniendo en cuenta nuestros conocimientos de diastrofismo, la probabilidad de que la tierra permanezca estacionaria un tiempo suficientemente largo como para que esto pueda completarse es tan improbable, que el nivel del mar tiene poco significado como un nivel de control de la reducción del relieve para áreas alejadas del mar. En el presente, el nivel de control para la reducción del relieve en Minnesota, en Colorado o en otras áreas a miles de kilómetros de distancia por río del océano, con toda seguridad que no es el mar. Si el concepto de nivel de base debe tener valor práctico en la interpretación de las formas de relieve necesita estar basado sobre algo menos teórico que la reducción al nivel del mar de áreas de tamaño subcontinental. Esto no significa que no hay tal cosa como un nivel de base de erosión final. Lo hay, y tal vez estaría en o levemente por debajo del nivel del mar, porque los ríos en sus desembocaduras pueden erosionar, y lo hacen, por debajo del nivel del mar. Después que una región ha logrado un relieve tan bajo que los ríos llevan poca carga mecánica, el océano puede avanzar sobre la tierra y reducirla, no al nivel del mar pero sí hasta la base del tren de olas (véase capítulo 17). Parece probable que algunas áreas locales hayan sido erosionadas hasta la base del tren de olas, pero es difícil citar ejemplos de trechos subcontinentales reducidos de esa manera.

El punto de vista más convencional es el que sostiene que Powell intentó sugerir que algunos caracteres, tales como barreras de rocas duras o lagos atravesados en el cauce de un río, podrían actuar como niveles de base locales para porciones del río situadas arriba de tales barreras. Johnson se refirió a ellos como "niveles de base locales transitorios", y así combinó las dos ideas en una sola. No podemos juzgar cuáles eran las intenciones de Powell, pero se puede argumentar desde el punto de vista de que hay niveles de base tanto locales como transitorios. Si se aceptan estos dos, el *nivel de base local* sería el límite inferior de la reducción del terreno para cualquier región en la medida que corresponda al nivel de los ríos que cruzan la región y que están en equilibrio con el mar.

Esta idea algo heterodoxa de nivel de base local tiene mucho en su favor, como para recomendarla a una persona interesada en la interpretación práctica de las formas de relieve, aunque probablemente sea atacada por los que se aferran a la abstracción de que las tierras alejadas del mar serán eventualmente desgastadas hasta el nivel del mar. No cabe duda de que para áreas ahora alejadas del mar el nivel de control de reducción del relieve no es el nivel del mar, sino que para cada valle es el nivel presente

del valle del cual es tributario. Si suponemos que los sistemas de ríos están en equilibrio con el mar (es decir, hay un estado de equilibrio entre erosión y acumulación), si se proyectan los perfiles de estos sistemas de ríos en equilibrio por debajo de los elevados terrenos interfluviales no reducidos, obtenemos una medida de los límites de reducción de la tierra para cada localidad en particular.

Por lo general se admite que caracteres tales como barreras de rocas duras o lagos situados a lo largo de un río pueden actuar como niveles de base locales para las áreas que se hallan por arriba de ellos. La única cuestión es si también deben ser considerados como niveles de base locales. Parece apropiado describir a una región como estando en *nivel de base transitorio*, siempre que esté en equilibrio con respecto a algún nivel que, a su vez, no está equilibrado con respecto al mar. Empleado en este sentido, el nivel de base transitorio es diferente del nivel de base local.

El río equilibrado. Construyendo sobre las ideas de Gilbert, Davis desarrolló el concepto de que en el ciclo geomórfico un río logra más bien temprano esa pendiente o gradiente que bajo las condiciones existentes de descarga, y las características del cauce son ideales para el transporte de su carga. De tal río se dice que está *equilibrado* o en *equilibrio*. El equilibrio no debe ser confundido con el gradiente; todos los ríos fluyen sobre pendientes y, por consiguiente, poseen gradientes que pueden ser expresados en grados, por ciento, o tal vez en metros por kilómetros. Un río equilibrado no es, como se dice frecuentemente, un río que está cargado hasta el límite de su capacidad, porque los ríos probablemente nunca llevan tal cantidad de carga. Tampoco es, como se suele decir, un río que no está erosionando ni acumulando, porque la erosión en una parte del cauce del río y la acumulación en otra son tan características de un río en equilibrio como de otro no equilibrado. Aunque un río en equilibrio haya logrado un gradiente particular, no es sólo el gradiente el que determina las condiciones de equilibrio. Se involucran otros factores, tales como la velocidad del río, que no está determinada totalmente por el gradiente, las características del curso y el calibre del material que el río tiene que transportar.

El concepto de río equilibrado ha sido puesto en tela de juicio por Kesseli (1941), quien preferiría que río en equilibrio significara únicamente ausencia de rápidos y cascadas, pero parece que sus objeciones provenían principalmente de una falsa interpretación de lo que entraña la idea de un río equilibrado. Mackin (1948) defendió firmemente el concepto e hizo mucho para aclarar su significado. Su definición de un río equilibrado es algo complicada, pero, como quiera que sea, expresa las ideas esenciales tan bien que es citado a continuación:

> Un río equilibrado es uno en el cual el declive es ajustado delicadamente durante un período de años para proveer, con la descarga disponible y las características prevalecientes del cauce, la velocidad justa que requiere el transporte de la carga pro-

vista por la cuenca de avenamiento. El río equilibrado es un sistema en equilibrio; su característica distintiva es que cualquier cambio, en cualquiera de los factores que lo rigen, motivará un desplazamiento del equilibrio en una dirección que tenderá a absorber el efecto del cambio.

La condición de equilibrio no significa necesariamente un gradiente muy alto o muy bajo. Algunos ríos pueden estar en equilibrio y no obstante tener gradiente alto. Mackin (1948) citó el río Shoshone, al este de Cody, Wyoming, con un gradiente promedio de cerca de 6 m por kilómetro, como un ejemplo de río equilibrado y de gradiente elevado, y al río Illinois, con un gradiente de unos 3 cm por kilómetro, como un ejemplo de río en equilibrio y de bajo gradiente. El Shoshone debe transportar bloques de un diámetro de 20 a 30 cm, mientras que el río Illinois está transportando principalmente sedimentos del tamaño de la arcilla y el limo.

El perfil longitudinal de un río equilibrado se denomina *perfil de equilibrio*. Generalmente se lo representa como una curva hiperbólica suavemente cóncava hacia arriba que decrece en declive gradual y sistemáticamente valle abajo. Aunque en general esto es cierto, no lo es en detalle. En realidad, los ríos pueden tener, en su curso, secciones tanto en equilibrio como en desequilibrio, pero aun el perfil longitudinal de un río que está en equilibrio en todo su curso, raras veces es una curva suave que decrece progresivamente en declive aguas abajo. Por debajo de la confluencia con tributarios importantes pueden producirse cambios notables en el gradiente relacionados con la cantidad y el calibre del material llevado al río principal por sus afluentes. Aguas abajo de la confluencia del río Misurí con el río Platte se produce un aumento del gradiente, principalmente porque el río Platte trae al Misurí considerable material del tamaño de la grava, el cual necesita, para su transporte, un gradiente más fuerte. Entre los tributarios mayores frecuentemente hay un decrecimiento gradual del declive por la reducción del tamaño del material a causa de la atrición. Los factores que a lo largo de un río en equilibrio influyen sobre las variaciones del gradiente fueron puestos de manifiesto por Mackin (1948) de la siguiente manera:

El perfil longitudinal de un río equilibrado se puede suponer como formado por numerosos segmentos, tales que cada uno difiere de los contiguos, pero todos constituyen partes de un sistema estrechamente relacionadas.

Cada segmento tiene un declive que proveerá la velocidad requerida para el transporte de toda la carga provista desde arriba, y este declive es mantenido sin cambios mientras las condiciones que lo rigen permanezcan iguales. El perfil equilibrado es una pendiente de transporte; no está influido directamente ni por el poder corrasivo del río ni por la resistencia del substrato a la corrasión.

Algunos cambios en los factores que segmento a segmento controlan el declive del perfil de equilibrio son cuestiones de circunstancias geográficas que de ninguna manera son sistemáticas; en la parte del valle éstos incluyen el aumento de la descarga y el decrecimiento de la carga en relación con la descarga, características propias de los ríos troncales que fluyen desde áreas de terrenos altos y surcan terrenos bajos húmedos. Valle abajo, en los tramos comprendidos entre las juntas de los tributarios, pueden producirse otros cambios más o menos sistemáticos, como la disminución del calibre de la carga a

causa de la atrición. Otras modificaciones de las características del cauce también dependen parcialmente de los cambios en la carga y la descarga; las características del cauce están determinadas, principalmente, por el calibre de la carga y el grado de desplazamiento lateral del cauce, el que, a su vez, depende de la velocidad y erosibilidad de las márgenes.

Estos cambios generalmente son tales como para disminuir los requerimientos del declive en dirección del descenso de las aguas, pero, como ninguno de ellos es sistemático, el perfil equilibrado no puede ser una curva matemática sencilla sino en un sentido indefinido o superficial. Podemos propender hacia un entendimiento del perfil equilibrado, no por "igualación de curvas" sino por análisis riguroso de conjuntos adecuados de datos obtenidos de ríos naturales o de laboratorios, lo suficientemente numerosos y variados como para revelar los efectos de la variación individual de cada uno de los factores, por unidad de segmentos. Un requisito previo esencial para la eficiencia en el acopio y análisis de los datos es el reconocimiento de la diferencia entre el perfil equilibrado, que es mantenido sin cambio, y el perfil no equilibrado, que está siendo modificado por la construcción y el rebajamiento.

La obtención de un perfil de equilibrio no significa necesariamente que el río haya logrado el declive o gradiente más bajo sobre el cual podrá fluir siempre. En realidad, su gradiente puede ser modificado lentamente, a medida que cambien las condiciones durante el progreso del ciclo geomórfico; pero como se ha indicado más arriba, esto generalmente tiene lugar a una velocidad tan imperceptiblemente lenta que el perfil de un río en equilibrio queda como nivel de base local de erosión para la tierra contigua. A medida que progresa el ciclo, la disminución de la cantidad y calibre de la carga, resultado del rebajamiento de las áreas interfluviales por lavaje de ladera y remoción en masa, permite un gradiente menor para el río troncal; pero estos cambios tienen lugar conjuntamente y el perfil equilibrado del río troncal constituye el nivel de control apropiado para producir la reducción del terreno local.

Como se ha manifestado precedentemente, a lo largo del curso de un río tanto puede haber trechos en equilibrio como en desequilibrio. Las interrupciones entre estos trechos no constan de inflexiones menores en el perfil, como se observa a lo largo de ríos equilibrados, sino más bien de cambios abruptos en el gradiente, marcados por rápidos o cascadas. Un perfil de río señalado por cambios tan abruptos en el declive es denominado un *perfil interrumpido*. El problema principal que presenta un perfil interrumpido está en determinar si refleja el efecto local de un substrato resistente a lo largo del valle o si presenta inferencias cíclicas y fue producido por cambios diastróficos o eustáticos del nivel del mar. Las inflexiones agudas de un perfil interrumpido son denominadas *knickpunkte* o *resaltos de pendiente*. Algunos sostienen que siempre son explicables en términos de la variación de la dureza de la roca a lo largo del curso del río y, por consiguiente, no tienen significado cíclico. En un río puede existir un nivel de base transitorio, tal como una barrera de roca dura o lago, y dar lugar a que, aguas arriba de la barrera, un trecho del río logre una condición de equilibrio, mientras que aguas abajo de la misma el río permanezca en desequilibrio. Tal resalto de pendiente es una cosa transitoria y, generalmente,

no tiene inferencias cíclicas. Sin embargo, a lo largo de algunos ríos se encuentran resaltos de pendiente que no parecen estar relacionados con rocas más resistentes. Han sido interpretados como los límites de la erosión retrocedente en valles multicíclicos durante períodos sucesivos de nivelación de base. Parecería que fuera posible este origen para los resaltos de pendiente encontrados a lo largo de valles elaborados en rocas homogéneas. Por ese hecho, los resultados de pendiente asociados con rocas resistentes pueden

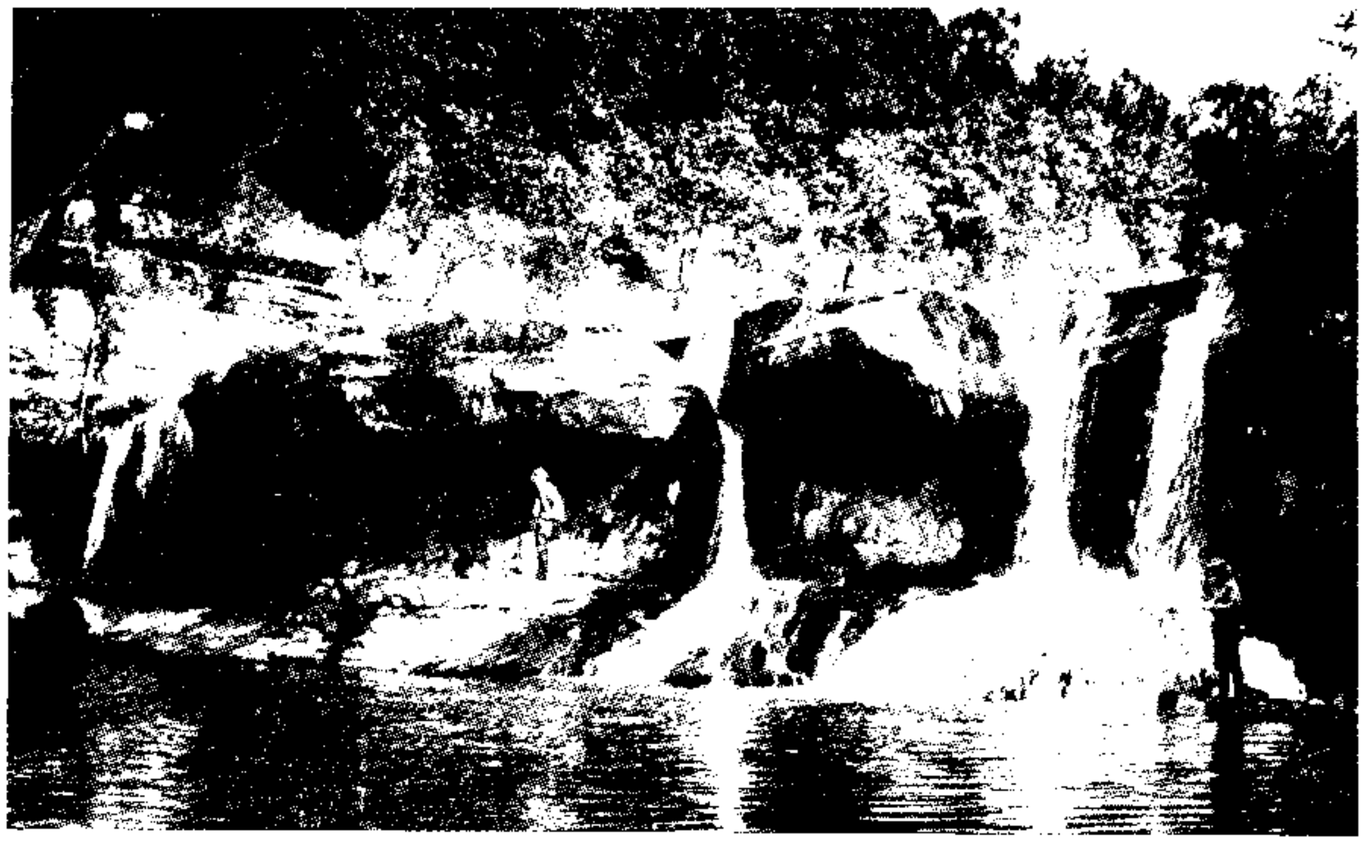


FIG. 5.5. *Los saltos Cataract, cerca de Cloverdale, Indiana. Estos saltos se deben a un banco resistente de arenisca y marcan el límite del retroceso por erosión durante la profundización del valle posilloniano. (Fotografía de C. A. Malott.)*

representar puntos alcanzados en su migración valle arriba, ya que la roca resistente puede obligar a un resalto de pendiente a permanecer fijo hasta que la barrera de roca dura haya sido franqueada.

Los perfiles transversales de valles. El perfil transversal de un valle puede arrojar considerable claridad sobre una historia geomórfica, como también indicar la influencia de los controles geológicos y climáticos locales. En algunas ocasiones se expresa descuidadamente que, durante la juventud, la profundización de un valle excede al ensanchamiento. En cierto sentido la profundización del valle es el efecto más notable de la actividad del río durante el estado juvenil, pero raramente excede en cantidad al ensanchamiento. El perfil transversal en V, que generalmente se considera tan típico de los valles juveniles, medido arriba tendrá casi siempre mayor ancho que profundidad. El gran cañón del Colorado tiene un ancho de 24 km en la parte superior en comparación con una profundidad de 1,5 km. Solamente donde hay condiciones geológicas especiales, tales como capas

o rocas casi verticales, que sean especialmente resistentes a la meteorización y a la remoción en masa, es posible que se desarrolle el perfil de garganta o desfiladero en el cual la profundidad excede al ancho. Sin embargo, es cierto que durante la juventud un río está más ocupado en la erosión vertical que en la lateral, porque entonces la mayor parte del ensanchamiento del valle es efectuada por meteorización, lavaje en manto y remoción en masa sobre los costados de los valles.

Aunque la divagación de los ríos y la erosión lateral pueden producirse en la edad juvenil, son procesos particularmente significativos después que un río ha logrado un perfil de equilibrio, porque entonces la incisión se produce con lentitud casi imperceptible y predomina el ensanchamiento del valle. Se puede decir que este cambio en la actividad característica de un río marca la transición de juvenil a maduro. Los espolones del estado juvenil que se entrelazan son recortados, aguzados y removidos, dando como resultado el desarrollo de un río libremente divagante, más bien que uno encerrado por paredes de valle como en la juventud. El aplanamiento lateral produce un fondo plano de valle, con su llanura aluvial incipiente o capa aluvial. La continuación del ensanchamiento del valle produce el valle amplio, abierto, del estado senil, que tiene un ancho varias veces mayor que el de la faja de meandros (aproximadamente igual a la distancia entre arcos de los meandros sucesivos).

La mayoría de los diagramas de los libros de texto siguen los de Davis y muestran las pendientes de los costados de los valles como si se hicieran más y más suaves a medida que avanza el ciclo. Se puede dudar seriamente de que esto sea siempre cierto. Probablemente, el resultado más importante de la puesta en tela de juicio de algunas de las ideas de Davis hecha por Gualterio Penck (véase capítulo 8) ha sido el de llamar la atención a la falta de informaciones sobre los métodos de retroceso de las pendientes (Bryan, 1940).

El perfil transversal de un valle a menudo es asimétrico, y el reconocimiento de las causas de la asimetría es esencial para una interpretación correcta de la historia de un valle. Hay varias causas por las cuales se puede producir un perfil transversal asimétrico.

1. Probablemente la más común sea la formación de *pendientes socavadas y de deslizamiento*, concomitante con la divagación y la erosión lateral. En el lado externo de un meandro, el costado del valle muestra a menudo una pendiente sobreempinada y socavada, mientras que el lado opuesto desciende gradualmente desde la parte alta hacia el fondo del valle, y forma lo que se denomina una pendiente de deslizamiento.

2. Un perfil transversal asimétrico puede reflejar controles estructurales. Los valles, al cortar en estratos débiles y fuertes alternantes, con una disposición esencialmente horizontal, frecuentemente presentarán *terrazas estructurales* sobre los estratos fuertes. Estas terrazas, por lo general, no mantienen su continuidad por distancias largas y pueden presentarse en un lado del

valle y faltar en el otro. Se deben distinguir de las terrazas aluviales y de las terrazas rellano (superficies del substrato que indican anteriores niveles de base de erosión) que tienen significados diferentes en cuanto se refieren a la historia del valle. Las terrazas estructurales no tienen ningún significado como control de un anterior nivel de base o de ciclos parciales de erosión, como lo tienen, en cambio, los rellanos, ni representan una etapa de agradación seguida por excavación parcial del relleno del valle, como lo hacen las terrazas aluviales. Generalmente, no es difícil reconocer las terrazas estructurales, porque a menudo es evidente que su presencia depende de condiciones litológicas específicas.

3. En algunos casos, las responsables de la asimetría del perfil transversal pueden ser las fallas. Esto puede suceder donde un valle sigue a lo largo o cerca de una falla, donde se yuxtaponen rocas de litología diferente, tales como una roca débil frente a una fuerte, o una roca maciza frente a otra muy fracturada, en cuyo caso la erosión se producirá más fácilmente a lo largo de un costado del valle que del otro.

4. Donde los valles son aproximadamente paralelos al rumbo de estratos inclinados, comúnmente se observa que el río tiene una tendencia marcada a desplazar su posición a lo largo de la inclinación de los estratos, aun siguiendo la superficie de una capa particularmente resistente. Esto conduce a un perfil transversal asimétrico, y el proceso responsable de esto se denomina *desplazamiento homoclinal.*

5. Un valle con rumbo este-oeste puede mostrar una asimetría marcada en un perfil transversal, como resultado de los efectos directos o indirectos de las diferencias climáticas sobre los mismos. Hasta ahora se han realizado pocos estudios cuantitativos de este factor en el desarrollo de los valles. La asimetría resulta, principalmente, de los efectos que las diferencias de exposición tienen sobre la velocidad de la meteorización, la remoción en masa y la erosión. Una ladera con vista al norte (en el hemisferio sur) recibirá más sol directo, tendrá mayor pérdida de evaporación, experimentará heladas y deshielos más frecuentemente y retendrá una cubierta de nieve por un período más corto que una ladera que mira al sur. Como resultado de las temperaturas más altas y de la menor humedad del suelo, en la ladera dirigida hacia el norte habrá, generalmente, menor vegetación (esto es particularmente notable en las regiones semiáridas, donde la humedad es un factor más crítico que en las regiones húmedas). Por consiguiente la meteorización, el lavaje en manto, y la remoción en masa actuarán más rápidamente y la pendiente de este costado del valle será menos empinada que la del costado con vista al sur. Cuando predominan vientos portadores de humedad de la misma dirección, como en la faja de los vientos alisios, puede resultar una asimetría notable entre las laderas de barlovento y las de sotavento, por la variación en la cantidad de precipitaciones sobre los dos costados del valle.

Clasificaciones de los valles

Se han propuesto muchas clasificaciones de valles y sus ríos asociados. Johnson (1932) resumió algunas de las maneras de clasificar los valles, y su clasificación, con algunas enmiendas y agregados, es la que se seguirá. Tal vez se debería destacar que estamos intentando clasificar valles y no ríos, aunque Johnson sostuvo, algo ilógicamente, que los ríos y los valles están tan interrelacionados que las palabras pueden ser empleadas intercambiándolas.

De acuerdo con su estado dentro del ciclo geomórfico. Una clasificación metafórica de los valles muy empleada, desarrollada por Davis, es familiar a la mayoría de los estudiantes de geología. De acuerdo con la misma, los valles se clasifican en juveniles, maduros y seniles, en dependencia con las características desarrolladas en los diferentes estados de su evolución. Esta clasificación tiene mucho en su favor, siempre y cuando tengamos presente que no tiene significado de tiempo. Los tres estados no son de igual duración. Johnson (1932) asignó el 5 % del total del ciclo a la juventud, el 25 % a la madurez, y el 70 % a la senectud. Aunque estos valores son puramente arbitrarios, por lo menos sugieren el grado decreciente en que se produce la modificación del valle.

Clasificación genética. Nuevamente fue Davis el principal responsable de este método para clasificar los valles. En 1875, Powell introdujo la idea de valles consecuentes, a la que Davis añadió posteriormente denominaciones tales como subsecuente, obsecuente, insecuente, resecuente, y otras que hoy en día raramente son empleadas. Un *valle consecuente* es aquel cuyo curso fue determinado por la pendiente inicial del terreno. Los únicos valles de los cuales uno puede estar seguro de que sean valles consecuentes son aquellos que se han desarrollado sobre una superficie de terreno recientemente creada, tales como llanuras aluviales, planicies glaciarias, conos o llanuras de lava, o planicies costaneras recién elevadas. A menudo se infiere que los valles cuyos cursos se alínean con la pendiente regional o inclinación de la roca, son consecuentes, pero esto no siempre se puede demostrar de manera concluyente. Los *valles subsecuentes* son aquellos cuyos cursos consecuentes originales se han desplazado a fajas de rocas más fácilmente erosionables. Ellos representan cursos de ríos ajustados a la estructura. Por la coincidencia de los valles subsecuentes con las fajas de rocas débiles, generalmente se llega a la conclusión de que cualquier valle que sigue tal curso es un valle subsecuente. Esto puede no ser cierto, porque el valle puede haber estado sobre la roca débil desde el principio. En cuanto a los valles tributarios menores, que decisivamente están sobre roca débil, probablemente estemos acertados en suponer que se ha producido un desplazamiento de la posición del valle para producir esta relación. Será evidente que la mayoría de los valles subsecuentes siguen el rumbo de la roca y, por consi-

guiente, también pueden ser denominados *valles de rumbo*. A veces se los denomina *valles longitudinales*.

Los *valles insecuentes* son aquellos cuyos cursos están regidos por factores que no son determinables. No muestran ajuste visible a la estructura o a la pendiente inicial y, aparentemente, se han desarrollado donde están por casualidad. Es indudable que esto no fué así, pero los factores de control escapan a la observación. Es posible que gran parte del avenamiento de las áreas de rocas ígneas y sedimentarias homogéneas tenga que ser clasificado como insecuente, porque raramente hay una razón averiguable del porqué un valle particular está en ese lugar, con preferencia a otro. Por consiguiente, al clasificar a los valles como insecuentes, decimos poco más de que hay una falta notable de control estructural o litológico en su ubicación.

Los *valles obsecuentes* desaguan en dirección opuesta a la del valle consecuente original, y los *valles resecuentes* avenan en la misma dirección que el valle consecuente original, pero poseen una topografía de nivel más bajo y se han desarrollado en relación con nuevos niveles de base de erosión. La clasificación de los valles como obsecuentes o resecuentes, fácilmente puede estar sujeta a error, porque involucra interpretaciones de anteriores direcciones de avenamiento, no siempre demostrables. Como consecuencia, algunos geomorfólogos hacen poco uso de estos dos términos, pero los mismos son convenientes y prácticos para designar los valles, donde es posible reconstruir las relaciones de avenamiento que ellos denotan.

Clasificación de los valles de acuerdo con las estructuras de control. Con frecuencia, es posible clasificar a los valles sobre la base de los tipos de estructura geológica que han regido su evolución. Así podemos reconocer valles homoclinales, anticlinales, sinclinales, de fallas, de líneas de fallas y de diaclasas. Los *valles homoclinales* (comúnmente llamados valles monoclinales en la vieja literatura) son valles longitudinales que, a lo largo de los flancos de los pliegues, siguen los estratos de rocas blandas, y sobre aquellas estructuras monoclinales en las que alternan estratos blandos y duros, están truncos. Por lo general, son valles subsecuentes. Son frecuentes especialmente en los Apalaches plegados, en los montes Jura y a lo largo de los flancos de las montañas Rocallosas.

Los *valles anticlinales* siguen los ejes de anticlinales aportillados, y los *valles sinclinales* coinciden con los ejes de sinclinales. Los valles cuyas posiciones están determinadas por fallas pueden ser de dos tipos. Si los ríos siguen las depresiones producidas como consecuencia del fallamiento, son *valles de fallas*, y si se trata de valles subsecuentes que siguen una línea de falla se denominan *valles de línea de falla*. La mayoría de los valles de línea de falla son valles del segundo o del enésimo ciclo. Los cursos de algunos valles o porciones de los mismos están determinados por sistemas mayores de diaclasas y pueden ser clasificados como *valles de diaclasas*. Posiblemente



FIG. 5.6. *A. Etapa inicial en el descubrimiento de una cuarcita pre-Karoo del sistema Witwatersrand, por líneas de desagüe sobreimpuestas a rocas más jóvenes del sistema Karoo. La vista ha sido tomada cerca de Benoni, Transvaal, Sudáfrica. B. Una etapa posterior, en la cual los estratos del sistema Karoo han sido removidos y se ha desarrollado un relieve nuevo sobre los estratos del sistema Witwatersrand. Una cuarcita de este sistema constituye una cresta. El proceso involucra tanto exhumación como erosión diferencial de la masa subyacente. La vista ha sido tomada al norte de Johannesburg, Transvaal, Sudáfrica. (Fotografías de J. H. Wellington.)*

sean valles o secciones de valles menores, aunque en ciertas áreas, como en los Adirondacks, se ha pretendido que muchos de los cursos de sus valles están determinados por diaclasas.

Los valles transversales a la estructura. Los valles cuyos cursos atraviesan las estructuras geológicas pueden ser clasificados como *valles transversales*. Se han reconocido cuatro tipos de valles transversales. Primero están los que se han desarrollado a través de estructuras plegadas o fracturadas en cuencas tectónicas cuyas salidas más bajas se extienden cruzando las estructuras. Después están los desarrollados por erosión retrocedente a lo largo de zonas de debilidad, tal como una falla de rasgadura, que son trans-

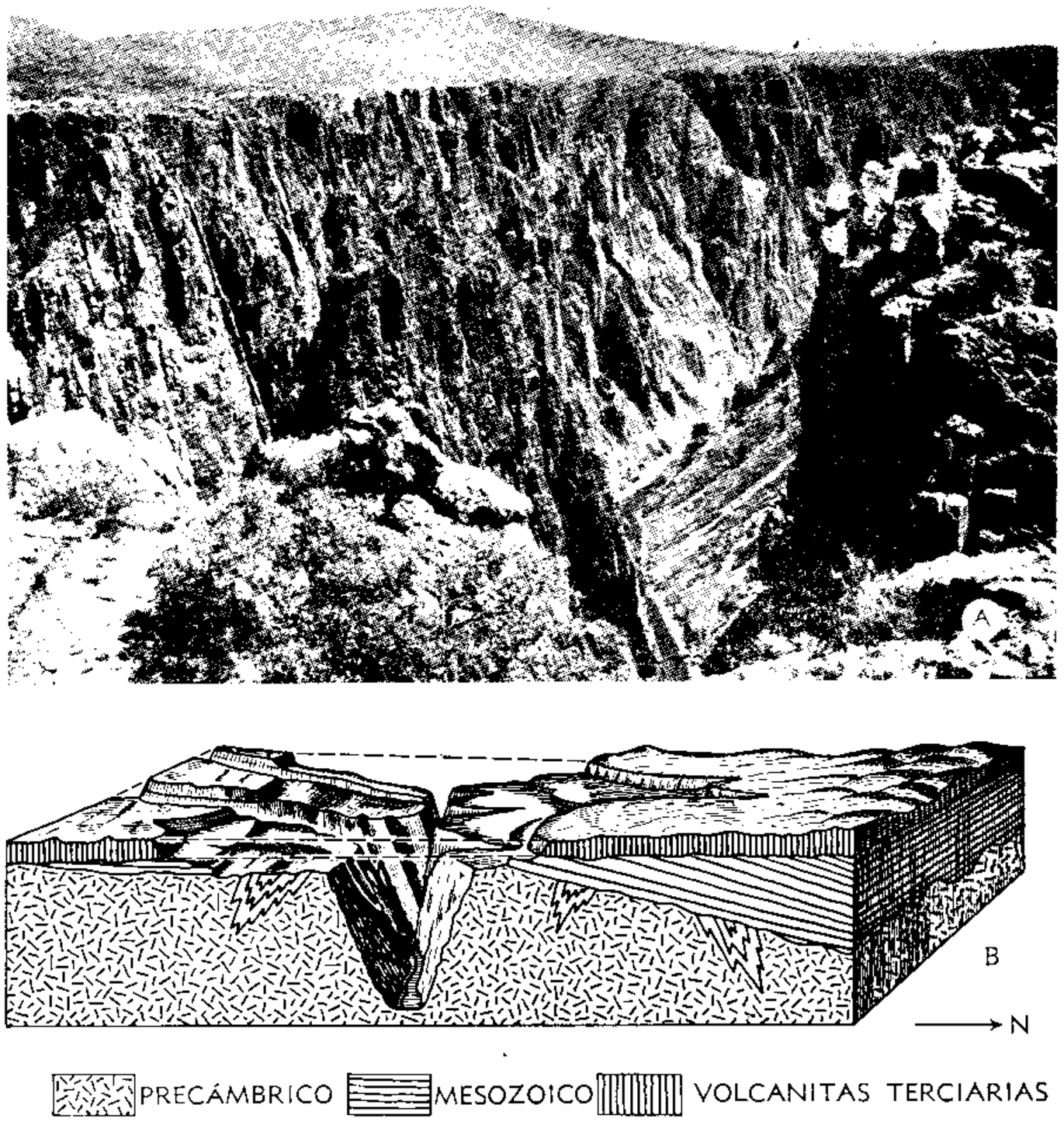


FIG. 5.7. A. *Vista del cañón Black del río Gunnison, Colorado occidental. (Fotografía de G. A. Grant, del Servicio de Parques Nacionales).* B. *Diagrama que muestra cómo el río Gunnison fue sobreimpuesto a partir de las volcanitas terciarias. (Tomado de W. W. Atwood, padre y W. W. Atwood, hijo.)*

versales a la mayoría de las estructuras. Éstos representan un tipo especial de valles subsecuentes.

El término valle transversal puede ser aplicado también a otros dos tipos de valles que cruzan las estructuras geológicas: valles sobreimpuestos y antecedentes. Powell propuso los términos sobreimpuesto y antecedente para

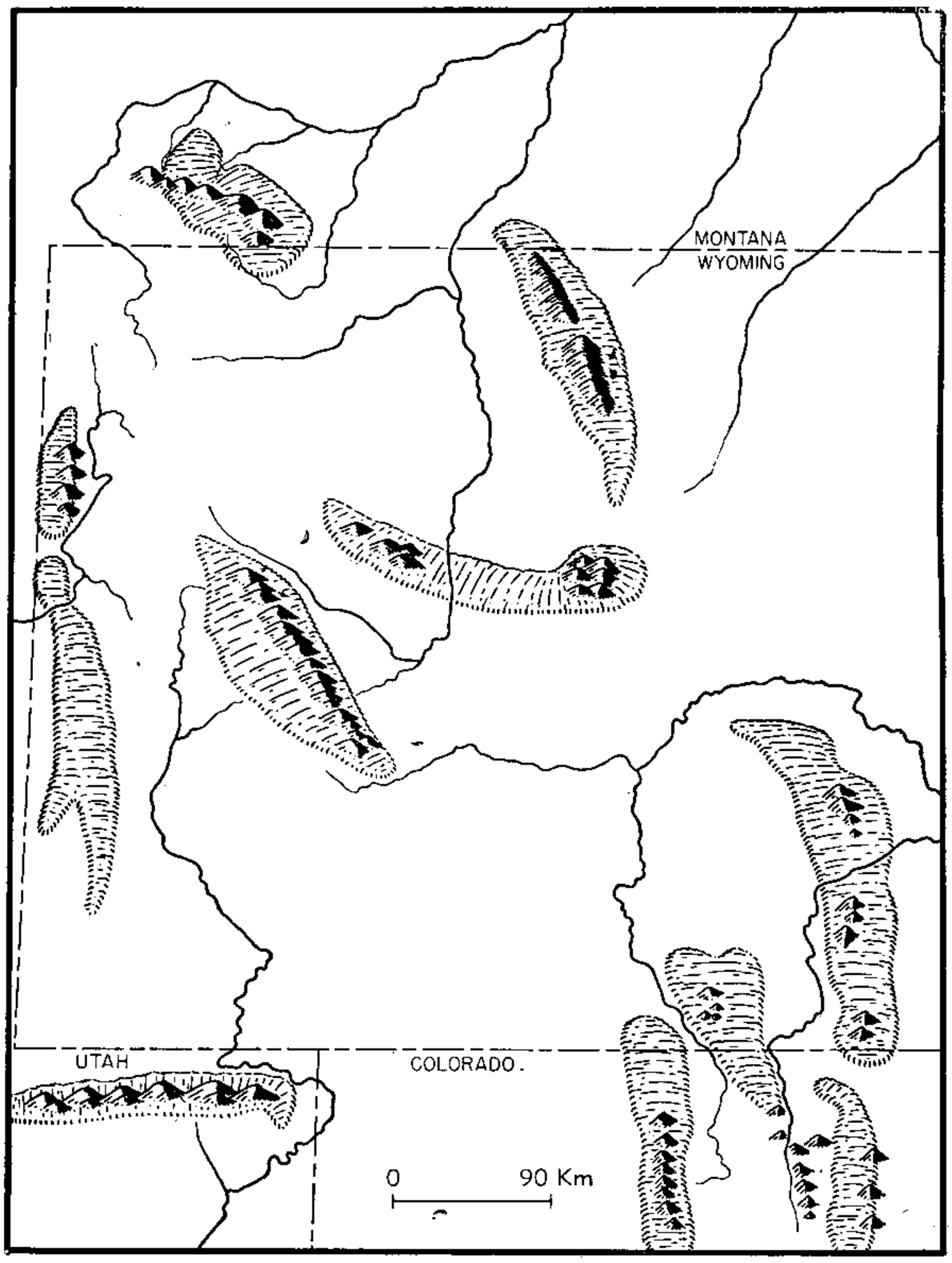


FIG. 5.8. *La topografía del Terciario superior del oeste de Wyoming y sus áreas adyacentes. (Tomado de W. W. Atwood, padre y W. W. Atwood, hijo.)*

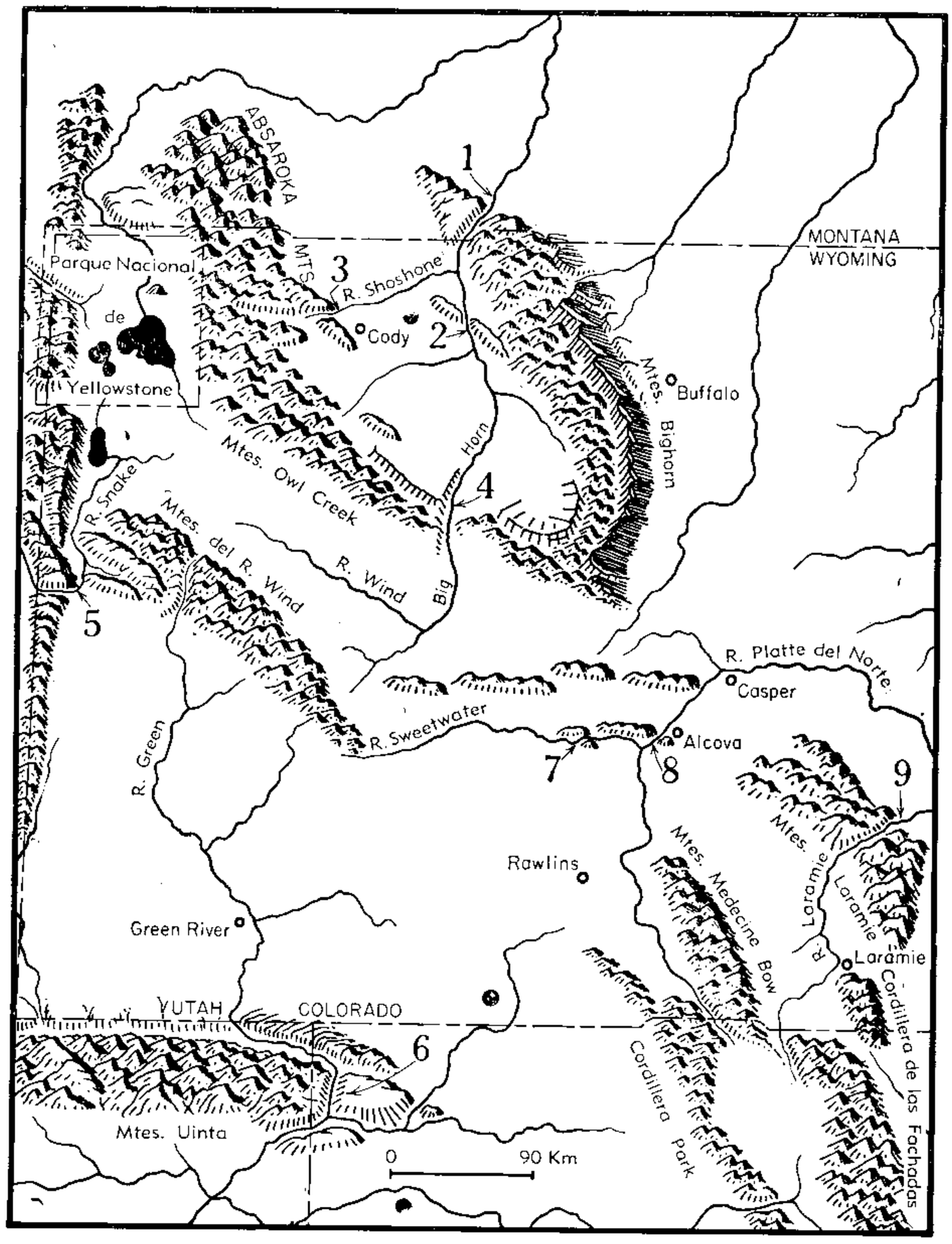


FIG. 5.9. *Diagrama que muestra la topografía actual del área representada en la Fig. 5.8. Numerosas estructuras de montañas que estaban cubiertas principalmente por aluviones terciarios han sido exhumadas parcialmente, y los cursos de los ríos han sido sobreimpuestos a través de estas montañas. Los números indican la ubicación de los cañones donde los cursos de los ríos están sobreimpuestos a las montañas. 1. Cañón Bighorn en los montes Bighorn; 2. Río Bighorn, cerca de Greybull; 3. Cañón Shoshone; 4. Cañón del río Wind; 5. Cañón del río Snake; 6. Cañón Lodore del río Green; 7. Devil's Gate (La Puerta del Diablo) en el río Sweetwater; 8. Río Platte del Norte, cerca de Alcova; y 9. Río Laramie en los montes Laramie. (Tomado de W. W. Atwood, padre y W. W. Atwood, hijo.)*

describir ciertos tipos de valles transversales a la estructura geológica. Un *valle sobreimpuesto* se extiende a través de una estructura geológica que antecede al valle, pero que no estaba expuesta cuando comenzó la elaboración del mismo, sino que se hallaba sepultada bajo una cubierta compuesta, por ejemplo, de rocas sedimentarias, derrubio glaciario o coladas de lava. El río se originó sobre la cubierta, tal vez como un río consecuente común, pero a medida que profundizó su valle encontró la estructura transversal sepultada y continuó elaborando su valle sobre ésta. En cambio, un *valle antecedente* es anterior a la estructura a través de la cual excavó su valle y dentro de él la incisión del río pudo correr pareja con el abovedamiento, el plegamiento hacia arriba o el fallamiento hacia arriba, producidos transversalmente.

Anteriormente era común interpretar la mayoría de las gargantas transversales a las estructuras de las montañas como porciones de valles antecedentes. El ejemplo de una garganta antecedente dado por Powell fue el del cañón de Lodore del río Green, al cruzar los montes Uinta. Ahora se está haciendo evidente que muchas gargantas que fueron tomadas como antecedentes son, en realidad, sobreimpuestas, y ésta parece ser la interpretación correcta del cañón de Lodore del río Green. El trabajo de Atwood, padre e hijo (1938), ha demostrado que muchas, si no la mayoría de las gargantas de la región de las montañas Rocallosas, son el resultado de la sobreimposición. Un ejemplo muy notable es la garganta del río Sweetwater en Wyoming, conocida como la "Puerta del Diablo". Aquí, el río Sweetwater corta el extremo de un cordón montañoso, pese a que mediante un rodeo breve de pocos centenares de metros podría haber evitado completamente dicha estructura. Tal situación parece lógica únicamente si concebimos al valle como si en su formación descendiera de la cubierta a la estructura sepultada; bajo tal condición, el río tenía pocas posibilidades de elegir un curso que pudiera haber evitado la estructura montañosa oculta.

De lo dicho no se debe inferir que no hay valles antecedentes. Tales valles existen, pero es probable que en gran parte estén confinados a regiones de movimientos montañosos recientes, tal como el cinturón montañoso circumpacífico terciario. Es muy probable que la garganta del río Columbia a través de las montañas de las Cascadas y el valle de Santa Ana, que cruza el extremo norte de los montes Santa Ana, en el sur de California, sean antecedentes. Para poder asegurar si un valle es antecedente o sobreimpuesto se requiere un estudio detallado de la historia geológica y geomórfica de una región, particularmente cuando faltan restos de una posible cubierta.

Los valles clasificados de acuerdo con los efectos del cambio del nivel de base. Muchos valles muestran los efectos del cambio del nivel de base resultante de un ascenso o descenso diastrófico o eustático del nivel del mar. El ascenso del nivel del mar ocasiona el desarrollo de *valles anegados.*

La bahía de Chesapeake es un estuario amplio producido por el anegamiento de la parte inferior del valle del Susquehanna.

El anegamiento ha tenido como resultado el desmembramiento de la parte inferior del anterior sistema de valle. Los valles del Delaware, Rappahannock, James y Potomac, anteriormente eran tributarios del valle del Susquehanna. Hoy en día los valles anegados son comunes debido al ascenso posglacial del nivel del mar, determinado por el retorno a los océanos de grandes cantidades de hielo derretido. El descenso del nivel del mar (y las otras causas que serán tratadas más adelante) puede ocasionar *valles rejuvenecidos*. En realidad, es el río el que se ha rejuvenecido, pero no es ilógico pensar que también el valle lo fue, porque el efecto ha sido el de imponerle características juveniles.

DISEÑOS DE AVENAMIENTO Y SU SIGNIFICADO

El *diseño de avenamiento* se refiere al plan o trama particular que forman, en conjunto, los cursos individuales de los ríos. Se puede hacer –y en ciertos casos sería necesario hacerlo– una distinción entre los diseños de ríos individuales y las relaciones espaciales que existen entre uno y otro. Algunos de los denominados diseños de avenamiento, con mayor propiedad deberían ser denominados *disposiciones de avenamiento*, dado que se refieren más a las relaciones espaciales de los ríos tomados por separado que al



FIG. 5.10. *Aspecto de la cordillera Sawtooth, en Idaho, vista hacia el sur desde el pico McGowan. El relieve se ha desarrollado sobre un gran batolito. (Fotografía de A. A. Monner, U. S. Forest Service.)*

diseño formado por el conjunto de las líneas individuales de desagüe. Generalmente se reconoce que los diseños de avenamiento reflejan la influencia de factores tales como pendientes iniciales, desigualdades en la dureza de las rocas, controles estructurales, diastrofismo reciente, y la historia geo-

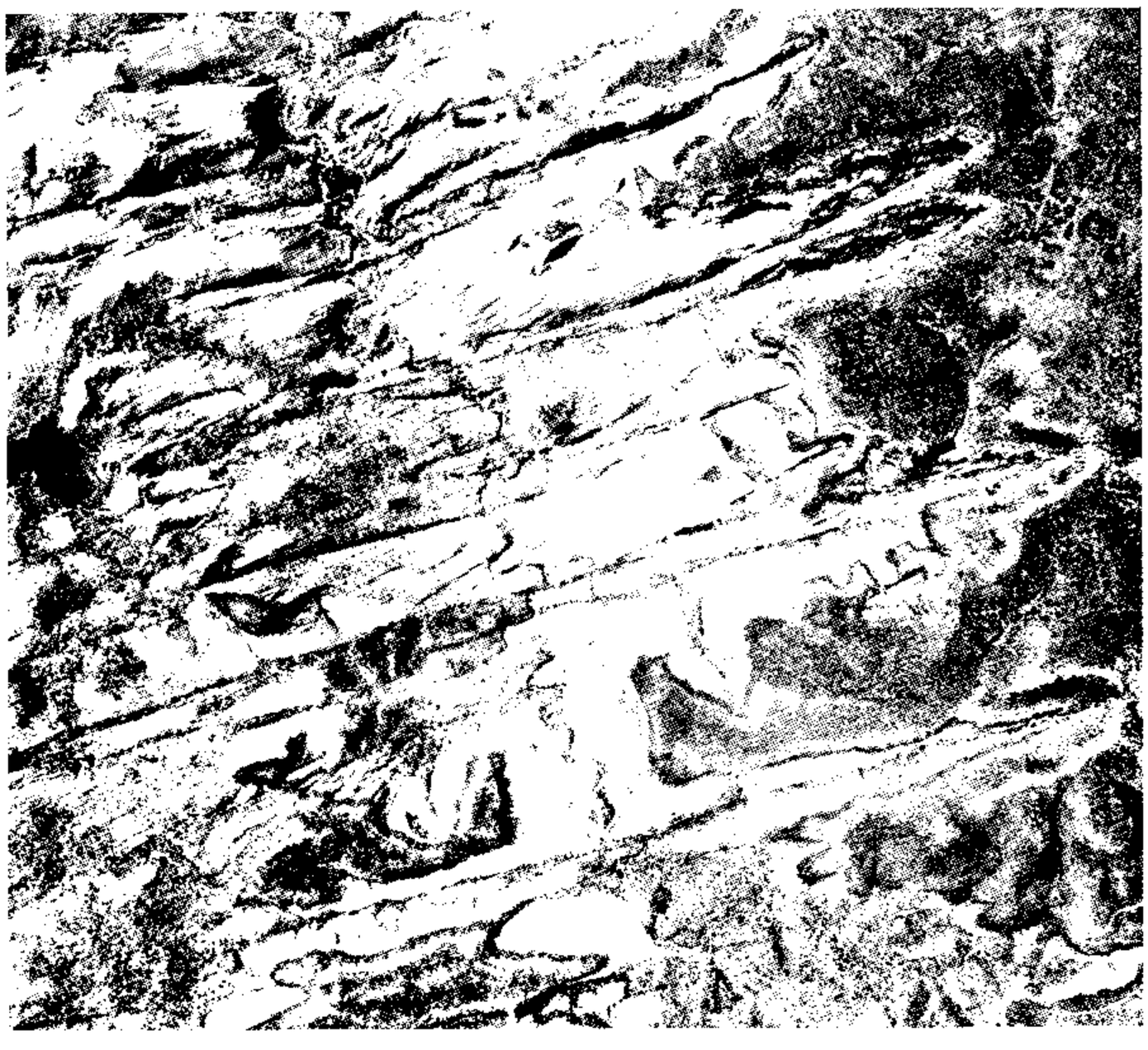
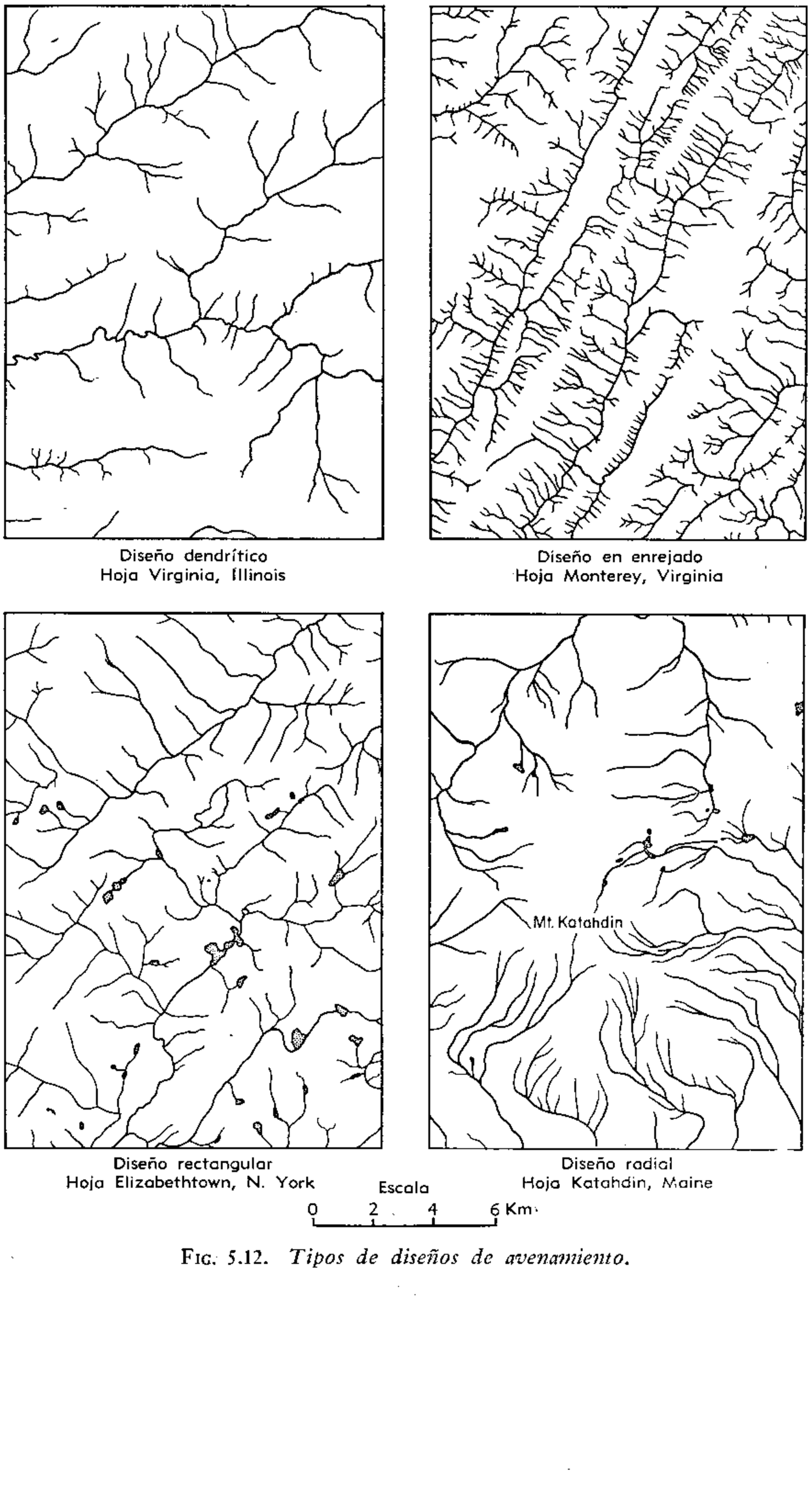


FIG. 5.11. *Diseño de desagüe en enrejado controlado por diaclasas, cerca del cañón Zion, en Utah. (Fotografía del Soil Conservation Service.)*

lógica y geomórfica reciente de la cuenca de desagüe. Los diseños del avenamiento son de gran ayuda para la interpretación de los caracteres geomórficos, porque han sido influidos por múltiples factores, y el estudio de ellos representa una de las maneras más prácticas de encarar el problema del entendimiento de la influencia estructural y litológica de la evolución de las formas del relieve.

Tipos de diseños de avenamiento. Los diseños de avenamiento más comúnmente encontrados son el dendrítico, en enrejado, en lengüeta, rectangular, complejo y anárquico. Entre ellos, el *diseño dendrítico* predomina ampliamente. Está caracterizado por la ramificación irregular de los ríos



Diseño dendrítico
Hoja Virginia, Illinois

Diseño en enrejado
Hoja Monterey, Virginia

Diseño rectangular
Hoja Elizabethtown, N. York

Diseño radial
Hoja Katahdin, Maine

FIG. 5.12. *Tipos de diseños de avenamiento.*

tributarios en muchas direcciones y casi en cualquier ángulo, aunque generalmente éste sea considerablemente menor que uno recto. Se desarrollan sobre rocas de resistencia uniforme y denotan una falta notable de control estructural. Hay mayores probabilidades de encontrar diseños dendríticos sobre rocas sedimentarias casi horizontales o en áreas de rocas ígneas macizas, pero también se pueden ver en rocas plegadas o con metamorfismo complejo, particularmente cuando han sido impuestos por sobreimposición. Un diseño dendrítico especial es el *pinado*. Los tributarios del río principal son subparalelos y se unen a él según ángulos agudos. Se cree que representa el efecto de laderas excepcionalmente empinadas sobre las cuales se desarollan los tributarios.

Los *diseños en enrejado* o *reticulados* muestran un sistema de ríos subparalelos, generalmente alineados a lo largo del rumbo de las Formaciones de rocas o entre depósitos paralelos o casi paralelos recientemente acumulados por el viento o por el hielo. Los ríos principales frecuentemente hacen curvas muy próximas al ángulo recto para cruzar o pasar entre crestas alineadas, y, por lo común, los tributarios principales están en ángulo recto con respecto al río principal y, a su vez, los tributarios secundarios, cuyos cursos, generalmente, son paralelos al del río principal, se les unen en ángulo recto. Los diseños en enrejado reflejan el notable control estructural de la mayoría de los cursos de los ríos, con la posible excepción del río troncal. Los valles tributarios son por lo general valles de rumbo o subsecuentes. Los diseños reticulados se evidencian con claridad en los Apalaches plegados, donde alternan estratos débiles y fuertes que han sido truncados por la erosión fluvial. También se pueden encontrar en una escala limitada alrededor de los flancos de montañas, tales como la cordillera de las Fachadas en Colorado, donde rocas fuertes y débiles, fuertemente inclinadas, descansan contra un núcleo de rocas cristalinas. Una variedad del diseño en enrejado es el *diseño en enrejado* o *reticulado por fallas*, que se puede encontrar donde una serie de fallas paralelas han puesto en contacto capas alternantes de rocas fuertes y débiles. Por lo común, un diseño reticulado es de origen subsecuente, pero hay áreas donde lo usual es que los ríos sean consecuentes. Esto se puede encontrar en ciertas áreas englazadas donde colinas paralelas conocidas como drumlins dan origen a este diseño; lo mismo puede ocurrir hasta cierto grado, en áreas de médanos paralelos, si hay líneas superficiales de desagüe en esos materiales tan permeables.

Los *diseños de avenamiento en lengüeta* por lo general sólo tienen extensión local y serán encontrados en o cerca de las porciones de las cabeceras de los sistemas de desagües. Los tributarios se unen al río principal en recodos en forma de garfio que apuntan aguas arriba. La mayoría de los diseños en lengüeta son el resultado de la captura de ríos que ha efectuado una inversión del desagüe de parte de un sistema separado de un río. Menos comúnmente, la inversión del desagüe puede haber sido efectuada

por alabeamiento o inclinación del terreno, o puede representar modificaciones del desagüe efectuado por la glaciación.

En el *diseño de avenamiento rectangular*, tanto el río principal como sus tributarios muestran recodos en ángulo recto. Reflejan el control ejercido por los sistemas de diaclasas o de fallas. Tales diseños están especialmente

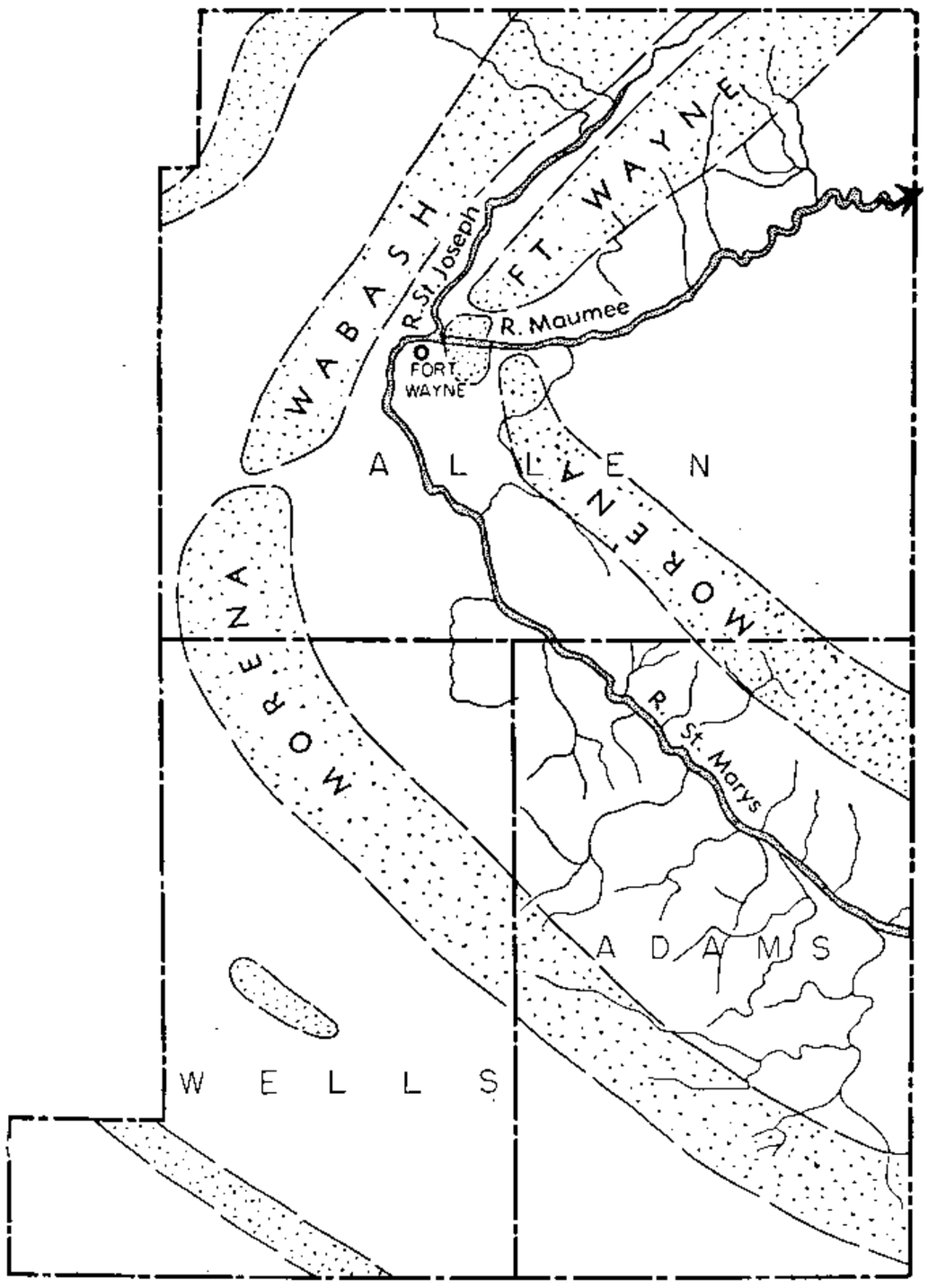
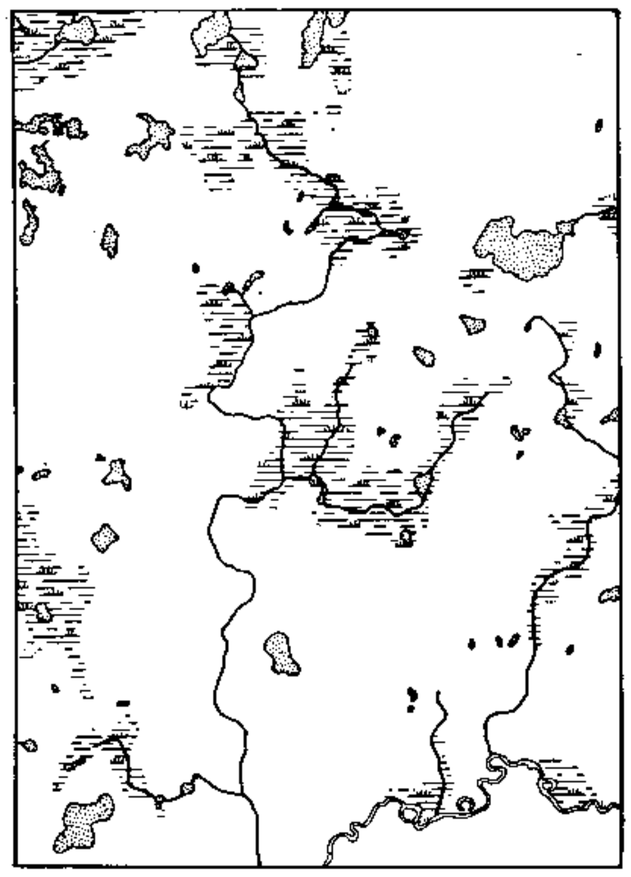
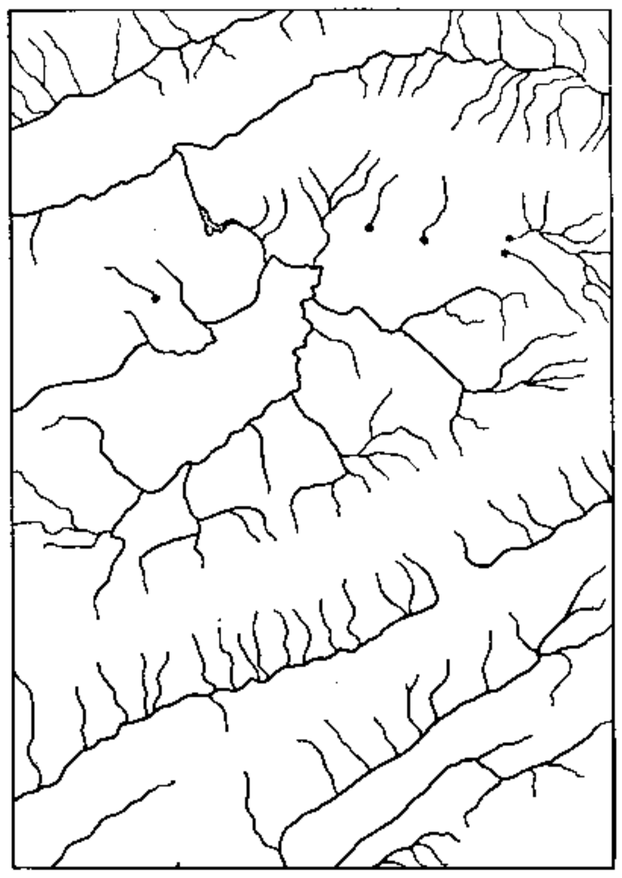


FIG. 5.13. *Un diseño de avenamiento en lengüetas, determinado por dos morenas frontales.*

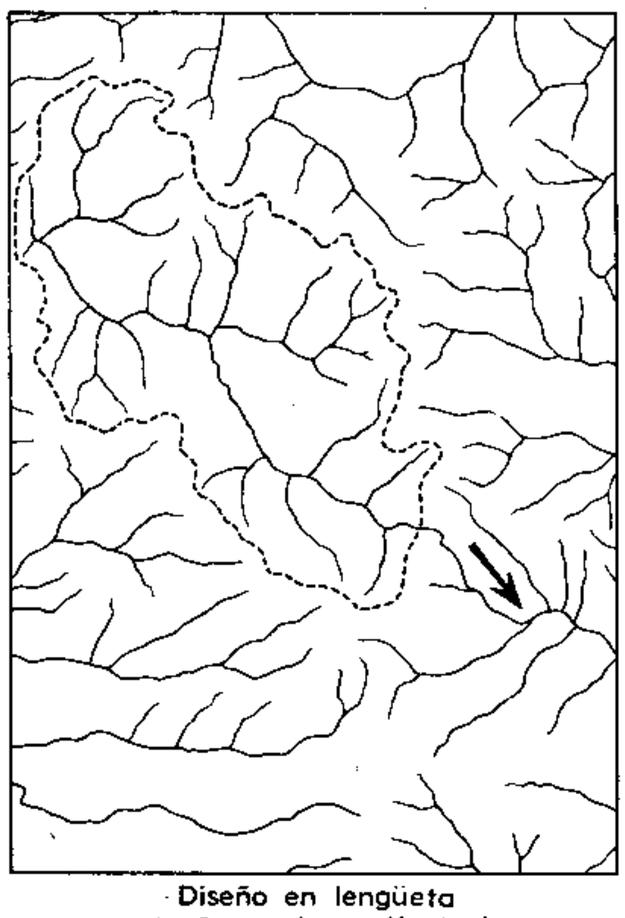
bien desarrollados a lo largo de la costa noruega y en algunas porciones de los montes Adirondack. Aunque entre algunos geólogos hubo probablemente una tendencia a atribuir una importancia indebida al control de los sistemas de diaclasas y fallas sobre los cursos de los ríos, es indudable que localmente pueden determinar la ubicación de los mismos. Una variante del avenamiento rectangular es el *diseño angular*. Se desarrolla donde las



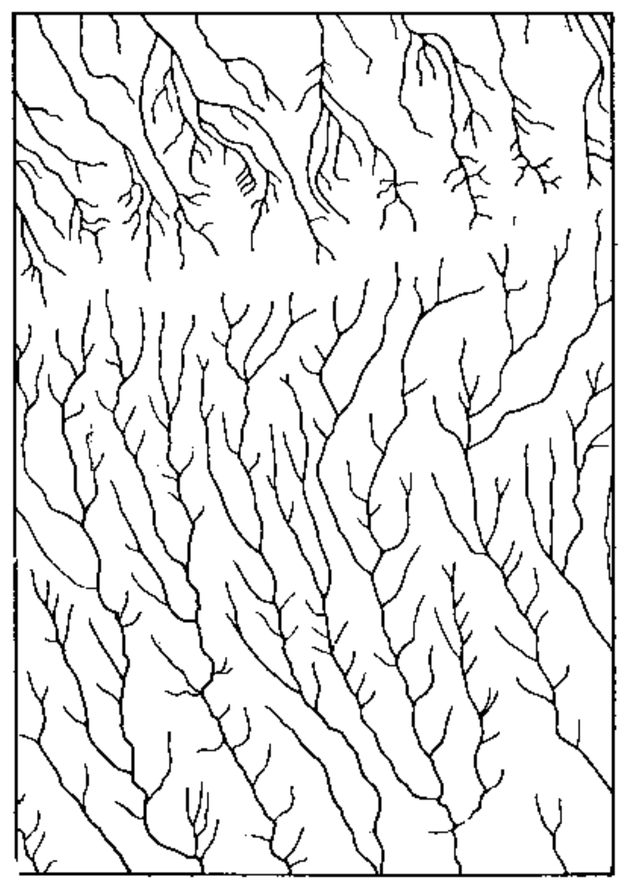
Diseño anárquico
Hoja Galesburg, Michigan



Diseños centrípeto - en enrejado - cárstico
Hoja Burkes Garden, Virginia



Diseño en lengüeta
Hoja Prestonburg, Kentucky



Diseño paralelo
Parque Nac. Mesa Verde, Colorado

Escala
0 2 4 6 Km

FIG. 5.14. *Tipos de diseños de avenamiento.*

fallas o las diaclasas se unen mutuamente en ángulos agudos u obtusos más bien que en ángulo recto.

Algunos sistemas de desagüe muestran tales variaciones entre las partes componentes que es imposible describir el diseño en conjunto sino como *complejo*. Esto es especialmente cierto en áreas de estructura geológica e historia geomórfica complicada. Se puede pensar que el avenamiento de algunas de las áreas más recientemente englazadas pertenece a esta categoría, pero la diferencia fundamental entre este desagüe y el avenamiento complejo es que generalmente hay una total falta de control estructural y del substrato. El desagüe preglacial ha sido borrado, y el nuevo avenamiento no ha tenido tiempo de desarrollar una integración de grado importante. Este tipo de diseño de avenamiento comúnmente es descripto como *anárquico*. Está indicado por cursos irregulares de ríos que fluyen hacia y fuera de lagos y tienen solamente unos pocos tributarios cortos. La mayor parte del área interfluvial es pantanosa y, con frecuencia, los ríos son sólo hilos de agua a través de las áreas pantanosas.

Otros diseños de avenamiento que se encuentran localmente son el centrípeto, radial, paralelo y anular. Los *diseños centrípetos* muestran líneas de desagües que convergen hacia una depresión central. Se encuentran en sumideros, cráteres, y depresiones similares a cuencas. Los *diseños radiales* tienen ríos que divergen de un terreno central elevado. Se desarrollan en domos, conos volcánicos, y varios otros tipos de cerros aislados cónicos o subcónicos. Los *diseños paralelos* generalmente se encuentran donde hay un declive pronunciado o controles estructurales que conducen a un espaciamiento de ríos paralelos o casi paralelos. Los *diseños anulares* se pueden encontrar alrededor de domos que, en la etapa de madurez, presentan alternancia de fajas de rocas fuertes y débiles en los estratos que los circundan. Tienen un trazado similar al de los anillos, tales como el del Race Track o el valle del Red, que casi circunda los montes Black. Se puede argüir que tres o cuatro de los diseños mencionados no son tanto diseños de desagüe como relaciones espaciales entre ríos adyacentes. En los diseños radiales, por ejemplo, las tramas de los ríos individuales bien pueden ser dendríticos o pinados, y radial indica la disposición de cada uno más bien que el diseño del río. Lo mismo se puede decir de los diseños centrípetos y paralelos.

Frecuentemente tenemos ocasión de referirnos al diseño de cursos de ríos individuales, en contraste con el diseño del desagüe en conjunto. Algunos de los diseños comunes mostrados por los ríos individuales son recto, encorvado, retorcido, divagante, anastomosado, rectangular, y deltaico o distributivo. Los ríos raramente son rectos en distancias largas, pero donde lo son, generalmente hay una inferencia del factor estructural o del efecto de los declives inicialmente empinados sobre rocas homogéneas. Se pueden observar diferentes grados en el serpenteo, tales como curvas sinuosas, meandros amplios, abiertos, o retorcidos, y el diseño anastomosado con sus

canales intercomunicantes tortuosos y con giros, con pantanos y lagunas semilunares. Los *diseños anastomosados* están indicados por los ríos que se dividen en numerosos canales entrelazados y separados unos de los otros por islas o bancos. Generalmente se cree que la condición de anastomosis indica que un río no está capacitado para transportar toda su carga. Esto puede resultar de la contribución excesiva de carga al río principal, de un decrecimiento súbito en el gradiente del río cuando éste sale de las montañas a los terrenos bajos, con la consiguiente pérdida del poder de transporte o del volumen por infiltración, evaporación o desviación. Donde los ríos entran en sus deltas, frecuentemente se dividen en numerosos cauces independientes que cruzan el delta, conocidos como *distributarios.* Este diseño está bien mostrado por ríos tales como el Misisipí, el Indo y el Rin.

TEXTURA DEL AVENAMIENTO Y SUS SIGNIFICADOS

Un concepto geomórfico importante es el de *textura del avenamiento*, por el cual damos a entender el espaciamiento relativo de las líneas de desagüe. Horton (1945) ha indicado que cuando comúnmente nos referimos a la textura del avenamiento, en realidad significamos tanto densidad del desagüe como frecuencia de ríos. Él definió *densidad de avenamiento* como el largo total de los ríos, en una cuenca de desagüe dada, dividida por el área de dicha cuenca y *frecuencia de ríos* como el número total de los ríos de una cuenca de avenamiento dividido por el área total de la cuenca. La textura del avenamiento no se refiere a factores tales como el grado de inclinación de la pendiente, cantidad de relieve, o su estado dentro del ciclo geomórfico. Podemos tener una textura de avenamiento fina o gruesa en regiones de relieve bajo o alto, de declives suaves o empinados, o de topografía juvenil o senil.

Hasta ahora no tenemos ninguna definición cuantitativa, de aplicación general, de las expresiones tan comúnmente empleadas como fina, mediana y gruesa referidas a la textura del avenamiento. Los intentos de este tipo efectuados para definir la textura del desagüe en términos cuantitativos (Smith, 1950) han llevado a fórmulas puramente empíricas. En realidad, parece inevitable que cualquier definición cuantitativa necesariamente deba ser de esa naturaleza y, en general, aplicable a áreas específicas. Por su naturaleza misma, los términos fino, mediano y grueso son relativos, y no sujetos a una definición arbitraria.

Resta todavía mucho trabajo por hacer antes de que entendamos cabalmente todos los factores que influyen sobre la textura del avenamiento, pero ya reconocemos los reguladores principales. La exposición siguiente hace poco más que puntualizarlos, porque hasta ahora la importancia cuantitativa de cada factor no es totalmente comprendida. El clima afecta la textura de avenamiento tanto directa como indirectamente. La cantidad y tipo de precipitación influye directamente sobre la cantidad y el carácter

del escurrimiento. En áreas donde la precipitación es principalmente el producto de tronadas con chubascos, un gran porcentaje del agua caída se escurrirá inmediatamente y, siendo iguales los otros factores, habrá más líneas superficiales de desagüe. El clima afecta indirectamente la textura del

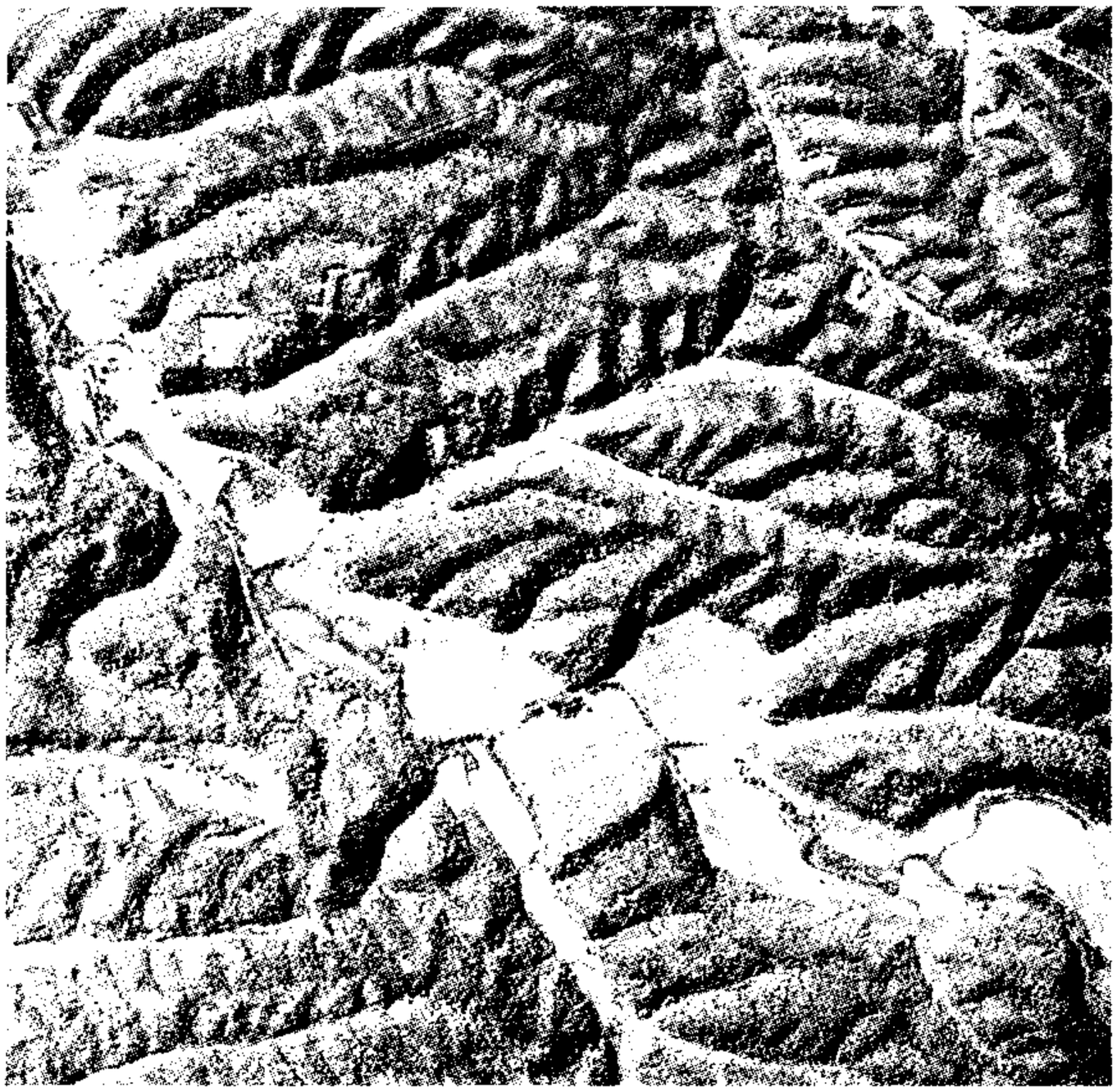


FIG. 5.15. *Fotografía vertical de una porción del condado de Brown, en Indiana, mostrando la textura de avenamiento mediano-fina en limolitas y lutitas. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

avenamiento por la acción que ejerce sobre la cantidad y el tipo de vegetación, la que, a su vez, influye sobre la cantidad y el grado del escurrimiento superficial. El clima afecta la capacidad del suelo para absorber el agua de lluvia, pues determina tanto que esté congelado como que se halle casi saturado de humedad. Probablemente sea cierto que con condiciones similares de litología y estructura geológica, las regiones semiáridas tengan una textura de avenamiento más fino que las regiones húmedas, aunque los ríos más importantes estén más espaciados en las regiones semiáridas que en las

regiones húmedas. La razón de esto está principalmente en que la cubierta vegetal es menos extensa en las regiones secas y el porcentaje de escurrimiento es mayor.

Lo que Horton (1945) ha denominado capacidad de infiltración o lo que comúnmente se expresa como la permeabilidad del manto detrítico y del substrato, probablemente sea el factor individual más importante que influye sobre la textura del desagüe. Se observa generalmente que las líneas de desagüe son más numerosas sobre los materiales impermeables que sobre los permeables. En realidad, las áreas cubiertas por materiales permeables, tales como arenas y gravas, prácticamente pueden carecer de líneas superficiales de avenamiento. La capacidad de infiltración está influida por un gran número de factores. Entre los más importantes tenemos: textura del suelo o tamaño de las partículas individuales; estructura del suelo o la manera en que se disponen las partículas individuales, cantidad y tipo de la cubierta vegetal; estructuras biológicas existentes en el suelo, tales como perforaciones de las raíces, madrigueras, humus y detritos vegetales; contenido de humedad del suelo; condición de la superficie del suelo, debido, ya sea a que se la haya arado recientemente, o a que está calcinada o agrietada por el sol; y temperatura del suelo, particularmente si está congelado o no.

La textura del avenamiento está influida por la importancia del relieve inicial, puesto que sobre una superficie irregular se desarrollará un número mayor de líneas de desagüe que sobre una que carece de relieve notable. La estructura de la roca, incluyendo factores tales como compacticidad y abundancia de diaclasas y fallas, también puede ejercer influencia sobre la textura del avenamiento. El *relieve disponible* (Glock, 1932; y Johnson, 1933), o sea la distancia vertical desde las tierras altas planas iniciales hasta el nivel de los valles equilibrados adyacentes, es importante, porque un relieve disponible alto permitirá la incisión de valles profundos y, en consecuencia, favorecerá el desarrollo de muchos ríos con erosión retrocedente. No está claro hasta qué punto el estado en un ciclo de erosión puede afectar la textura del desagüe, pero parece que ésta es más fina durante la madurez, cuando las líneas de desagüe son más numerosas. Otro factor que posiblemente afecte la textura del avenamiento es que una región se halle en su primero o en su enésimo ciclo de erosión. Parecería probable que en un primer ciclo las regiones puedan tener una textura más gruesa que los que han pasado por varios ciclos, pero esto es principalmente una suposición. La importancia relativa del lavaje en mantos y la reptación, en comparación con el acarreo de escombros por los ríos, es otro factor que puede tener importancia. Donde el lavaje en mantos y la remoción en masa son más efectivos habrá menos cursos de ríos.

La topografía de las huayquerías [1] ilustra un conjunto de condiciones

[1] Término usado en algunos países sudamericanos para designar al mal país. *(N. del T.)*

que conducen a una textura de desagüe fina. Las arcillas y las lutitas impermeables, la escasez de vegetación, y un predominio de chubascos cortos y rápidos, han sido los responsables de la textura de avenamiento extremada-



FIG. 5.16. *Fotografía vertical de una parte del valle del Wabash y de los terrenos elevados contiguos, cerca de Clinton, en Indiana, que muestra las diferencias de la textura del avenamiento sobre una terraza de arena y grava y sobre un terreno elevado de till. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

mente fina. La textura de desagüe gruesa está particularmente bien expuesta en las llanuras con arena y grava de conos de transición y de depósitos de transición encauzados, de áreas englazadas. Las llanuras de gravas tienen sobre ellas menos líneas superficiales de desagües que las llanuras adyacentes de till, con un subyacente de arcilla de till relativamente impermeable. Muchos de los ríos pequeños que descienden de altas llanuras de till fluyen

sobre terrazas de grava remanentes de depósitos de transición encauzados y cesan de fluir como ríos superficiales en cuanto llegan a los materiales permeables de la terraza.

DIVAGACIÓN DE LOS RÍOS Y EROSIÓN LATERAL

La erosión lateral fue tratada incidentalmente en una sección anterior (p. 108) pero merece más atención por su importancia en los estados finales del ciclo fluvial. La forma de relieve fundamental producida por la erosión lateral es el *valle de fondo plano*. Ésta es una superficie erosionada de roca firme, la que puede pasar inadvertida, porque comúnmente está cubierta con una película de aluvión. La primera etapa en el desarrollo de un valle de fondo plano involucra, en primer término, la eliminación de los espolones entre los meandros del río. Este proceso frecuentemente es descripto como desbastamiento de los espolones. Lo realiza la erosión lateral, a medida que el río fluye contra los costados superior e inferior de los espolones, donde la corriente gira alrededor de los meandros. La continuación de este proceso reducirá el ancho de un espolón de meandro hasta que solamente un delgado *cuello de meandro* separe los dos lados del meandro. El choque continuo de un río contra los dos lados de un cuello de meandro producirá el corte del espolón por el río, formando un *meandro estrangulado*. Un remanente del espolón de meandro quedará como un *núcleo de meandro*, y el tramo abandonado situado alrededor de él se denomina *meandro abandonado*. El estado que precede inmediatamente a la formación de un núcleo de meandro separado es aquel en el cual un río fluye por un cuello de meandro pasando por debajo de un *puente natural* o *arco*. Los famosos puentes naturales de Utah son ejemplos. Los meandros estrangulados son característicos de la juventud avanzada y son caracteres que se deben esperar en concomitancia con el ensanchamiento del valle que marca el comienzo de la madurez. A lo largo del curso del río Kentucky, en las hojas topográficas de Frankfort, Lockport y Burnside, en Kentucky, se muestran estrangulamientos de meandros en varios estados de desarrollo, desde los incipientes hasta los múltiples completados. Los mapas topográficos frecuentemente muestran núcleos de meandros, meandros abandonados y escarpas de meandros colgados por encima de los pisos presentes de los valles, que atestiguan los estrangulamientos hechos cuando los ríos fluían a niveles más altos.

Con el comienzo del fondo plano del valle tenemos la iniciación de una *llanura aluvial*, el depósito de aluvión que cubre el fondo plano de un valle. Tal vez no sea práctico distinguir el fondo plano del valle de la llanura aluvial, pero se debe tener presente que a lo largo de muchos valles la llanura aluvial es solamente una película delgada de aluvión sobre un piso de substrato que ha sido cortado por erosión lateral. La llanura aluvial inicial es diferente, en muchos aspectos, de la llanura aluvial final de la se-

nectud. Sus comienzos aparecen en la juventud de los ríos, antes que éstos hayan cesado de profundizar, como depósitos de aluvión grueso, en formas de medias lunas o fajas ligeramente sinuosas, dispuestas a lo largo de las márgenes convexas de los meandros de los ríos. Estos depósitos han sido denominados *espiras de la llanura aluvial.* Están sujetas a remoción reiterada a medida que el río, en el proceso de lograr un perfil de equilibrio, corta lateralmente y hacia abajo. En el momento en que se consigue una condición de equilibrio, el espesor del aluvión generalmente ha aumentado tanto que poco o nada del substrato es expuesto a lo largo del cauce. Aunque el desbaste y el relleno, particularmente durante las inundaciones, pueden continuar removiendo el aluvión, sobre el substrato del piso del valle se desarrolla una cubierta de aluvión en expansión lateral y hacia arriba, que es depositada principalmente cuando el río sale de madre. Los materiales de la llanura aluvial superior constan principalmente de aluvión más fino y puede tener un espesor que excede la profundidad del canal del río, pero por debajo de este aluvión más fino generalmente serán encontrados materiales más gruesos, representando los depósitos de canal hechos en las diversas posiciones ocupadas por el río a medida que migraba lateralmente sobre el fondo plano del valle.

El logro de la madurez del valle está señalado por dos realizaciones importantes. En ella, el río ha logrado un perfil de equilibrio y ya no profundiza activamente su valle, y el ancho del fondo plano del valle iguala, por lo menos, a la faja de meandros del río, de manera que éstos son libres y no están cercados por las paredes del valle. Aguas abajo, la extensión del meandro es ahora fácil y rápida, dado que únicamente comprende la remoción de los materiales aluviales, más bien que roca firme, como en la juventud. La extensión lateral de una faja de meandros obliga al río a chocar contra los costados del valle y así continúa el proceso de ensanchamiento de éste. Este proceso puede estar acompañado por resecciones de meandros, pero éstas difieren de las resecciones de rizos a lo largo de ríos excavados en que no habrá núcleos de meandro de substrato para indicar los lugares de cuellos de meandros anteriores. Sobre la superficie de la llanura aluvial, los meandros abandonados marcarán los canales abandonados; los más profundos pueden ser asiento de lagunas semilunares, brazos abandonados con aguas algo estancadas, o pantanos.

Hay diferentes opiniones con respecto a si la erosión lateral tiene un límite en extensión para ensanchar los valles y reducir los trechos de terrenos interfluviales altos. Davis atribuía la reducción de las áreas interfluviales al desgaste hacia abajo más que al aplanamiento lateral. Él pensó que la topografía suavemente ondulada que presumiblemente se desarrolla hacia el fin de un ciclo fluvial, la cual denominó *peneplanicie*, era solamente en parte el resultado de la erosión lateral. Las llanuras aluviales eran solamente incidentales en comparación con las áreas interfluviales más extensas, que eran *desgastadas* más bien que *aplanadas.* En el proceso del desarrollo de

la peneplanicie (véase capítulo 8), Johnson (1931) y Crickmay (1933), en particular, han asignado una importancia mucho mayor al aplanamiento lateral. Si se observan los ríos que fluyen sobre las llanuras aluviales, muchas veces más anchas que sus fajas de meandros, se encontrará que, relativamente, en unos pocos lugares los ríos están verdaderamente socavando los

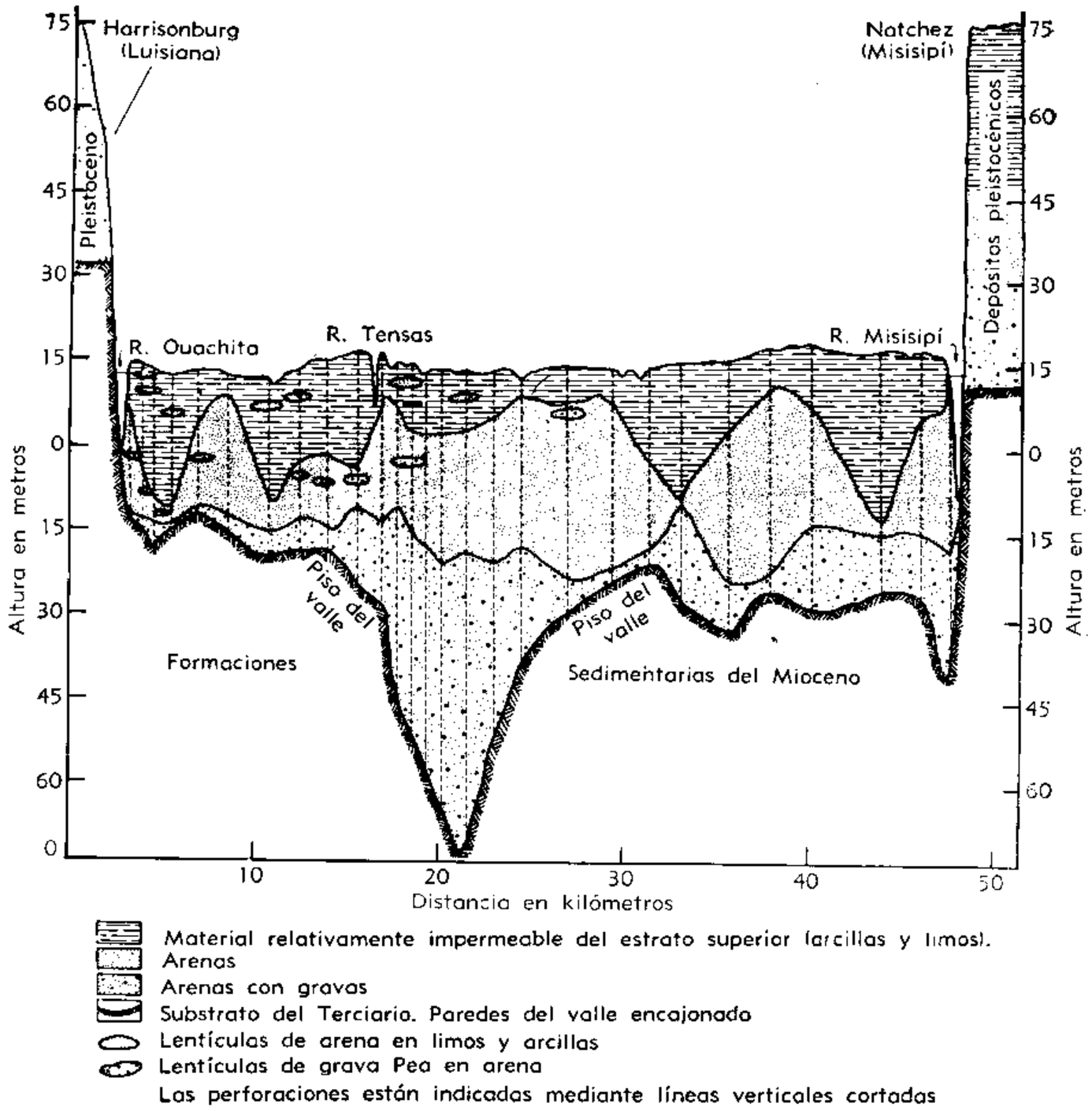


FIG. 5.17. *Corte transversal del valle del Misisipí, cerca de Natchez, Misisipí, que muestra el relleno aluvial del valle y la configuración del substrato prepleistocénico del mismo. La escala vertical está muy exagerada. (Tomado de H. N. Fisk.)*

costados de los valles. Esto sugiere, por lo menos, que tal vez el fondo plano del valle tenga un límite en ancho, más allá del cual la erosión lateral se torna insignificante. Los valles de muchos de los grandes ríos de la Tierra –si no de la mayoría– están tan profundamente rellenados con aluvión que tal vez parezca inapropiado considerar a sus llanuras aluviales como películas sobre los fondos planos del substrato de los valles. En algunos lugares los

rellenos aluviales de valles tales como los del Misisipí, Misurí, y Ohio, tienen varios centenares de metros de espesor. Este aluvión de profundidad tan desacostumbrada es principalmente el resultado del ascenso del nivel de los mares que acompañó al desenglazamiento de la descarga de grandes cantidades de materiales glaciarios a lo largo de los valles y el alabeo local, hacia abajo, de la corteza terrestre. Fisk (1944) ha descripto los sistemas sepultados de valles que están por debajo de la llanura aluvial del Misisipí y demostró que por debajo del relleno aluvial el fondo de roca firme muestra un relieve notable. El relleno aluvial aumenta en espesor desde unos 50 m cerca de St. Louis hasta más de 200 m cerca del golfo de México. Aunque las actuales llanuras aluviales de la mayoría de los grandes ríos de los Estados Unidos de América son mucho más extensas que una película aluvial sobre una superficie erosionada del substrato, se infiere que las llanuras aluviales de varios kilómetros de ancho no podrían haber sido edificadas por agradación, si no fuera por el hecho de que previamente los ríos abrieron sus valles por erosión lateral.

INFLUENCIAS DE LAS ESTRUCTURAS HOMOCLINALES SOBRE LA TOPOGRAFÍA

Áreas extensas de la superficie terrestre tienen un yacente de rocas sedimentarias con inclinaciones uniformemente suaves a escarpadas. Tales estructuras comúnmente son denominadas estructuras homoclinales. Negligentemente pueden ser tomadas como estructuras monoclinales, pero este término debería ser restringido a las flexuras locales que con frecuencia están impuestas sobre estructuras regionales más amplias. Si en una estructura homoclinal las rocas son capas con resistencia variable a la meteorización y a la erosión, se desarrollarán una cantidad de caracteres topográficos cuyas diferencias mayores están relacionadas con el grado de la inclinación.

Una de las presentaciones regionales más comunes de rocas con inclinaciones suaves o moderadas es la *cuesta*. Ésta tiene una escarpa o cara interna abrupta en el lado que corta a la inclinación y un declive más suave o pendiente estructural suave que se extiende en la dirección de la inclinación regional. La escarpa que constituye el declive del frente de una cuesta es denominada por algunos geólogos *escarpa estructural*. Tal denominación no es deseable porque puede llevar el significado de ser el resultado de los tipos más intensos de deformación producidos por los pliegues y las fallas. Podemos evitar una posible confusión denominándola *escarpa de cuesta*.

Una de las situaciones más sencillas bajo las cuales se pueden desarrollar las cuestas está representada por una planicie costanera recientemente emergida con estratos débiles y fuertes inclinados hacia el mar. La planicie costanera del golfo de México en los estados de Alabama y Misisipí, es un buen ejemplo de tal situación. Allí se han desarrollado una serie de cuestas con terrenos bajos o valles interpuestos, para formar lo que se ha denominado

una *planicie costanera en fajas.* El terreno bajo que está entre los sedimentos cretácicos y terciarios de la planicie costanera y el terreno antiguo contra el cual chocan se denomina *terreno bajo interior* o *valle.* Las cuestas que están en los lados de la bien conocida cubeta de París comprenden una planicie costanera en fajas, y sus escarpas desempeñaron un papel estratégico durante la primera guerra mundial, ya que muchas de las batallas famosas de esa guerra fueron luchas para poder controlarlas.

No todas las cuestas están asociadas con planicies costaneras, ya que algu-

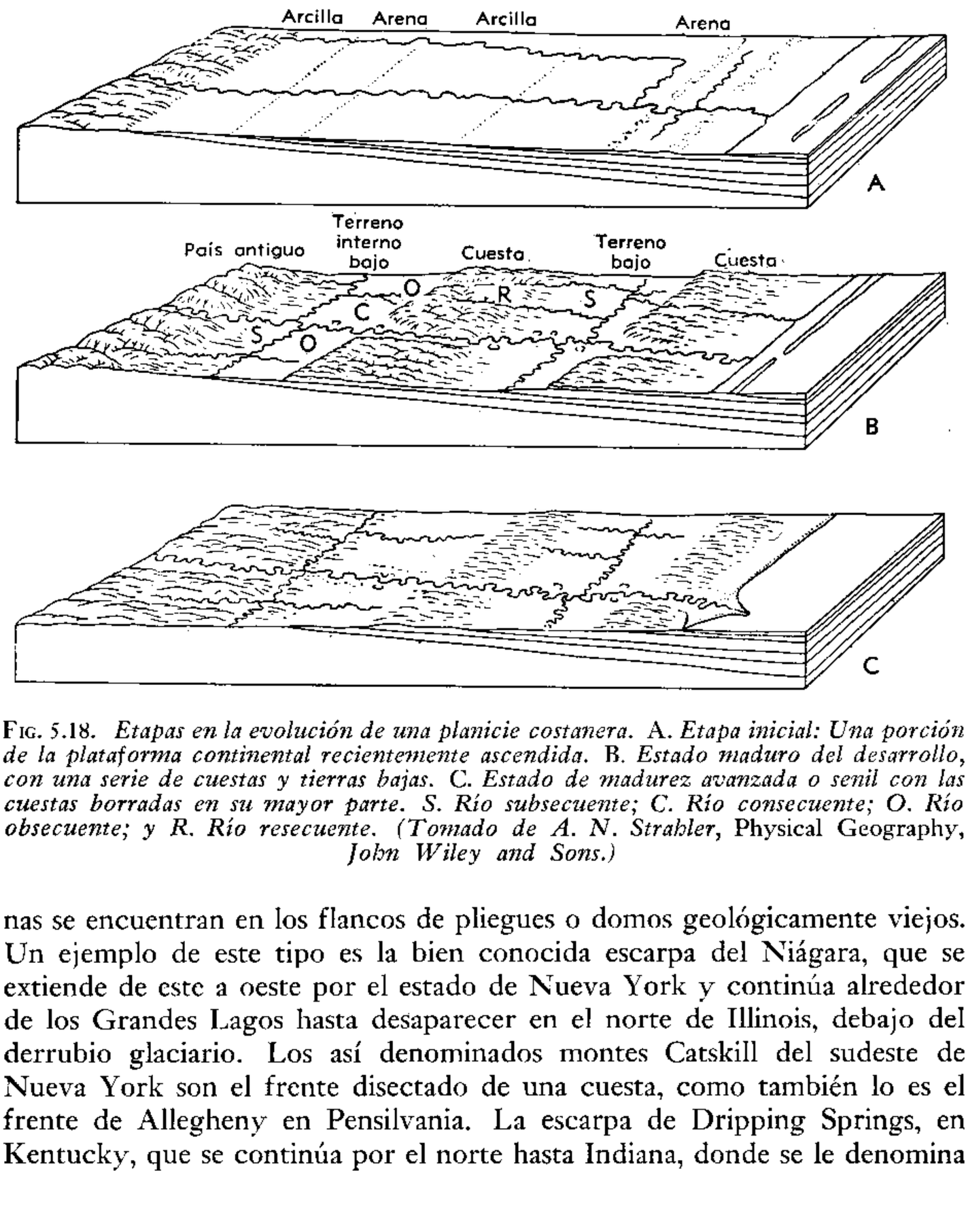


FIG. 5.18. *Etapas en la evolución de una planicie costanera.* A. *Etapa inicial: Una porción de la plataforma continental recientemente ascendida.* B. *Estado maduro del desarrollo, con una serie de cuestas y tierras bajas.* C. *Estado de madurez avanzada o senil con las cuestas borradas en su mayor parte. S. Río subsecuente; C. Río consecuente; O. Río obsecuente; y R. Río resecuente. (Tomado de A. N. Strahler,* Physical Geography, *John Wiley and Sons.)*

nas se encuentran en los flancos de pliegues o domos geológicamente viejos. Un ejemplo de este tipo es la bien conocida escarpa del Niágara, que se extiende de este a oeste por el estado de Nueva York y continúa alrededor de los Grandes Lagos hasta desaparecer en el norte de Illinois, debajo del derrubio glaciario. Los así denominados montes Catskill del sudeste de Nueva York son el frente disectado de una cuesta, como también lo es el frente de Allegheny en Pensilvania. La escarpa de Dripping Springs, en Kentucky, que se continúa por el norte hasta Indiana, donde se le denomina

escarpa de Chester, marca el borde de una cuesta del flanco oeste del arco de Cincinnati. Las diversas campiñas onduladas del sur de Inglaterra son de características similares.

Las escarpas que constituyen las pendientes del frente de las cuestas, en sus comienzos pueden tener caracteres topográficos rectos e imponentes, pero a medida que son atacados por la meteorización, la remoción en masa y la erosión, retroceden con la inclinación de los estratos y asumen un con-

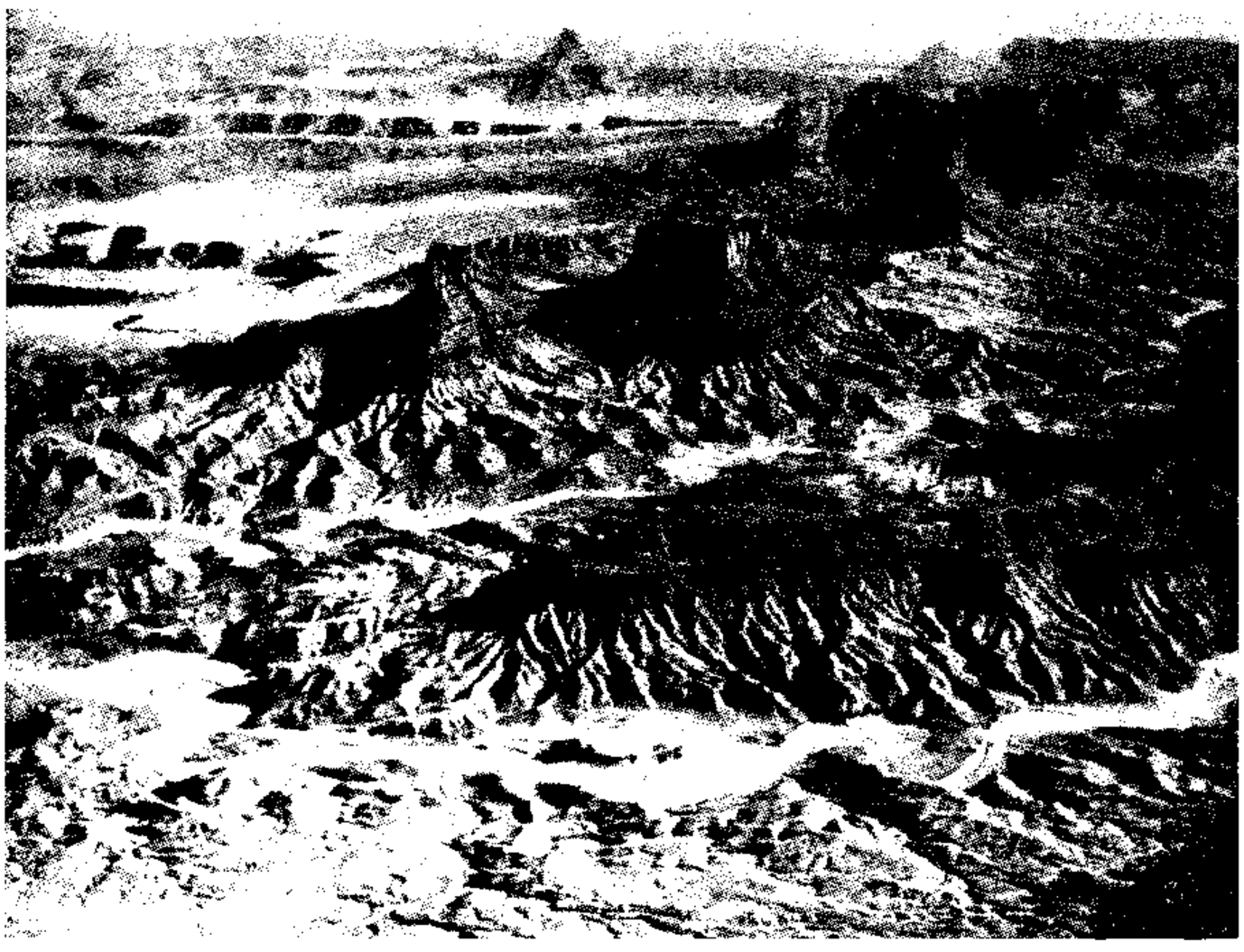


Fig. 5.19. Vista de los acantilados de Orange, cerca del cañón Millard, en Utah, en la que se ven numerosos relictos exteriores de erosión. (Fotografía de G. A. Grant, National Park Service.)

torno sinuoso o irregular. Como fue indicado en el capítulo 4, a veces estas antiguas escarpas de cuesta se denominan escarpas de meteorización, pero este término no es particularmente apropiado porque acentúa demasiado el papel desempeñado por la meteorización en el retroceso de la escarpa. Durante el receso de una escarpa es probable que de la cuesta propiamente dicha se desprendan porciones y queden aisladas de la misma para constituir *relictos exteriores*. En algunas áreas, los estratos que están por debajo de una cuesta fueron depositados sobre un país antiguo de rocas ígneas o metamórficas con una superficie irregular. En el proceso de la incisión del valle a través de la cuesta, algunos de los cerros sepultados de la superficie del país antiguo pueden ser expuestos como *relictos interiores*. Algunas veces se les deno-

mina *mendips*, como los de los cerros Mendips, en Inglaterra, que tuvieron un origen semejante.

Es frecuente inferir que los ríos que descienden por la pendiente del frente de una cuesta son ríos obsecuentes, y los que fluyen por la pendiente más suave de atrás son ríos consecuentes o resecuentes, como si los ríos obsecuentes fueran aquellos que fluyen contra la inclinación de la roca y los ríos consecuentes o resecuentes los que fluyen de acuerdo con dicha inclinación. Esto no es necesariamente cierto, y deberíamos vacilar antes de designarlos como tales, salvo que la prueba geomórfica apoye tal conclusión. En el primer ciclo de una cuesta, los ríos que fluyen por las dos pendientes bien pueden ser consecuentes.

Entre los llamados espinazos, crestas homoclinales, cuestas y mesas, se encuentran todas las gradaciones. Sus diferencias fundamentales están relacionadas con el grado de inclinación de las capas resistentes, que son las responsables de ellas, y de su extensión geográfica. Podemos esperar encontrar espinazos, crestas homoclinales, cuestas o mesas, en dependencia con la posición de las rocas, las que pueden ser casi vertical, con inclinación moderada, con inclinación suave o casi horizontal. Puede ser difícil distinguir rápida y netamente a miembros adyacentes de la serie, pero hay diferencias importantes entre sus extremos, los espinazos y las mesas. Los *espinazos* son colinas con crestas agudas que se desarrollan donde la inclinación de las rocas es aproximadamente superior a 45°. Tienen un área limitada, aunque pueden tener un largo considerable. En las cuestas la inclinación de las rocas raramente pasa de unos pocos grados. Aunque la pendiente del frente de un espinazo puede ser levemente más empinada que la pendiente de atrás, no hay una diferencia tan marcada entre las dos como en la cuesta.

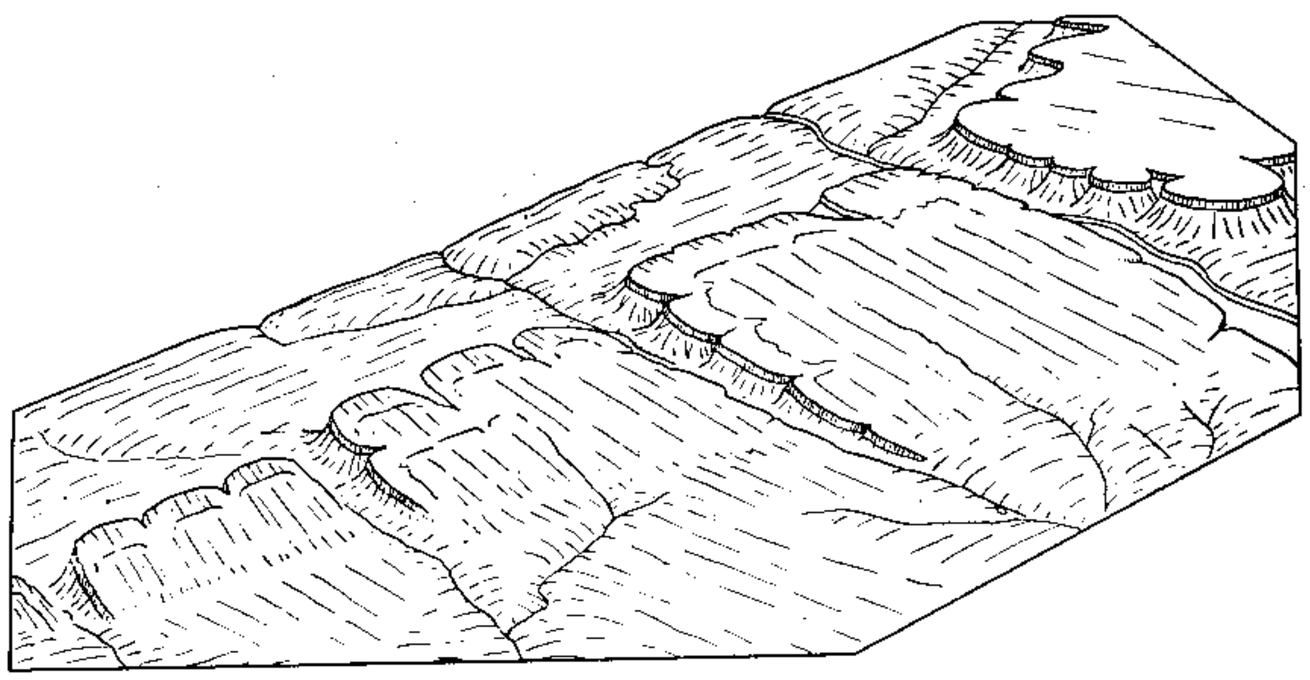


FIG. 5.20. *Diagrama que muestra la transición de un espinazo a una mesa pasando por una cresta homoclinal y cuesta, regida por la variación de la inclinación de la roca. (Tomado de W. M. Davis, y modificado.)*

Además, los espinazos permanecen más bien fijos en su posición. A medida que el paisaje es rebajado, puede tener lugar un desplazamiento leve, pero será más bien del orden de metros que de kilómetros, como puede suceder con las escarpas de cuestas. Caracteres tales como crestas de diques ("paredes del diablo") (véase p. 545) no deberían denominarse espinazos, aunque en apariencia pueden semejarse a ellos, porque son caracteres desarrollados sobre intrusiones ígneas más bien que sobre rocas estratificadas inclinadas.

Las *crestas homoclinales* (Cotton, 1948) se desarrollan en las áreas de estratos con inclinación moderada y hay una diferencia notable tanto en el empinamiento como en la longitud de las pendientes del frente y de atrás. Una cresta homoclinal no está tan nítidamente definida como un espinazo, ni tampoco tiene la extensión areal de una cuesta. Aunque un espinazo es una cresta homoclinal, parece ser necesario un término que describa las formas intermedias entre espinazo y cuesta que se encuentran en algunas áreas.

Las *mesas* son terrenos tabulares aislados cubiertos con una capa protectora cuya disposición es esencialmente horizontal. Rasgos similares en carácter, pero con cumbres más limitadas, se denominan *pedestales*. Algunas mesas deben su existencia a la cubierta protectora de rocas sedimentarias, particularmente areniscas, pero otras pueden estar recubiertas con coladas de lava o gravas y bloques. Comúnmente una mesa está rodeada por una escarpa formada por la roca protectora resistente, pero a veces el término se extiende para incluir a los terrenos que no están completamente aislados. Algunas mesas tienen un desarrollo regional tan extenso que sería mejor describirlas como *mesetas estructurales*. La meseta de Kaibad, en el área de las mesetas de Colorado, la gran meseta Sage del sudeste de Utah y del sudoeste de Colorado, la meseta Edwards, de Texas, y la meseta Drakenburg del sur de África, son ejemplos bien conocidos de mesetas estructurales de gran extensión regional.

UN CICLO FLUVIAL IDEALIZADO

Bajo este título se presenta un ensayo con el objeto de indicar los cambios de las condiciones topográficas que acompañan al progreso de un ciclo geomórfico algo idealizado. Se debe reconocer que las complicaciones de estructura geológica, historia diastrófica y condiciones climáticas pueden determinar importantes desviaciones en la secuencia de los hechos sugeridos, pese a lo cual puede ser tan "normal" como los indicados. Comenzaremos con una región que recientemente ha sido elevada de abajo del mar. Además, supondremos que la estructura geológica es sencilla y que hay rocas sedimentarias de dureza variada, con una inclinación moderada hacia el mar, sin complicaciones por estructuras geológicas pronunciadas, tales como pliegues y fallas. Supondremos también que esta masa de tierra recientemente ascendida, permanece estacionaria con respecto al nivel del mar durante un tiempo suficiente como para que un ciclo geomórfico complete casi todo

su ciclo. ¿Cuáles serían entonces las características del paisaje durante cada uno de los estados del ciclo bajo estas condiciones?

Juventud

1. Habrá unos pocos ríos troncales consecuentes, pero pocos tributarios grandes. Mediante erosión retrocedente se estarán extendiendo numerosos tributarios cortos y cárcavas y se desarrollarán sistemas dendríticos de valles.

2. Los valles tendrán perfiles transversales en forma de V y serán pandos o profundos, según la altura de la región sobre el nivel del mar.

3. En general, no habrá desarrollo de llanura aluvial, excepto a lo largo



FIG. 5.21. *Avenamiento juvenil en la Formación Chanac del Plioceno, en el valle del San Joaquín, al sudeste de Bakersfield, California. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

de los ríos troncales, y los costados de los valles se levantarán desde cerca de las márgenes de los ríos.

4. Las superficies interfluviales pueden ser extensas y pobremente avenadas. En las áreas interfluviales pueden existir lagos y pantanos, siempre que estas áreas no estén muy por arriba del nivel de base local.

5. Donde los cursos de los ríos cruzan capas de rocas particularmente resistentes se pueden presentar cascadas o rápidos. Son más típicas de la juventud temprana y habrán desaparecido antes de lograr la madurez.



FIG. 5.22. *Relieve entre juventud avanzada y madurez temprana. Los Lammerlaws, cerca de Otago, Nueva Zelandia. (Fotografía de Whites Aviation, Ltd.).*



FIG. 5.23. *Valle del río White, cerca de Shoals, Indiana, un valle en estado de madurez avanzada. (Fotografía del Servicio Geológico del estado de Indiana.)*

6. Las divisorias de aguas serán anchas y pobremente definidas.
7. En la juventud puede existir divagación de los ríos, pero los meandros están en una superficie inicial plana y no disectada o se hallan estrechamente confinados a valles excavados por debajo de la superficie de la tierra alta.

Madurez

1. Los valles se han extendido de tal manera que la región tiene ahora un sistema de avenamiento bien integrado.
2. El ajuste de los ríos a las variaciones litológicas existentes será evidente por la presencia de algunos tributarios longitudinales a lo largo de fajas de rocas particularmente débiles.
3. Las divisorias de aguas serán agudas y similares a crestas, dando como resultado un mínimo de tierras altas en los interfluvios.
4. Los ríos principales han logrado un perfil de equilibrio, pero muchos de sus tributarios están desequilibrados.
5. Los lagos o las cascadas que existieron en la juventud han sido eliminados.
6. Una porción considerable de los pisos de los valles está constituida por trechos de llanuras aluviales.
7. Los meandros pueden ser conspicuos, pero en contraste con los del estado juvenil, están libres para desplazarse por la llanura aluvial.
8. El ancho del piso de los valles no excede mayormente el ancho de las fajas de meandros.
9. Existe el máximo posible de relieve.
10. La topografía no está integrada tanto por trechos de pisos de valles y por tierras altas, como por laderas de cerros y costados de valles.

Senectud

1. Los tributarios de los ríos troncales son generalmente menos numerosos que en la madurez, pero más que en la juventud.
2. Los valles son extremadamente anchos y con una pendiente suave, tanto lateral como longitudinalmente.
3. Hay un desarrollo marcado de las llanuras aluviales sobre las cuales fluyen los ríos en cursos anchos y divagantes.
4. Los valles son varias veces más anchos que las fajas de meandros.
5. Las áreas interfluviales han sido reducidas en altura y las divisorias de aguas no son tan agudas como en la madurez.
6. Los lagos, bañados y pantanos pueden estar presentes, pero se hallan en las llanuras aluviales y no en las áreas interfluviales, como en el estado juvenil.
7. La remoción en masa predomina sobre los procesos fluviales.

8. El ajuste de los cursos de los ríos a la variada litología, que era evidente en la madurez, ahora puede no percibirse.

9. Áreas extensas han llegado o están cerca del nivel de base de erosión.

Hemos aclarado que el bosquejo precedente está basado sobre ciertas suposiciones que no son logradas en todas partes, en particular la existencia de rocas homogéneas, la falta de caracteres estructurales pronunciados y la estabilidad de las masas de terreno. Se podrá aducir que representa la excepción más bien que la regla. Aun así, sugiere cambios en las características de las áreas de los valles y de los espacios interfluviales que también se pueden aguardar, aunque modificados, bajo condiciones diferentes. Se debe tener presente que los cambios de uno a otro estado son más bien transicionales que abruptos. El bosquejo intenta dar el panorama regional y no el de los valles individuales. Una región puede ser clasificada como madura y tener dentro de ella valles individuales juveniles o en senectud temprana, o bien puede ser senil y todavía tener dentro de ella valles maduros. Generalmente nos interesa más la edad topográfica de las áreas que la de los valles individuales, y es el panorama de conjunto de las formas de relieve presentes el que la determina. Las complicaciones que pueden afectar al ciclo serán tratadas en el capítulo siguiente.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

Atwood (W. W. Sr.) y Atwood (W. W. Jr.): *Working hypothesis for the physiographic history of the Rocky Mountain region.* Geol. Soc. Am., Bull. *49*, págs. 957-980, 1938.

Bryan (Kirk): *The retreat of slopes.* Assoc. Am. Geog., Ann., *30*, págs. 254-268, 1940.

Cotton (C. A.): *Landscape*, págs. 128-129. Whitcombe and Tombs, Ltd., Wellington, 1948.

Crickmay (C. H.): *The later stages of the cycle of erosion.* Geol. Mag., t. *70*, págs. 337-347, 1933.

Davis (W. M.): *Base-level, grade and peneplain.* J. Geol., t. *10*, págs. 77-111, 1902. También en *Geographical Essays*, págs. 381-412. Ginn and Co., Nueva York.

Fisk (H. N.): *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Missisippi River*, págs. 11-16. Miss. River Comm., Corps Of Engineers, War Dept., 1944.

Glock (W. S.): *Available relief as a factor of control in the profile of a land form.* J. Geol., t. *40*, págs. 74-83, 1932.

Horton (R. E.): *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology.* Geol. Soc. Am., Bull. *56*, págs. 275-370, 1945.

Johnson (D. W.): *Baselevel.* J. Geol., t. *37*, págs. 775-782, 1929.

— *Planes of lateral corrasion.* Science, t. *73*, págs. 174-177, 1931.

— *Streams and their significance.* J. Geol., t. *40*, págs. 481-497, 1932.

— *Available relief and texture of topography: a discussion.* J. Geol., t. *41*, págs. 293-305, 1933.

Kesseli (J. E.): *The concept of the graded river.* J. Geol. *49*, págs. 561-588, 1941.

Mackin (J. H.): *Concept of the graded river.* Geol. Soc. Am., Bull., *59*, págs. 463-512, 1948.

MALOTT (C. A.): *Base-level and its varieties.* Indiana Univ. Studies, t. *82*, págs. 37-59, 1928.

POWELL (J. W.): *Exploration of the Colorado River of the West*, pág. 203. Smithsonian Institution, Washington, 1875.

SMITH (K. G.): *Standards of grading texture of erosional topography.* Am. J. Sci., t *248*, págs. 655-668, 1950.

REFERENCIAS ADICIONALES

BAULIG (Henri): *Le notion de profil d'équilibre, Essais de géomorphologie*, págs. 43-86. Publs. de la faculté des lettres de l'université de Strasbourg, París, 1950. También en *Compt. rend. congr. inter. géogr.*, El Cairo, t. *3*, págs. 51-63, 1925.

CHALLINOR (J.): *The curve of stream erosion.* Geol. Mag., t. *67*, págs. 61-67, 1930.

CHAMBERLIN (R. T.): *The level of baselevel.* J. Geol., t. *38*, págs. 166-173, 1930.

DAVIS (W. M.): *The geographical cycle.* Geog. J., t. *14*, págs. 481-504, 1899. También en *Geographical Essays*, págs. 249-278. Ginn and Co., Nueva York.

— *The scheme of the erosion cycle.* J. Geol., t. *31*, págs. 10-25, 1923.

GLOCK (W. S.): *The development of drainage systems: a synoptic view.* Geog. Rev., t. *21*, págs. 475-482, 1931.

HOLMES (C. D.): *Stream competence and the graded stream profile.* Am. J. Sci., t. *250*, págs. 899-906, 1952.

JOHNSON (D. W.): *Development of drainage systems and the dynamic cycle.* Geog. Rev., t. *23*, págs. 114-121, 1933.

MACAR (P. F.): *Effects of cut-off meanders on the longitudinal profiles of streams.* J. Geol., t. *42*, págs. 523-536, 1934.

MALOTT (C. A.): *The valley form and its development.* Indiana Univ. Studies, t. *81*, págs. 3-34, 1928.

6 · *Complicaciones del ciclo fluvial*

INTERRUPCIONES DEL CICLO

Rejuvenecimiento. Es más común la evolución multicíclica de los paisajes que el desarrollo monocíclico tratado en el capítulo precedente. Es probablemente que como resultado del rejuvenecimiento la topografía madura o senil tenga sobreimpuesta sobre ella caracteres juveniles. Esto resulta de cualquier cambio que determina que los ríos que previamente habían logrado perfiles de equilibrio o estaban agradando, de empeñarse de nuevo activamente en la profundización del valle. El rejuvenecimiento puede resultar de causas que son de naturaleza dinámica, eustática o estática.

El *rejuvenecimiento dinámico* puede ser provocado por el ascenso epeirogénico de una masa de tierra, acompañada de inclinación y alabeamiento. Tales movimientos pueden ser ya sea relativamente localizados y asociados con movimientos orogénicos locales o ya, como opinan algunos, de naturaleza mundial. La inclinación hacia abajo, el combamiento o el fallamiento localizado de una cuenca de desagüe producirá una acentuación de los gradientes de los ríos, la que es seguida por la profundización de los que ahora tienen un poder de transporte superior al requerido para el acarreo de sus cargas. Presumiblemente los efectos de la inclinación hacia el mar serán sentidos a lo largo de todo el curso del río e inmediatamente reflejados en la profundización del valle por el río. Sin embargo sus efectos sólo se manifestarán inmediatamente en esos ríos cuyos cursos sean aproximadamente paralelos a la dirección de la inclinación. Un río que fluye en ángulo recto a la dirección de la inclinación responderá al rejuvenecimiento sólo después que el río al que afluye haya profundizado su valle de tal manera que deje al tributario fuera de ajuste. Aun entonces el efecto es sentido sólo en la desembocadura del tributario, más bien que a lo largo de su longitud entera.

El *rejuvenecimiento eustático* resulta de causas que producen un descenso mundial del nivel del mar antes que de cambios locales del nivel de base. Se han reconocido dos tipos de eustatismo. El *eustatismo diastrófico* es el cambio del nivel del mar resultante de la variación de la capacidad de las cuencas oceánicas, mientras que el *eustatismo glacial* se refiere a cambios en el nivel del mar producidos por el retiro o regreso del agua a los océanos,

acompañando la acumulación o derretimiento de sucesivos mantos de hielo. Eduardo Suess fué el padre de la idea del eustatismo diastrófico. Baulig (1935) es uno de sus proponentes modernos. Reconoció la importancia del eustatismo glacial, pero creyó que hay pruebas de un descenso mundial del nivel de los mares ocurrido durante el Plioceno y el Pleistoceno, cuya magnitud es mayor de la que hubiera sido posible como consecuencia de cambios glaciales eustáticos. Pensó que estos descensos del nivel del mar eran resultado y consecuencia de movimientos epeirogénicos asociados con movimientos orogénicos, más bien que independientes de los movimientos orogénicos, como opinan algunos geólogos. A medida que grandes segmentos de la corteza terrestre eran encorvados hacia arriba por medio de fuerzas tangenciales, los ajustes isostáticos aseguraban el flujo subcortical desde abajo de las cuencas oceánicas hacia los bloques que se elevaban. La remoción del material terroso del basamento de las cuencas oceánicas determinó que se hundieran sus fondos, dando como resultado el descenso del nivel del mar en todo el mundo.

El descenso eustático del nivel del mar provocará rejuvenecimiento de un río en su desembocadura. El ajuste de un río hacia el nuevo nivel de base progresará aguas arriba. El resultado es un perfil interrumpido, con el punto de intersección de los dos niveles de base marcado por un resalto de pendiente que se traslada gradualmente aguas arriba, a medida que el nuevo nivel de base se extiende hacia las cabeceras. Sin embargo, no debe suponerse que toda ruptura en el perfil de un río se interpretará como un resalto de pendiente producido por rejuvenecimiento. Previamente hemos visto (p. 113) que a lo largo de un río en equilibrio hay numerosos cambios en el gradiente, relacionados con factores locales que afectan la pendiente del perfil de equilibrio. Sin embargo, donde hay resaltos de pendiente que no pueden ser explicados por controles litológicos o estructurales, junto con diferencias topográficas marcadas en las partes del valle situadas debajo y arriba de ellos (características juveniles aguas abajo y caracteres seniles o maduros aguas arriba) probablemente estemos acertados en atribuirlos al rejuvenecimiento.

Los cambios eustáticos más recientes del nivel del mar fueron los producidos por las alternativas entre las etapas glacial e interglacial del Pleistoceno. El cálculo más comúnmente aceptado es que hoy el nivel del mar está alrededor de 100 m más alto que durante la máxima extensión de los mantos de hielo del Wisconsiano. Durante las edades glaciales de niveles bajos del mar, los ríos fueron presumiblemente rejuvenecidos en sus cursos inferiores. Baulig (1940) sostuvo que durante estos períodos de nivel de mar bajo se iniciaron olas de erosión hacia las cabeceras que todavía se continúan tierra adentro y están marcadas por resaltos de pendiente en los perfiles de los ríos. Johnson (1938) era escéptico con respecto a nuestra inclinación en reconocer tales efectos en los perfiles de los ríos actuales. Si los resaltos de pendiente a lo largo del curso de los ríos son producidos

de esta manera, deberían ser perceptibles a lo largo de todos los ríos, más que estar restringidos a ciertos valles, como aquellos que pueden ser resultado de diastrofismo local.

Los ríos pueden mostrar signos de juventud renovada ocasionados por cambios que no involucran ni ascenso de la tierra ni descenso eustático del nivel del mar. Este proceso se ha denominado *rejuvenecimiento estático* (Malott, 1920). El rejuvenecimiento estático puede producir, por lo menos, tres cambios. Ellos son: disminución de la carga, aumento del escurrimiento por el incremento de las precipitaciones, y aumento del volumen del río por adquisición de nuevo desagüe producido por desviación o anarquía de ríos (véase pág. 161).

El rejuvenecimiento motivado por la disminución de la carga ha tenido lugar durante los tiempos posglaciales, a lo largo de muchos valles que antes recibían grandes cantidades de materiales glaciarios. Al producirse el cambio de las condiciones glaciales por las no glaciales, las cargas de los ríos disminuyeron, dando como resultado la consiguiente profundización de los valles, que dejaron sus fondos anteriores parcialmente conservados como terrazas de gravas.

El cambio hacia una mayor precipitación puede determinar aumento del volumen del río sin el correspondiente incremento de la carga; por esta causa, los ríos se encuentran con posibilidades de transportar sus cargas por pendientes más suaves. En consecuencia, puede ocurrir que el río excave su valle. Las opiniones referentes a si los efectos del aumento de la precipitación son siempre como se sugiere no son concordantes. Este punto es tratado nuevamente en la p. 159.

El rejuvenecimiento de un río debido al aumento de su volumen a causa de la captura del sistema de avenamiento de un río por otro, está bien ilustrado a lo largo del valle del río Ohio. El Ohio preglacial era un río mucho más corto que el presente. Tenía sus cabeceras en el sudeste de Indiana o en el sudoeste de Ohio. En tiempos preglaciales el desagüe presente del Ohio superior, incluyendo el del Kanawha, Monongehela y Allegheny, fluía hacia el norte. Este desagüe fué bloqueado, endicado y desviado hacia el sudoeste, a lo largo del frente de hielo, hacia el Ohio preglacial, para formar el río presente. Como resultado del aumento de su volumen, el río Ohio inferior procedió a excavar su valle. Malott (1920) estimó que de la total profundización del citado valle, por esta causa se le pueden atribuir hasta 30 metros.

Evidencias topográficas del rejuvenecimiento. El rejuvenecimiento de una región está sugerido por la presencia, dentro de ella, de una *discordancia topográfica*. Con este nombre se indica una falta de concordancia entre las formas topográficas de las partes superiores de los valles y sus tierras altas adyacentes con las correspondientes a los tramos inferiores de los mismos. Las formas del terreno elevado y del valle alto son las propias de la

madurez o de la senectud, mientras que las del valle inferior corresponden a las de la juventud. Un ejemplo común de rejuvenecimiento lo ofrece el perfil transversal del *valle en valle*, también descripto como *valle en dos pisos* o *valle de dos ciclos*. La característica principal de tal perfil transversal es una ruptura de la pendiente a lo largo del costado del valle, marcada por un resalto que separa la forma juvenil del valle de la senil, respectivamente, hacia abajo y arriba del mismo. Este resalto del substrato es un remanente del piso del valle formado durante un ciclo de erosión que precedió al actual. Tales terrazas de substrato no se deben confundir con las terrazas estructurales que se correlacionan y son determinadas por estratos resistentes. Más que niveles estructuralmente controlados, indican anteriores niveles de base de erosión y se extienden a través de rocas de litología variada.

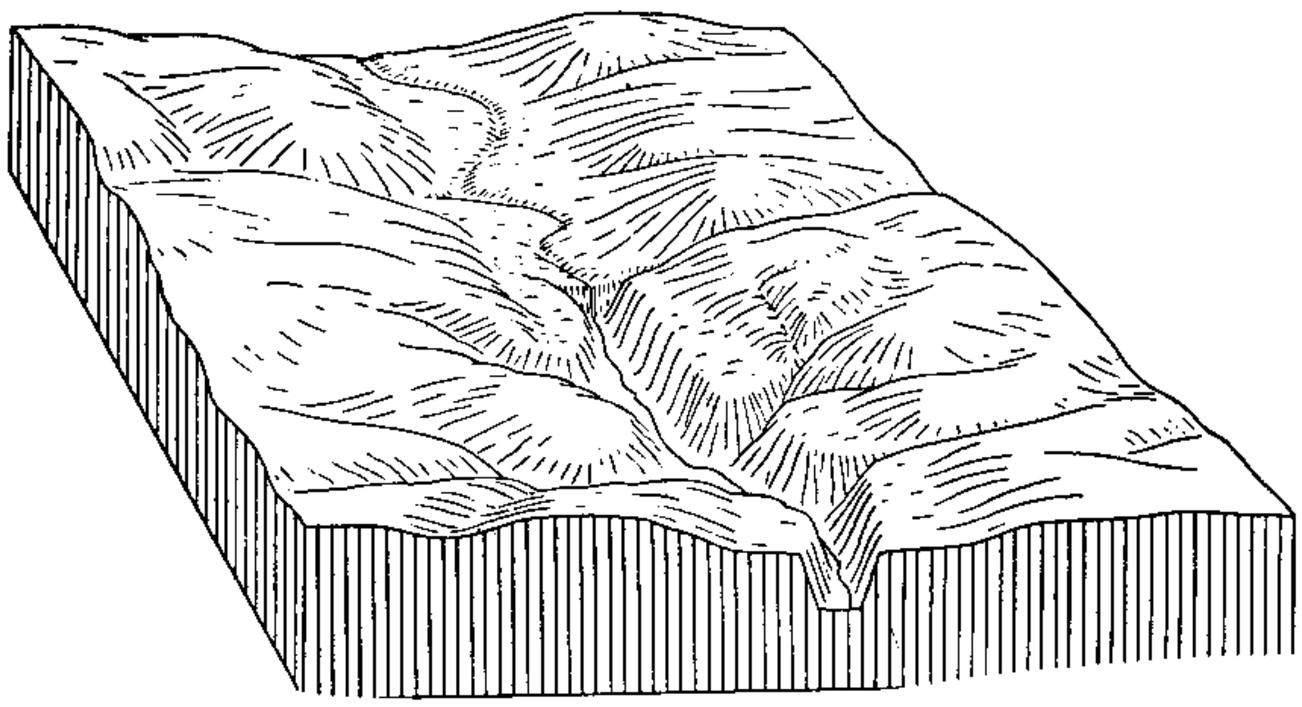


FIG. 6.1. *Diagrama de un valle de dos ciclos, que muestra un resalto de pendiente, el que indica la cabecera del rejuvenecimiento. (Dibujo de William J. Wayne.)*

El perfil longitudinal de un valle puede mostrar pruebas de rejuvenecimiento, las que consisten en resaltos de pendiente a lo largo del valle, los cuales no pueden ser atribuidos a barreras de rocas duras. De esta manera aun es posible descubrir demostraciones de rejuvenecimiento en aquellos valles que no han alcanzado una etapa de desarrollo lo suficientemente avanzado como para haber tenido fondos planos, los que formarían terrazas después del rejuvenecimiento.

Los meandros excavados o encajados generalmente son considerados como evidencia de rejuvenecimiento. Desafortunadamente, hay confusión en el empleo de términos destinados a la descripción de los meandros de valle que están encajonados en el substrato, como también en nuestras ideas referentes a lo que tales meandros significan. Para designar los diferentes meandros se han utilizado cinco términos distintos: excavado, encajonado,

atrincherado, encajado y esculpido con significados variables. Nuestro empleo de estos términos tendrá que ser algo arbitrario. La práctica más común parece ser emplear excavado y encajado como términos genéricos para incluir cualesquiera meandros profundos entre paredes rocosas. Por consiguiente, consideraremos *meandros excavados* y *meandros encajados* como nombres sinónimos de un grupo que comprende todos los meandros emplazados en el substrato, prescindiendo del perfil transversal del valle. Generalmente se reconocen dos tipos de meandros excavados o meandros encajados: 1) *meandros encajonados* o *atrincherados*[1], que en una curva de meandro muestran poco o nada de contraste entre las pendientes de los dos costados del valle; y 2) *meandros esculpidos* (Rich, 1914), que muestran una asimetría pronunciada del perfil transversal, con pendientes socavadas en el lado de afuera de las curvas del meandro y pendientes de deslizamiento en el lado interno. Una gran parte de la confusión en la terminología proviene del hecho de que los varios términos que han sido empleados tienen significados prácticamente sinónimos que no llevan implícitas las diferentes connotaciones que a menudo han sido involucradas por quienes los han empleado.

A menudo se infiere que los meandros excavados fueron heredados de un ciclo de erosión previo y, por consiguiente, son caracteres de un segundo ciclo y prueba de rejuvenecimiento. Blache (1939) y Cole (1930) han puesto en tela de juicio esta conclusión. Algunos meandros excavados pueden ser heredados, pero esto no es necesariamente exacto. Mahard (1942) nos ha recordado la posibilidad del desarrollo de meandros excavados durante un ciclo inicial de erosión. Es cierto que, sólo durante un ciclo, se pueden desarrollar meandros esculpidos, a causa de la acentuación de las sinuosidades iniciales de un río, de la corrasión lateral y de la incisión que la acompaña. Aunque parezca posible que los meandros excavados del primer ciclo sean generalmente del tipo esculpido, esto no significa que todos los meandros esculpidos del primer ciclo sean de este tipo. Probablemente los meandros esculpidos, aunque heredados, sean el tipo esperado de meandros excavados, mientras que es posible que los meandros atrincherados se desarrollen bajo condiciones especiales. Sin embargo, no está claro por qué en un área la incisión está acompañada por erosión lateral significativa, mientras que en otra no lo está. El problema se complica más cuando, a lo largo de trechos diferentes del mismo valle, se encuentran tanto meandros encajonados como meandros esculpidos. Esto sugiere que los dos tipos pueden estar relacionados con diferencias locales de estructura geológica o litológica. Moore (1926), al tratar los meandros encajados (excavados) de la meseta de Colorado, concluyó que el desarrollo de meandros encajonados o de meandros esculpidos depende principalmente del carácter de la roca circundante y de la cantidad de la carga del río. Encontró meandros

[1] En inglés la diferencia es solamente de ortografía. *(N. del T.)*

encajonados en áreas de rocas duras y meandros esculpidos o valles abiertos en áreas de rocas débiles. Atribuyó considerable importancia a la carga grande o pequeña que llevaba el río, y concluyó que los ríos abundantemente cargados son más capaces de excavar lateralmente a medida que profundizan sus valles que aquellos que llevan cargas menores y, por consiguiente, desarrollarán meandros esculpidos más bien que encajonados.



FIG. 6.2. *Los meandros encajonados del North Fork del río Shenandoah, al oeste del monte Massanutten, hoja Luray, Virginia. (Fotografía tomada por John L. Rich, gentileza de la Sociedad Geográfica Americana.)*

Rich (1914) atribuyó mucha importancia a la velocidad del ascenso para determinar si a partir de meandros heredados se desarrollarán meandros encajonados o esculpidos. Pensó que probablemente se desarrollará el tipo encajonado si la velocidad del ascenso es considerable, porque entonces la profundización será rápida, en comparación con la erosión lateral y la extensión del meandro; si, en cambio, la velocidad del levantamiento es lenta, se desarrollará el tipo esculpido, porque la erosión lateral y la extensión del meandro actúan con la misma celeridad que la profundización.

A veces se supone que si una región con ríos divagantes es ascendida verticalmente, los efectos del nuevo nivel de base serán sentidos sólo en las partes terminales de los valles y el nuevo nivel de base migrará aguas arriba como resalto de pendiente, siguiendo las curvas del meandro. Los geomorfólogos que tienen dificultad en admitir resaltos de pendiente en rocas

homogéneas tienen igual dificultad en explicar los meandros encajonados de una manera tan sencilla. Podemos decidir, en primer lugar, que las razones para las diferencias entre meandros esculpidos y encajonados todavía son oscuras. En segundo término, debemos ser cautelosos al tomar, "prima-facie", a los meandros excavados como prueba de rejuvenecimiento. Sin embargo, junto con otros testimonios que concuerden, pueden reforzar nuestros argumentos en favor del rejuvenecimiento.

Agradación. Hemos considerado las causas dinámicas, eustáticas y estáticas que pueden determinar el rejuvenecimiento de los ríos. Para cada tipo, los efectos son los mismos que los que resultarían de un descenso real del nivel de base. Será evidente que en cada uno de los tres tipos de cambio, los efectos pueden ser de una naturaleza tal como para obligar a los ríos a agradar más bien que a profundizar sus valles. El hundimiento del terreno puede dar como resultado el anegamiento de las porciones de los valles adyacentes al mar, lo que aguas arriba estará acompañado por acumulación aluvial o relleno del valle. No es necesario que se produzca el verdadero anegamiento del valle para determinar agradación por un río. La inclinación del terreno hacia abajo aguas adentro producirá el mismo efecto tan pronto como el gradiente del río sea demasiado bajo como para transportar su carga. La agradación debida a esta causa se hará evidente en primer término a lo largo de ríos que estaban equilibrados, pero también puede afectar a ríos desequilibrados, siempre que la inclinación hacia abajo y hacia el interior sea suficiente.

El efecto del ascenso del nivel del mar sobre los ríos es el mismo que si se hundiera la tierra. Fisk (1939) ha interpretado la historia geomórfica del valle inferior del Misisipí como uno de alternancia entre acumulación aluvial durante los niveles interglaciales de mar alto y el encajonamiento del valle durante los niveles glaciales de mar abajo. También describió cuatro terrazas que creyó representaban los techos de los rellenos de valle acumulados durante los tiempos de niveles de mar alto. Lo supuso así porque como tierra adentro de Batón Rouge hubo ascenso continuado del valle del Misisipí, cada sucesivo nivel de mar interglacial era levemente más bajo que el precedente para compensar isostáticamente la gran masa de los depósitos de delta. Aunque había encajonamiento de los rellenos interglaciales de valle, durante las etapas glaciales, cuando el nivel del mar descendió, los rellenos no fueron removidos completamente. Los remanentes de estos rellenos constituyen los niveles de las cuatro terrazas.

Respecto a la validez de estas conclusiones referentes al valle superior del Misisipí, entre los geólogos glaciólogos existe un considerable escepticismo. Las pruebas parecen indicar que allí las edades glaciales (épocas de bajos niveles de mar) estuvieron caracterizadas, no tanto por el encajonamiento del valle como por el relleno con material glaciario, aunque se reconoce que durante una edad glacial hubo episodios alternantes de acu-

ÁREA ENGLAZADA			VALLE INFERIOR DEL MISISIPÍ
ETAPAS GLACIALES		ETAPAS INTERGLACIALES	DEPÓSITOS INTERGLACIALES DE TERRAZA
Cada etapa glacial está caracterizada por la acumulación del hielo sobre los continentes y el descenso del nivel del mar, con el consiguiente encajonamiento de los ríos y la profundización de los valles.		Cada etapa interglacial está caracterizada por el retroceso de los mantos de hielo en los continentes y el ascenso del nivel del mar, con acumulación aluvianal en los valles profundizados durante la etapa glacial precedente.	Cada depósito de terraza es de edad interglacial, rellena los valles profundizados durante la etapa glacial precedente y constituye una formación geológica. El ascenso continuado durante el período Cuartario ha elevado los depósito de terraza por arriba del nivel de las llanuras aluviales presentes.
PERÍODO CUARTARIO	ÉPOCA RECIENTE		ALUVIONES RECIENTES (R. A.)
	PLEISTOCENO o ÉPOCA GLACIAL	Wisconsiano avanzado (el más joven)	Profundización de valle VC-5
			Peoriano — Formación de pradera (FP)
		Wisconsiano temprano	Profundización de valle VC-4
			Sangamoniano — Formación Montgomery (FM).
		Illoniano	Profundización de valle VC-3.
			Yarmouthiano — Formación Bentley (FB)
		Kansaiano	Profundización de valle VC-2
			Aftoniano — Formación Williana (FW)
		Nebraskaiano (el más antiguo)	Profundización de valle VC-1

RELACIONES IDEALIZADAS DE LA TERRAZA

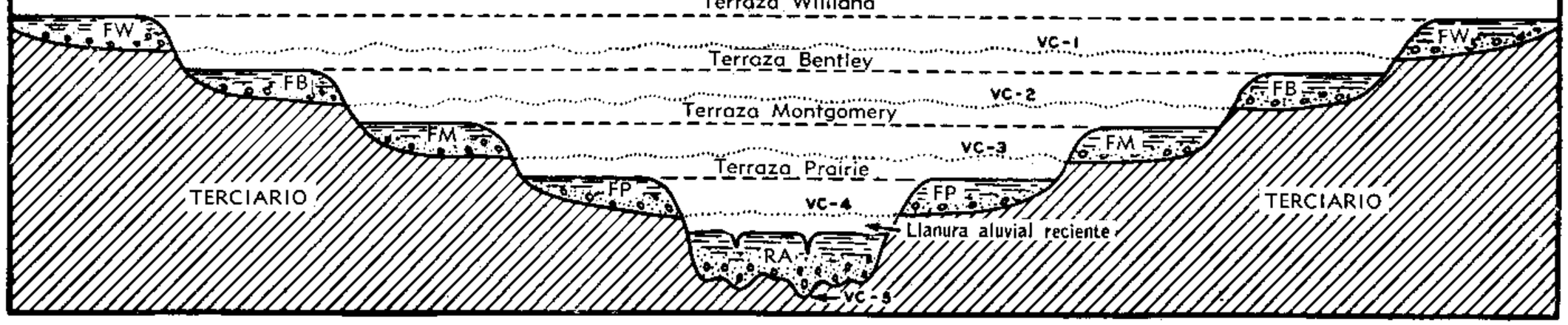


FIG. 6.3. *Una interpretación de la historia pleistocénica del valle inferior del Misisipí. (Tomado de H. N. Fisk.)*

mulación y erosión. La época interglacial (época de alto nivel de mar) está indicada más bien por encajonamiento del valle que por rellenamiento; por entonces, el detrito glaciario no era llevado por los ríos en grandes cantidades y ya no fueron necesarios los elevados gradientes que se requirieron para el transporte de ese material.

Posiblemente, estos dos puntos de vista diametralmente opuestos no sean enteramente incompatibles. El comportamiento del río en el valle inferior del Misisipí puede haber sido dominado por los efectos de niveles de mar descendidos y ascendidos eustáticamente, mientras que el valle superior del Misisipí estaba demasiado alejado del mar para haber sentido la influencia de los cambios de nivel del mar de una duración tan corta y, por consiguiente, alternaba entre agradación durante los tiempos glaciales y erosión durante los tiempos interglaciales.

Por lo menos dos cambios de naturaleza estática pueden determinar que los ríos transformen su proceso de erosión en agradación. El glacialismo del Pleistoceno determinó que muchos de los valles de América del Norte, Europa y otras partes que estaban más allá de las márgenes de los mantos de hielo, recibieran cantidades de materiales de conos de transición superiores a la normal capacidad de transporte de los ríos. La agradación de valles debida a esta causa se observa ampliamente en toda la cuenta de avenamiento del Misisipí-Ohio-Misurí. A lo largo de sus valles hay numerosos trechos donde por muchos kilómetros el substrato no aflora. El valle inferior del Ohio ha sido agradado hasta 70 m. No solamente fueron agradados los valles que acarreaban detrito glaciario, sino también sus tributarios, pues la agradación rápida de los valles principales repercutió en aquellos tributarios que no estaban recibiendo detrito glaciario, cuando fueron endicados por los rellenos de los valles troncales, y se transformaron en áreas de acumulación.

Aunque en valles tales como el del Misisipí una gran parte del relleno está constituido por materiales de conos de transición, hubo otro factor, de naturaleza estática, que contribuyó a la agradación del valle del Misisipí y de sus tributarios. Desde el comienzo del Pleistoceno el delta del río Misisipí se extendió unos 200 km aproximadamente. Al comienzo del Pleistoceno la desembocadura de este río estaba próxima al punto donde hoy el río Red se une al Misisipí. Este punto, que originalmente estaba al nivel del mar, ahora está a unos 15 m por encima de ese nivel. Si el Misisipí preglacial y sus tributarios principales eran ríos equilibrados, es evidente que el avance hacia el mar del delta del río Misisipí determinó una agradación mínima de 15 m (Malott, 1922).

La idea de que las fluctuaciones entre períodos más secos y más húmedos, particularmente en las regiones áridas y semiáridas, conduce a alternancia de períodos de agradación y encajonamiento de valle, por primera vez fue ampliamente expuesta por Huntington (1914). Éste sostuvo que el equilibrio entre la acumulación y la erosión está determinado principal-

mente por la cubierta vegetal. Es presumible que una disminución en la precipitación ocasione una disminución en la cantidad de la vegetación y, por consiguiente, una mayor cantidad de detritos será arrojada a los ríos desde las laderas circundantes, dando como resultado la agradación del río. Por el contrario, un aumento en la precipitación aumentaría la cantidad de cubierta vegetal, menos detritos alcanzarían los cursos de agua y los ríos tendrían capacidad para erosionar sus cauces.

Un punto de vista diferente (Antevs, 1951) es el que sostiene que el enfosamiento de los valles tuvo lugar durante tiempos más secos, cuando la cubierta vegetal y el manto del suelo eran reducidos, permitiendo a las aguas de lluvias intensas escurrirse rápidamente y formar torrentes, los que excavaron los pisos de los valles. El rellenamiento de los mismos caracterizaría las épocas más húmedas, cuando una cubierta vegetal incrementada retarda el grado de escurrimiento y determina que los ríos abandonen sus cargas.

Thornthwaite (1942) y sus asociados sostienen, sin embargo, que en el sudoeste de los Estados Unidos de América, la alternancia entre períodos de profundización y de relleno no refleja necesariamente las fluctuaciones entre climas áridos y semiáridos. Llegaron a la conclusión de que las pruebas proporcionadas por los anillos anulares de los troncos de los árboles, los niveles de lagos, y la historia de la tribu Pueblo, sugieren que no hubo ningún cambio climático significativo en el sudoeste de los Estados Unidos de América durante los últimos 2.000 años. Pensaron que los períodos de profundización y de relleno podrían ser correlacionados con períodos en que había tormentas más o menos intensas, los que estarían indicados por la erosión, mientras que los lapsos de tormentas menos intensas estarían marcados por el rellenamiento de los valles.

Estos puntos de vista contrastados indican la complejidad del problema y sugieren que no se puede sacar ninguna conclusión de orden general referente a los efectos del aumento o disminución de la precipitación sobre el comportamiento de los ríos. Cada área debe ser considerada separadamente, en términos de los factores específicos que afectan la actividad de los ríos.

Terminación del ciclo fluvial. A causa del tiempo requerido para la consumación de un ciclo fluvial, siempre existe la posibilidad de que un ciclo geomórfico pueda ser verdaderamente finalizado y no meramente interrumpido. Davis previó esta posibilidad y aplicó el término algo inapropiado de "accidente" a la finalización de un ciclo. Reconoció dos tipos de accidentes (o acontecimientos fortuitos) que pueden terminar con el así denominado ciclo normal: volcanismo y cambio climático con su consiguiente glaciación o aridez. A éstos podríamos añadir la inmersión de una masa de tierra firme y, posiblemente, el diastrofismo complejo.

Las cubiertas de lava o de derrubio glaciario pueden sepultar completa-

mente u ocultar parcialmente las formas de relieve producidas por los ríos, pero tras la terminación de la glaciación o del volcanismo, el ciclo fluvial se restablecerá por sí mismo. El cambio hacia la aridez no destruye completamente el régimen de los ríos, pero los cambios operados en sus características y en su importancia relativa son suficientes para justificar o considerar a un ciclo árido como distinto del ciclo fluvial en terreno húmedo. En la historia geológica, la sumersión de áreas continentales por debajo del mar se ha producido muchas veces, pero, desde mediados del Terciario, América del Norte y los otros continentes para este caso, han estado en general por arriba del nivel del mar y las ingresiones estuvieron restringidas a fajas marginales estrechas, y en ningún lugar fueron lo suficientemente extensas como para sumergir completamente una cuenca de desagüe importante. En las áreas donde se está produciendo plegamiento y fallamiento repetido, o en lo que podemos designar como áreas de diastrofismo complejo, puede dudarse sobre si tiene lugar algún fenómeno que se aproxime al desarollo cíclico de las formas de relieve. Tal vez decir que bajo estas condiciones el ciclo fluvial es completado sea ir demasiado lejos, pero, por lo menos, se suspende su actuación en el sentido de desarrollo de formas de relieve secuenciales. Un grupo respetable de geólogos cree que el ciclo fluvial puede hacer poco progreso hasta que el reloj del diastrofismo no termine, por así decir, y se hayan logrado las condiciones de estabilidad esenciales para su progreso.

EL DESPLAZAMIENTO DE DIVISORIAS DE RÍOS

A medida que un ciclo fluvial progresa hay cambios importantes en el carácter y posición de las divisorias de ríos. En la juventud, las divisorias de los ríos a menudo están ocultas, pero a medida que los sistemas de valles se extienden hay un acrecentamiento en el número de divisorias, como asimismo una separación más neta entre ellas. Generalmente son claras en la madurez, aunque no necesariamente fijadas en posición. La migración de las divisorias puede tener lugar lentamente o puede ser rápida por captura u otros desórdenes.

Migración lenta de las divisorias. Comúnmente se observa que en las etapas finales del ciclo fluvial las divisorias entre ríos de tamaño similar están espaciadas con cierta uniformidad, siempre que los gradientes de los ríos sean aproximadamente iguales en los lados opuestos de las divisorias. En las primeras etapas del ciclo, esto no siempre es cierto, porque entonces no es nada extraño encontrar en ambos lados de una divisoria desiguales longitudes y gradientes de los ríos. Gilbert (1877), en su estudio clásico de los montes Henry, de Utah, reconoció que un río que fluye por la pendiente más empinada de una cresta asimétrica erosiona su valle más rápidamente que uno que fluye por la ladera más suave; como resultado, se tiene que

la línea divisoria migra alejándose del río que erosiona más activamente hacia el que erosiona con menos intensidad. Este principio es conocido como la *ley de pendientes desiguales.* En una región de rocas sedimentarias débiles y fuertes, con inclinación suave o moderada, se formarán cuestas o crestas homoclinales con frentes empinados a lo largo de la cara que corta los estratos inclinados y pendientes más suaves que se extienden sobre la superficie inclinada de los mismos; bajo tales condiciones, las divisorias migrarán de acuerdo con la inclinación, y los ríos más cortos y empinados, que bajan por el declive más pronunciado, extenderán su desagüe a expensas de los ríos de gradiente bajo que descienden por la pendiente opuesta.

A este efecto pueden contribuir las precipitaciones desiguales que caen en ambos lados de una divisoria, especialmente donde los vientos provienen de una dirección prevaleciente, como en las zonas de los alisios. Este caso está bien ilustrado en la isla Oahu, del grupo hawaiano, donde la precipitación mucho más abundante en la ladera nordeste provocó un desplazamiento de la divisoria hacia el sudoeste, con el desarrollo acompañante de una escarpa de frente abrupto en el lado nordeste, conocida como el Pali.

Desplazamiento rápido de las divisorias. El desplazamiento rápido de las divisorias puede resultar tanto de la desviación como del desorden o confusión de los ríos. La *desviación de los ríos*, tal como se emplea acá, se refiere a las diversas maneras mediante las cuales éstos pueden efectuar activos cambios de desagüe, en contraste con la *anarquía de los ríos*, donde los cambios de desagüe son llevados a cabo por agentes distintos de los ríos. La desviación de los ríos se puede producir tanto por captura como por agradación de los ríos. La *captura de los ríos* involucra ataque erosivo de un río sobre el desagüe de otro, con la desviación consiguiente de parte de sus aguas hacia el río capturante. El motivo más común de la captura de un río es la aptitud del mismo para mantener y extender su valle a un nivel más bajo que el de un río adyacente. La captura de un río se puede producir por abstracción, erosión retrocedente, aplanamiento lateral, y desviación subterránea. El término *abstracción* se aplica a menudo al tipo más sencillo de captura, que resulta de la competición entre cárcavas y cañadas adyacentes y consecuentes. Éste es un proceso discreto pero importante por medio del cual innumerables líneas menores de desagüe se reúnen en unos pocos cursos de ríos dominantes. Se produce principalmente en las partes superiores de las líneas de desagüe y se puede observar el progreso en cárcavas que prácticamente se hallan en cualquier pendiente empinada. Es de importancia en la posición final de las divisorias entre los tributarios menores de un sistema de ríos.

La captura de ríos por erosión retrocedente puede surgir de una de las dos causas siguientes: un río puede tener una ventaja sobre otro porque está profundizando su valle en rocas más fácilmente erosionables, o la captura puede tener lugar porque un río tiene un gradiente mucho más elevado

que otro. En la región plegada de los Apalaches del este de los Estados Unidos de América se encuentran numerosos ejemplos de captura de ríos por la variación de la resistencia de la roca a lo largo de ríos competidores. Allí, unos pocos ríos tienen sus cursos transversales a la estructura geológica, pero la mayoría están en valles de rumbo paralelo a la misma. Los ríos transversales están limitados, en cuanto al grado en que pueden profundizar sus valles, por su capacidad de erosionar las rocas más resistentes a través de sus cursos, mientras que los ríos longitudinales generalmente fluyen sobre fajas de rocas débiles y, por consiguiente, están posibilitados de erosionar sus valles más rápidamente. En esta área, uno de los ejemplos de captura mejor conocidos es el que concluyó por formar las abras de Snickers, Ashby y Manassas. Éstas representan un ejemplo ilustrativo de captura progresiva de ríos por erosión retrocedente. Estas abras ahora son *abras de viento*, término aplicado a antiguas *abras de agua* por las cuales ya no fluyen ríos, pero anteriormente, fluía un río a través de los montes Azules, por cada una de ellas hacia el oeste. Un tributario del Potomac, el río Shenandoah, desarrolló erosión retrocedente a lo largo de una faja de roca débil detrás de los montes Azules, y capturó sucesivamente las cabeceras de los ríos que fluían por las abras de Snickers, Ashby y Manassas. El río Shenandoah pudo hacer esto por dos razones: primero, porque estaba erosionando su valle en roca débil, mientras que la profundización de los tres ríos transversales era demorada por la roca más dura de los montes Azules; segundo, porque el Shenandoah estaba a un nivel más bajo que los otros tres ríos y, por consiguiente, podía erosionar más rápidamente que los ríos menores de los montes Azules. Las altitudes de las abras de Snickers, Ashby y Manassas son aproximadamente 330, 300 y 270 m respectivamente. Esto muestra que hubo un rebajamiento de unos 30 m del abra de Ashby entre el tiempo transcurrido desde la captura del río que fluía por el abra de Snickers, y la captura del río que pasaba por el abra de Ashby, y que hubo otros 30 m de excavación del abra de Manassas, antes de que se capturara al río que fluía por ella. Este tipo de captura se encuentra más comúnmente en áreas de rocas plegadas o donde hay rocas con fuerte inclinación alrededor del flanco de un ascenso de domo o anticlinal. El punto en que se efectúa la captura es conocido como *codo de captura*, dado que por lo general está marcado en el río actual por una vuelta en ángulo recto. Se dice que el río que perdió parte de su cuenca ha sido *decapitado*. Por lo general el río que captura es un río subsecuente, mientras que el río capturado es transversal.

Por lo común, a lo largo de dos ríos opuestos y competidores, donde hay cuestas, mesetas, o bloques inclinados con frentes empinados y pendientes menores suaves, se encuentran gradientes desiguales. Para que se produzca una captura, no es necesario que haya diferencia en la resistencia de las rocas a lo largo de los ríos competidores. La localidad clásica de este tipo de captura se encuentra a lo largo del frente de los montes

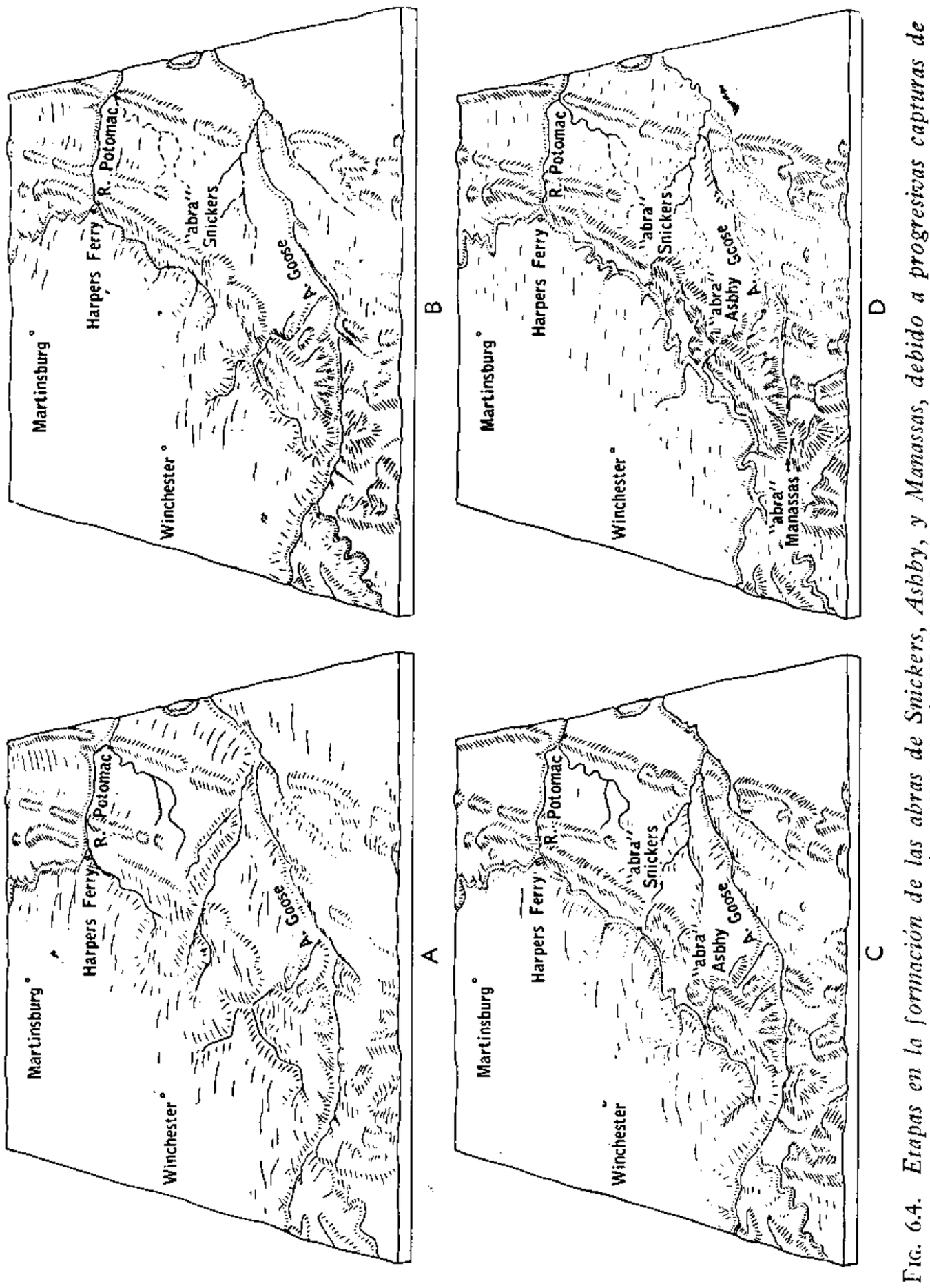


FIG. 6.4. *Etapas en la formación de las abras de Snickers, Asbby, y Manassas, debido a progresivas capturas de ríos. (Dibujo de William J. Wayne.)*

Catskill, donde el arroyuelo Kaaterskill y otros ríos que bajan por el frente empinado que mira al este, han capturado algunas de las cabeceras de los ríos que fluyen hacia el oeste. Este tipo de captura de ríos fundamentalmente se debe al hecho de que los ríos capturantes tienen niveles de base de erosión más bajos y, en consecuencia, gradientes más fuertes, por lo menos en las cabeceras. La captura de ríos de este tipo generalmente está indicada por un diseño de avenamiento pinado en el tramo de las cabeceras del río capturante. Esto es tan común, que dondequiera que se observe el diseño pinado se deben considerar las posibilidades de captura.

Un ejemplo de captura de río por gradientes desiguales de los mismos, pero que no tiene correlativa relación con los contrastes topográficos entre las dos pendientes opuestas, es el que describe Mackin (1936), involucrando el río Greybull, en la cubeta del Bighorn, estado de Wyoming. El río Greybull, con cabeceras en los montes Absaroka, tiene un gradiente más bien alto, de 7,5 m por kilómetro, debido a los materiales de tamaño grande que transporta. Su captor, un río más corto, con nacientes en la cuenca del Bighorn, tenía un gradiente de 0,56 m por kilómetro por el menor calibre de su carga. Tanto el río Greybull como su captor eran tributarios del río Bighorn, y dado que el río Greybull tenía un gradiente mucho más empinado que el otro, en el punto de captura el piso de su valle estaba más alto que el de su rival de menor gradiente. Esto permitió la captura del Greybull y su desviación hacia el río competidor.

En las áreas donde hay calizas y otras rocas solubles que yacen sobre el nivel de base de erosión, puede producirse captura subterránea de ríos. La condición que lo permite es que un río superficial esté colgado sobre rocas solubles adyacentes a valles situados a niveles inferiores. Bajo estas condiciones, algunas porciones de los mismos pueden ser desviadas por medio de rutas subterráneas hacia los ríos vecinos encajonados. Un ejemplo interesante de este tipo de captura, descripto por Beede (1911), se encuentra al oeste de Bloomington, en Indiana, donde alrededor de 38 km^2 de la cuenca de Indian Creek fueron desviados por captura subterránea a los arroyuelos vecinos Clear y Richland.

La captura de ríos también puede ser el resultado de la erosión lateral o aplanación. Este tipo de captura puede esperarse después que los ríos se han equilibrado y cuando predomina la erosión lateral. El río principal, mediante erosión lateral, puede cortar la cresta que lo separa del tributario y por arriba del punto de entallamiento del espolón desviar esa parte del mismo hacia el río principal, dejando un río corto y disminuido que ocupa la porción inferior del valle del río decapitado. Un ejemplo de este tipo de captura se observa en la hoja topográfica de Lancaster, en Wisconsin. Allí, el pequeño arroyuelo Maquoketa, que anteriormente se unía al río Misisipí por medio del valle del Couler, por aplanamiento lateral fue desviado a una ruta más directa hacia el este, dejando el valle del Couler con un río muy reducido.

La desviación de los ríos, sin involucrar captura, puede tener lugar cuando, después de una agradación rápida de su valle, un río se esparce fuera de éste hacia un trazado más bajo. Esto está ilustrado por el Hoang Ho inferior, China, el cual desplazó repetidamente su curso del lado norte al lado sur de la península de Shantung. Un cambio notable en el curso del río Ohio inferior se produjo como consecuencia de la agradación. Extendiéndose por el sur de Illinois está el valle Cache, que es reconocido como un cauce abandonado del río Ohio. La causa probable de su abandono fué que durante la glaciación del Wisconsiano, el piso del valle del Ohio estaba agradado con materiales glaciarios, hasta que finalmente el río se derramó por encima de una divisoria a su trazado presente, más hacia el sur.

Anarquía de ríos. La anarquía de los ríos tiene poco en común con la captura de ríos, salvo que en los dos casos se involucran cambios de cursos. La anarquía puede ser el resultado de la glaciación, la acumulación eólica o el diastrofismo. Probablemente la glaciación, más que cualquier otra causa, ha sido la responsable, en un mayor número de veces, de la anarquía de ríos. El curso presente del río Misurí superior es principalmente el resultado del avance de mantos de hielo a través del curso preglacial del río Misurí en dirección a la bahía de Hudson, los que determinaron que el río Misurí superior estableciera un cauce hacia el Misisipí, el que es aproximadamente paralelo al límite glacial. Este tipo de anarquismo de ríos es tratado nuevamente en el capítulo 16. El río Calumet, en el noroeste de Indiana, antes de desembocar en el lago Michigan tiene una parte de su curso paralela a la margen sur del lago; su curso anterior hacia el lago, más directo, fue obstruido por médanos. King (1942) manifestó que el desagüe de la región de Nyanza, en el este del África, anteriormente fluía hacia el río Congo, pero el hundimiento del área produjo un lago que ahora desemboca en el Nilo. La ramificación extrema del lago Kioga en la misma parte del África ha sido atribuida a una inclinación hacia atrás de las cabeceras del río Kafu, el que anteriormente fluía hacia el oeste.

RÍOS SIN PROPORCIÓN

Se ha observado que algunos ríos no son proporcionales al tamaño de los valles que ocupan. Éstos han sido denominados *ríos sin proporción.* Si un río, o más correctamente el tamaño de los meandros del río, es muy pequeño con respecto al tamaño del valle, se dice que el río es *desproporcionado en menos* (Davis, 1913); si es demasiado grande, se denomina *desproporcionado en más.* Es difícil citar ejemplos de ríos desproporcionados en más o ríos con llanuras aluviales demasiado pequeñas para el tamaño del río. Por consiguiente, bien puede haber dudas referentes a la presencia de ríos desproporcionados en más. La razón para su rareza o inexistencia qui-

zá sea que un río no puede permanecer por mucho tiempo desproporcionado en más, dado que un aumento del volumen será acompañado por un aumento del poder erosivo y del rápido ajuste de la extensión del valle al tamaño del río. La condición de desproporción en menos puede persistir indefinidamente, por lo cual hay muchos ejemplos de tales ríos.

El solo hecho de que un valle sea grande y el río que lo surca sea pequeño no significa necesariamente que el río sea desproporcionado en menos, porque un río pequeño, mediante erosión lateral puede excavar un valle bastante ancho. Probablemente la prueba más clara de la condición de desproporción en menos, es la pronunciada disminución del radio de los meandros. Si los meandros actuales de un río tienen un radio de curvatura mucho menor que los meandros abandonados existentes en el piso del valle o que los indicados por las curvaturas de las paredes del valle, la conclusión de que el río es desproporcionado en menos parece justificada. También parece improbable que cualquier escarpa situada a lo largo de los costados del valle de un río desproporcionado en menos esté sometida a socavamiento activo; es más probable que se halle en el proceso de ser ocultada por la remoción en masa. Los conos aluviales extensos, donde los tributarios se unen al río principal, también sugieren que el río principal, por motivo de su tamaño disminuido, ya no es capaz de acarrear todo el detrito que le aportan los afluentes.

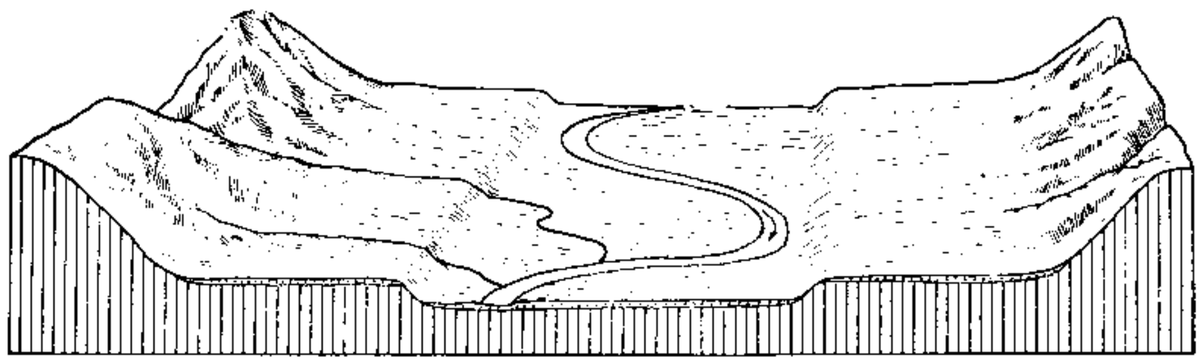
La condición de desproporción en menos comúnmente resulta de los cambios de desagüe efectuados por captura o anarquía de los ríos. Sin embargo, otra causa común en las áreas que han sido englazadas, es el cambio notable de los caudales que variaron de acuerdo con el aumento y la disminución de los mantos de hielo. Muchos valles que actuaron como vías de desagüe de los deshielos glaciales, durante un tiempo estuvieron recorridos por grandes volúmenes de agua y luego fueron abandonados como desagüe de las aguas glaciales. En estos valles, los ríos actuales son comúnmente desproporcionados en menos.

LAS TERRAZAS DE LOS RÍOS Y SU SIGNIFICADO

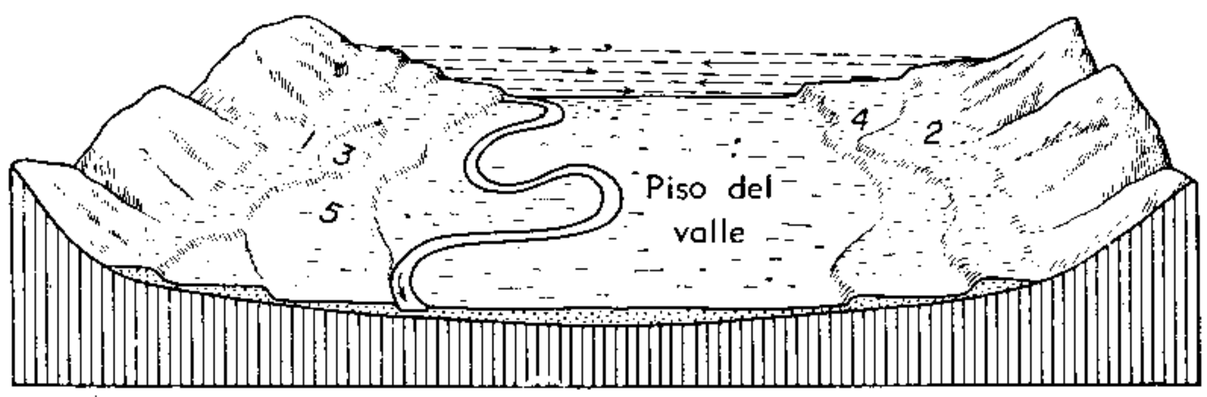
Las terrazas de los ríos son superficies topográficas que indican niveles anteriores de pisos de valles. Principalmente, son los vestigios de llanuras aluviales anteriores, aunque algunas pueden tener poco o nada de aluvión, y, por consiguiente, pueden ser clasificadas como *terrazas de erosión* en contraste con las *terrazas aluviales* que constan de grava, arena y aluvión más fino. Como Gilbert (1877) ha recalcado, las terrazas de los ríos son principalmente el producto de la erosión y no de la acumulación fluvial. La terraza en sí se formó únicamente porque mediante la erosión se desarrolló otro fondo plano de valle por debajo del techo del valle anterior, aunque esto no obsta para que la superficie de una terraza sea una superficie de acumulación. Las terrazas aluviales son particularmente promi-

nentes a lo largo de valles que acarreaban material de conos de transición.

Las terrazas de erosión pueden estar cubiertas por una capa delgada de aluvión, pero generalmente ésta es muy poco visible. Esencialmente son remanentes de fondos planos de valles que fueron producidos, en la mayoría de los casos, mediante erosión lateral por ríos equilibrados. No se deben confundir con las terrazas estructurales (ver p. 117) que no involucran anteriores niveles de base locales de erosión. El declive de una terraza estructural estará determinado por la inclinación de la roca, mien-



A



B

FIG. 6.5. *Diagramas que muestran la diferencia entre: A, terrazas pares, y B, terrazas impares. (Tomado de Longwell, Knopf, and Flint,* Physical Geology, *John Wiley and Sons.)*

tras que las terrazas de erosión, suponiendo falta de deformación, reflejarán el perfil longitudinal del río que anteriormente fluía por encima de ellas.

Las terrazas fluviales son producidas por etapas de erosión a lo largo de los valles de los ríos y, por consiguiente, reflejan los períodos de rejuvenecimiento que los han afectado. Cotton (1940) ha sugerido que las terrazas fluviales se pueden clasificar en cíclicas y no cíclicas. Las *terrazas cíclicas* representan anteriores pisos de valles, formados durante períodos en los cuales la profundización de éstos se había detenido en su mayor parte y predominaba la erosión lateral. La distancia vertical a la que una terraza está por arriba de la llanura aluvial presente o a la que otra terraza se halla por debajo de ella, representa la cantidad de profundización del valle que tuvo lugar después del rejuvenecimiento. El carácter distintivo de las terra-

zas cíclicas para cualquier conjunto de terrazas, es que los remanentes, en los costados opuestos de los valles, estarán en pares o se corresponderán en altitud a lo largo de un tramo particular del valle. Esto significa que no hubo profundización continuada concomitante con la erosión lateral, sino que la excavación del valle cesó esencialmente por un tiempo y permitió a la erosión lateral formar un fondo plano de valle amplio en el nivel de base local de erosión. Las terrazas cíclicas pueden involucrar ciclos parciales de erosión relacionados con un ascenso intermitente o pueden representar



Fig. 6.6. Terrazas de erosión con una película delgada de gravas, a lo largo del arroyuelo Cola, en la cuenca de Castle Hill, Nueva Zelandia. Las terrazas se pueden denominar terrazas protegidas por rocas, porque aguas abajo se encuentra una barrera de roca dura que ha restringido el aplanamiento lateral. Probablemente las terrazas se formaron como consecuencia de la alternancia entre fases de agradación y de erosión, relacionadas con los cambios climáticos del Pleistoceno. (Fotografía tomada por Maxwell Gage.)

alternancia entre períodos de agradación y degradación, relacionados con cambios estáticos. Las *terrazas no cíclicas*, de acuerdo con Cotton (1940), serán terrazas impares. Ellas denotan que hubo excavación continuada acompañada por erosión lateral. En estas condiciones, la faja de meandros de un río se desplazaba por el valle de una a otra parte, y para el tiempo en que se movía de un costado del valle al otro, el piso del valle había descendido algo, y las terrazas dejadas en los costados opuestos del valle estaban a altitudes diferentes. Las terrazas impares entrañan un ascenso lento y conti-

nuado de la superficie y otros cambios que tendrían un efecto similar sobre el río.

En algunos valles, donde la amplitud vertical entre terrazas sucesivas no es grande, y donde hubo una modificación apreciable de la superficie de las terrazas, puede ser difícil o imposible decir si las terrazas opuestas deben ser clasificadas como pares o impares. Para el caso, en un valle pueden estar presentes los dos tipos de terrazas, unas atestiguando altos en la profundización y otras representando cúspides conservadas de meandros (Lobeck, 1939) formados a medida que el río se desplazaba de una parte del valle a otra.

Las terrazas aluviales pueden estar mejor conservadas en algunas partes del valle que en otras, por el efecto de protección del substrato sepultado por debajo de una cubierta aluvial. Éstas han sido denominadas *terrazas defendidas por rocas.* La acumulación aluvial puede sepultar los espolones del substrato, los que al ser descubiertos por la excavación subsiguiente del valle, desviarán el río de esa parte del valle y protegerán el relleno aluvial de la remoción por erosión lateral, tanto aguas arriba como aguas abajo del contrafuerte del basamento.

Superficies y pendientes de terrazas. El perfil transversal de una terraza raramente es plano. Numerosos procesos actúan para destruir su superficie plana, si es que alguna vez la tuvo. Entre éstos, los principales son el lavaje de pendiente desde el costado del valle contra el cual la terraza remata y la acumulación del aluvión depositado sobre ella por los ríos que provienen del terreno elevado adyacente. Mackin (1937) ha mostrado hasta qué punto el lavaje de pendiente ha ocultado las terrazas a lo largo del río Shoshone, en Wyoming. En este valle, las dos terrazas denominadas Powell y Cody, tienen entre ellas una distancia vertical mínima de 30 m, pero en algunos lugares el lavaje de pendiente oculta completamente la escarpa que las separa. A lo largo de algunos valles los limos y las arenas acarreados por el viento pueden cubrir la superficie de terraza o añadirle irregularidad. Aun donde una superficie inicial de terraza está bien conservada, puede haber un relieve considerable. Caracteres tales como bancos fluviales, terrenos pantanosos representando anteriores cauces de ríos anastomosados, meandros abandonados, y albardones naturales, pueden dar relieve a su superficie. Los escalones de las terrazas son nivelados sólo en el amplio sentido de la palabra, y pueden mostrar notables diferencias en altitud con respecto a la terraza situada por arriba de ellos. Esto se debe tener presente al intentar correlacionar las terrazas.

Las terrazas con un subyacente de arena y grava se cuentan entre las más persistentes. La arena y la grava son materiales geológicos resistentes por su gran permeabilidad. Pueden estar tan bien o mejor conservados que las terrazas de substrato, porque la lluvia que cae y los ríos que desembocan sobre ellas, pueden ser absorbidos en gran parte y, por consiguiente, reducir

la disección del río a un mínimo. Sin embargo, su carácter permeable no les impide tener sus superficies originales ocultas por el lavaje de pendiente (coluvio), depósitos eólicos y aluvión.

Por lo general, un nivel de terraza asciende valle arriba, aunque no necesariamente de la misma manera que la llanura aluvial presente. El alabeamiento o la inclinación de un área después del desarrollo de las terrazas puede, en casos raros, provocar la inclinación de las terrazas valle arriba, pero mucho más probablemente disminuirán o aumentarán sus pendientes valle abajo. Las terrazas alabeadas son útiles para determinar la cantidad y naturaleza de la deformación reciente. Tal vez no sea posible determinar la cantidad absoluta de deformación que ha tenido lugar, porque no se conocerá la pendiente inicial de la terraza, pero se puede lograr una estimación aproximada del gradiente de la terraza original, suponiendo que era poco más o menos la de la llanura aluvial presente, o empleando el gradiente de terrazas no deformadas en valles próximos que presumiblemente son correlativas.

A lo largo de un valle donde están presentes dos o más niveles de terrazas se puede observar que las superficies de las mismas no son paralelas entre sí o al fondo del valle actual, pero en cambio pueden aproximarse o alejarse verticalmente a medida que se las sigue valle abajo. Si las superficies de las terrazas se aproximan, hay *convergencia de terrazas;* si se alejan, hay *divergencia de terrazas.* La convergencia de terrazas puede sugerir un grado decreciente de levantamiento o intervalos más largos entre rejuvenecimientos sucesivos, cualquiera de los cuales permitirá a los ríos desarrollar pisos de valle de gradiente más bajo de lo que hubiere sido posible durante el ciclo parcial precedente. Siguiendo el mismo razonamiento, los perfiles de terrazas que divergen valle abajo, pueden ser atribuidos tanto a un grado de levantamiento incrementado tierra adentro, en comparación con el que está más cercano al mar, o a un acortamiento de los intervalos entre rejuvenecimientos sucesivos, como resultado del cual habría sucesivamente menos oportunidades para los ríos de desarrollar pisos de gradiente bajo antes de que con el ascenso comenzara un ciclo nuevo. Esto determinaría gradientes progresivamente más empinados, al proceder de los niveles de terrazas superiores al piso del valle presente, y daría como resultado divergencia de terrazas. Más comúnmente, la falta de paralelismo de los perfiles de las terrazas con los perfiles de los ríos presentes, refleja simplemente un cambio en el régimen del río, relacionado con alguna causa tal como un cambio climático, pero en las regiones tectónicamente activas, es más probable que sea el resultado de la inclinación producida por fallamiento o plegamiento localizado.

Correlación de terrazas. El problema de la correlación de las terrazas, como lo ha recalcado Johnson (1944), a menudo es difícil. Aun donde las terrazas pueden establecerse inequívocamente como terrazas de ríos, toda-

vía restarán dos problemas mayores. Si hay más de un nivel de terraza a lo largo de un valle, se presenta el problema de determinar a cuál nivel pertenece un trecho cualquiera de terraza. También existe el problema más difícil de correlacionar las terrazas de un valle con las de otro.

Algunos de los métodos de correlación más comunes, tales como identificación por fósiles, grado de disección, descomposición comparativa de los bloques, litología de los materiales de las terrazas y la profundidad de la meteorización en los materiales de las terrazas, tal vez no puedan ser empleados, porque los intervalos entre la formación de terrazas sucesivas son generalmente muy cortos para que se puedan aplicar estas pruebas. En este caso, se debe considerar la identificación aproximada de la altitud de las terrazas en un valle particular, y los cambios permisibles en la altitud al proceder valle arriba o valle abajo, ya que son los únicos métodos seguros de correlación. Las correlaciones realizadas de esta manera deberían, si es posible, ser reforzadas por pruebas corroborativas obtenidas por uno de los métodos mencionados previamente. Si la distancia vertical entre terrazas sucesivas es grande, las correlaciones por elevaciones relativas generalmente serán satisfactorias, pero, si es pequeña, tal vez puedan surgir dificultades al hacer una correlación exacta. Cuanto más pequeña es la distancia vertical entre las terrazas, tanto menor es la variación permisible en las altitudes de trechos de terrazas que se consideren como equivalentes.

La correlación de las terrazas de un valle con las de otro, presenta un problema aún más difícil, porque lo más probable es que las altitudes absolutas no sean las mismas, aun en valles adyacentes, por las variaciones en los perfiles de los ríos. El único método positivo de correlacionar las terrazas de valles diferentes, es seguirlas hasta que se junten en la unión de los valles o se junten con una terraza similar en un valle principal del cual los dos valles son tributarios. Si los valles están tan ampliamente separados que ninguno de estos métodos es posible, se debe emplear una cautela extrema al correlacionar terrazas de valles sobre la base de semejanza en altitudes. Una secuencia semejante de terrazas con intervalos verticales similares entre ellas puede ser prueba firmemente presuntiva de su correlación, pero no la comprueba necesariamente.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

ANTEVS (Ernest): *Arroyo cutting and filling.* J. Geol., t. *60*, págs. 375-385, 1952.

BAULIG (Henri): *The Changing Sea Level.* George Philips and Son, Ltd., Londres, 1935.

— *Reconstruction of stream profiles.* J. Geomorph., t. *3*, págs. 3-15, 1940.

BEEDE (J. W.): *The cycle of subterranean drainage as illustrated in the Bloomington, Indiana, quadrangle.* Indiana Acad. Sci., Proc., t. *20*, págs. 81-111, 1911.

BLACHE (Jules): *Le problème des méandres encaissés et les rivières Lorraines*, J. Geomorph., t. 2, págs. 201-212, 1939.

COLE (W. S.): *The interpretation of intrenched meanders.* J. Geol., t. *38*, págs. 423-436, 1930.

COTTON (C. A.): *Classification and correlation of river terraces.* J. Geomorph., t. *3*, págs. 27-37, 1940.
DAVIS (W. M.): *Meandering valleys and underfit rivers.* Assoc. Am. Geog., Anns., t. *3*, págs. 3-28, 1913.
FISK (H. N.): *Depositional terrace slopes in Louisiana.* J. Geomorph., t. *2*, págs. 385-410, 1939.
GILBERT (G. K.): *Report on the Geology of the Henry Mountains*, págs. 120-127. U. S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region (Powell), Washington, 1877.
HUNTINGTON (Ellsworth): *The climatic factor as illustrated in arid America.* Carnegie Inst. Wash. Pub., 192, 341 págs., 1914.
JOHNSON (D. W.): *Stream profiles as evidence of eustatic changes of sea level.* J. Geomorph., t. *1*, págs. 178-181, 1938.
— *Problems of terrace correlation.* Geol. Soc. Am., Bull. *55*, págs. 793-818, 1944.
KING (L. C.): *South African Scenery*, págs. 179-183. Oliver and Boyd, Ltd., Londres, 1942.
LOBECK (A. K.): *Geomorphology*, págs. 238-241. M. Graw-Hill Book Co., Nueva York, 1939.
MACKIN (J. H.): *The capture of the Greybull River.* Am. J. Sci., t. *231*, págs. 373-385, 1936.
— *Erosional history of the Big Horn Basin, Wyoming.* Geol. Soc. Am., Bull. *48*, págs. 813-894, 1937.
MAHARD (R. M.): *The origin and significance of intrenched meanders.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 32-44, 1942.
MALOTT (C. A.): *Static rejuvenation.* Science, t. *52*, págs. 182-183, 1920.
— *The physiography of Indiana.* Indiana Dept. Conserv., Pub. *21*, págs. 139-141, 1922.
MOORE (R. C.): *Origin of inclosed meanders on streams of the Colorado Plateau.* J. Geol., t. *34*, págs. 29-57, 1926.
RICH (J. L.): *Certain types of streams and their meaning.* J. Geol., t. *22*, págs. 469-497, 1914.
THORNTHWAITE (C. W.), SHARPE (C. F. S.) y DOSCH (E. F.): *Climate and accelerated erosion in the arid and semi-arid southwest with special reference to the Polacca Wash drainage basin, Arizona.* U. S. Dept. Agr., Tech. Bull. *808*, 134 págs., 1942.

REFERENCIAS ADICIONALES

CHALLINOR (J.): *River-terraces as normal features of valley development.* Geography, t. *17*, págs. 141-147, 1932.
COTTON (C. A.): *The significance of terraces due to climatic oscillation.* Geol. Mag., t. *82*, págs. 10-16, 1945.
CROSBY (I. B.): *Methods of stream piracy.* J. Geol., t. *45*, págs. 465-486, 1937.
LEWIS (W. V.): *Stream trough experiments and terrace formation.* Geol. Mag., t. *81*, págs. 241-253, 1944.
MALOTT (C. A.): *Planation stream piracy.* Indiana Acad. Sci., Proc. *30*, págs. 249-260, 1921.
PELTIER (L. C.): *Pleistocene terraces of the Susquehanna River, Pennsylvania.* Penn. Geol. Survey, 4th Ser., Bull. G. *23*, 158 págs., 1949.
RUBEY (W. W.): *Geology and mineral resources of the Hardin and Brussels quadrangles (in Illinois).* U. S. Geol. Survey. Profess. Paper *218*, págs. 129-136, 1952.
WOOLDRIDGE (S. W.) y KIRKALDY (J. F.): *River profiles and denudational chronology in southern England.* Geol. Mag., t. *73*, págs. 1-16, 1936.

7 · *Acumulación fluvial*

Es sin duda exacto, como Price (1947) lo ha manifestado, que en los procesos geomórficos, la geomorfolgía destaca más los efectos erosivos que los constructivos. Para ello hay varias razones. En primer lugar, las formas erosivas poseen generalmente mayor relieve y son más notables y, hasta hace poco, estaban mejor representadas en los mapas topográficos. Otro factor, que tal vez sea una razón importante para la acentuación de la geomorfología erosiva, es que los ciclos fluviales y los ciclos parciales han sido empleados, junto con otros caracteres, para la interpretación de las recientes historias diastróficas de diversas regiones. Hasta ahora, los estratígrafos no han mostrado mucho interés por el registro de la acumulación producida por los ciclos de erosión. Es cierto que las formas erosivas comprenden una parte mayor de la superficie terrestre que las producidas por acumulación, pero es dudoso que ellas estén en una relación conmensurable con la importancia que se le adjudica a cada una. El relevamiento de áreas con una equidistancia de curvas de nivel de 0,30 y 1,5 m, ha hecho resaltar una cantidad asombrosa de detalles en superficies topográficas supuestamente sin caracteres, tales como las llanuras aluviales y los deltas. El estudio de fotografías aéreas por métodos estereoscópicos permite un mejor reconocimiento del relieve suave.

LAS CAUSAS DE LA ACUMULACIÓN FLUVIAL

Las dos causas fundamentales de la acumulación fluvial son la pérdida del poder de transporte y la falta de capacidad de un río para acarrear todo el material que le aportan sus tributarios. El esquema siguiente intenta mostrar las causas más comunes e inmediatas de la acumulación fluvial.

A) Pérdida del poder de transporte resultante de:

1. Disminución de la velocidad producida por:

   a) Disminución del gradiente por:
      1. Pasaje desde tierras altas a áreas de tierras bajas.
      2. Alabeamiento o inclinación diastrófico.
      3. Extensión del delta de un río troncal.
      4. Incremento de la sinuosidad de los valles.

   b) Incremento de la diseminación de las aguas fluviales.
      1. Donde pasan de valles de montaña a terrenos bajos.
      2. Donde salen de madre durante la época de inundación.

c) Obstrucciones ocasionadas por:

1. Una agradación más rápida del río principal que de los tributarios.
2. Abanicos de bloques formados por tributarios empinados al llegar al río principal.
3. Endicamiento debido a deslizamientos.
4. Endicamiento producido por coladas de lava.
5. Endicamiento determinado por dunas o médanos.
6. Jangadas.
7. Represas artificiales.
8. Obstrucciones menores en los canales de los ríos.

d) Disminución del volumen como consecuencia de:

1. Disminución del escurrimiento por cambios climáticos.
2. Pérdidas por evaporación.
3. Pérdidas por infiltración.
4. Desviación de aguas por captura de ríos.
5. Desviación de aguas por el hombre.

2. Cesación del flujo en:

a) Balsas locales de aguas estancadas a lo largo de los cursos del río.
b) Aguas estancadas, remanentes de una etapa de inundación.
c) Cuerpos fijos de aguas, tales como lagos y océanos.

B) Carga excesiva producida por:

1. Cantidades grandes de materiales glacifluviales.
2. Erosión incrementada en la hoya de avenamiento por reducción de la cubierta vegetal debida a:

a) Actividades del hombre.
b) Cambios climáticos.

3. Aportes excesivos de carga proveniente de:

a) Los valles tributarios, cuya profundización se realiza en materiales fácilmente erosionables.
b) Actividades del hombre.

LAS FORMAS DEL RELIEVE Y LOS CARACTERES GEOLÓGICOS RESULTANTES DE LA ACUMULACIÓN FLUVIAL

La llanura aluvial y sus caracteres asociados. De la misma manera que el valle es el carácter fundamental resultante de la erosión fluvial, la llanura aluvial es el producto esencial de la acumulación fluvial. Una llanura aluvial, como un valle, muestra mucha variedad en todo su desarrollo, desde las espiras de aluvión grueso de la llanura aluvial inicial hasta la llanura aluvial ancha de la senectud, con sus distintos caracteres. Muchos caracteres individuales añaden diversidad a la superficie de una llanura aluvial madura o senil. A lo largo del curso del río, es probable encontrar numerosos depósitos de arena y grava, comúnmente designados con denominaciones tales como barras de canal, bancos de meandros y bancos de delta, en dependencia de su posición y origen. Las *barras de cauce* o *canal* están localizadas en el cauce del río y son, tal vez, más características de los ríos anastomosados, aunque de ninguna manera están restringidas a ellos. La denominación río

anastomosado ha sido objetada (Melton, 1936) basándose en el hecho de que es un término más bien superficial, aplicable a ríos únicamente cuando se hallan en el estado de mínimo nivel. Por otro lado, algunos, como Fisk (1947), reconocen como diferencia fundamental entre un río anastomosado y uno divagante, la de que el río anastomosado tiene una carga excesiva y no es capaz de proseguir la erosión lateral como el río divagante. En la terminología más común de los caracteres de las llanuras aluviales, el



FIG. 7.1. *El río Rakaia, Nueva Zelandia, ejemplo de río anastomosado. El valle tiene un ancho de poco más de 1.600 m.* (Fotografía de V. C. Browne.)

término *barra de meandro* se emplea para designar los bancos que se forman en el lado interno de los meandros y se extienden a sus curvas. Las *barras de delta* están formadas por los ríos tributarios al construir un delta donde desembocan en el río principal. Es dudoso que merezcan la designación de barra.

Otros caracteres de las llanuras aluviales son los albardones naturales, los cursos temporarios, los lagos y pantanos, de los cuales el tipo de la laguna semilunar tal vez sea el más distintivo, y los meandros abandonados. Los *albardones naturales* son crestas bajas paralelas al curso del río; cerca de éste son más altas y gradualmente se inclinan hacia afuera. Pueden tener un ancho de 1.500 m o más, y su mayor altura, próxima al cauce del río, se debe a los efectos acumulativos de súbitas pérdidas del poder de transporte cuando el río desborda sus márgenes. Ello obliga a la faja de meandros

existente a sobresalir por encima de la baja llanura aluvial. Los albardones naturales que marcan posiciones anteriores del río, pueden estar presentes en una llanura aluvial, aunque por lo general se encuentran en forma fragmentaria. En las llanuras aluviales hay canales pandos, usados solamente durante las inundaciones, que pueden denominarse *cursos temporarios de la llanura aluvial.* Éstos pueden representar tanto cursos abandonados como etapas iniciales en el desarrollo de cursos nuevos. En la mencionada llanura hay dispersos numerosos *meandros abandonados*, debidos a modificaciones del cauce. Los meandros abandonados pueden ser lugar de emplazamiento de lagunas semilunares o de pantanos, o se los reconoce sólo por la vegetación densa, ya que son inapropiados para los cultivos.

La terminología de los párrafos precedentes ha sido empleada durante muchos años para describir los detalles topográficos de las llanuras aluviales. La Comisión del Río Misisipí del Cuerpo de Ingenieros del Departamento de Guerra ha llevado a cabo amplios estudios de los depósitos y de las formas del relieve de las llanuras aluviales, especialmente en el valle inferior del río Misisipí, bajo la dirección de Fisk y Russell, y como resultado de este trabajo surgió una meritoria terminología para los depósitos aluviales. Debido a su significación y a la importancia del valle del Misisipí, tanto geológica como geográficamente, a continuación se da un resumen de parte de uno de los últimos informes sobre el río Misisipí (Fisk, 1947).

El curso divagante original del río Misisipí desde Cairo –Illinois– hasta el golfo de México, tenía un largo superior a los 1.760 km. Las rectificaciones del curso realizadas por la mano del hombre, disminuyeron esta distancia a 1.560 km. El valle aluvial comienza en Cape Girardeau –Misurí– y tiene una longitud de unos 965 km. El valle varía en ancho entre un máximo de 200 km en Helena –Arkansas–, y un mínimo de 40 km en Natchez –Misisipí–, y desciende desde una altitud de aproximadamente 91 m en Cairo hasta el nivel del mar en el golfo de México, con un gradiente promedio de 12 cm por kilómetro. Su gradiente no es en todas partes el mismo y el perfil longitudinal del valle muestra una serie de trechos más llanos separados por escalones más cortos y empinados, especialmente en los puntos donde el aluvión de los valles tributarios se une al río principal.

Aparentemente, el río Misisipí ha logrado un perfil de equilibrio, de tal manera que su volumen está ajustado correctamente a la carga que tiene que transportar y, por consiguiente, es un río equilibrado. Su carga consta principalmente de limo y arcilla. La opinión de Fisk era que la divagación pronunciada sólo se hizo característica recientemente y siguió a la condición anastomosada que prevaleció durante el tiempo glacial avanzado, si no en la mayor parte del tiempo posglacial. El abandono de una condición de anastomosis por una de divagación y confinamiento a un cauce, ha resultado de una excavación más profunda, inundaciones periódicas y desplazamientos rápidos de cauces. La idea comúnmente sustentada, de que el

río consta de una serie continua de meandros, no es enteramente correcta, porque hay numerosos trechos donde su curso es relativamente recto.

Los depósitos aluviales del valle inferior del Misisipí fueron clasificados por Fisk (1944, 1947) de la siguiente manera:

A) Depósitos gravalíferos.

B) Depósitos no gravalíferos.

1. Depósitos de la faja de meandros.
   a) Depósitos de albardones semilunares.
   b) Rellenos de cauces abandonados.
   c) Depósitos de albardones naturales.
2. Depósitos de pantanos fluviales.
3. Depósitos de ríos anastomosados.
4. Depósitos de llanuras deltaicas.

Fisk estimó que alrededor del 45 por ciento del aluvión reciente es gravalífero y el 55 por ciento no gravalífero. Los depósitos gravalíferos

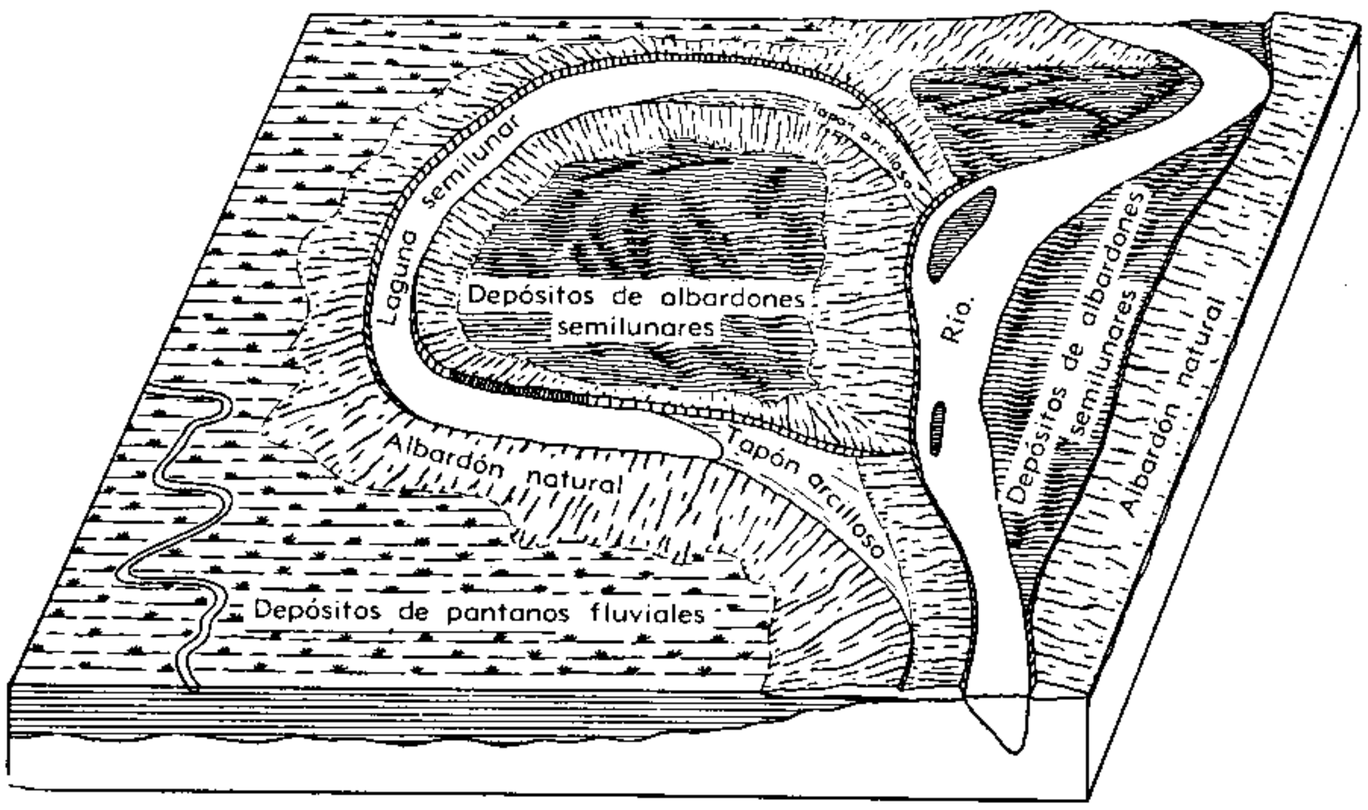


FIG. 7.2. *Tipos de depósitos aluviales en el valle inferior del Misisipí. (Tomado de H. N. Fisk. Dibujo de W. C. Heisterkamp.)*

forman la porción basal del relleno aluvial. Su carácter y distribución son conocidos sobre la base de los perfiles columnares de miles de perforaciones. Éstos muestran que las gravas se extienden alejadas de las desembocaduras de los valles tributarios como una serie de conos aluviales. Los depósitos no gravalíferos suprayacentes constan de una parte inferior de arenas permeables y un estrato superior integrado por proporciones variables de arena, limo y arcilla.

Los depósitos de la faja de meandros. El término *albardón semilunar* fue aplicado al banco que se desarrolla en el lado interno de la curva de un meandro y crece por la adición lenta de acreción individual que acompaña a la migración del meandro. Aproximadamente es equivalente a lo que se ha denominado una barra de meandro, espira de meandro (Davis,



FIG. 7.3. *Fotografía vertical de una porción del valle del río White, condado de Greene, Indiana, que permite observar detalles de una llanura aluvial. Se observan varias resecciones de meandros, y los depósitos de albardones semilunares están indicados por numerosas líneas claras. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

1913), o meandro espira (Melton, 1936). A medida que en una curva de meandro se extiende un albardón semilunar, una serie alternante de crestas encorvadas y charcos marcan las acreciones individuales. Los charcos pueden ser cerrados y pasar a ser emplazamientos de lagunas o pantanos que gradualmente se colman con sedimentos más finos, depositados durante las etapas de inundaciones. Los albardones semilunares se destacan en los mapas hipsométricos con pequeña equidistancia de curvas por la alternancia de

crestas bajas y terrenos pantanosos, pero se distinguen aún mejor en las fotografías aéreas por el contraste en los colores que generalmente imparten las crestas y los terrenos pantanosos.

Los *rellenos de cauces* son depósitos que se encuentran en los cauces resecados abandonados. Se reconocen dos tipos de resecciones de rizos: de conductos y de cuellos. La *resección de conducto o saetín* se forma en uno de los terrenos pantanosos de un albardón semilunar dando como resultado el aislamiento de una parte de la barra como una isla entre dos canales del río. Como ésta es una resección de rizo de ángulo bajo, parte del río puede continuar por su curso antiguo, hasta que su extremo superior se rellena con un *tapón arenoso*. Un *cuello resecado de rizo* se forma en la etapa final del desarrollo del lazo del meandro, al ser atravesado un cuello de meandro. Es una resección de rizo de ángulo alto y da como resultado el acortamiento del curso del río y el aumento local de su gradiente. El canal abandonado durante la resección del cuello, con el tiempo se convertirá en una *laguna semilunar* la cual, a medida que el curso nuevo del río migra, alejándose de su emplazamiento anterior, se distancia más y más del mismo. El cauce abandonado, con el tiempo se llenará con materiales de limo y arcilla y formará en el valle aluvial lo que se ha denominado un *tapón arcilloso*. La mayoría de las resecciones de conducto y de cuello, se observan claramente en los mapas topográficos y fotografías aéreas, aunque los más antiguos a menudo pueden estar ocultos. Algunas de las resecciones de conducto tal vez no estén bien definidas en los mapas topográficos, pero aun después que los cauces abandonados dejan de ser el emplazamiento de lagunas o pantanos, pueden destacarse en las fotografías aéreas por sus diferencias en la vegetación o por la falta de cultivos. Los cauces abandonados están caracterizados por árboles tales como el ciprés, gomero nisa, y olmo del agua, en contraste con los robles, eucaliptos y pecanas de los albardones naturales.

Los *depósitos de albardones naturales* a lo largo de cursos de ríos presentes y antiguos, no sólo se destacan por su altura y por su pendiente que se aleja del río, sino también por su carácter limoso y su mejor desagüe, lo que favorece los cultivos. En muchos lugares son las únicas tierras cultivadas. En las fotografías aéreas, por lo general son de un color más claro y muestran un fino reticulado de líneas de desagüe que corren radialmente pendiente abajo, alejándose del río. Las *grietas* o entalladuras de los albardones naturales, se traducen frecuentemente en las numerosas inflexiones de las curvas de nivel, las que indican los materiales acarreados hacia abajo por las pendientes de los albardones naturales.

Los depósitos de pantanos fluviales. Los depósitos de pantanos fluviales son aquellos que fueron acumulados en los hoyos de inundación atrás de los albardones naturales. Constan de capas extensas de limo y arcilla. Son escasos a lo largo del valle del Misisipí, al norte de Helena

–Arkansas–, pero son abundantes al sur de Vicksburg –Misisipí– hasta Donaldsonville –Luisiana–, donde son reemplazados por sedimentos de llanuras deltaicas. Las áreas de depósitos de pantanos fluviales generalmente están indicadas por un relieve suave, generalmente menos de 1,5 m, y por redes de avenamiento que reflejan la posición de antiguas líneas de desagüe, aunque eventualmente pueden ser ocultadas por inundaciones sucesivas.

Los depósitos de ríos anastomosados. Cuatro tramos de la llanura aluvial del río Misisipí, entre Cairo y el norte de Luisiana, han sido interpretados como si hubieren sido edificados por ríos anastomosados más bien que por ríos divagantes. Se pensó que el diseño anastomosado era el resultado de una gran cantidad de material glaciario que entró en el valle del Misisipí; de acuerdo con Fisk, persistió hasta unos 5.000 años atrás, cuando el nivel del mar se fijó y se estableció la condición presente de río divagante. El hábito lenticular pronunciado de la arena y de la grava distingue los depósitos de ríos anastomosados de los de un río divagante. Hay una ausencia notable de limos y arcillas en la parte fina del aluvión, sugiriendo que el río anastomosado estaba capacitado para llevar al mar los materiales más finos. En algunas fotografías aéreas, el diseño anastomosado todavía es discernible, pero se torna menos evidente hacia el sur, a medida que es sepultado por depósitos de pantanos fluviales.

Los depósitos de llanura deltaica. Al sur de Donaldsonville –Luisiana–, el río Misisipí fluye por depósitos de delta. De acuerdo con los datos sísmicos, los depósitos engrosan hacia el mar, hasta llegar al golfo de México, y adquieren una potencia superior a los 9.000 m. Esta gran masa de sedimentos no es todo aluvión reciente, sino que más bien representa una acumulación que ha tenido lugar desde el comienzo del Mesozoico. Los depósitos de la llanura deltaica constan de arcilla y arcillas limosas, localmente arenosas. Las conchas y fangos orgánicos son comunes entre ellos. La llanura deltaica está señalada por su posición cercana al nivel del mar y por los diseños de ríos y cauces ramificados abandonados del río Misisipí.

Estemos o no de acuerdo con todas las interpretaciones de la historia geomórfica del valle del Misisipí (ver pág. 443) hechas por Fisk y sus asociados, al menos debemos agradecerle una clasificación sistemática de los depósitos aluviales, que tiene aplicación geomórfica inmediata.

Happ, Rittenhouse y Dobson (1940) propusieron una clasificación de los depósitos aluviales algo diferente, para la cual se tomó en consideración la circunstancia de que por lo común éstos se componen de las arenas y gravas más gruesas de los cauces de los ríos, con una cubierta de limos y arcillas más finas; la acumulación se produjo cuando los ríos rebasaron sus márgenes. Entre los materiales que pueden estar por debajo del piso aluvial de un valle reconocieron seis tipos. Éstos son: *a) depósitos de relleno de cauces* que son principalmente materiales de carga de lecho; *b) depósitos de acreción vertical*, que constan principalmente de materiales de carga

suspendida; *c) derrames de llanuras aluviales*, término aplicado a los materiales esparcidos sobre las llanuras aluviales a través de restringidas secciones bajas, mediante aberturas en los albardones naturales, o a lo largo de cauces distributarios; *d) depósitos de acreción lateral*, o materiales depositados en los costados de los cauces, donde los materiales de carga del lecho están siendo desplazados hacia los lados interiores de los meandros (por lo general son cubiertos posteriormente con depósitos de acreción vertical); *e) depósitos residuales*, o materiales gruesos seleccionados y rezagados en el lecho del río; y *f) depósitos coluviales*, consistentes en detritos de escombros de talud. Estos tipos diferentes de depósitos se encuentran en cuatro asociaciones distintas: asociaciones de llanura normal o fondo plano del valle, cono aluvial o cono de deyección, tapón de valle y delta.

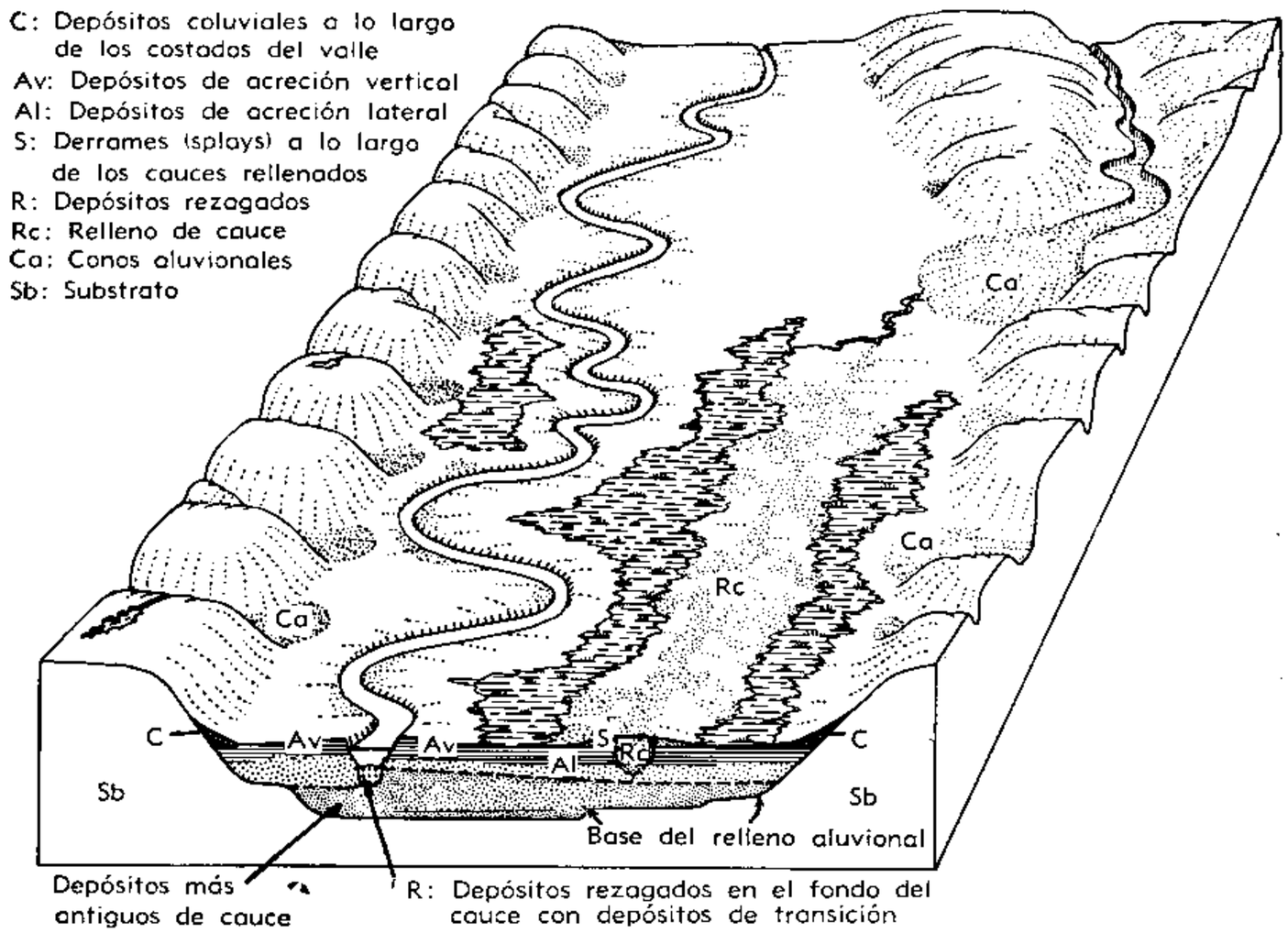


FIG. 7.4. *Tipos de depósitos aluviales. (Tomado de Happ, Rittenhouse, y Dobson.)*

Deltas de ríos. Los deltas fluviales, junto con las llanuras aluviales, han desempeñado un papel importante al proveer lugares de emplazamiento para muchas de las civilizaciones tempranas del hombre. No todos los ríos construyen deltas, ni todos los deltas tienen la forma de la letra griega de la cual Herodoto, en el siglo cinco a.C., creó el nombre para la llanura deltaica de la desembocadura del Nilo. Los deltas pueden faltar en las desembocaduras de los ríos que desaguan en el mar, porque éstas se hallan expuestas

de tal manera a la acción de las olas y de las corrientes, que los sedimentos son removidos tan rápidamente como se depositan. Una fuerte acción de la marea se ejerce en las bahías con salidas estrechas, como la desembocadura del río Hudson, la que puede barrer el material hacia el mar tan rápidamente como se acumula. Algunos ríos carecen de deltas porque transportan muy poca carga. Esto es particularmente cierto para aquellos ríos que antes de entrar en el mar pasan por lagos. En algunas localidades, el fondo del océano puede estar hundiéndose a la misma o a mayor velocidad de la que posee un río para acarrear su aluvión al mar, lo cual al menos impedirá que el delta tenga manifestación en la superficie. Aunque cada delta tiene su forma individual en cuanto se refiere a los detalles, comúnmente se encuentran por lo menos cuatro formas. Éstas se pueden denominar la forma verdadera de delta (en el sentido de semejanza con la delta griega), el delta encorvado o en forma de abanico, que es la más común, la forma digitada, y la forma de estuario. El delta del Nilo es un ejemplo del primero; el del Rin lo es de la forma encorvada; el del Misisipí de la forma digitada; y el del Susquehanna de la forma de estuario.

Lo que se denomina la estructura deltaica es producida por los tres juegos de capas a menudo observables en un delta. Las *capas basales* constan de los materiales más finos acarreados mar adentro y depositados en el piso de la bahía en la cual se está formando el delta. Las *capas frontales* son algo más gruesas y representan el frente del delta que avanza y la mayor parte de su volumen. Generalmente tienen una inclinación decididamente más empinada que las capas basales sobre las cuales avanzan lentamente. Las *capas dorsales* están por arriba de las frontales y, en realidad, son una continuación de la llanura aluvial de la cual el delta es la porción terminal. No todos los deltas muestran claramente estos tres conjuntos de capas. Son más conspicuos en los deltas construidos por ríos pequeños que fluyen hacia lagos o bahías protegidos. Los ríos grandes pueden acarrear sedimentos tan finos y esparcirlos en un área tan grande que bien puede no haber un contraste agudo en las inclinaciones de las capas basales y frontales. La acción de las olas y de las corrientes también puede disimular el contacto entre las dos.

Las llanuras deltaicas frecuentemente están densamente pobladas, y el problema de confinar el río en canales permanentes es un problema importante. Por lo general, un río cruza su delta por medio de canales numerosos, denominados variamente como *distribuitarios*, *bocas* o *pasos*. Las extensiones de estas bocas con sus crestas aluviales asociadas, pueden circundar anteriores brazos de mar y formar *lagos deltaicos* tales como el lago Ponchartrain en el delta del Misisipí o el mar de Zuider en el delta del Rin. La agradación de un cauce en el delta hasta que alcance el punto en que es más alto que otros cauces posibles, puede determinar que el río aportille sus albardones y tome un cauce más bajo.

Los conos aluviales y las bajadas. Los depósitos de tierra firme conocidos como *conos aluviales* son algo análogos a los deltas. Donde un río fuertemente cargado emerge de las montañas y penetra en los terrenos bajos, hay un cambio marcado en el gradiente, lo que da como resultado la acumulación del aluvión con su ápice en el punto de salida y esparciéndose en forma de abanico por las tierras bajas. Si la pendiente de la superficie es empinada, cosa muy probable donde ríos menores descienden de

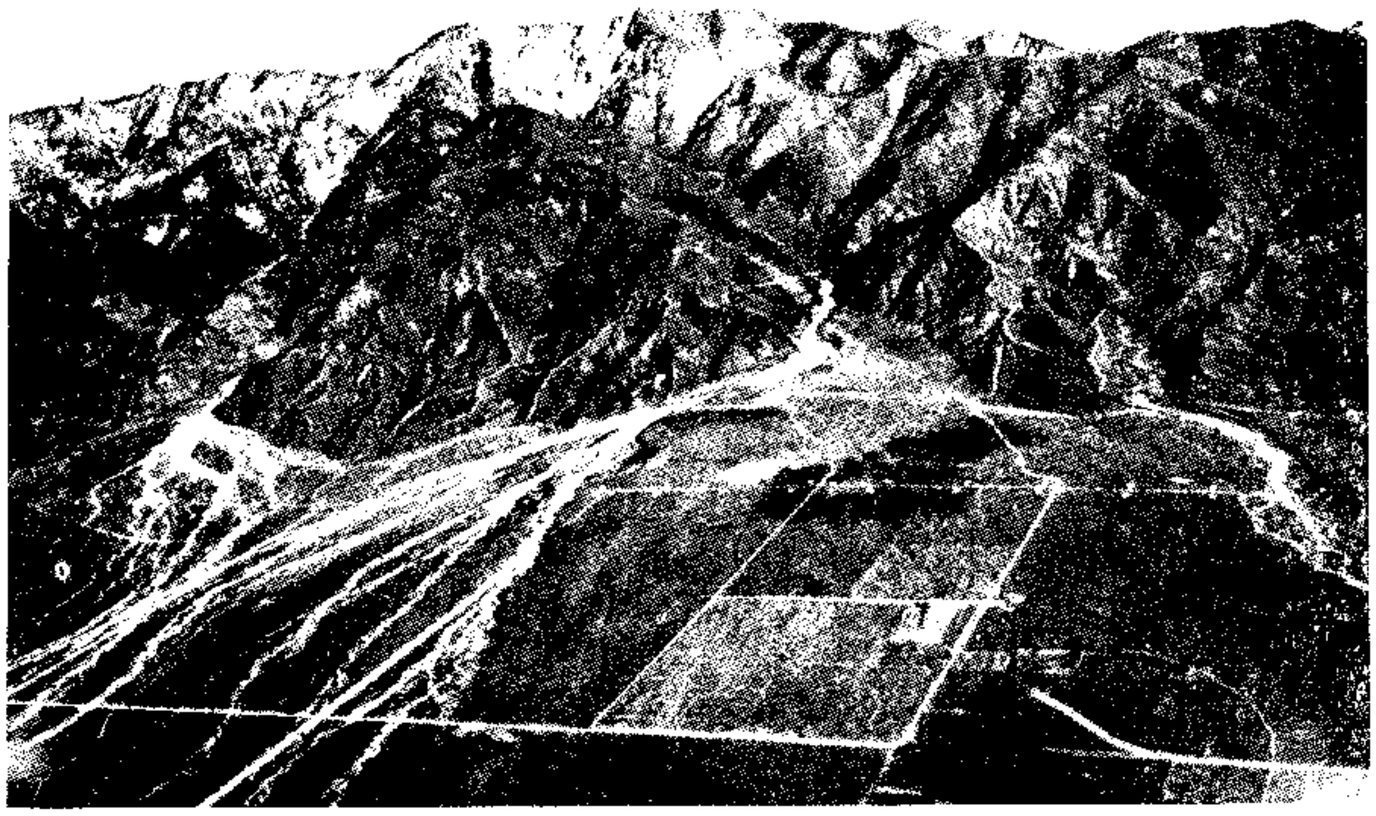


FIG. 7.5. *Avenamiento anastomosado sobre los conos aluviales en la base de los montes San Gabriel, al norte de Cucamonga, California. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

áreas de tierras altas, el carácter distintivo se puede denominar *cono de deyección.* El material contenido en un cono varía en textura desde bloques gruesos y gravas en su ápice a material más fino hacia su parte distal. Con el tiempo una serie de conos adyacentes puede unirse para formar una *llanura aluvial de pie de monte* o *bajada* extensa, que se puede extender por varios kilómetros al pie de la montaña. La formación de los conos se produce principalmente durante las crecientes, cuando grandes volúmenes de agua, con el aluvión acompañante, desembocan en ellos. Durante la mayor parte del tiempo los cauces que cruzan los conos están secos, o si están ocupados por ríos permanentes, una gran parte de las aguas se insumirán en el aluvión grueso cerca de los ápices de los conos. Los cauces que cruzan los conos comúnmente se denominan *uadis* o *cañadones secos.*

Para los más profundos, próximos al frente del cono (porción distal) una denominación mejor sería *zanjas en el sector distal del abanico.*

El crecimiento de una serie de conos aluviales para formar una bajada se produce por desplazamiento lateral repetido de los cursos de río que atraviesan los abanicos. Al agradarse un cauce, hasta que llegue a un nivel superior al de las partes adyacentes del cono, el río se derramará hacia otro cauce más bajo. Este desplazamiento está ayudado por el desarrollo



FIG. 7.6. *Una zanja en el sector distal del cono aluvial en la base de los montes San Gabriel, sur de California. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

frecuente, en los uadis poco profundos, de *tapones de grava* (Eckis, 1928) formados cuando el cambio súbito en el gradiente al pie de la montaña ocasiona una acumulación rápida del detrito más grueso. El diseño de avenamiento anastomosado es característico de los ríos que cruzan conos aluviales, y como resultado del desplazamiento repetido de los cauces, en uno u otro momento los ríos fluyen siguiendo cualquiera de los posibles radios del abanico.

Las bajadas presentan condiciones geológicas excelentes para obtener agua subterránea en cantidades grandes mediante pozos que lleguen hasta sus materiales permeables. El agua se infiltra rápidamente en los materiales gruesos, en los ápices (cabezas) de los conos y fluye por la bajada debido a la presión hidrostática. Este origen del agua subterránea está ilustrado admirablemente en la cuenca de Los Ángeles, donde una población densa, junto con el cultivo intensivo de frutas cítricas, verduras y otras cosechas, ha creado una necesidad enorme de agua. Aquí, una serie de más de treinta distintas cuencas productoras de agua, es el resultado de las irregularidades en el complejo del basamento sobre el cual se asientan los depósitos aluvia-

les, y del fallamiento que ha involucrado a las gravas portadoras de agua. Alrededor del 90 por ciento del agua que se origina dentro de esta área proviene de los pozos de estas diversas cuencas de agua subterránea.

El crecimiento de las bajadas en varias direcciones, dentro de una cuenca cerrada, dará como resultado su rellenamiento parcial. A menudo, estos depósitos se indican como *relleno de cuencas.* Ellos son especialmente característicos de las numerosas cuencas individuales que colectivamente constituyen la región de la Gran Cuenca, en el oeste de los Estados Unidos de América. El aluvión de la gran cubeta estructural denominada Valle de California pertenece a esta categoría. El valle de Cachemira es una cuenca interna bien conocida, cuya base consta de aluvión acarreado de las tierras altas que la rodean.

Llanuras de aluvión más antiguo. Ciertas áreas tienen muchos de los caracteres de las llanuras aluviales, pero están cubiertas con depósitos que muestran mayor grado de endurecimiento del que es característico en el aluvión Reciente. La región de los High Plains al este de las montañas Rocallosas es un ejemplo de tal área. Los materiales que coronan las áreas interfluviales fueron depositados por ríos que acarreaban el escombro de las montañas Rocallosas durante los ciclos erosivos del Terciario. En muchas áreas, la disección realizada por los ríos ha afectado muy poco la superficie de los depósitos terciarios que retienen los caracteres esenciales de las llanuras aluviales; por consiguiente, se pueden describir someramente como *llanuras de aluvión más antiguo.* La región de la Pampa, en la Argentina, es otro ejemplo de tal área.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

Eckis (Rollin): *Alluvial fans of the Cucamonga district, southern California.* J. Geol., t. *36,* págs. 224-247, 1928.

Fisk (H. N.): *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River,* págs. 17-20. Miss. River Comm., Corps of Engineers, War Dept., 1944.

— *Fine-grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity.* Waterways Expt. Station, Vicksburg, 1947.

Happ (S. C.), Rittenhouse (Gordon) y Dobson (G. C.): *Some principles of accelerated stream and valley sedimentation.* U. S. Dept. Agr., Tech. Bull. *695,* págs. 22-31, 1940.

Melton (F. A.): *An empirical classification of flood-plain streams.* Geog. Rev., t. *26,* págs. 593-609, 1936.

Price (W. A.): *Geomorphology of depositional surfaces.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *31,* págs. 1784-1800, 1947.

REFERENCIAS ADICIONALES

Challinor (J.): *Two contrasted types of alluvial deposits.* Geol. Mag., t. *83,* págs. 162-164, 1946.

Fenneman (N. M.): *Floodplains produced without floods.* Geol. Soc. Am., Bull. *38,* págs. 89-91, 1906.

HAPP (S. C.): *Geological classification of alluvial soils.* Geol. Soc. Am., Bull. *61*, pág. 1568, 1950.

RUBEY (W. W.): *Geology and mineral resources of the Hardin and Brussels quadrangles (in Illinois).* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *218*, págs. 122-129, 1952.

RUSSELL (R. J.): *Physiography of the Lower Mississippi delta.* Louisiana Conserv. Dept., Bull. *8*, págs. 3-199, 1936.

8 · *El concepto de peneplanicie*

BOSQUEJO HISTÓRICO

El término *peneplanicie* [1] fue introducido por W. M. Davis en 1889 para describir la planicie baja y suavemente ondulante desarrollada por el proceso de erosión subaérea [2] presumiblemente durante el penúltimo estado de un ciclo geomórfico. La idea de peneplanicie fué una consecuencia directa y lógica del concepto previo de ciclo de erosión. El concepto de peneplanicie ha tenido una historia más bien polemística, que continúa en el presente, y es probable que en lo referente a él se haya escrito más en favor y en contra que sobre cualquiera otra idea geomórfica.

En uno de sus trabajos (1896), Davis ha dado una exposición algo detallada de las ideas sustentadas anteriormente referentes al origen de las planicies de denudación. Señaló que ya en 1846 eran reconocidas por el geólogo inglés Ramsay, quien las explicaba como resultado de la denudación marina. Pronto se desarrolló lo que se puede considerar como la escuela inglesa de denudacionistas marinos. Richthofen, en Alemania, fue uno de los dirigentes de esta escuela. Sus ideas dominaron el pensamiento geomórfico desde aproximadamente 1846 hasta más o menos 1875.

Como se ha indicado en el capítulo 1, las bases para el desarrollo de la escuela americana de la erosión subaérea fueron echadas por autores tales como Powell, Dutton y Gilbert en sus trabajos sobre la región árida y semiárida del oeste de los Estados Unidos de América. De estos trabajos se derivaron los conceptos de nivel de base, del ciclo geomórfico y, posteriormente, el corolario casi inevitable, la peneplanicie. El término peneplanicie, tal como fue empleado por Davis, se aplicaba solamente a planicies resultantes de la denudación subaérea. El aplanamiento perfecto no fué considerado como una probabilidad; por consiguiente, se introdujo el término peneplanicie (casi una planicie). Entre las primeras superficies de

[1] *Peneplanicie:* de los vocablos latinos *paene*, que significa casi, y *planities*, planicie, de acuerdo con lo propuesto por Tapia *(op. cit.) (N. del T.)*.

[2] La expresión "erosión subaérea" que se refiere a los varios procesos erosivos que actúan sobre la tierra por debajo de la atmósfera, en contraposición con la erosión marina por debajo de las aguas oceánicas, emana de los días en que había una decidida diferencia de opinión sobre cuál era el responsable principal del desgaste de los continentes.

erosión descriptas como tales, estaba la peneplanicie Marvine de las montañas Rocallosas y una peneplanicie sepultada en la meseta del Colorado, descripta por Powell. Los trabajos subsiguientes de Davis, Willis, Hayes, Campbell y otros, pronto condujeron a la plena aceptación por los geólogos estadounidenses de la validez de la peneplanicie. En realidad, las peneplanicies fueron descriptas en cantidades tales que el autor de la idea tuvo que recomendar a los geólogos que tuvieran cierto cuidado en interpretar como tales a las superficies topográficas. Los geólogos ingleses fueron más lentos en aceptar la validez del ciclo subaéreo y su producto próximo al final, la peneplanicie, a causa de sus ideas anteriores, bien enraizadas, referentes a las planicies de denudación marina. En Alemania y Francia, investigadores como A. Penck y De Lapparent estaban en favor de la idea de aplanamiento subaéreo.

Las superficies topográficas fueron descriptas como peneplanicies con tanta libertad, que hacia fines del siglo diecinueve se produjo una reacción en contra de la validez del concepto. Tarr (1898), Shaler (1899), Daly (1905), y Smith (1899) sostuvieron otras explicaciones posibles de los caracteres que habían sido denominados peneplanicies. Más dudas referentes a la validez de la formación de la peneplanicie surgieron en 1913, cuando Barrell reavivó la idea de la denudación marina como una explicación para las superficies topográficas planas de los Apalaches, que habían sido denominadas peneplanicies. Douglas Johnson, en un trabajo aparecido en 1916, aportó fundamentos a la idea de planicies de denudación marina; en dicha publicación también sugirió que la ortografía debería ser peneplano, una propuesta que ha recibido poco apoyo, excepto por parte de sus discípulos.

El surgimiento de la escuela alemana bajo la dirección de W. Penck durante la segunda y tercera década del siglo veinte, fue, en grado considerable, un desafío al concepto de peneplanicie, aunque Penck y sus discípulos no negaron completamente la presencia de las peneplanicies. En años más recientes, algunos geólogos de la región de la costa del Pacífico han mirado con marcado escepticismo la validez de los ciclos de erosión y de las peneplanicies. Aunque la peneplanicie todavía es un concepto importante para la mayoría de los geomorfólogos, ahora se reconoce que muchas superficies topográficas fueron erróneamente denominadas peneplanicies.

ARGUMENTOS QUE FUNDAMENTAN EL CONCEPTO DE PENEPLANICIE

Aceptando como válido el ciclo geomórfico, la peneplanicie es un corolario necesario de él, por lo menos en teoría. Casi no se puede discutir que la idea del desarrollo secuencial de las formas de relieve sea válida en las primeras etapas del ciclo, pero no en las posteriores. Presumiendo la estabilidad de la corteza terrestre por un lapso suficiente, parece inevitable que una masa de tierra sea eventualmente reducida al nivel de base. La razón

principal es que los períodos de quietud de la corteza terrestre alguna vez tienen la duración suficiente como para que se pueda alcanzar la penúltima etapa del ciclo geomórfico. Tal vez se debería recalcar aún más que una peneplanicie es el producto casi final de un ciclo de erosión y no el producto final, y que la meteorización química y la remoción en masa son los responsables principales del rebajamiento del relieve en las últimas etapas de su desarrollo. Teniendo esto siempre presente se eliminará mucha de la

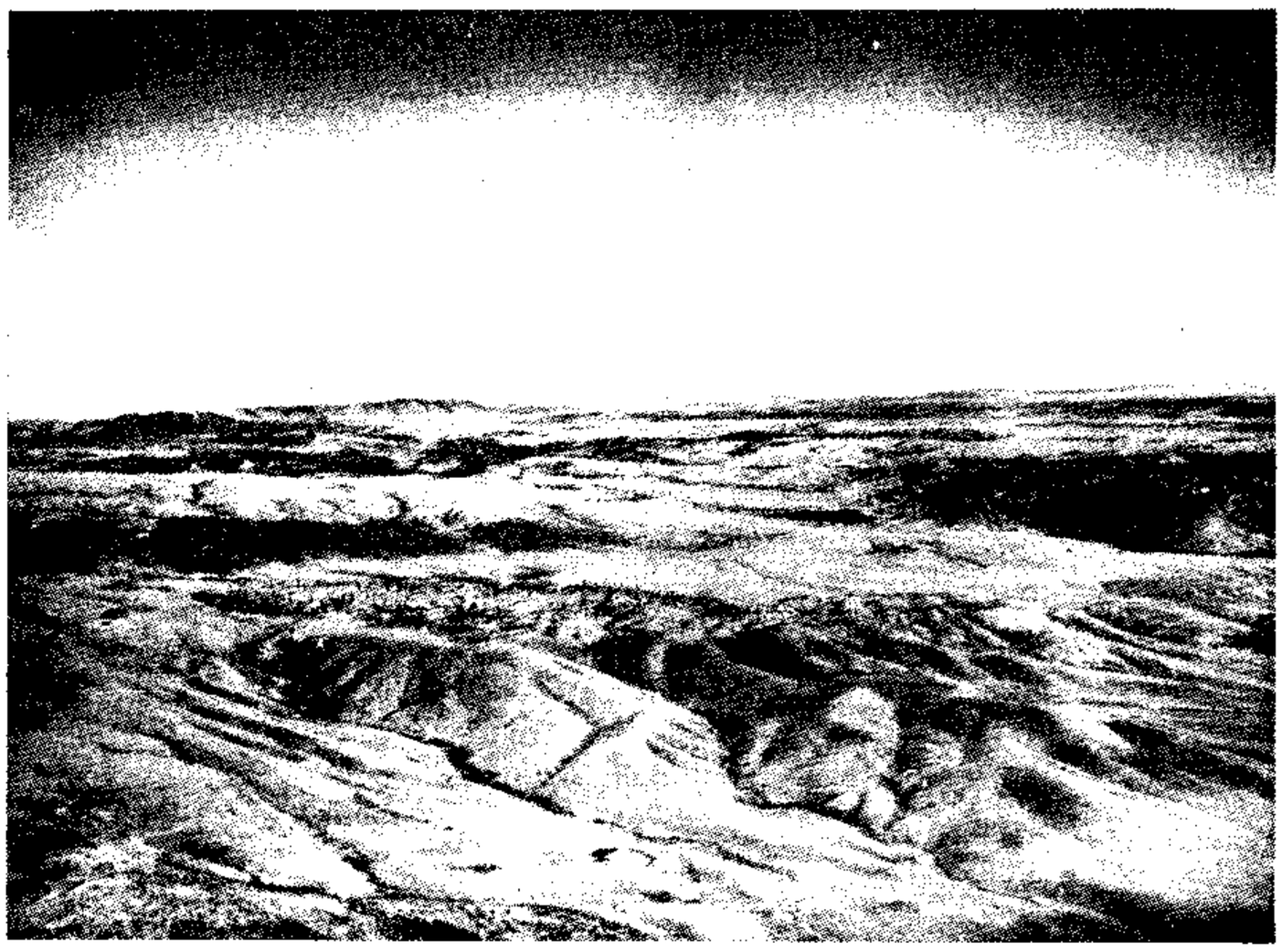


FIG. 8.1. *La peneplanicie Sherman en Wyoming. (Fotografía de T. S. Lovering, U. S. Geol. Survey.)*

confusión que existe en lo referente a la naturaleza de esta superficie topográfica. Davis reconoció que la reducción completa de una masa de tierra al nivel de base era tan improbable que constituía principalmente una abstracción teórica.

Se debe admitir que la formación de la peneplanicie es un proceso largo y lento, y la misma posición de uno referente a la posibilidad de períodos de quietud de la corteza terrestre lo suficientemente largos como para que un ciclo geomórfico recorra su curso, es probable que esté influida por las condiciones diastróficas del área en que se vive. Davis nunca imaginó que la superficie de una peneplanicie fuera plana, como algunos parecen hacerlo, sino que la concibió como un área de relieve bajo y ondulante, con

trechos interfluviales convexos, suavemente equilibrados, descendiendo a pisos anchos de valles.

El hecho de que existan superficies topográficas sepultadas de relieve suficientemente bajo como para ser consideradas peneplanicies, fue considerado por Davis como una de las razones principales para la formación de peneplanicies. Un ejemplo bien conocido es la superficie de erosión precretácica, por debajo de los sedimentos del Cretácico y del Terciario de la llanura costanera del Atlántico. Como se ha manifestado previamente, Wahlstrom (1947) ha descripto una antigua superficie de erosión que muestra relieve suave y tiene una cubierta de suelo residual que puede llegar hasta un espesor de 25 m en los contrafuertes de la cadena de las Fachadas

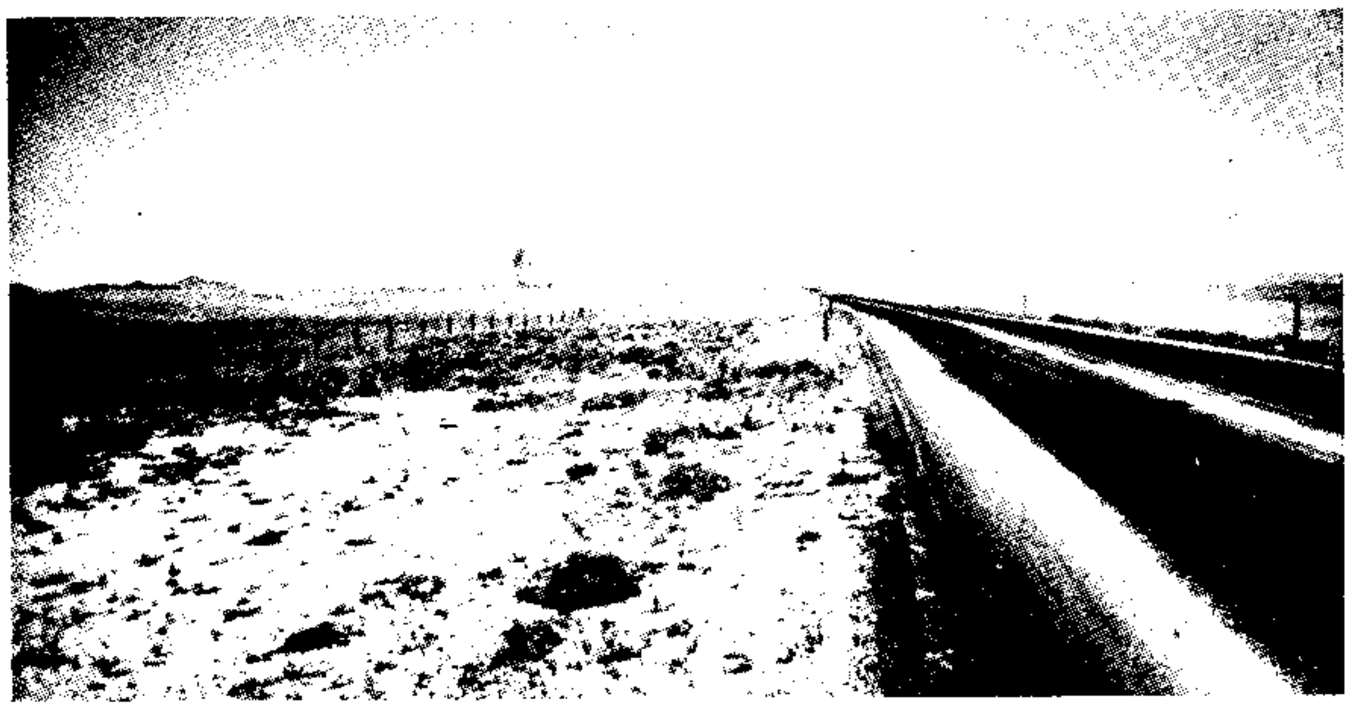


FIG. 8.2. *El Gangplank (La Plancha) entre Cheyenne y Laramie, Wyoming. Se ha aplicado este nombre al área porque los materiales removidos en el proceso de formar una peneplanicie están en contacto con la peneplanicie. El primer plano es de depósitos aluviales del Terciario que se extienden hacia la granítica peneplanicie Sherman que se observa en el fondo. (Fotografía de H. S. Palmer.)*

de Colorado, desarrollada sobre rocas precámbricas y cubiertas por la Formación Fountain de edad pensilvaniana. La bien conocida cuña del Algonquiano en el gran cañón de Colorado, donde la serie del Gran Cañón descansa sobre la superficie biselada de los esquistos Vishnu, y los estratos del Cámbrico, yacen sobre la superficie truncada de la serie del Gran Cañón, está delimitada por superficies de erosión, las cuales, según Sharp (1939), son ejemplos excelentes de peneplanicies sepultadas. En Wyoming, la superficie topográfica denominada peneplanicie de Sherman, en parte puede ser una peneplanicie resurrecta (Atwood y Atwood, 1948).

Es más difícil citar buenos ejemplos de peneplanicies extensas actuales en el presente nivel de base de erosión. Se han mencionado ejemplos de Siberia, al sur de los Urales; del centro oeste de Misurí y de la parte adya-

cente del sudeste de Kansas; y de porciones del valle inferior del Misisipí. Algunos aun han considerado que un área tal como el escudo canadiense es una superficie de peneplanicie que ha perdurado desde los tiempos precámbricos. Es difícilmente compatible con nuestros conocimientos del diastrofismo esperar una estabilidad tal en cualquier parte de la corteza terrestre, y bien podemos ser escépticos sobre cualesquiera peneplanicie, con excepción de las sepultadas, que sean datadas con anterioridad al Terciario. Posiblemente el escudo canadiense era una superficie peneplanizada cuando los mantos del hielo pleistocénico se extendieron sobre ella, pero ha sufrido tantas modificaciones por los procesos glaciarios, que denominarla peneplanicie es extender demasiado el concepto. Lo que se acaba de decir igualmente se puede aplicar a porciones de Escandinavia y Finlandia, que han sido descriptas como superficies de peneplanicies. Debemos admitir que hay pocos ejemplos de peneplanicies en el presente nivel de base de erosión, pero su escasez puede atribuirse al diastrofismo del Plioceno-Pleistoceno. Localmente, áreas limitadas han sido rebajadas a o muy cerca del nivel de base, pero difícilmente pueden denominarse más que peneplanicies locales o incipientes.

Probablemente la razón más poderosa en favor de la validez de la formación de la peneplanicie es el hecho de que en muchas áreas los rasgos del relieve tienen características y relaciones que se interpretan más lógicamente suponiendo la presencia de peneplanicies que han sido elevadas y disectadas. En los montes Apalaches, las montañas Rocallosas, la región del valle del Misisipí, las montañas de Alemania, la meseta Central de Francia, Sudáfrica y de otras partes se han descripto remanentes de lo que se cree son peneplanicies elevadas y parcialmente destruidas. Como mucha de la discusión sobre la realidad de las peneplanicies concierne a la interpretación de superficies topográficas situadas por arriba del nivel de base de erosión presente, bien podemos considerar los criterios que se pueden aplicar a la identificación de peneplanicies ascendidas, antes de enumerar más objeciones al concepto de peneplanicie.

CRITERIOS PARA IDENTIFICAR PENEPLANICIES ASCENDIDAS

No se puede hacer una prueba única que demostrará la presencia de una peneplanicie anterior. Algunos criterios tienen más fuerza que otros, pero podemos llegar a la conclusión de que la interpretación de una superficie topográfica de terreno elevado como peneplanicie antigua, se ajusta mejor a todos los hechos sólo mediante la aplicación de varias pruebas. Cuanto más pruebas scan favorables, mayor será la posibilidad de que tal denominación sea la correcta.

Concordancia de niveles interfluviales y de áreas de cumbres. Si una peneplanicie anterior tiene una extensión regional, es de esperar que sus

remanentes subsistan como áreas de cumbres de relieve bajo, las que exhibirán una subigualdad de niveles (haciendo caso omiso, por el momento, de la posibilidad de alabeamiento o fallamiento diferencial de la superficie durante el ascenso). La aplicación de esta prueba se deberá hacer entendiendo que jamás peneplanicie alguna fue plana, porque debió tener pendientes tanto lateral, hacia los principales ríos axiales, como hacia el mar, de acuerdo con esos ríos. Además se deberá reconocer que si bien la con-

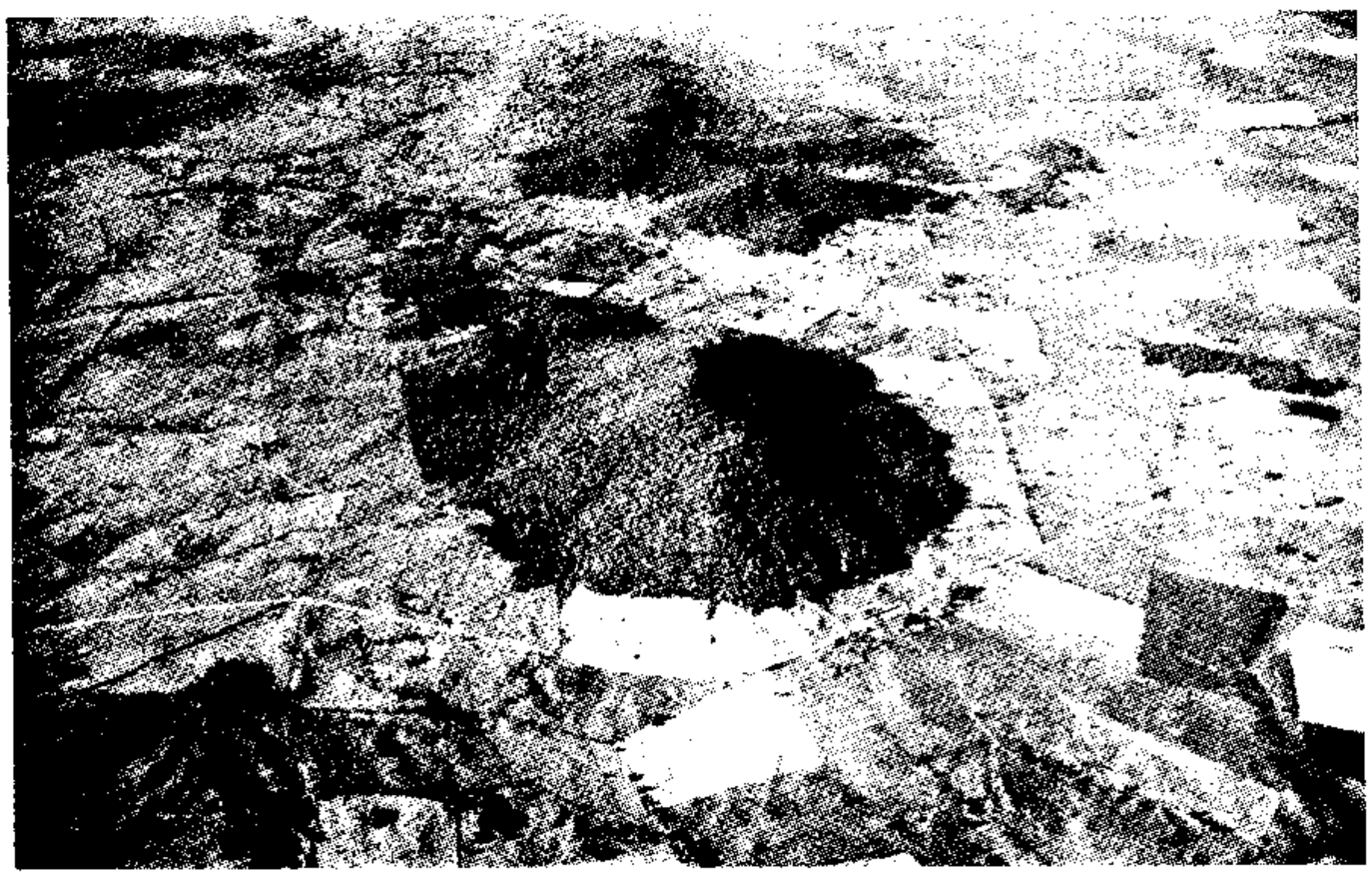


FIG. 8.3. *El Big Cobbler y otros* monadnocks *que se elevan en la peneplanicie Harrisburg, en la región del Piedmont de Virginia. (Fotografía de John L. Rich, cortesía de la Soc. Geogr. Amer.)*

cordancia de las áreas interfluviales culminantes puede ser producida de varias maneras, al menos debe satisfacerse esta prueba antes de considerar la posibilidad de formación de la peneplanicie. Un punto discutible es la exacta cantidad de relieve que puede ser tolerada sobre una superficie denominada peneplanicie. Además del relieve regional, que es de esperar sea una superficie ondulada, puede haber remanentes de erosión local que sobresalgan notablemente sobre el nivel general. Estos cerros aislados se denominan *monadnocks*, del monte Monadnock, en Nueva Hampshire, y comúnmente deben su presencia a que están integrados por una roca más resistente, pero algunos pueden haber sobrevivido a causa de su alejamiento de los ríos. Los monadnocks de este último tipo han sido denominados *mosores* por Penck. Ocasionalmente, los remanentes no reducidos de la superficie original, más que cerros aislados forman masas desparramadas o grupos. Tales formas han sido denominadas *unakas*, por los montes Unakas de Carolina del Norte, que se cree tengan tal origen. De ninguna

manera se deberá afirmar la concordancia de las divisorias sobre la base de la sugestión visual, porque tales impresiones no son de fiar, sino que deberá basarse sobre pruebas cuantitativas de mapas topográficos u otras fuentes. Si el ascenso de una peneplanicie tuvo lugar en un tiempo geológico muy reciente, las áreas interfluviales concordantes deberán ser más amplias que si el ascenso se produjo en una fecha anterior. Los ríos profundizados sugerirán levantamiento reciente.

Para sustentar firmemente el origen de peneplanicie por trechos concordantes de tierras altas, éstas se deberán poder continuar por áreas amplias y no ser de extensión local. Esto no significa que en todas partes deben estar a la misma altitud. Se debe esperar que se elevarán de acuerdo con su alejamiento del mar, tomando en consideración cualquier levantamiento diferencial que pueda haber alterado la región.

Discordancias topográficas. En un área donde hay una peneplanicie ascendida, es de esperar que puedan existir discordancias topográficas de dos tipos. En una peneplanicie elevada, los valles entallados deberían mostrar interrupciones en los perfiles o resaltos de pendiente, donde pasan de los niveles de los valles antiguos a los valles profundizados más recientemente. A menos que la peneplanicie anterior haya sido prácticamente destruida, en las cabeceras de los valles deberíamos esperar más bien condiciones de senectud que características juveniles. Asimismo, en las tierras altas debería haber áreas interfluviales con características seniles, dentro de las cuales haya valles entallados con caracteres juveniles, resultando un contraste agudo entre los perfiles transversales de la topografía de las tierras altas y la de los bajos en los valles.

Truncamiento de rocas de resistencia variada. La prueba crucial que se puede aplicar a una superficie de erosión que se supone sea una peneplanicie anterior, es que su superficie de relieve bajo trunque estratos de variada resistencia a la meteorización y a la erosión. A menos que esta prueba pueda ser satisfecha, uno debería vacilar antes de denominarla peneplanicie. Aunque los efectos de la variada estructura geológica y resistencia de la roca nunca están totalmente disimulados, en el estado senil son menos claros, y una superficie de peneplanicie debería extenderse a través de las estructuras geológicas. Por supuesto, se puede concebir una región en la cual las rocas tienen inclinación suave, donde el nivel de base de erosión local puede haber coincidido esencialmente con la inclinación de la roca, pero esto es muy improbable en un área extensa. El truncamiento de los estratos es casi inevitable en una peneplanicie, por el hecho de que su superficie se inclina tanto lateralmente como hacia el mar.

Presencia de una zona potente de detritos profundamente meteorizados. Si quedan trechos amplios de tierras altas, es de esperar que ellos puedan retener algo del suelo residual profundo que se forma sobre las superficies

seniles. Esta cubierta puede constar de laterita y otras arcillas, o puede estar integrada predominantemente por materiales relativamente insolubles, tales como ftanita y cuarzo. Probablemente tales residuos seniles estén en retazos, porque la erosión habrá removido mucho el material. Las peneplanicies sepultadas pueden carecer enteramente de ellos, por la remoción o retrabajo mediante un mar transgresivo o un manto de hielo.

Como se ha mencionado en el capítulo 4, Woolnough (1930) ha descripto algunos productos de avanzada meteorización química en superficies de erosión de Australia, a los cuales aplicó el nombre de duricostras y que creyó se habrían desarrollado en una peneplanicie casi perfecta de edad miocena, bajo condiciones climáticas caracterizadas por alternancia de estaciones húmedas y secas. Estas duricostras constan de tres tipos de materiales: 1) materiales lateríticos aluminosos y ferruginosos sobre rocas feldespáticas; 2) costras silíceas sobre rocas arcillosas y arenosas; y 3) travertino calcáreo y magnésico o caliche, sobre sedimentos ricos en calcáreo. Durante la estación seca, la capilaridad trajo a la superficie las soluciones formadas durante la estación húmeda y las concentraron como una capa de duricostra. Él pensó que tales costras se formaban solamente en la etapa de la peneplanicie, porque mientras había mucho relieve, existía suficiente circulación hacia abajo y lateral del agua subterránea como para remover los materiales. En su opinión, estas duricostras son las correlativas de los suelos residuales profundos que se forman sobre las superficies de las peneplanicies en regiones de clima húmedo donde es evidente la falta de distribución estacional de la precipitación. La alternancia de estaciones húmedas y secas es esencial para su desarrollo, dado que una precipitación continua removería las sales solubles más bien que permitir su concentración en la superficie por capilaridad. Dixey (1941) ha descripto masas grandes y nódulos de calcedonia de 0,30 a 2 m de espesor en Sudáfrica, sobre superficies topográficas interpretadas como peneplanicies. Él llegó a la conclusión de que se formaron en el Terciario superior bajo las condiciones de aridez que prevalecían en ese entonces.

Remanente de aluvión anterior. Las peneplanicies, tal como son concebidas por la mayoría de los geomorfólogos, no son producidas primariamente por erosión lateral de los ríos, sino por desgaste hacia abajo de los trechos interfluviales. Por consiguiente, el aluvión no está presente en abundancia en las peneplanicies. Se halla limitado a fajas relativamente estrechas que comprenden las llanuras aluviales de ríos anteriores. Sin embargo, la presencia de retazos de aluvión en algunos trechos de las tierras altas reforzará la posibilidad de la presencia de una peneplanicie, siempre y cuando tales retazos no sean demasiado comunes y extensos, porque en tal caso se deberá considerar probable otro origen.

ARGUMENTOS EN CONTRA DEL CONCEPTO DE PENEPLANICIE

El argumento más frecuente en contra de la formación de la peneplanicie es que los períodos de quietud de las masas de tierra no son de suficiente duración como para permitir la reducción de áreas amplias al nivel de base. Nadie ha podido dar buenos datos cuantitativos sobre el tiempo que sería requerido para el desarrollo de una peneplanicie, pero se ha estimado que al estado presente de reducción, América del Norte alcanzaría su nivel de base en unos 15.000.000 de años. Muchos geólogos consideran que un período de quietud de tal duración es improbable. Algunos (Gilluly, 1949) ponen aún en tela de juicio la idea comúnmente aceptada de que el diastrofismo de la Tierra pueda ser periódico y de amplitud mundial, y que pueda interrumpir intervalos largos de estabilidad relativa (ver pág. 52). Esta línea de razonamiento niega el logro de la etapa última o aun la penúltima en el ciclo geomórfico. En apoyo de este punto de vista se arguye que no hay en el presente nivel de base de erosión planicies de extensión amplia, sino más bien que la mayor parte de la topografía presente está en una de las etapas tempranas del ciclo geomórfico. En realidad, tal vez no sea necesario que haya un reposo completo. La peneplanización puede producirse durante un ascenso lento, a condición que la velocidad de elevación sea más lenta que la de degradación.

Por lo menos dos explicaciones se han propuesto para la subconcordancia de cumbres de cerros y de montañas comúnmente observada, que la explican sin presumir un nivel de base o control estructural. Shaler (1899) y Smith (1899) sostuvieron que sería un posible resultado del biselamiento de las tierras altas por ríos espaciados uniformemente. Tarr (1898) recalcó la importancia del límite de los bosques en las áreas montañosas para producir una subigualdad de la altitud. Por arriba del límite de los bosques, la erosión y la meteorización presumiblemente actúan más rápidamente que en áreas situadas por debajo de él, con su cubierta protectora. El resultado sería que las áreas por arriba del límite de los bosques serían desgastadas más rápidamente que las que están por debajo, y con el tiempo, la topografía se aproximaría a una uniformidad en el nivel. Aunque la suposición de una denudación más rápida por arriba del límite de los bosques que por debajo sea probablemente válida, se debe tener presente que la altitud del límite de los bosques puede variar grandemente dentro de distancias relativamente cortas, y puede haber dudas sobre si este factor de control produciría una superficie topográfica semejante a una peneplanicie. También se ha argüido que la erosión uniforme en rocas de igual resistencia explicaría del mismo modo la nivelación de superficies de tierras altas. Esto puede ser cierto localmente, pero difícilmente puede tener aplicación general.

A menudo se sostiene que las superficies topográficas que han sido atribuidas a la peneplanización muestran frecuentemente una falta mayor de

concordancia de lo que es permisible en una peneplanicie (por mucho que sea), o que se puede atribuir a la deformación de la superficie de una peneplanicie. Por lo general, parte de este relieve se desarrolla después del ascenso de la peneplanicie, como reacción a la erosión o remoción diferencial en masa. La multiplicación de pretendidas peneplanicies es debida a la falta de una apreciación correcta del rebajamiento diferencial de las superficies de las peneplanicies. Cuando uno nota ocho o diez peneplanicies descriptas en un área, como se ha hecho, no solamente será escéptico de que haya tantas, sino que también comenzará a preguntarse si siquiera hay una presente. Ashley (1935) y Fenneman (1936) han destacado la probabilidad de la multiplicación de superficies por el rebajamiento diferencial que se produce después del ascenso de una superficie original. Al tratar esta posibilidad, Fenneman manifestó:

> Se debe observar que este proceso de desgaste superficial no destruye la horizontalidad de una cresta; solamente la rebaja. Si la cantidad de tal rebajamiento fuera en todas partes la misma, el registro del ciclo no sería borrado y la cuenta de ciclos y peneplanicies no se confundiría. La confusión comienza cuando una cresta ha sido rebajada 10 m y otra 100 m. Ambas fueron niveladas al mismo tiempo, es decir, cuando las dos cumbres eran partes de la misma peneplanicie. En un momento cualquiera ninguna ha perdido su planicie. Ambas están siendo rebajadas ahora tan rápidamente como siempre, y ninguna alcanzó el nivel de base. Sin embargo, un vistazo –y tal vez la tendencia actual– las asignarían a ciclos diferentes, con la inferencia tácita de que ninguna de las dos cumbres fue rebajada desde su ascenso y que el plano de cumbres de cada una corta la masa ahora justamente donde lo hacía cuando se formó la peneplanicie.
>
> Mucha ingeniosidad se ha gastado en representar una serie de niveles de base de tal manera que cada cresta de montaña pueda ser incluida en uno de los planos supuestos. Cuando se haya dedicado una cantidad igual de estudio exacto a la correlación de cada altura con el carácter de la roca y el ancho del afloramiento, habrá llegado el momento de decir cuántos niveles de base se deben presumir.
>
> La exacta velocidad a la que se produce este desgaste general no es cuestión de interés primario. El gradiente sugerido de 33 m en un millón de años es algo más lento que el desgaste general de la cuenca del Misisipí. La consideración importante es que si el grado de rebajamiento es una fracción considerable de esta cantidad, ninguna superficie elevada de edad anterior al Pleistoceno es debidamente interpretada sin tomar en cuenta este factor. Si todas las superficies fueran rebajadas en la misma proporción, los restos de peneplanicies anteriores todavía estarían en sus posiciones relativas verdaderas. Pero nadie afirmará que todas las superficies se gastan igualmente. El resultado es que todas las correlaciones basadas en altitud son pasibles de error en proporción (entre otras cosas) con la antigüedad de la superficie interesada. Antes de efectuar la correlación todas las lecturas deben ser corregidas por una cantidad que depende –por decir lo menos– del tiempo, la pendiente y la resistencia. Esta corrección no es una menuda cuestión einsteniana. Para caracteres del Mioceno bien puede llegar a cientos de metros. Computar tales correcciones para peneplanicies anteriores al Terciario avanzado es una tarea ardua. Correlacionar sin correcciones debería estar calificado por ley como una de las ocupaciones peligrosas.

Si todas las personas que han intentado identificar peneplanicies hubieran tenido presente estos hechos, no solamente se hubieran descripto menos peneplanicies sino que probablemente habría menos diferencias de opinión referentes a su presencia.

El rebajamiento diferencial de las superficies topográficas en fajas de roca débil y fuerte, es un hecho que no ha recibido toda la atención que merece. Se torna particularmente importante donde están involucrados trechos extensos de caliza. Un área de caliza puede ser rebajada en su totalidad por disolución a un nivel mucho más bajo que el nivel de la peneplanicie original, y todavía retener su superficie de tierra alta, parecida a una peneplanicie, por arriba del nivel de base de erosión local y, como resultado, ser considerada como una peneplanicie distinta de edad más joven que la superficie superior que yace sobre rocas no solubles. Ward (1930) ha presentado un buen caso en favor de este origen, para la denominada peneplanicie Somerville, en el este de Pensilvania, donde una planicie de calizas está a unos 60 m por debajo de lo que se considera sea la peneplanicie Harrisburg, en rocas adyacentes no solubles. En el área de los Apalaches se pueden encontrar numerosos ejemplos de tal rebajamiento por disolución. En esta área el nivel Harrisburg probablemente esté representado por el valle Trundle, al este de Knoxville, que está a unos 60 m por debajo de los bordes superiores adyacentes. El valle de Powell, en el oeste de Virginia, que se puede observar en la hoja de Middlesboro, Kentucky-Virginia, probablemente tenga una explicación similar. Posiblemente, la denominada peneplanicie Coosa, en Alabama, sea otro ejemplo. El amplio Mitchell Plain del sur de Indiana es una superficie anterior de peneplanicie que ahora está topográficamente más baja que la superficie de la misma edad en rocas clásticas adyacentes.

La presencia de superficies topográficas de la misma edad a diferentes altitudes, no siempre es un resultado de la reducción diferencial de la superficie original después del levantamiento. El alabeamiento o fallamiento que acompaña al ascenso puede dar como resultado el desplazamiento de lo que originalmente era una superficie casi horizontal, y dificultar así las correlaciones regionales. Es posible que las superficies de peneplanicies desarrolladas durante el mismo ciclo y dentro de la misma hoya de avenamiento, se formen a altitudes diferentes en regiones inmediatamente adyacentes, donde hay una marcada diferencia litológica entre las dos áreas. Esto está bien ejemplificado en las distintas altitudes de las superficies de las peneplanicies Lexington y Highland Rim, en el centro sur de Kentucky. Ahora se supone que estas dos superficies son de la misma edad, pero la superficie Highland Rim sobresale por arriba de la peneplanicie Lexington, porque se halla en un área de areniscas resistentes, mientras que la superficie Lexington se desarrolló sobre lutitas y calizas más fácilmente erosionables.

En el sur de Virginia y Carolina del Norte, hay una relación interesante donde la escarpa de los montes Azules separa una peneplanicie más baja al este de los mismos, en el Piedmont, de una más alta al oeste. Davis (1903) llegó a la conclusión de que las dos peneplanicies eran equivocadas en edad (presumiblemente productos del ciclo Harrisburg en dos diferentes cuencas de desagüe), y creyó que ellas "quebraron la unión" en la escarpa de los

montes Azules porque el nivel de base local para los ríos más cortos, que desaguaban hacia el Atlántico, estaba más bajo que el de los ríos más largos al oeste de dichos montes, los que fluían hacia el golfo de México. Así, los montes Azules fueron considerados como una escarpa en retroceso entre peneplanicies de edades equivalentes pero a niveles diferentes, más bien que el producto de rocas más resistentes. Wright (1928) llegó a la conclusión de que la peneplanicie Piedmont y la Upland eran de edades diferentes, y pensó que la peneplanicie Upland debía su mayor altitud, en parte, a una roca más resistente. Admitió que la proximidad al mar ayudaba a explicar la mayor perfección de la peneplanicie en el Piedmont, pero no creyó que era razón suficiente para su altitud menor. White (1950) consideró a las dos peneplanicies de los costados de la escarpa de los montes Azules equivalentes en edad, pero pensó que sus altitudes diferentes eran el resultado de fallamiento hacia abajo durante el Terciario superior en el este, a lo largo de lo que él llamó la falla del borde de los montes Azules. Sin embargo, sus razonamientos para este desplazamiento no son muy convincentes.

El punto crítico de la controversia es establecer si las dos peneplanicies son de la misma edad. Hasta que esto no esté resuelto definitivamente, no se puede extraer ninguna conclusión final. Prescindiendo de esto, el argumento de Davis de que pueden existir peneplanicies adyacentes a niveles diferentes en dos hoyas de avenamiento distintas, por sus diferentes distancias al mar, tiene sus méritos.

SUPERFICIES TOPOGRÁFICAS CONFUNDIDAS CON PENEPLANICIES

Las superficies topográficas concordantes no sólo se pueden producir por formación de peneplanicies, sino de muchas otras maneras. Antes de tratarlas, tal vez sea preferible considerar un poco más qué es lo que involucra el término peneplanicie. Ha sido empleado por algunos en el sentido del producto penúltimo de cualquiera de los agentes erosivos, y es así como vemos referencias a peneplanicies fluviales, cólicas y aun glaciarias. Tal extensión del término difícilmente fue deseada por Davis, y con toda seguridad, si lo empleamos así, no aclara nuestras interpretaciones del paisaje. El término peneplanicie debería ser restringido a esos paisajes suavemente ondulados que se desarrollan bajo la influencia del nivel de base hacia el término de un ciclo fluvial húmedo, en parte por el aplanamiento lateral de los ríos, pero más por remoción en masa y lavaje en mantos de las áreas interfluviales, que por erosión fluvial. Empleado en este sentido tiene un significado y un contenido definidos, en relación con la historia geomórfica de la región que logra tal condición. Las superficies topográficas similares a las peneplanicies en algunos aspectos, pueden ser desarrolladas por los otros agentes niveladores, pero debería dárseles otros nombres. En el

momento que el concepto de peneplanicie estaba evolucionando, faltaban denominaciones distintivas para los productos finales o casi finales de los otros agentes erosivos, pero hoy en día se dispone de nombres apropiados y deberían ser empleados.

Planicies estructurales o arrasadas. Hemos visto que una de las pruebas esenciales de una peneplanicie es que debería estar desarrollada a través de estructuras de rocas variadas, aunque se concibe que, por lo menos local-

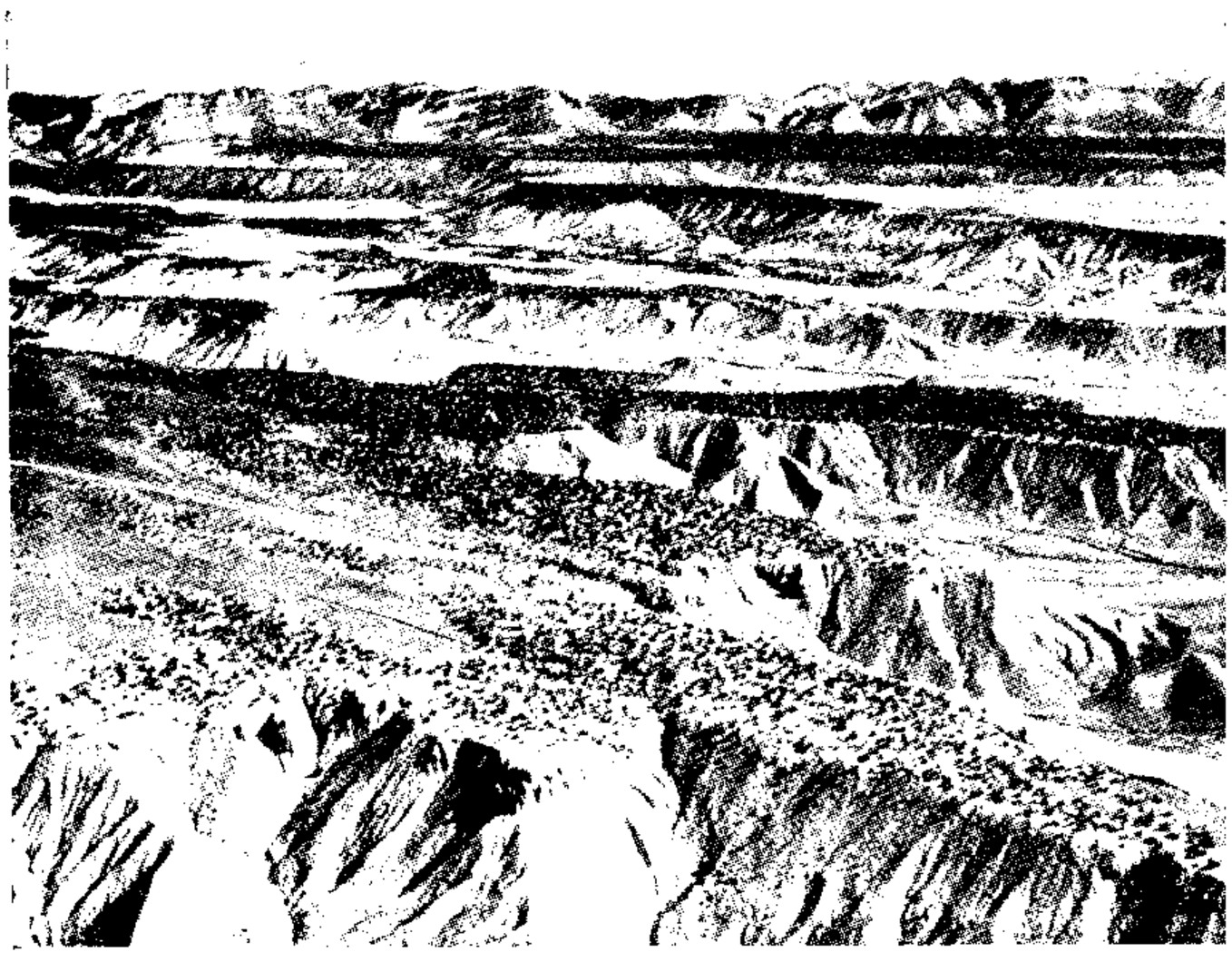


FIG. 8.4. *Una planicie estructural disectada, al norte de Price, Utah. (Fotografía de la Chicago Aerial Survey Co.)*

mente, el nivel de base de erosión pueda coincidir con un estrato de roca dura. Se ha discutido que muchas de las denominadas peneplanicies sólo son *planicies estructurales o arrasadas*, producidas por el arrasamiento total o casi total de una formación resistente. Indudablemente esto es cierto en muchos casos. Una planicie arrasada puede presentar muchos de los caracteres básicos de una peneplanicie, tales como concordancia de cumbres, depósitos fluviales en las alturas, remanentes de erosión que se levantan por arriba de ella, ríos profundizados por debajo de ella y suelos profundamente meteorizados sobre su superficie. Solamente la falta de truncamiento de rocas de resistencia distinta puede impedir que sea considerada como una peneplanicie.

Generalmente las planicies estructurales tienen extensión local y se pueden reconocer fácilmente. Los ejemplos son numerosos en la región de la meseta de Colorado. Por lo común son áreas parecidas a terrazas a lo largo de los costados de los valles o pedestales aislados y mesas, pero algunas tienen una extensión areal considerable. En la mayoría de las descripciones de las planicies arrasadas se extrae la conclusión de que el arrasamiento tuvo lugar durante el ciclo erosivo corriente y por arriba del nivel de base de erosión presente y, por consiguiente, en modo alguno están relacionadas en posición con un nivel de base de control. Ésta es una conclusión que ha sido puesta en tela de juicio por Fenneman (1936), quien dudó que las planicies arrasadas extensas pudieran mantenerse durante largo tiempo por arriba del nivel de base, y pensó que es más probable que se hayan formado cerca de un nivel de base anterior que actuó como regulador y en ese sentido semejan peneplanicies. Referente a esta interpretación de las planicies arrasadas manifestó:

> Existe algo que se llama planicie de arrasamiento enteramente independiente del nivel de base, pero las limitaciones del arrasamiento en los niveles altos son muy severas, y a menudo ignoradas. El arrasamiento completo de una capa horizontal es una tarea tan difícil de realizar como hacer una peneplanicie perfecta. El proceso es el mismo, y sus etapas finales son tan lentas en un caso como en el otro, si se suponen áreas iguales... El resultado es que, mientras son comunes las terrazas de rocas y las mesas de extensión limitada, las planicies extensas, arrasadas a altitudes considerables, en todos los casos están sujetas a ser puestas en duda. No se niega el arrasamiento, sino únicamente la altitud a la que tuvo lugar. El tema de discusión concierne a la capacidad de cualquier estrato duro de mantener un nivel de base local bien por arriba del mar, durante el largo tiempo requerido para su peneplanización.
>
> Un ejemplo conocido es la meseta Edward, en Texas, 300 a 900 m por encima del mar y 120 a 365 m por arriba de sus alrededores. Las Formaciones de calizas que están por debajo, colectivamente denominadas como las Edwards, son relativamente resistentes en el clima del centro de Texas. Sin duda, ésta es la explicación de la altura presente de la meseta por arriba de las tierras bajas en rocas más débiles. Pero no se deduce que el arrasamiento se realizó a esa altura. Las márgenes de esta Formación están siendo rastrilladas y desmenuzadas en forma de mostrar la posición precaria de toda la masa en su altitud presente.
>
> Un ejemplo aún más notable se observa en el Great Sage Plain, situado entre 1.800 y 2.100 m de altitud, en el sudeste de Utah y el sudoeste de Colorado. Es notable su concordancia con la superficie de la arenisca Dakota. Se menciona como uno de los mejores ejemplos de los Estados Unidos de América de una planicie arrasada, generalmente admitiendo que la arenisca resistente de Dakota era, en este caso, un substituto adecuado para el nivel de base. Sin embargo, sólo es necesario observar los cañones agudos, ya ramificándose en el interior, para convencerse que el Great Sage Plain no puede durar mucho bajo las condiciones presentes.
>
> Debería ser un principio digno de confianza el que una peneplanicie no puede originarse bajo condiciones que la hacen esencialmente inestable. A un proceso tan lento como la peneplanización no se le puede pedir que corra una carrera contra un proceso tan rápido como la disección dendrítica de una meseta alta. Aplicando este principio al Great Sage Plain, se puede llegar a la conclusión segura de que, al tiempo de su desarrollo, la altitud era mucho menor que en el presente, con toda seguridad no lo suficientemente elevada con respecto al nivel de base local como para hacer posible la disección.

Dentro de los límites de altitud y de tiempo, un estrato fuerte puede llegar a ser un substituto del nivel de base, pero estos límites son, sin duda, mucho más estrechos de lo que suponen las numerosas descripciones causales de planicies arrasadas.

Tal vez sea significativo que muchos de los mejores ejemplos de planicies arrasadas se encuentren en regiones semiáridas, donde la destrucción de áreas por arriba del nivel de base puede ser efectuada por el retroceso de escarpas frontales, tanto como por la disección fluvial total, punto tratado más a fondo en el capítulo 11.

Planicies de denudación marina. Como se ha indicado previamente, el concepto de aplanación marina recibió su primer impulso en Inglaterra, y



FIG. 8.5. *Una planicie de erosión marina de edad pliocena, con cerros que se elevaban como islas por encima del mar. (Fotografía del British Information Services.)*

hasta cierto punto ha persistido ahí como una explicación más probable que la aplanación subaérea de las áreas con cumbres concordantes, aunque un libro de texto inglés (Wooldridge y Morgan, 1937) se inclina favorablemente hacia el proceso de peneplanización. Barrell (1920), en los Estados Unidos de América, describió hasta once terrazas en los Apalaches septentrionales, las que atribuyó a la erosión marina. Meyerhoff y Hubbell (1928) describieron catorce superficies en Nueva Inglaterra, a las cuales consideraron terrazas antes que peneplanicies, pero pensaron que se habían formado subaéreamente. Más recientemente, Olmsted y Little (1946) describieron lo que creyeron ser una terraza de origen marino que se extendía a través de Nueva Inglaterra, por debajo de los 180 m de altura, y le asignaron una edad miocena. Su línea de ribera hace las veces de límite interior de las

tierras bajas de la sección de las tierras bajas de Seaboard, Nueva Inglaterra. Puede haber poca duda sobre la eficacia del mar como agente de aplanamiento, pero la hay, en cambio, en lo referente a si el nivel del mar permanece fijo un tiempo suficiente como para que se pueda desarrollar una planicie marina de extensión subcontinental. Indudablemente, a la aplanación marina le llevaría más tiempo reducir un área dada a una condición parecida a una planicie, que el requerido por la erosión subaérea, debido a la estrechez de la zona que está sujeta al ataque de las olas. Por consiguiente, lo más probable es que las planicies de erosión marina estén limitadas a fajas relativamente estrechas de terrazas alrededor de las márgenes de los continentes, y no que se extiendan, internándose profundamente en los continentes. Las planicies marinas deberían terminar hacia el lado de tierra firme con acantilados marinos y caracteres asociados de la línea de ribera y deberían tener desparramados sobre ellas depósitos de carácter marino. Sin embargo, salvo que estos caracteres sean de una edad muy reciente, pueden haber sido borrados por la erosión subaérea y la meteorización y ser difíciles de reconocer. Que esto es cierto está indicado por las dos interpretaciones diferentes que se han dado a las terrazas en Nueva Inglaterra.

Llanuras de pedimentos. El término *pedimento* es empleado para designar las planicies con piso de roca que se encuentran contiguas a masas montañosas de regiones desérticas o interpenetrándolas, y que se han desarrollado por aplanamiento de las montañas en altitudes dependientes de la altura de las cuencas interiores hacia las cuales desaguan las montañas. El término *llanura de pedimentos* se usa ahora corrientemente para describir una serie de pedimentos que se unen. Estas formas serán tratadas en un capítulo posterior y aquí se mencionan para indicar que algunas superficies topográficas que fueron interpretadas como peneplanicies elevadas y disectadas, se pueden haber formado como pedimentos Howard (1941) ha sugerido que las peneplanicies Flattop y montañas Rocallosas, en la región de las montañas Rocallosas, se pueden haber desarrollado de esta manera, más que como peneplanicies verdaderas. Rich (1938) también pensó que para estas supuestas peneplanicies debería ser considerado seriamente este posible origen.

Bradley (1936), al dar sus razones por haber interpretado la superficie de erosión del pico Gilbert, en el flanco norte de los montes Uinta, como un pedimento más bien que como un resto de peneplanicie, manifestó:

> Porque los remanentes no perturbados de esta superficie tienen gradientes que varían desde alrededor de 76 m por kilómetro cerca de la cresta de la cadena, hasta 10 m por kilómetro a unos 56 km dentro de la cuenca; porque en la superficie, se elevan más bien abruptamente montículos, verdaderas islas de caliza; y porque aparentemente nunca tuvo una cubierta de suelo, pero en la mayoría de los lugares presenta un manto de conglomerado, esta superficie es interpretada como un pedimento formado en un clima semiárido o árido.

Mackin (1947) llegó a una conclusión semejante referente a lo que

se ha denominado la peneplanicie Subsummit en los montes Bighorn. Esta interpretación elimina la necesidad de postular para los Bighorn un ascenso de 1.860 m o más en el Plioceno y el Pleistoceno, porque los pedimento se podrían haber formado, según sus estimaciones, dentro de unos 600 m de sus altitudes presentes.

King (1950) hizo una aplicación muy amplia del origen de las llanuras de pedimentos a las superficies erosivas comúnmente consideradas como peneplanicies, cuando interpretó superficies ampliamente separadas de África, América del Norte, Europa, América del Sur y Australia, como llanuras de pedimentos antiguos que databan desde el Cretácico. Es dudoso que muchos geomorfólogos aceptan sus ideas, tanto en cuanto al origen como a la edad de todas estas superficies topográficas; seguramente la correlación entre áreas tan ampliamente separadas es arriesgada y puede conducir a escepticismo referente a la validez de interpretaciones más probables.

Panplanicie. Crickmay (1933) propuso el término *panplanicie* para "una llanura formada por llanuras aluviales unidas por su propio crecimiento". Tal llanura es el producto de la erosión lateral de los ríos, con la construcción acompañante de llanuras aluviales, y no es una peneplanicie de acuerdo con el concepto de Davis, porque una peneplanicie está producida primariamente por el desgaste vertical de las áreas interfluviales. De acuerdo con Crickmay, "la senectud geográfica y la peneplanización descansan solamente sobre pura deducción hecha por unos pocos grandes maestros de la geografía y de la geología y en el consentimiento ciego de los más de nosotros". Creyó que únicamente las etapas tempranas de un ciclo de erosión estaban verificadas en la naturaleza y que la capacidad de la remoción en masa para producir pendientes suaves en la senectud está por demás exagerada. Él suplantaría a la peneplanicie producida por desgaste vertical por la panplanicie y por la panplanización. La unión eventual de los valles planos produce la panllanura, por arriba de la cual pueden elevarse monadnocks como se contempla en una peneplanicie. Aunque aceptemos su tesis de que la erosión lateral no ha recibido toda la atención que merece, difícilmente parece necesario descartar la idea de la peneplanicie; a lo sumo, involucraría una revaluación de los procesos responsables de su desarrollo. Muchos geomorfólogos tienen dificultades en visualizar ríos recortando toda la masa de tierra por erosión lateral. Las llanuras aluviales constituyen una porción pequeña del área total de las superficies topográficas que ahora están en las etapas finales del ciclo erosivo. Se puede admitir que muchos trechos abiertos de par en par a lo largo de los valles actuales fueron producidos principalmente por la erosión lateral, pero carecen de la extensión geográfica esencial para ser considerados como peneplanicies o como panplanicies en el sentido en que Crickmay empleó este último término.

Planicies grabadas. Wayland (1934), al tratar las superficies topográficas en Uganda, África, introdujo el concepto de *planicie grabada.* En

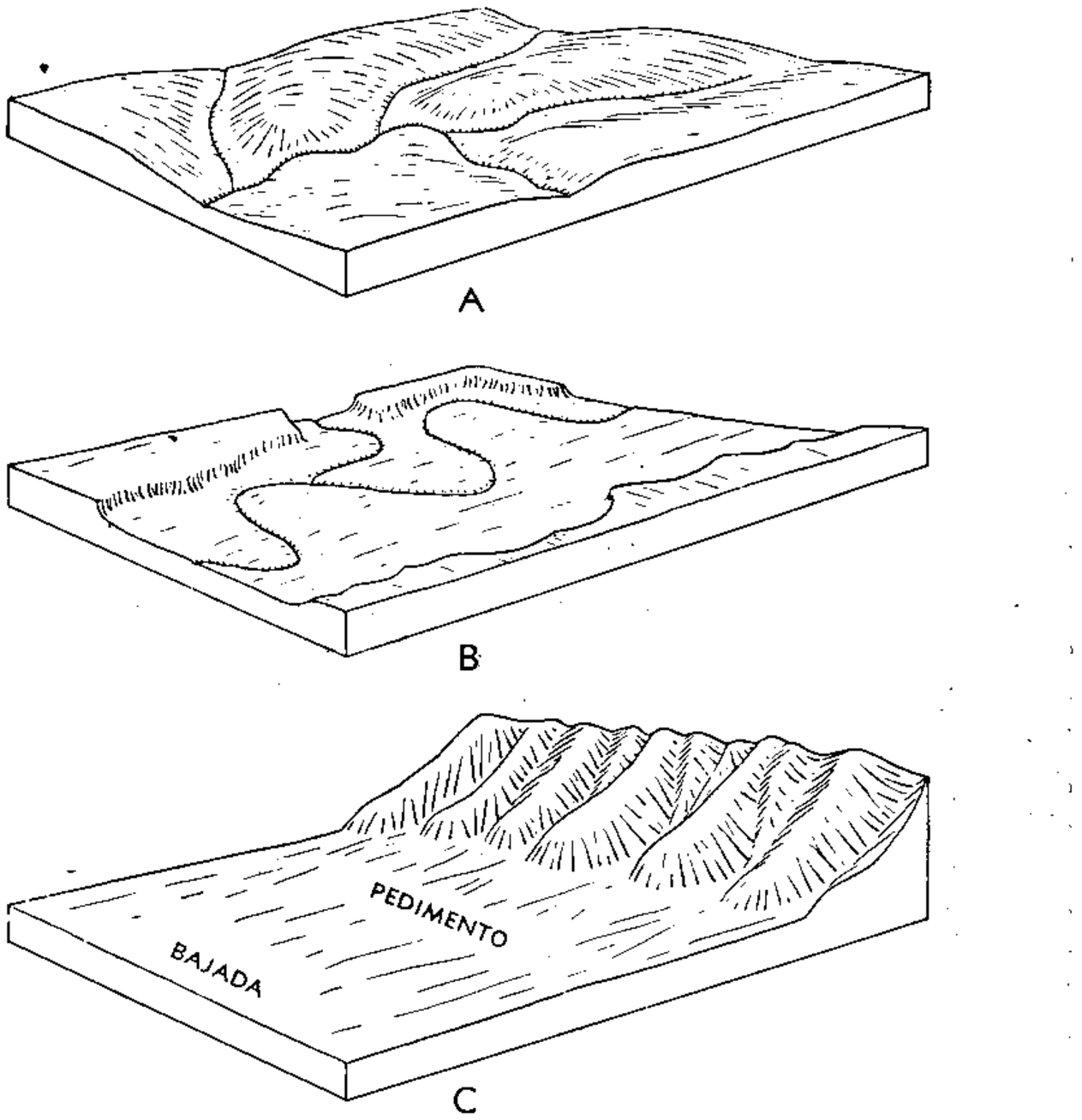


FIG. 8.6. *Diagramas para dar idea de las diferencias en las formas de origen de: (A) una peneplanicie, (B) una panllanura y (C) una llanura de pedimentos. (Dibujo de William J. Wayne.)*

Uganda describió cinco niveles topográficos, y creyó que el superior podría ser una peneplanicie de edad cretácica. Las superficies inferiores, sin embargo, las atribuyó a un proceso que él denominó grabación y las consideró planicies grabadas más que peneplanicies. Las condiciones bajo las cuales se supone que se han desarrollado son las siguientes: la peneplanicie original había logrado una superficie carente de todo relieve marcado, con el desarrollo sobre ella de una superficie rocosa de saprolito profundamente meteorizado, que se extendía hacia abajo por varias decenas de metros; sobrevino el ascenso de la corteza con la consiguiente remoción de esta zona potente de roca podrida; siguió la estabilidad de la tierra con el desarrollo de otra cubierta sapropelítica, la cual, después de un nuevo ascenso, fué removida de parte del área; se supone que los cuatro niveles por debajo de la peneplanicie de la cumbre se formaron de esta manera.

Es concebible que el proceso denominado por Wayland: grabación, haya contribuido al descenso local diferenciado de una superficie de peneplanicie, de la misma manera que lo pueden hacer la disolución o la remoción en masa, pero es difícil visualizar este proceso actuando durante un período lo suficientemente amplio como para producir planicies grabadas de extensión regional.

Superficies de erosión resurrectas o exhumadas. Las referencias a superficies de erosión sepultadas son abundantes en la literatura geológica. Constituyen las discordancias de la geología estratigráfica. Varían en la cantidad de relieve que muestran, pero muchas de ellas poseen un relieve suficientemente leve como para ser consideradas como peneplanicies antiguas, aunque bien pueden ser planicies de erosión marina o llanuras de pedimentos. Muy frecuentemente se las observa en afloramientos limitados, con estratos por arriba de ellas, pero en algunos lugares están en el proceso de ser exhumadas o resurrectas. Donde no han sufrido distorsión alguna por plegamiento o fallamiento, pueden retener sus características originales después de ser exhumadas, especialmente si la cubierta es relativamente débil. Ejemplos de tales superficies en procesos de resurrección se pueden ver a lo largo del borde este de la cadena de las Fachadas, Colorado; en el borde este de la meseta del Piedmont, en el este de los Estados Unidos de América; en Bretaña; en la meseta central de Francia; y en numerosas otras regiones. La superficie casi plana del cerro San Pedro en los montes Jemez del centro de Nuevo México septentrional también ha sido interpretada como una superficie de erosión exhumada de edad terciaria inferior (Church y Hack, 1939).

Las superficies topográficas exhumadas retienen mejor sus caracteres originales parecidos a una peneplanicie cuando se desarrollan a través de rocas distintivamente más duras que aquellas que las cubrían. A menudo estas superficies de erosión sepultadas están inclinadas con respecto a las superficies de erosión que se desarrollaron durante ciclos posteriores de erosión. Davis (1911) aplicó el término *morvan* a:

> ...una región de estructura compuesta, integrada por una masa subyacente más antigua, generalmente constituida por rocas cristalinas deformadas, que hace mucho tiempo había sido rebajada a un relieve suave y que luego fue deprimida, sumergida, y sepultada bajo una masa suprayacente de depósitos estratificados; posteriormente la masa compleja fue ascendida e inclinada; la doble estructura de la masa inclinada fue truncada por erosión renovada y en esta condición de desgaste fue ascendida más bien en forma uniforme a un nuevo ciclo de evolución destructiva.

El término proviene de la meseta Morvan, en el nordeste de Francia, que muestra tales relaciones. Estructuralmente, las relaciones descriptas arriba son las de dos superficies erosivas que se intersecan. La peneplanicie Fall Zone de la meseta del Piedmont oriental ha sido descripta como un morvan (Renner, 1927). Allí, una peneplanicie sepultada de probable edad

jurásica está en el proceso de ser resurrecta y su superficie, cuando se proyecta tierra adentro, interseca en un ángulo preciso a la peneplanicie Harrisburg del Terciario superior. Relaciones similares se presentan en la cadena de las Fachadas de Colorado, entre una superficie de erosión prepensilvaniana parcialmente resurrecta y la peneplanicie (o llanura de pedimentos) montaña Rocallosa del Terciario.

Cuando las superficies de erosión sepultadas tienen una inclinación considerable con respecto al presente nivel de base de erosión, probablemente sólo persistan por largo tiempo después de ser exhumadas fajas estrechas o manchones, pero si sus superficies son casi paralelas a los actuales niveles de base de erosión, pueden aflorar trechos más amplios que pueden ser considerados como superficies de peneplanicies de edad geológica reciente. Algunos han pensado que ciertas porciones de Fenoscandia y del Canadá sean peneplanicies exhumadas y sujetas a glaciación. Localmente, las formas topográficas exhumadas pueden constituir una parte de nuestro paisaje presente, pero es dudoso que se encuentran en una escala tan grande como para poder ser confundidas con superficies de erosión del Terciario o de edad posterior.

PENEPLANICIES PARCIALES

Cabe preguntar, con todo derecho, cuántas peneplanicies pueden estar representadas en una región. Si hubiéramos de aplicar el término peneplanicie en el sentido de significar una reducción completa de un área al nivel de base, necesariamente la contestación debería ser que una, en cuyo caso no habría tal cosa como una peneplanicie parcial. Es un hecho común, sin embargo, encontrar pruebas de ciclos parcialmente completados, en los cuales el segundo ciclo se detuvo muy cerca de la etapa alcanzada por el primer ciclo y cada ciclo posterior era un poco más corto que el inmediato precedente. Denominando peneplanicies a los remanentes de las superficies de erosión posteriores se puede llegar a una multiplicación indebida de ellas. Fenneman (1936) reconoció la abundancia de las pruebas en favor de los ciclos parciales cuando manifestó:

> La experiencia común es encontrar en un área las formas parcialmente destruidas o recientemente comenzadas de varios ciclos, ninguno de ellos completados, con la excepción posible del primero. El trabajo del ciclo siguiente se detuvo un poco antes de la etapa alcanzada por el primero; el tercero actuó menos que el segundo, y así sucesivamente. Hablando sólo de aquellos cuyos registros se conservan, se deduce que los ciclos eran de acabado decreciente y, presumiblemente, en la mayoría de los casos, de duración también decreciente. La frecuencia de esta observación es a veces citada como curiosa, como si se quisiera decir que la corteza terrestre se está tornando progresivamente menos estable. La reflexión demuestra, sin embargo, que el registro no podría haber sido de otra forma, dado que únicamente quedan conservados los ciclos que son seguidos por otros menos completos.

Es obvio que necesitamos un término que se pueda aplicar a una super-

ficie topográfica que no alcance a lograr la extensión geográfica y la condición topográfica necesarias como para ser descripta como una peneplanicie. Varios términos han sido empleados, tales como *peneplanicie parcial, peneplanicie incipiente, peneplanicie local, berma y rellano.* Ninguno ha demostrado ser completamente satisfactorio, porque se le han atribuido varios significados. Es de esperar que habrá todas las gradaciones desde las estrechas fajas de valles reducidas al nivel de base hasta los espacios grandes que se aproximan a la obliteración de la topografía preexistente. Con frecuencia se aplica el término berma o rellano a remanentes parecidos a terrazas de anteriores fondos planos de valles, que han resultado de la disección que siguió a ascenso de una región que había logrado una etapa de madurez de mediana a avanzada. Bascom (1931) introdujo el término berma en un sentido geomórfico y sugirió que se aplicara a "esas terrazas que se originan por las interrupciones de un ciclo de erosión, con rejuvenecimiento de un río en estado maduro de desarrollo". Desafortunadamente, Bascom sugirió que el término también se podría aplicar a remanentes de terrazas de una plataforma formada por abrasión marina.

Bucher (1932) sugirió la restricción del término escocés *strath* (rellano) a una "peneplanicie incipiente" que es comenzada "donde el fondo plano del valle es el resultado de la degradación, primero por excavación fluvial lateral y luego por cualesquiera de los procesos de degradación que pueden estar comprendidos". Remanentes de tal superficie constituirían entonces las *terrazas rellano.* Es muy conveniente que se haya hecho esta distinción, porque comúnmente el término rellano es empleado en el sentido de terraza rellano, como fue sugerido por Bucher, y como es indicado por la referencia frecuente al rellano Parker de la región de la meseta Apalachiana. En general, es cierto que los términos berma y terraza rellano son restringidos a superficies de aplanamiento confinadas a valles, mientras es más probable que términos tales como peneplanicie parcial o local sean aplicados a áreas niveladas de una extensión no tan limitada. Las peneplanicies locales o rellanos generalmente se encuentran en áreas de roca débil. Las peneplanicies Somerville y Coosa, si no son realmente de la misma edad que la superficie Harrisburg y más bajas debido al descenso de sus terrenos por la disolución de las calizas, serían ejemplos de tales peneplanicies. Probablemente sean buenos ejemplos de peneplanicies locales de edad pleistocénica tanto el terreno bajo de Scottisburg del sur de Indiana como el Black Belt de Alabama (Cleland, 1928).

A menudo sucede que una superficie topográfica es interpretada como prueba de un ciclo parcial cuando, siendo de la misma edad que otra superficie, su altitud es menor, debido a una inferior altura original sobre fajas de rocas débiles o al desgaste más rápido de un área de roca débil después del ascenso de una superficie originalmente concordante. Para distinguir estas superficies de las producidas por los ciclos parciales se requiere una discriminación cuidadosa, y en un grado considerable el fracaso

de esta tarea ha conducido a la descripción de un número excesivo de pretendidas peneplanicies.

LAS EDADES DE LAS PENEPLANICIES

En vista de que hoy en día hay una creciente tendencia a considerar a la mayoría de los caracteres del paisaje de los Estados Unidos de América (Ashley, 1931) como de edad reciente, parece probable que pocas peneplanicies, excluyendo las sepultadas y las exhumadas, sean más antiguas que del Terciario. Se considera que hay suficientes pruebas como para admitir dos peneplanicies en el este de los Estados Unidos de América: las peneplanicies Schooley y Harrisburg. Es práctica común considerar a la peneplanicie Schooley como del Terciario inferior o medio, y a la peneplanicie Harrisburg como del Terciario superior. En el área de las montañas Rocallosas, las peneplanicies Flattop y montaña Rocallosa, si son tales, probablemente tengan aproximadamente una correspondiente relación de edad. En una región donde hay dos peneplanicies, tal vez haya que reconocer dos relaciones de edad, la edad real y la edad comparativa de cada superficie (King, 1947). La *edad real* se refiere al tiempo de formación de la superficie de la peneplanicie, de acuerdo con lo indicado por los fósiles o por sedimentos contemporáneos a su desarrollo. Generalmente es difícil determinar la edad real de una peneplanicie; se puede hacer únicamente para áreas limitadas, porque partes diferentes de la misma peneplanicie pueden tener distintas edades reales. La etapa peneplanicie está lograda en la parte baja de una hoya de avenamiento mucho antes que en la parte superior. Un ciclo puede continuar en las áreas interiores mucho después que haya terminado cerca del mar por levantamiento o descenso del nivel del mar. King dió una interpretación interesante ilustrando cómo esto puede conducir a relaciones confusas. El fallamiento pleistocénico produjo una serie de cuencas lacustres en el interior del África oriental, las que fueron rellenadas con sedimentos pleistocénicos. Un ciclo de erosión del Plioceno todavía está avanzando tierra adentro y con el tiempo se extenderá sobre estos sedimentos del Pleistoceno. La edad real de la superficie de la peneplanicie en esa área será pospleistocena; sin embargo, se correlacionará topográficamente con una superficie cerca de la costa que se desarrolló en el Plioceno.

Generalmente, cuando hablamos de la edad de una peneplanicie estamos considerando su *edad comparativa.* Por esto nos referimos a su edad en comparación con peneplanicies anteriores o posteriores en la misma hoya de avenamiento; a esta edad se llega determinando, en cuanto sea posible, durante qué período de tiempo geológico el nivel de base hacia el que se estaba reduciendo era el nivel de base prevaleciente para esa particular hoya de avenamiento. Esto es lo que generalmente queremos dar a entender, o deberíamos dar a entender, cuando determinamos una peneplanicie como

de edad miocena o pliocena. Por consiguiente, las edades comparativas de las superficies de erosión dan la secuencia de la evolución del paisaje.

Es bastante difícil llegar a la edad real o comparativa de una superficie de peneplanicie en una sola hoya de avenamiento, pero es aún más difícil y arriesgado intentar correlacionar peneplanicies en hoyas de avenamiento diferentes. Sus edades comparativas pueden ser determinadas más exactamente, pero aun esto puede ser difícil. Se debe obrar con cautela al intentar correlacionar con precisión peneplanicies en áreas ampliamente separadas, porque no hay seguridad de que el diastrofismo esté lo suficientemente sincronizado.

Conclusiones

Después de darse cuenta de cuánta diferencia de opinión hay entre los geólogos profesionales respecto de la realidad de las peneplanicies y cuántos tipos de superficies topográficas pueden ser confundidas por ellas, es muy probable que el estudiante esté enteramente confundido. Si es así, puede consolarse con el hecho de que no está mucho más confuso en su pensamiento de lo que están los geomorfólogos. No puede hacerse ningún pronunciamiento final sobre la materia, pero hay unos pocos principios que, si se tienen presentes, tal vez ayuden a aclarar nuestro pensamiento.

Fundamentalmente, el concepto de peneplanicie es firme pero se ha abusado de él con exceso, sea por falta de una apreciación apropiada de lo que significa o por una disposición demasiado apresurada para reconocer peneplanicies. Las superficies topográficas tienen muchos orígenes; la peneplanización tiene solamente un origen posible. El término peneplanicie debería ser restringido a esas superficies que son el producto de la erosión fluvial más la remoción en masa de las áreas interfluviales. Representa la penúltima etapa del ciclo fluvial y no la última; por consiguiente, ninguna peneplanicie fue alguna vez plana o parecida a un plano. En su condición original poseía pendientes; ascendía hacia el interior del país y las áreas interfluviales individuales tenían pendiente hacia los ríos adyacentes. La deformación por fallamiento o alabeamiento puede hacer difícil o imposible la restauración de la superficie original.

En las fajas tectónicamente activas, es dudoso que la etapa de peneplanicie pueda ser alcanzada mientras prevalezca la movilidad, pero hay gran cantidad de pruebas para sugerir que en algunas partes del mundo hubo períodos de suficiente estabilidad de la corteza –no necesariamente de tranquilidad completa– como para permitir que áreas extensas fueran reducidas o casi reducidas al nivel de base general.

Antes de interpretar cualquier superficie topográfica como una peneplanicie, el geólogo debe tomar primero todas las precauciones posibles como para estar seguro de que la superficie no está relacionada con reguladores

litológicos o estructurales o con un producto de algún otro proceso geomórfico. Si se hace esto, se sugerirán muchas menos peneplanicies.

No se puede decir justamente cuántas peneplanicies son permisibles en una región, pero citar más de dos debería, al menos, provocar en una persona cierto escepticismo y considerar la probabilidad de que puedan aplicarse otras explicaciones a algunas de las supuestas peneplanicies.

Debería prevalecer un escepticismo extremo hacia cualesquiera peneplanicie datada con anterioridad al Terciario, excluyendo las peneplanicies sepultadas y las exhumadas.

Cualquier interpretación de superficies topográficas como peneplanicies debería estar basada sobre estudios cuantitativos detallados y no meramente en impresiones subjetivas de concordancia de cumbres.

Si se tienen en cuenta estas precauciones, el concepto de peneplanicie es un elemento útil para descifrar la historia geomórfica y diastrófica de una región.

LAS IDEAS GEOMÓRFICAS DE GUALTERIO PENCK

Las doctrinas de Powell, Gilbert, Dutton, Davis y otros se han arraigado tan firmemente en los libros estadounidenses de geomorfología y geografía física, que el estudiante principiante probablemente adquiera la idea de que lo que ha llegado a denominarse la "escuela estadounidense o davisiana de geomorfología" representa el pensamiento de todos los geomorfólogos. Es cierto que las ideas davisianas son ampliamente aceptadas, pero hay disidentes aun entre los geomorfólogos estadounidenses. Algunos geólogos británicos todavía están dispuestos favorablemente a creer que la erosión marina es más importante que la subaérea o considerar que las formas del relieve reflejan principalmente las influencias de la variada resistencia de la roca. Entre algunos alemanes, como los discípulos de Passarge, la idea de que la geomorfología debería ser primariamente interpretativa no encontró aceptación lisa y llana. Estaban más favorablemente dispuestos a seguir la tendencia alemana de la descripción detallada de los paisajes en términos empíricos y dejar las explicaciones a "geólogos de sillón". El alemán Gualterio Penck fue quien llegó más próximo a ofrecer una filosofía diferente de la geomorfología, la que se consideró por algunos como un verdadero reto a las enseñanzas de Davis.

El autor no está seguro de que pueda hacer justicia a las ideas de Penck, dado que su conocimiento de ellas es principalmente de segunda mano. El libro de Penck *Die Morphologische Analyse* está en un alemán tan tortuoso y difícil que aun las personas que son duchas en ese idioma tienen dificultades con él. Se debe admitir que los objetivos de Davis y de Penck eran distintos. Davis consideró que el fin principal de los estudios geomórficos era la descripción efectiva de los caracteres de la superficie terrestre y pensó que la descripción interpretativa era preferible a la descripción puramente

empírica. Penck se aproximó a la geomorfología desde el punto de vista de un geólogo que desea encontrar en ella un elemento para la interpretación más eficaz de la historia diastrófica. Este objeto ofrece pocos motivos de disidencia.

Penck no negó completamente la validez del ciclo geomórfico tal como fue contemplado por Davis, como un método de investigación, pero parece que lo consideró como un caso especial raramente encontrado, dado que consideró el desarrollo cíclico de las formas de relieve dependientes de la estabilidad de la corteza terrestre pocas veces lograda. Aunque Penck reconoció el valor de considerar al factor tiempo en el desarrollo de las formas de relieve, consideró más importante, para una interpretación justa de aquellas formas producidas por los procesos erosivos, tomar en consideración el grado relativo de ascenso que la masa de tierra sufría mientras se estaba destruyendo. El *principio de movilidad* de la corteza terrestre es básico para una apreciación de las ideas de Penck. Podemos decir, con cierta verdad, que él reemplazó la juventud, la madurez y la senectud del ciclo geomórfico, por tres tipos de movilidad relativa: *aufsteigende Entwicklung* - desarrollo o ascenso creciente o acelerado; *gleichförmige Entwicklung* - desarrollo o ascenso uniforme; y *absteigende Entwicklung* - desarrollo o ascenso decreciente o declinante.

De acuerdo con Penck, las características de las laderas de los costados de los valles están principalmente determinadas por el tipo de ascenso que se ha producido. Con *aufsteigende Entwicklung*, la profundización del valle no se mantiene a la par con el ascenso, como tampoco el ensanchamiento del valle con su profundización; por consiguiente, el resultado es el desarrollo de laderas con pendientes convexas. *Gleichförmige Entwicklung* da como resultado el mantenimiento de un relieve uniforme, con laderas rectas en los costados de los valles, mientras que *absteigende Entwicklung* produce pendientes cóncavas. Probablemente haya pocos geólogos que estén dispuestos a aceptar la validez de esta deducción. Johnson (1940), al referirse a ella, dijo: "La concepción de Penck de que los perfiles de las pendientes son convexas, planas o cóncavas, de acuerdo con las circunstancias de la acción del ascenso es, a mi juicio, uno de los errores más fantásticos que alguna vez se haya introducido en la geomorfología". Los costados de los valles indudablemente están afectados por varios factores tales como litología, estructura, clima, tamaño del detrito producido por la meteorización, y el estado de desarrollo, y es demasiado suponer que ellos reflejan principalmente la diferencia en el tipo de levantamiento que afectó la región en la cual se han desarrollado.

No obstante, a pesar de las posibles conclusiones erróneas deducidas por Penck referentes al significado diastrófico de los variados perfiles transversales de los valles, es probable que su contribución más importante a la geomorfología haya sido la que determinó que los geomorfólogos se dieran cuenta de lo inadecuadas que han sido las explicaciones usuales del desarrollo

y retroceso de las pendientes. De acuerdo con Penck, hay dos elementos básicos en cualquier ladera de valle formada bajo *absteigende Entwicklung:* la superior, *Bösche* o *Steilwand*, relativamente empinada, a la que Meyerhoff (1940) denominó *pendiente de gravedad;* y la inferior, *Haldenhang* o *pendiente de lavaje* de Meyerhoff, más suave. Estas dos pendientes generalmente se encuentran en un ángulo preciso. Los ángulos de las pendientes dependen del tamaño del material que es movido por encima de ellas y la

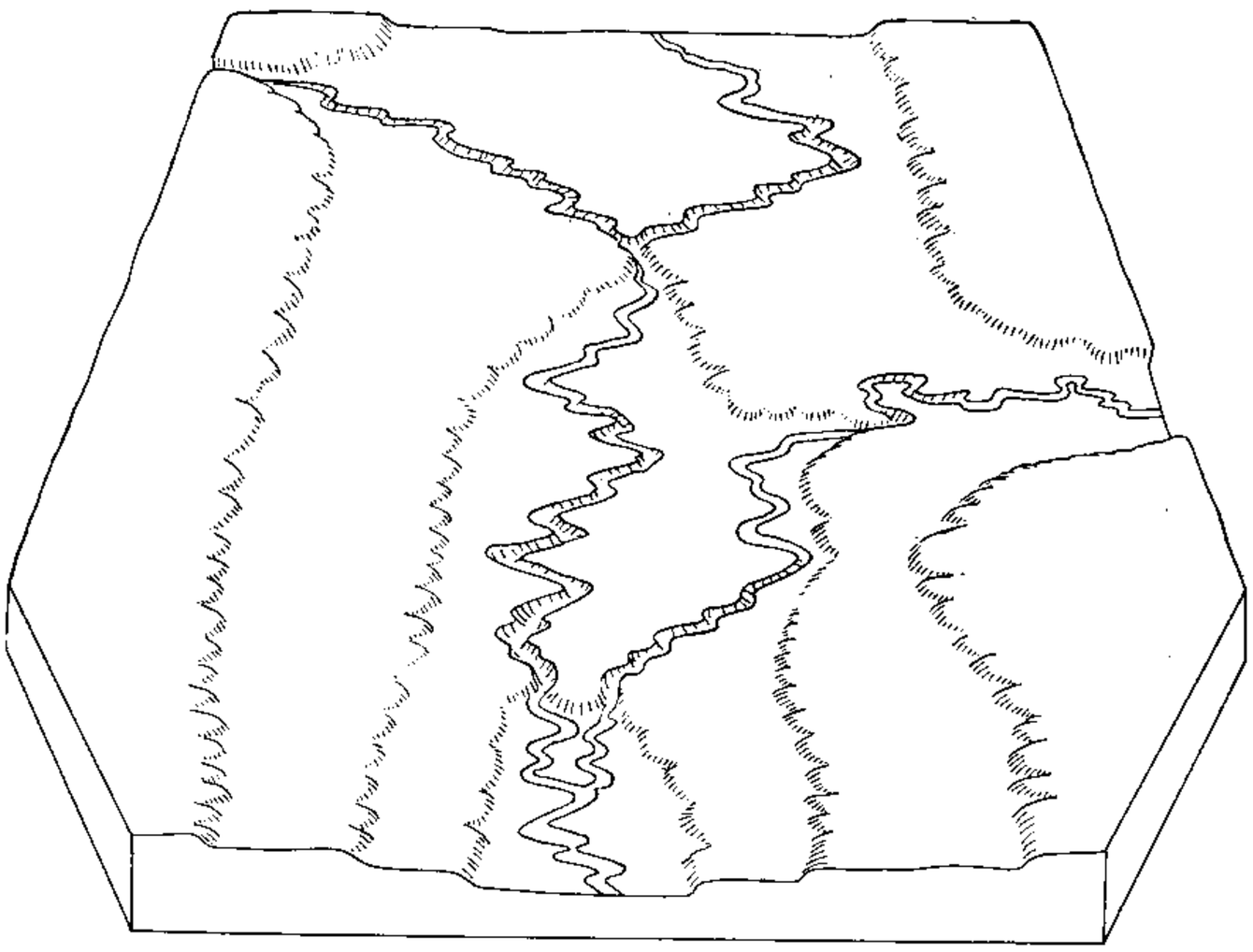


FIG. 8.7. *Tres etapas en el desarrollo de una terraza, de acuerdo con el concepto de la escalera geomorfológica de la migración de los resaltos de pendiente aguas arriba y el retroceso paralelo de las laderas. (Tomado de H. A. Meyerhoff y M. Hubbell.)*

cantidad de agua disponible para acarrearlo. El material de tamaño grande requiere una pendiente más empinada para su transporte que las partículas más pequeñas, y la pendiente decrece con el incremento del volumen del agua que se mueve encima de ella. En general, el *Haldenhang* será más empinado en regiones áridas que en regiones húmedas, porque hay menos agua disponible para acarrear el detrito rocoso por encima de ella.

Penck y Davis están en serio conflicto, particularmente con respecto a los cambios a que están sometidas las pendientes a medida que se produce la disección de una región. Penck sostuvo que una vez que la *Bösche* desarrolló su ángulo particular, retrocede paralelamente a sus posiciones anteriores, manteniendo el mismo ángulo que tuvo al comienzo, y que no

pierde su empinamiento característico hasta que es consumida toda la masa de tierra situada por arriba del nivel del *Haldenhang*. Éste es el principio que se ha denominado *retroceso paralelo de las pendientes*. En contraposición, Davis sostenía que las pendientes empinadas de la juventud se tornan progresivamente más llanas a medida que el ciclo avanza, hasta que son reemplazadas por "las pendientes suaves y lisas de la senectud". De este modo, la destrucción de una masa de tierra es concebida por Penck principalmente como el resultado del desgaste *retrocedente*, y por Davis como el resultado del *desgaste vertical*. Probablemente sea demasiado decir que uno está en lo cierto y el otro equivocado. Ciertamente, los factores que influyen sobre el retroceso de las pendientes son mucho más complejos de lo que generalmente se estima, y puede haber un elemento de verdad en el argumento de Penck, en el sentido de que una vez que las pendientes han tomado su inclinación, mantienen un ángulo constante a medida que retroceden. Aun Davis, en sus trabajos posteriores, modificó algo sus puntos de vista con respecto al desarrollo de las pendientes en regiones áridas, y en el capítulo 11 veremos que casi aceptó la idea del retroceso paralelo de las pendientes bajo condiciones áridas. Todavía no se dispone de suficiente información como para decir cuál es la idea más cercana a la verdad. Bryan (1940) llegó a la conclusión de que: 1) las pendientes desarrollan ciertas características que dependen de la litología y del clima (y tal vez podamos añadir de los procesos comprendidos en su desarrollo); 2) una vez que las pendientes han logrado su ángulo característico mantienen esta inclinación a través de todo su retroceso; y 3) desaparecen únicamente después que toda la masa de roca por encima del pie de la pendiente que avanza ha sido removida. Si esto es cierto o no, con seguridad representa un desplazamiento hacia las ideas de Penck, en cuanto se refiere al desarrollo de las pendientes.

EL CONCEPTO DE TRONCO PRIMARIO (PRIMÄRRUMPF) DE PENCK

El concepto de *tronco primario (Primärrumpf)* de Penck ha sido denominado por uno de sus adherentes como "una de las generalizaciones magníficas de Penck". En lo referente al mismo, algunos no serían tan cumplidos. De acuerdo con el razonamiento de Penck era un concepto necesario, porque él consideró que las condiciones diastróficas necesarias para el progreso de un ciclo erosivo con su peneplanicie resultante representan un caso especial y fuera de lo común. Penck reconoció la presencia de lo que aparentemente eran remanentes de anteriores superficies de denudación, pero pensó en la improbabilidad de que hubiera muchas peneplanicies ascendidas y disectadas. Aunque reconoció perfectamente las posibilidades de varios tipos de ascenso diastrófico, comúnmente presumía ascenso rápido como el ejemplo más típico de cómo un nuevo ciclo geomórfico se inauguraba, y además pensó que esto representaba una condición simple que, si

se comprendía correctamente, podría ser empleada como un punto de partida para considerar las complicaciones del ciclo geomórfico. Tal vez sea justo para Davis decir que sus críticos han insistido demasiado vigorosamente en que él creía que el ascenso rápido seguido por un período largo de tranquilidad era el procedimiento "normal". Penck, sin embargo, creía que por lo común el ascenso de una masa de tierra comenzaba muy lentamente, tan lentamente con respecto al grado de denudación que no habría ninguna elevación real de la superficie ni aumento en el relieve. Tal condición daría lugar a una planicie baja, más bien sin caracteres, a la cual denominó *tronco primario* (Primärrumpf). Para este término no hay ningún equivalente adecuado, tanto en inglés como en castellano. Sauer ha empleado la expresión peneplanicie primaria para expresar su equivalencia, pero el empleo del término peneplanicie, aun con un adjetivo, es engañoso. Le parecía a Penck que con un ascenso inicial lento, sin tener en cuenta la estructura geológica, la degradación se produciría paralelamente al ascenso, dando como resultado la formación de un tronco primario que sería la unidad geomórfica inicial y universal, para todas las secuencias topográficas que seguían. Después de su formación, la historia subsiguiente de un tronco primario depende de que esté sujeta a *aufsteigende Entwicklung, gleichförmige Entwicklung* o *absteigende Entwicklung*. Con *aufsteigende Entwicklung* (desarrollo o ascenso acelerado) puede ser elevado bastante por arriba del nivel del mar, pero aunque esté sometido a degradación se mantiene el tronco primario. Sauer, quien ha sido uno de los más receptivos a las ideas de Penck, pensó que la mesa Grande y la mesa Julian, en la cadena Peninsular del sur de California, son ejemplos de superficies de cumbres del tipo de los que Penck designó como tronco primario. Referente a ellas, Sauer (1929) manifestó:

> ...las dos mesas descriptas forman una peneplanicie de cumbres del tipo caracterizado por Penck como peneplanicie primaria (Primärrumpf). En cuanto se sabe, aquí no tenemos una superficie que una vez fue gastada hasta un nivel bajo y luego ascendida, sino un conjunto de formas, que aunque en posiciones de cumbres, están en el proceso de reducción del relieve... Por lo que se conoce, el área ha estado sujeta a la denudación subaérea indefinidamente, tal vez desde los tiempos del Mesozoico. Hace mucho tiempo se desprendió por el ascenso de cualquier nivel de base de erosión ajeno al bloque local, si alguna vez hubo una conexión.

Es difícil ver cómo un tronco primario difiere fundamentalmente de lo que Davis (1922) describió como una *peneplanicie vieja desde el nacimiento.* Él reconoció la posibilidad de que, si el ascenso fue extremadamente lento, "los primeros valles excavados pueden ser profundizados en exceso tan poco con respecto al desgaste de las altas tierras interfluviales, que la expresión general de la superficie será inmediatamente vieja". Por consiguiente, el tránsito de un pasaje a través de los estados juvenil y maduro será anulado. Penck denominó *tronco final* (Endrumpf) a la planicie terminal resultante de la degradación de una masa de tierra que ha tenido un

relieve alto. En consecuencia, el tronco primario es el estado inicial de un período de diastrofismo marcado por ascenso acelerado, y el tronco final es el estado final de un período de degradación marcado por un ascenso declinante *(absteigende Entwicklung)*. Parece difícil, en realidad, ver cómo ambos pueden distinguirse entre sí, salvo en teoría. Aparentemente, la única diferencia entre su concepto de un tronco final y el de peneplanicie de Davis, es que Penck no considera que en el proceso de su desarrollo el tronco final haya pasado por etapas sucesivas.

Es difícil ver cómo el concepto de Penck del tronco primario sea menos susceptible a la crítica de ser un caso especial, argumento que él utilizó contra la postulación de Davis en circunstancias semejantes, de ascenso rápido seguido por tranquilidad. Aunque Davis pueda haber sobreelaborado la idea de un ascenso rápido seguido por tranquilidad para permitir al ciclo geomórfico continuar su curso, por lo menos reconoció que hay muchas variantes posibles de este caso simplificado, aunque tal vez no los haya acentuado suficientemente. Sea que aceptemos o rechacemos el concepto de Penck referente al tronco primario y a sus ideas con respecto a las relaciones entre las pendientes de los valles y el tipo de ascenso diastrófico, su reto ha tenido efectos saludables en cuanto ha destruido algo del conformismo que se había desarrollado entre los geomorfólogos y los obligó a reexaminar algunas de sus presunciones básicas. Tal vez sea necesaria una modificación para que el esquema del ciclo geomórfico se acomode a ciertas circunstancias, pero parece poco lógico desechar un concepto que ha demostrado ser tan útil porque en ciertas áreas no parece aplicable.

EL CONCEPTO DE ESCALERA GEOMÓRFICA DE PENCK

Probablemente la idea de Penck que haya sido recibida menos favorablemente es la que propuso para explicar los escalones o terrazas de pie de monte que encontró en sus estudios en la Selva Negra de Alemania. El término *escalones o terrazas de pie de monte* ha sido empleado para describir la sucesión de escalones similares a peldaños que se encuentran alrededor de los flancos de la Selva Negra y otras montañas. De acuerdo con la interpretación más convencional, estas terrazas o peldaños serían descriptos como superficies de erosión representantes de una serie de ciclos de erosión parcial, terminados por ascensos intermitentes; en cambio, de acuerdo con la interpretación de Penck, son el resultado del ascenso continuado de un *domo en expansión*, que está experimentado *aufsteigende Entwicklung* (ascenso acelerado). Por consiguiente, el área de cumbres sería un tronco primario. Penck pensó que las superficies de erosión discontinuas se podrían desarrollar en un área de rocas homogéneas como resultado de un ascenso acelerado. Un tronco primario que está sufriendo tal ascenso experimentaría una sucesión de formas de relieve, comenzando con formas "seniles", luego formas "maduras" y finalmente formas "juveniles", en términos de la des-

cripción convencional. Esta evolución es precisamente la inversa de la secuencia del ciclo geomórfico tal como fue imaginado por Davis. La erosión acelerada daría como resultado el desarrollo de resaltos de pendiente a lo largo de los ríos. Por arriba de cada resalto, la degradación actuaba como si fuera el nivel de base de erosión local, y por el proceso del retroceso paralelo de las pendientes, con respecto a cada resalto se desarrollaba una superficie gradacional que se extendía detrás del domo en expansión. Así, con el tiempo, el desarrollo de una serie de resaltos se reflejaría en la topografía por una serie de terrazas o escalones de pie de monte. El razonamiento por el cual Penck explica el desarrollo de los resaltos a lo largo de los cursos de los ríos en áreas de rocas homogéneas es más bien difícil de seguir. Baulig (1939), aunque rechazó la explicación, la resumió de la siguiente manera [1]:

Se supone tácitamente que los ríos irradian del centro del domo y su volumen y poder erosivo aumentan hacia afuera. Más aún, debido al ascenso parecido a domo,

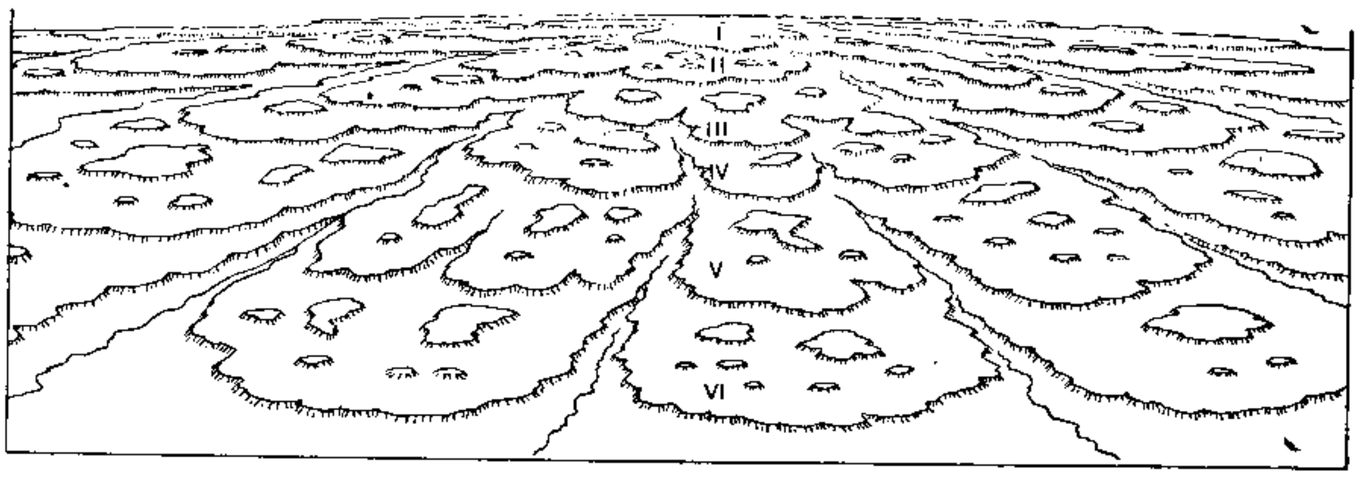


FIG. 8.8. *Diagrama para explicar la formación de los escalones de pie de monte, de acuerdo con la idea de Penck de un domo en expansión.*

sus gradientes son incrementados más en las partes periféricas que en las partes centrales. Por ambas razones, en sus secciones inferiores reaccionarán al ascenso rápida y eficazmente, mientras que las secciones superiores, donde la corriente es débil y el aumento de la pendiente pequeño, están sujetas a poco cambio. Como el domo está continuamente en expansión, la zona de mayor aumento de pendiente y profundización más activa del lecho está siendo continuamente desplazada hacia afuera. Por consiguiente, el perfil del río tiende a dividirse en una sección superior, madura, cóncava; una inferior, rejuvenecida vigorosamente, también con una pendiente cóncava; y una sección media, convexa. Como el volumen y el gradiente están variando continuamente, en espacio y en tiempo, parecería que la sección media debiera ser relativamente larga y extenderse tanto aguas arriba, por erosión retrocedente, como aguas abajo, en respuesta al desplazamiento del lugar de incisión más rápida. Sin embargo, Penck admite, de acuerdo con los hechos observables, que esta sección es corta y retrocede, como lo hacen las interrupciones cíclicas. Supone, no obstante, que, por razones misteriosas, otras interrupciones (o escalones) seguirán a la primera a intervalos más y más cortos, todas retrocediendo aguas arriba, como lo hace la primera.

[1] Citado con autorización de la Columbia University Press, tomado de *J. Geomorph.*, t. 2, p. 300.

Pocos geomorfólogos dudarán de la realidad de los resaltos de pendiente a lo largo de muchos cursos de ríos, aunque pueden discrepar sobre si reflejan la influencia de roca más dura o los efectos del ascenso; pero probablemente hay pocos que admitirán la verosimilitud de su desarrollo bajo las condiciones representadas en la mente por Penck. Tal vez sea aquí pertinente llamar la atención sobre el hecho de que los escalones o terrazas de pie de monte descriptos por Penck tienen semejanza con ciertos caracteres que serán descriptos como pedimentos en el capítulo sobre el ciclo geomórfico árido. Los pedimentos, sin embargo, están señalados por peldaños abruptos detrás de ellos, mientras que los escalones tienen peldaños tan indistintos como para no ser reconocidos por muchos investigadores.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

Ashley (G. H.): *Our youthful scenery*. Geol. Soc. Am., Bull. *42*, págs. 537-546, 1931.
— *Studies in Appalachian mountain structure*. Geol Soc. Am., Bull. *46*, págs. 1395-1436, 1935.

Atwood (W. W. Sr.) y Atwood (W. W. Jr.): *Tertiary-Pleistocene transition at the east margin of the Rocky Mountains*. Geol. Soc. Am., Bull. *59*, págs. 605-608, 1948.

Barrell (Joseph): *Piedmont terraces of the northern Appalachians and their mode of origin*. Geol. Soc. Am., Bull. *24*, págs. 688-690, 1913.
— *The piedmont terraces of the northern Appalachians*. Am. J. Sci., t. *199*, págs. 227-258, 327-361 y 407-428, 1920.

Bascom (Florence): *Geomorphic nomenclature*. Science t. *74*, págs. 172-173, 1931.

Baulig (Henri): *Sur les "Gradin de Piedmont"*. J. Geomorph., t. *2*, págs. 281-304, 1939.

Bradley (W. H.): *Geomorphology of the north flank of the Uinta Mountains*. U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *185-I*, págs. 163-199, 1936.

Bryan (Kirk): *The retreat of slopes*. Assoc. Am. Geog., Anns., t. *30*, págs. 254-268, 1940.

Bucher (W. H.): *"Strath" as a geomorphic term*. Science, t. *75*, págs. 130-131, 1932.

Church (F. S.) y Hack (J. T.): *An exhumed erosion surface in the Jemez Mountains, New Mexico*. J. Geol., t. *47*, págs. 613-629, 1939.

Cleland (H. F.): *A Pleistocene peneplain in the Coastal Plain*. J. Geol., t. *28*, págs. 702-706, 1920.

Crickmay (C. H.): *The later stages of the cycle of erosion*. Geol. Mag., t. *70*, págs. 337-347, 1933.

Daly (R. A.): *The accordance of summit levels among Alpine mountains*. J. Geol., t. *13*, págs. 105-125, 1905.

Davis (W. M.): *Topographic development of the Triassic formation of the Connecticut Valley*. Am. J. Sci., Serie 3, t. *37*, pág. 430, 1889.
— *Plains of marine and sub-aerial denudation*. Geol. Soc. Am., Bull. 7, págs. 377-398, 1896. También en *Geographical Essays*, págs. 323-349. Ginn and Co., Nueva York.
— *Stream contest along the Blue Ridge*. Geog. Soc. Philadelphia, Bull, *3*, págs. 213-244, 1903.
— *Relation of geography to geology*. Geol. Soc. Am., Bull. *23*, págs. 93-124, 1911.
— *Peneplains and the geographical cycle*. Geol. Soc. Am., Bull. *23*, págs. 587-598, 1922.

DIXEY (F.): *The age of silicified surface deposits in Northern Rhodesia, Angola, and the Belgian Congo.* Geol. Soc. South Africa, Tran. *44*, págs. 39-49, 1941.
FENNEMAN (N. M.): *Cyclic and non-cyclic aspects of erosion.* Geol. Soc. Am., Bull. *47*, págs. 173-186, 1936.
GILLULY (James): *Distribution of mountain building in geologic time.* Geol. Soc. Am., Bull. *60*, págs. 561-590, 1949.
HOWARD (A. D.): *Rocky Mountain peneplains or pediments.* J. Geomorph., t. *4*, págs. 138-141, 1941.
JOHNSON (D. W.): *Plains, planes, and peneplanes.* Geog. Rev., t. *1*, págs. 443-447, 1916.
— *Memorandum on the geomorphic ideas of Davis and Walther Penck.* Assoc. Am. Geog., Anns., t. *30*, pág. 231, 1940.
KING (L. C.): *Landscape study in southern Africa.* Geol. Soc. South Africa, Proc. *50*, págs. 23-52, 1947.
— *The study of the world's plainlands: a new approach in geomorphology.* Quart. J. Geol. Soc. London, t. *106*, págs. 101-127, 1950.
MACKIN (J. H.): *Altitude and local relief of the Bighorn area during the Cenozoic.* Wyo. Geol. Soc. Assoc., Field conference in the Bighorn Basin, Guidebook, págs. 103-120, 1947.
MEYERHOFF (H. A.) y HUBBELL (M.): *The erosional landforms of eastern and central Vermont.* Rept. Vt. State Geologist, t. *16*, págs. 315-381, 1928.
MEYERHOFF (H. A.): *Migration of erosional surfaces.* Assoc. Am. Geog., Anns., t. *30*, págs. 247-254, 1940.
OLMSTEAD (E. W.) y LITTLE (L. S.): *Marine planation in southern New England.* Geol. Soc. Am., Bull. *57*, pág. 1271, 1946.
PENCK (Walther): *Die morphologische Analyse.* Stuttgart, 1927.
RENNER (G. T. Jr.): *The physiographic interpretation of the fall line.* Geog. Rev., t. *17*, págs. 278-286, 1927.
RICH (J. L.): *Recognition and significance of multiple erosion surfaces.* Geol. Soc. Am., Bull. *49*, págs. 1695-1722, 1938.
SAUER (Carl): *Land forms in the Peninsular Range of California as developed about Warner's Hot Springs and Mesa Grande.* Univ. Calif. Pub. Geog., *3*, págs. 212-215, 1929.
SHALER (N. S.): *Spacing of rivers with reference to hypothesis of baseleveling.* Geol. Soc. Am., Bull. *10*, págs. 263-276, 1899.
SHARP (R. P.): *Ep-Archean and Ep-Algonkian erosion surfaces, Grand Canyon, Arizona.* Geol. Soc. Am., Bull. *50*, pág. 1933, 1939.
SMITH (W. S. T.): *Some aspects of erosion in relation to the theory of peneplains.* Univ. Calif. Dept. Geol., Bull. *2*, págs. 155-178, 1899.
TARR (R. S.): *The peneplain.* Am. Geol., t. *21*, págs. 351-370, 1898.
WAHLSTROM (E. E.): *Pre-Fountain and recent weathering on Flagstaff Mountain near Boulder, Colorado.* Geol. Soc. Am., Bull. *59*, págs. 1173-1190, 1948.
WARD (Freeman): *The role of solution in peneplanation.* J. Geol., t. *38*, págs. 262-270, 1930.
WAYLAND (E. J.): *Peneplains and some erosional platforms.* Geol. Survey Uganda. Ann. Rept. Bull., págs. 77-79, 1934.
WHITE (W. A.): *Blue Ridge Front - a fault scarp.* Geol. Soc. Am., Bull. *61*, págs. 1309-1346, 1950.
WOOLDRIDGE (S. W.) y MORGAN (R. S.): *The Physical Basis of Geography.* Capítulo 13. Longmans, Green and Co., Londres, 1937.
WOOLNOUGH (W. G.): *The influence of climate and topography in the formation and distribution of products of weathering.* Geol. Mag., t. *67*, págs. 123-132, 1930.
WRIGHT (F. J.): *The erosional history of the Blue Ridge.* Denison Univ. J. Sci. Labs., t., *23*, págs. 321-344, 1928.

REFERENCIAS ADICIONALES

BOWMAN (Isaiah): *The analysis of land forms*. Geog. Rev., t. *16*, págs. 122-132, 1926.

COTTON (C. A.): *Landscape*, 2ª edición, págs. 230-233, 270-296 y 357-361. Whitcombe and Tombs, Wellington, 1948.

DAVIS (W. M.): *Piedmont benchlands and primärrumpfe*. Geol. Soc. Am., Bull. *43*, págs. 399-440, 1932.

JOHNSON (D. W.): *Planes of lateral corrasion*. Science, t. *73*, págs. 174-177, 1930.

KING (L. C.): *Canons of landscape evoiution*. Geol. Soc. Am., Bull. *64*, págs. 721-752, 1953.

SAUER (Carl): *Basin and range forms as in the Chiricahua area*. Univ. Calif. Publs. Geog., *3*, págs. 339-414, 1930.

9 · *Topografía en estructuras de domos y plegadas*

Los domos y las cuencas constituyen el subyacente de porciones extensas de la superficie terrestre, si ubicamos en esta clasificación los alabeos amplios en los cuales las rocas tienen inclinaciones leves y aparentemente son horizontales. Hay de todas las gradaciones, desde los alabeos suaves, tal como el arco de Cincinnati y el domo de Nashville, hasta las estructuras más definidamente de domos que se encuentran en los Black Hills y en los Bighorns, donde las rocas visiblemente tienen inclinaciones fuertes. El término domo será empleado en este capítulo para incluir algunas estructuras que más exactamente son descriptas como anticlinales elípticos pero que para propósitos geomórficos no es demasiado inexacto considerarlas como domos estructurales, tales como los Kettleman Hills en California. Aun alabeos suaves, tal como el arco de Cincinnati, poseen los caracteres esenciales de un domo, pero las inclinaciones bajas alrededor de ellos determinan que el rasgo distintivo del flanco sea más bien la cuesta que la cresta homoclinal o el espinazo. La mayoría de las estructuras de domo son más bien de edad geológica antigua. Algunas, como los domos de Cincinnati y Nashville, aparentemente fueron comenzadas en el Paleozoico inferior. Desde mucho tiempo atrás han sido estructuras geológicas positivas y estuvieron sometidas a varios períodos de truncamiento por erosión. Los raros domos jóvenes son más bien pequeños, y aun ellos muestran un grado considerable de disección. Los domos sin disectar son escasos.

TIPOS DE ESTRUCTURAS DE DOMO

Domos con núcleos de rocas cristalinas. Por lo menos hay tres tipos de estructuras de domo en esta clase. El primero es el que denominaremos *domos con núcleos cristalinos antiguos*, por falta de un término más apropiado. Estos a menudo son descriptos como domos batolíticos, pero ese término puede conducir a conclusiones erróneas, porque una deducción lógica es que la responsable de la formación del domo haya sido la intrusión de un batolito, siendo que, en realidad, la estructura de domo puede ser muy posterior a la intrusión del núcleo ígneo, que no será necesariamente de carácter batolítico. La estructura de domo de los Black Hills es un

ejemplo de este tipo. Su núcleo cristalino es de edad precámbrica, mientras que la formación del domo no tuvo lugar hasta la revolución Larámica, al final del Mesozoico.

Un segundo tipo de domo en esta clase es el *domo lacolítico*. Es produ-



FIG. 9.1. *Fotografía vertical del domo El Solitario, condados Presidio y Brewster, Texas. Esta estructura de domo es el resultado de la intrusión de un lacolito o un plutón pequeño. (Fotografía de Edgar Tobin Aerial Surveys.)*

cido por la intrusión de una masa ígnea entre los planos de estratificación de estratos de rocas, para de esta manera formar una masa lenticular convexa hacia arriba. Entre los lacolitos existen todas las gradaciones, las que dan lugar a la formación de domos y filonescapas o mantos intrusivos que producen poca o ninguna deformación de los estratos intrusados. Es probable que la mayoría de los domos lacolíticos sean pequeños, y algunos de los denominados lacolitos más grandes ya se comienza a clasificarlos como *stock*. Esto parece ser cierto para los montes Henry, de Utah, que desde

hace mucho tiempo han sido citados como ejemplos clásicos de montañas lacolíticas (Gilbert, 1877). Hunt (1946) demostró que los picos grandes de los montes Henry, tales como el monte Hillers y el monte Ellsworth, deben su presencia más bien a stocks que a lacolitos. En los montes Henry hay lacolitos presentes, pero son cuerpos relativamente pequeños y se pre-

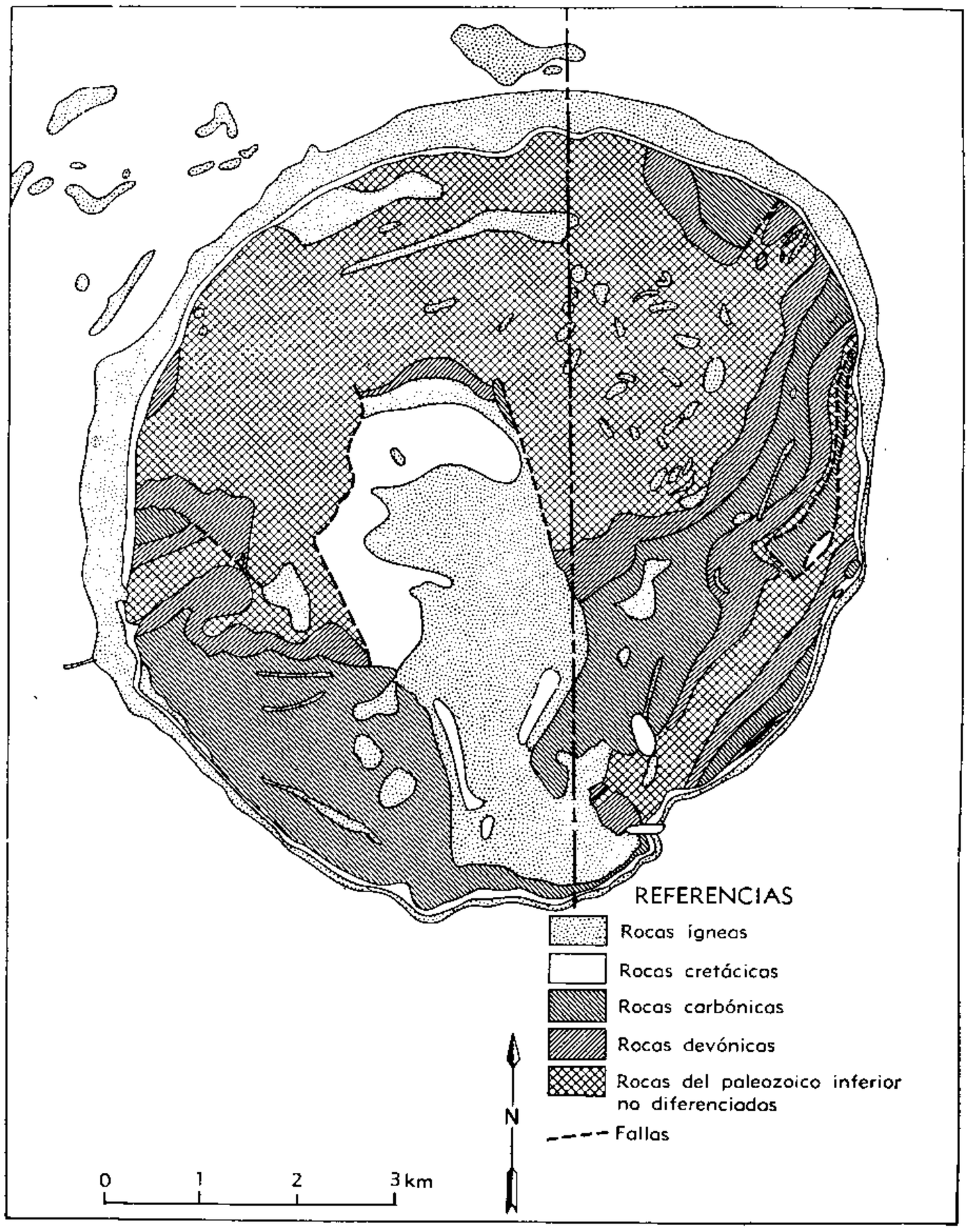


FIG. 9.2. *Mapa geológico del domo El Solitario. (Tomado y modificado de E. H. Sellards et al., Universidad de Texas, Bull. 3232.)*

sentan como masas en forma de lenguas, que se extienden radialmente hacia afuera de los stocks. Se ha demostrado que los montes Judith de Montana, que también han sido citados frecuentemente como ejemplos de montañas lacolíticas (Goddard, 1950), constan de un grupo de stocks más bien que de lacolitos. Ejemplos aparentemente auténticos de domos lacolíticos son



FIG. 9.3. *El domo lacolítico Green o Little Sundance, condado de Crook, Wyoming. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

los de los montes Highwood en Montana central (Hurlbut y Griggs, 1939), donde se han descripto nueve lacolitos mostrando grados variables de manifestación topográfica y de erosión. Entre ellos está Square Butte, que se eleva unos 660 m por encima de sus alrededores, y Round Butte o Palisade Butte, con una altura de 260 m. Se cree que los montes Elk del oeste de Colorado son lacolíticos. Varios picos lacolíticos se encuentran en los alrededores de los Black Hills, entre los cuales están los picos Crow y Elkhorn y el monte Crook.

Un tipo raro pero sumamente interesante de domo es la *estructura criptovolcánica* (Bucher, 1936). Se piensa que es producido por la liberación súbita de gases volcánicos en profundidad. En cierto sentido representa un

intento frustrado de formación de un volcán. Este tipo de estructura fue reconocido por vez primera en la cuenca de Steinheim, en el sur de Alemania. Varios han sido descriptos en los Estados Unidos de América, entre los cuales están el domo Hicks en el condado de Hardin, estado de Illinois; el domo Jeptha Knob, en el condado de Shelby, en Kentucky; el domo Kentland, en el condado de Newton, en Indiana; el domo Wells Creek, en los condados de Houston y Stewart, en Tennessee; y el domo Upheaval, en el condado de San Juan, en Utah. Todos ellos tienen algunos caracteres en común, entre los cuales se menciona un contorno casi circular, una porción central sobreelevada, que generalmente está indicada por fallamiento pronunciado; fragmentos y brechas; y una ausencia de afloramiento de rocas volcánicas. Un domo criptovolcánico típico tiene un diámetro de unos 3 a 5 km. En el centro del domo Kentland, en Indiana (Shrock y Malott, 1933), hay un desplazamiento hacia arriba de los estratos de por lo menos 500 m. Donde las rocas son resistentes, la parte central del domo es alta, tanto topográfica como estructuralmente, como en el Jeptha Knob; pero si las rocas son débiles, como en el domo de Well Creek, hay una cuenca topográfica central. En algunos lugares, como en el domo Hicks y en el Jeptha Knob, hay depresiones similares a anillos alrededor del domo, desarrolladas en capas más débiles. La que está alrededor del domo Hicks debe su presencia a las lutitas débiles del Devónico que están por debajo del domo.

Domos de sal. Desde 1862 (De Goyler, 1925) se conocen en los Estados Unidos de América pequeñas estructuras de domo producidas por la intrusión de sal en estratos de rocas, y por consiguiente denominadas *domos de sal.* Han tenido importancia económica desde el desarrollo del campo petrolífero de Spindletop en uno de estos domos en 1901. Son numerosos en la llanura costanera del golfo de México, de Texas y de Luisiana, y también se encuentran en los montes Harz, en la planicie del norte de Alemania, en la vertiente sur de los montes Cárpatos, en la porción transilvánica de Rumania, en Egipto, Persia, Rusia, España, Marruecos y Argelia. Un domo de sal típico es una estructura anticlinal con un núcleo de sal que puede tener o no un capuchón macizo de anhidrita, yeso, calcáreo o dolomita. Varían en forma desde flexuras agudas, similares a crestas, hasta domos circulares bajos y planos. Esta última forma es particularmente común en el área de la costa del golfo de México. El diámetro de un domo de sal generalmente es de 1,5 a 6,5 km.

Desde el punto de vista topográfico, los domos de sal se pueden correlacionar positiva o negativamente con la estructura geológica, pero más comúnmente sobresalen entre unos pocos y varios centenares de metros por encima de sus alrededores. Considerados como una clase, son los menos disectados entre las estructuras de domo, pero su presencia, aun la de los más pequeños, puede estar indicada por la topografía o por la vegetación asociada. Antes de que se comprendiera su origen, muchos eran

considerados como monadnocks bajos. Los domos de sal más disectados son reconocidos sólo mediante relevamientos geofísicos. Su presencia puede estar indicada por uno o más de los caracteres siguientes (Powers, 1926): praderas salitrosas o comederos de sal en su centro; desagüe anular alrededor de un cerro central; lagos con o sin desagües superficiales; manantiales o pozos levemente mineralizados; avenamiento radial; capas inclinadas; afloramiento o presencia a poca profundidad de la roca de capuchón o capas más

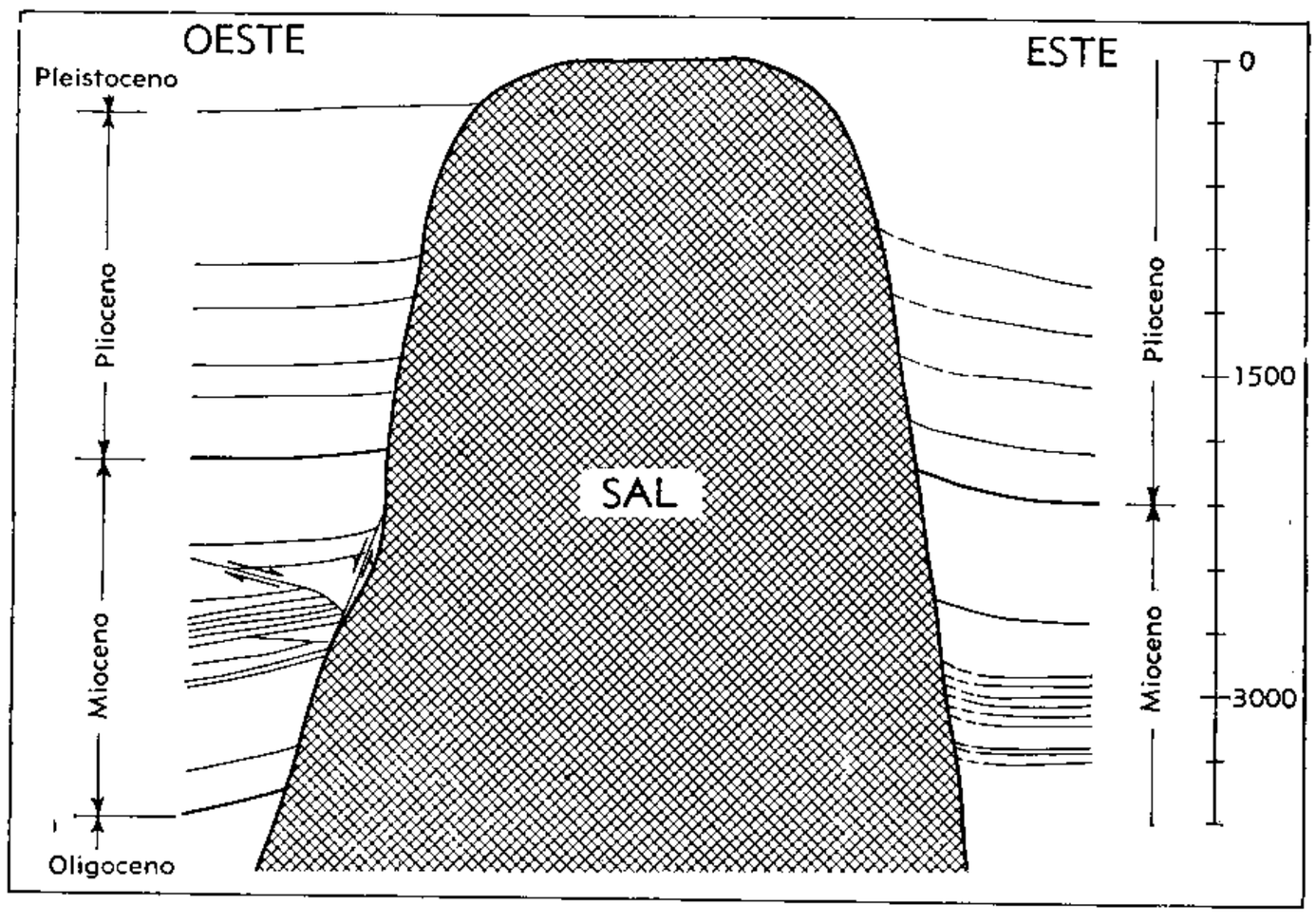


FIG. 9.4. *Corte transversal del domo de sal Avery Island. (Tomado de J. B. Carsey,* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. 9.)

antiguas que lo normal para la región; y suelos y vegetación acompañante que difieren de los presentes en los alrededores. En la región de la costa del golfo de México, los domos de sal situados más tierra adentro tienden a tener en sus centros cuencas circulares, circundadas por uno o más anillos de cerros, mientras que para los que están más cerca de la costa, lo más probable es que tengan la forma de un montículo, con desagüe radial en los más grandes.

Combaduras dómicas anchas. Las estructuras tales como el arco de Cincinnati, el domo de Nashville, el Zuni Uplift del noroeste de Nuevo México, y el anticlinal bajo y extenso de San Rafael de Utah, están incluidas en la clase de alabeos anchos. En éstas, la inclinación de la roca puede ser tan suave que aparente ser horizontal, en cuyo caso la estructura dómica es visible sólo a causa de la presencia de rocas de edad más antigua en el centro y

de rocas progresivamente más jóvenes hacia la periferia, así como al desarrollo de una serie de cuestas alrededor de los flancos del domo. En ninguno de los domos mencionados anteriormente aflora la roca ígnea en el centro, pero en los domos de Ozark, Wisconsin y Ontario, la erosión ha expuesto rocas ígneas precámbricas. Es difícil decidir si los domos de este tipo son solamente el resultado de anchas combaduras epeirogénicas de la corteza terrestre o, en parte, el resultado de actividad ígnea profunda. El punto de vista común es que son combaduras anchas resultantes de causas diastróficas. Hay algunas demostraciones, al menos en unos pocos casos, como para sugerir que la actividad ígnea profunda puede haber tenido algo que ver con su elevación. La presencia de varias estructuras criptovolcánicas alrededor de los costados del arco de Cincinnati y del domo de Nashville sugiere actividad ígnea profunda en conexión con la elevación de éstas.

LA EXPRESIÓN TOPOGRÁFICA DE LOS DOMOS

La expresión topográfica de una estructura en domo depende primariamente del lapso durante el cual ha estado sometido a la erosión y del ángulo de inclinación de las rocas involucradas. Prácticamente no hay domos grandes sin disectar, y los pocos ejemplos de domos jóvenes no disectados son en su mayoría domos lacolíticos, domos de sal, o domos que resultan del diastrofismo localizado del Pleistoceno avanzado, tal como el domo de los cerros Western Coyote en la cuenca de Los Ángeles. La mayoría de los domos muestran por lo menos un grado maduro de disección. El desagüe inicial en un domo pequeño bien puede mostrar un diseño radial, aunque si hay ríos que lo atraviesan, este diseño tal vez no sea tan patente. Cuando la disección está bien avanzada, los diseños anular o en enrejado pueden ser visibles en los flancos.

Si en los flancos de un domo alternan rocas blandas y duras, es probable que se desarrollen crestas circundantes a medida que avanza la erosión; donde las inclinaciones son empinadas, ellas asumirán la forma de espinazos, y donde son moderadas o leves, la de crestas homoclinales o cuestas. Entre los espinazos y las crestas homoclinales formadas por las rocas resistentes, en las fajas de rocas débiles, habrá valles de rumbo subsecuente. Una faja de una roca particularmente blanda puede ser reflejada como una tierra baja conspicua alrededor de un domo. Varias capas alternantes de rocas débiles y resistentes darán origen a una serie de crestas concéntricas y valles con una combinación de diseños de avenamiento anular y en enrejado. En el curso de la erosión retrocedente de los valles subsecuentes se pueden esperar numerosos casos de captura de los cursos inferiores de los ríos radiales originales. Sus trazados anteriores estarán sugeridos por abras de viento en los espinazos o crestas homoclinales circundantes. Ríos cortos obsecuentes descenderán por las pendientes delanteras, y ríos resecuentes

por las pendientes de atrás de las crestas, para unirse a ríos subsecuentes en los valles de rumbo.

La erosión de un domo puede exponer en su núcleo tanto rocas resistentes como blandas. Si la expuesta es roca débil, la parte central del domo puede convertirse en una cuenca topográfica; entonces tendremos una *inversión*

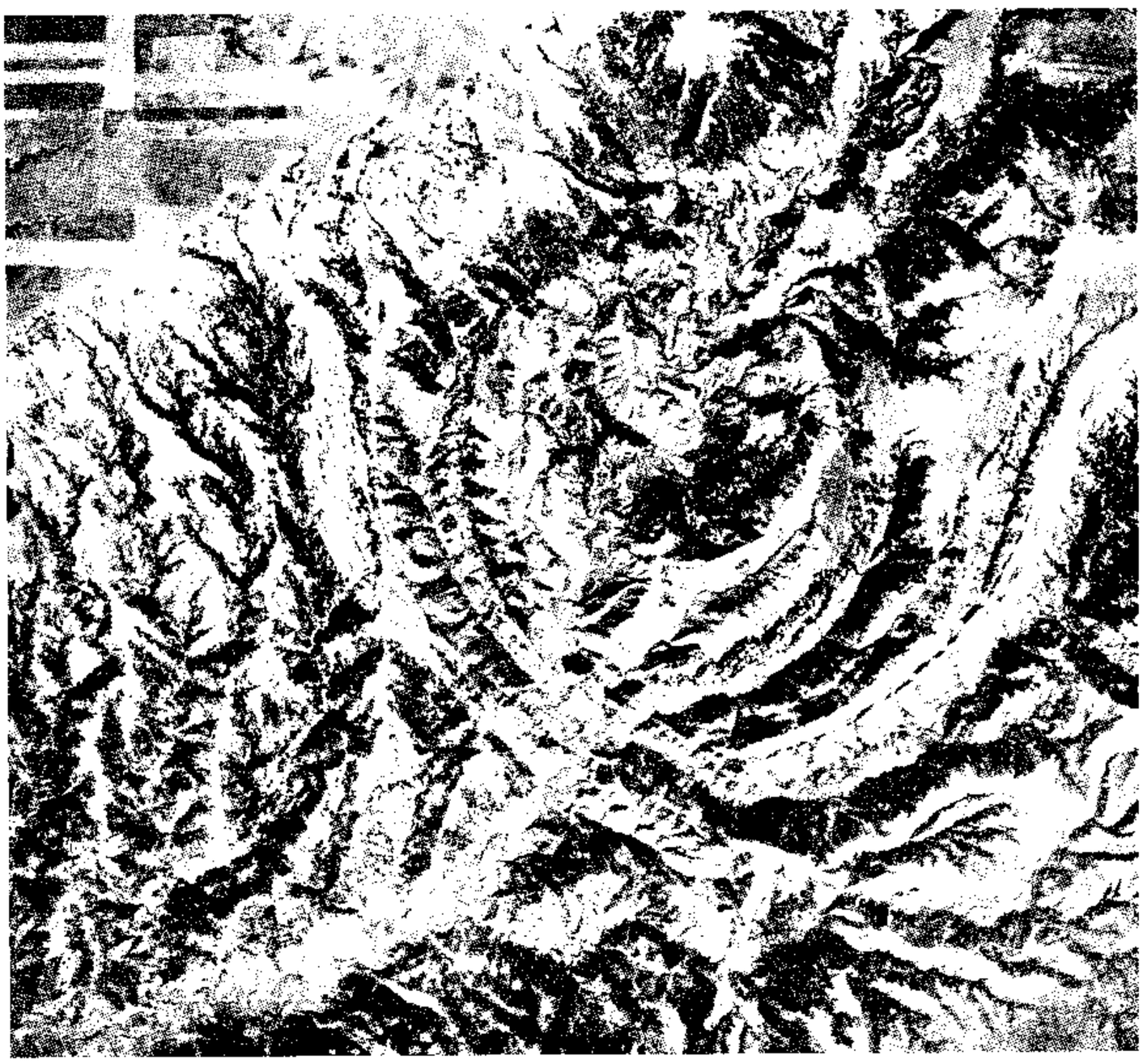


FIG. 9.5. *Fotografía vertical de rocas cretácicas falladas y con estructura de domo en el sudoeste del condado Phillips, Montana. (Fotografía de Jack Ammann, Photogrammetric Engineers.)*

de la topografía o un alto estructural expresado como un bajo topográfico. Aunque la idea de inversión de la topografía fue aplicada originariamente por Davis a áreas donde el emplazamiento de un valle se transforma luego en una cresta, como puede suceder cuando una colada de lava fluye por un valle y subsiguientemente da origen a una cresta, la expresión ha llegado a tener un significado más amplio y ahora se aplica a cualquier lugar donde la estructura geológica y la topografía no se correlacionan. La inversión

de la topografía es común en muchos de los domos pequeños de sal. Si las rocas expuestas en el centro del domo son más resistentes que las que están siendo removidas, la topografía puede llegar a ser de cerros o montañas. Una etapa inicial de esta condición está bien ejemplificada en



FIG. 9.6. *Espinazos en los flancos del pico Hillers, montes Henry, Utah. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

el domo Ozark, donde los montes St. Francois se han desarrollado sobre un núcleo granítico parcialmente expuesto. La porción central de los Black Hills es otro ejemplo de un núcleo dómico montañoso.

EJEMPLOS DE TOPOGRAFÍA DÓMICA

El domo de sal de West Point o Butler. El domo de sal de West Point o Butler, en el sudeste del condado de Freestone, en Texas, es un buen ejemplo del tipo de topografía que se desarrolla sobre un domo de sal. Tanto DeGoyler (1919) como Powers (1920) lo han descripto como uno de los domos de América del Norte más perfectos y simétricos, tanto geológica como topográficamente. Tiene un diámetro de unos 2.400 m y es casi perfectamente circular en sus contornos; está rodeado por un valle

en forma de anillo, o anular, formado por dos ríos que siguen el rumbo de la roca alrededor del domo. La nombradía de este valle es aumentada por el hecho de que su vegetación es pasto de bañado, lo que permite una vista amplia. En su margen externa está delimitado por cerros que pre-



FIG. 9.7. *Un valle subsecuente a lo largo del contacto entre granito y rocas sedimentarias, en los montes Bighorn, Wyoming. (Fotografía de C. L. Heald.)*

sentan escarpas abruptas que miran hacia adentro, y pendientes estructurales suaves, largas, con inclinación hacia afuera. El punto más alto en el domo es de unos 30 m por arriba del punto más bajo del valle circundante. El techo del domo es plano, y el desagüe se realiza por medio de cañadas cortas, similares a canales, que se unen al valle anular casi en ángulo recto. Hay numerosos manantiales y filtraciones alrededor del valle. Algunos son salobres y sulfurosos, pero la mayoría son de agua bastante dulce. Incrustaciones de sal señalan sus emplazamientos. Parecen ser pozos artesianos de la Formación Wilcox (Eoceno) que corona el centro del domo. El tiempo en que se formó el domo es incierto. Las capas más antiguas involucradas probablemente sean del Cretácico, y las capas más jóvenes son de edad eocena. DeGoyler pensó que su formación puede haberse producido en el Cuartario o en el Reciente.

Los domos de Kettleman Hills. Un buen ejemplo de una estructura joven de domo que está disectada maduramente se encuentra en el área de los

Kettleman Hills, en la margen oeste del valle del San Joaquín, en California (Woodring, Stewart y Richards, 1940). Estructuralmente, los Kettleman Hills constan de tres anticlinales alargados, conocidos como los Domos Norte, Central y Sur, que se extienden en una dirección noroeste-sudeste



FIG. 9.8. *El domo erosionado de Greenville, al sur de Sinclair, Wyoming. (Fotografía de Jack Ammann, Photogrammetric Engineers.)*

y dispuestos en escalón; cada pliegue está desplazado hacia el oeste con respecto del que está inmediatamente al norte de él. Hay numerosas fallas presentes, más de la mitad de las cuales son fallas de rumbo. El área total comprendida en el plegamiento es de aproximadamente 48 km de largo por 8 km de ancho. El plegamiento comenzó en algún momento del Pleistoceno, porque involucró en él la Formación Tulare, de edad Plioceno Superior y Pleistoceno (?). Con todo, en el tiempo relativamente corto que ha mediado desde que se produjeron los pliegues, se desarrolló un grado de disección que ha dado como resultado un delicado ajuste de la topografía

a la estructura geológica. Hay dos filas concéntricas de crestas homoclinales. La mayoría de los ríos son ríos radiales consecuentes que fluyen hacia abajo por las pendientes estructurales suaves, aproximadamente en ángulo recto al rumbo de los estratos, pero en las capas más débiles se han desarro-

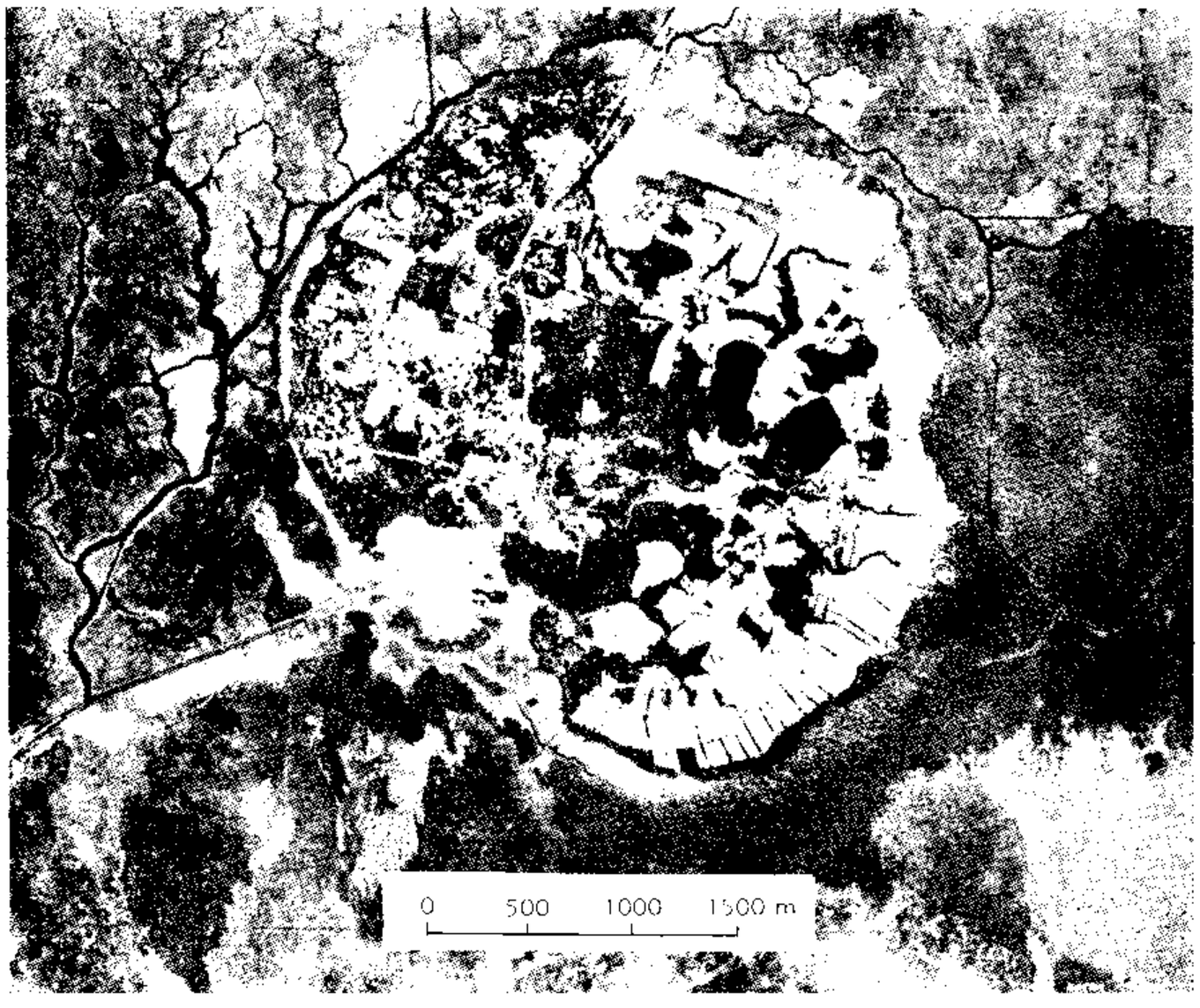


FIG. 9.9. *Fotografía vertical del domo de sal Avery Island, a unos 16 km al sudoeste de Nueva Iberia, Luisiana. (Fotografía de Edgar Tobin Aerial Surveys.)*

llado valles de rumbo menores. Sin embargo, un río fluye a través de los cerros en el abra Avenal, entre los domos Central y Sur, y aparentemente es un ejemplo auténtico de un río antecedente. En El Prado, cerca del extremo norte de los Kettleman Hills, una antigua superficie de erosión sugiere que el área probablemente fué rebajada al nivel de base antes de ser plegada. Como resultado de la levedad de la precipitación, la mayoría de los ríos son temporarios y están formando conos aluviales cortados por zanjas en el sector distal del cono, donde desaguan sobre las llanuras contiguas. Muchos de los valles muestran una asimetría en el perfil transversal, aun en esta etapa temprana del desarrollo, en el cual las pendientes norte y noroeste son menos empinadas que los lados opuestos, debido a la diferencia de exposición. Se reconocen varios casos de captura de ríos. El

más notable fue la captura de la cuenca superior del arroyo Degollado por el arroyo Robador.

El domo de Nashville. El domo de Nashville, en el centro de Tennessee, es un buen ejemplo del tipo de estructura que hemos denominado

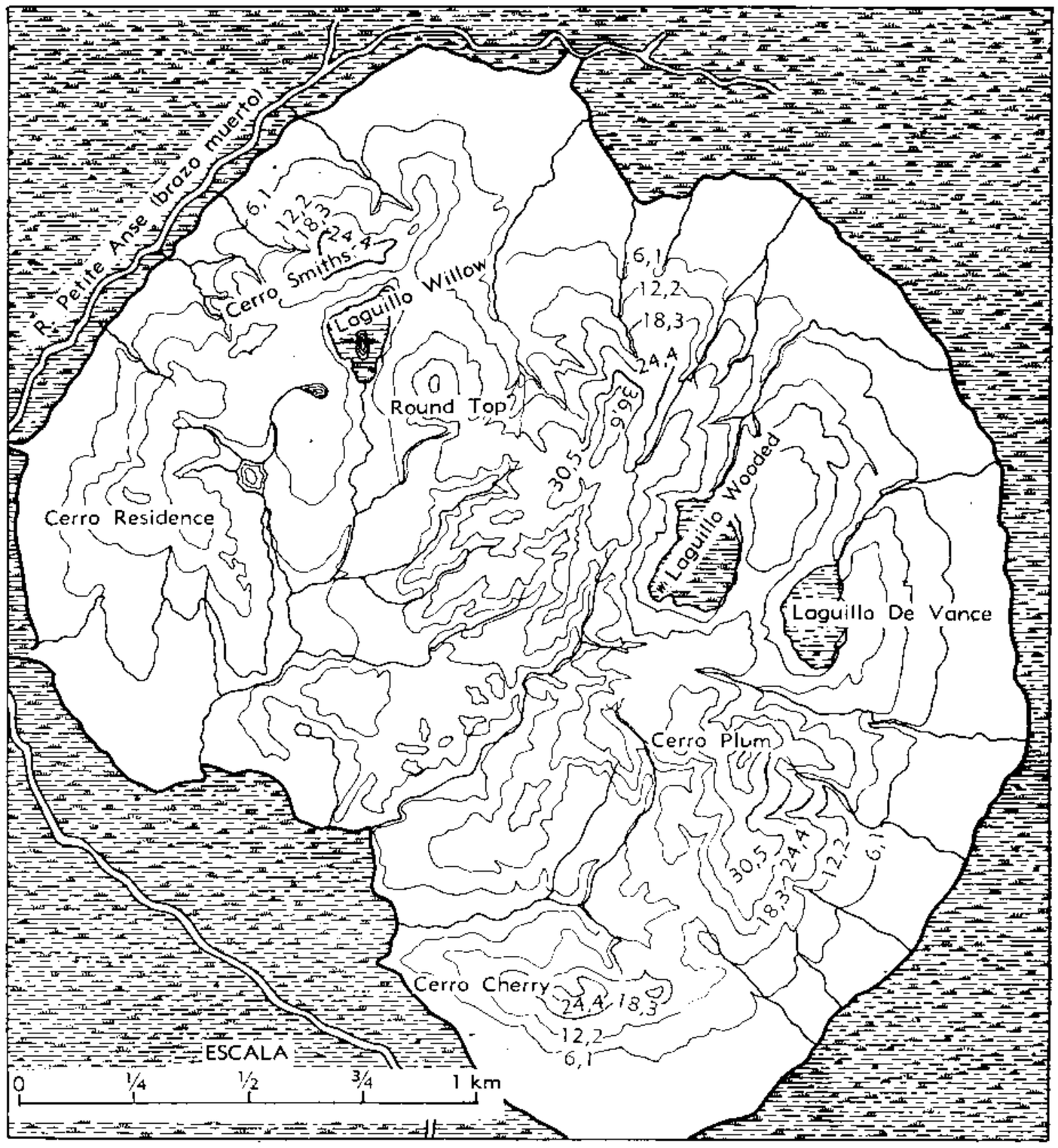


FIG. 9.10. *La expresión topográfica del domo de sal Avery Island. (Tomado de A. C. Veatch.)*

combaduras dómicas anchas. Es especialmente interesante porque muestra una inversión de la topografía. La parte central del domo es ahora una cuenca topográfica conocida como la cuenca de Nashville. Este desarrollo fue posible debido a la remoción por erosión de las areniscas y calizas

ftaníticas resistentes del Misisipiano, que anteriormente se extendían sobre el domo. Con su remoción, que siguió a la erosión del ciclo erosivo terciario que produjo la peneplanicie Lexington (Highland Rim), en el centro del domo fueron expuestas calizas y lutitas más débiles del Ordovícico, sobre las cuales el río Cumberland y sus tributarios han desarrollado una cuenca de unos 200 km de largo por 100 km de ancho. Esta tierra baja está circundada por una pendiente de escarpa conocida como el Highland Rim. La cuenca central de ningún modo está nivelada. Su base varía en elevación unos 60 m y hay numerosos cerros similares a monadnocks que se elevan unos 30 m sobre el nivel general. La base de la cuenca Nashville probablemente sea mejor interpretada como una terraza rellano local, de edad probablemente pleistocénica, por debajo de la peneplanicie Lexington. El río Cumberland está actualmente entre 30 y 50 m por debajo de esta superficie rellano.

Los Black Hills. Los Black Hills probablemente sean el ejemplo mejor conocido de una estructura de domo disectada maduramente con un núcleo cristalino antiguo, alrededor de cuyos flancos hay rocas sedimentarias con inclinación empinada. Las rocas cristalinas que constituyen el núcleo de la elevación de los Black Hill son de edad precámbrica, y muy anteriores al ascenso que produjo la estructura actual del domo. Las rocas involucradas en el levantamiento de los Black Hills varían en edad desde el Precámbrico hasta el Cretácico. Se cree que el ascenso del domo ha comenzado en el Terciario joven o posiblemente al final del Cretácico, y que continuó intermitentemente hasta bien avanzado el Cuartario. Durante el Terciario hubo intrusiones de rocas ígneas que produjeron varias estructuras lacolíticas de domo, principalmente a lo largo del costado norte de los Black Hills, pero éstas son estructuras menores sobreimpuestas sobre el domo mucho más grande de los Black Hills.

La elevación de los Black Hills (Darton y Paige, 1925), vista en el plano, es elíptica, teniendo unos 200 km de longitud y unos 105 km de ancho. El plegamiento es asimétrico, pues en general las inclinaciones del lado este son mayores que las del lado oeste. Hay cinco secciones más o menos distintas, cada una con sus caracteres geológicos y estructurales distintivos propios. Éstas son, desde el centro hacia afuera: *a)* un núcleo central de rocas graníticas y metamórficas; *b)* una meseta de caliza por fuera del núcleo central; *c)* el valle Red, que casi circunda los Black Hills, pero está mejor desarrollado en el lado este; *d)* una cresta de espinazo que está fuera del valle Red; y *e)* una faja de montañas lacolíticas que están en el borde norte.

El núcleo central de rocas cristalinas, que se extiende de norte a sur, levemente al este del centro del levantamiento, consta de un complejo de granitos y metasedimentos precámbricos, que han sido expuestos por erosión de los sedimentos sobreimpuestos. En esta sección está el pico Harney, el

más alto de los Black Hills, y tiene una altitud de 2.207 m. La mayoría de los picos más altos en esta sección varían entre los 1.500 y 2.000 m de altitud,

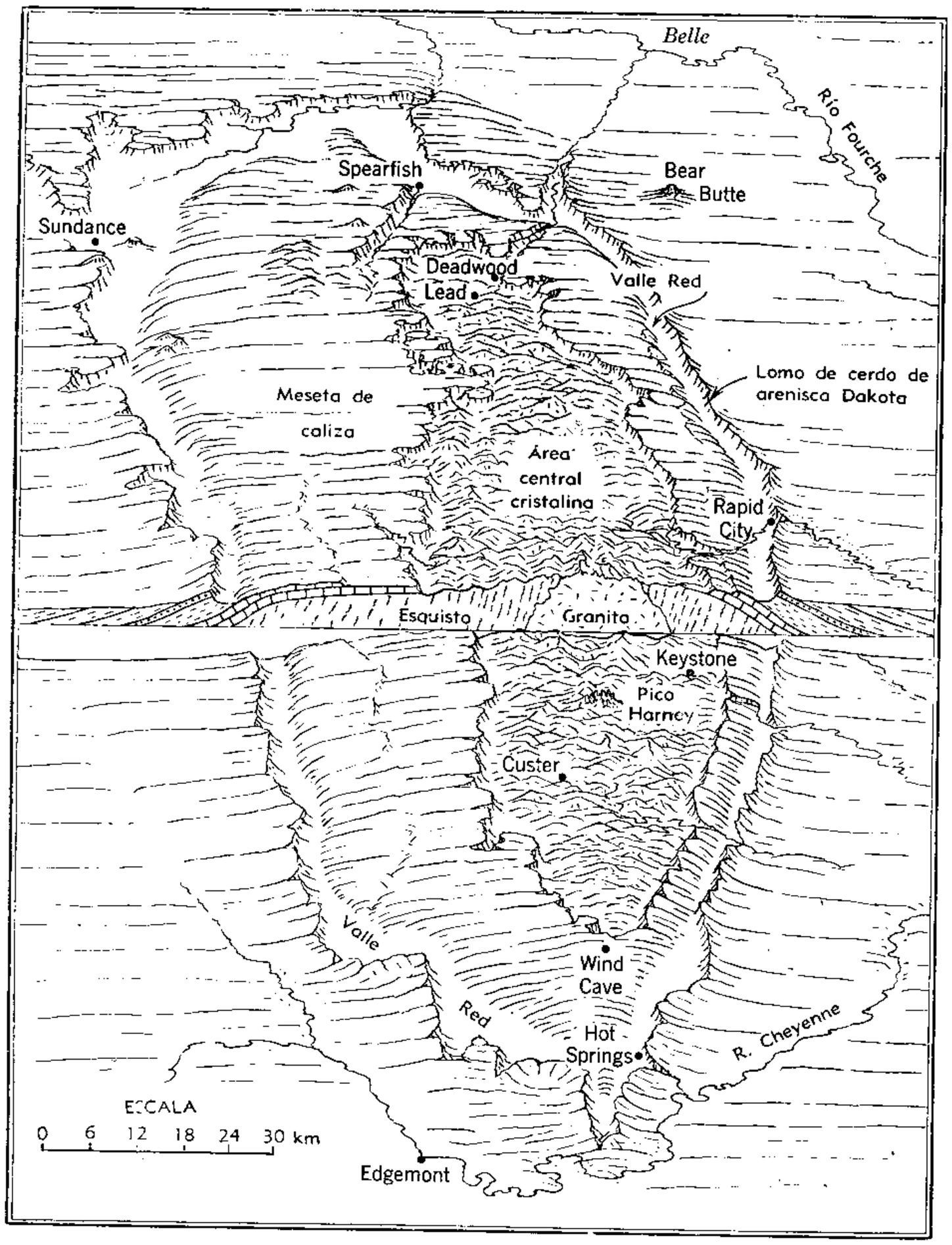


FIG. 9.11. *Diagrama de los Black Hills, que pone en evidencia las regiones topográficas principales en esta amplia estructura de domo. (Tomado de A. N. Strahler,* Physical Geography, *John Wiley and Sons.)*

pero entre ellos hay numerosos trechos parecidos a parques que cruzan esta sección por arriba de los cañones.

La meseta de calizas constituye un borde alrededor del núcleo granítico, pero es mucho más extensa en el lado oeste que en el este, debido a las inclinaciones menores en el lado occidental. Esta meseta está desarrollada principalmente sobre las calizas del Misisipiano, Pensilvaniano y Pérmico. En el oeste, su altitud general en realidad es mayor que la del núcleo central, pero su pico más alto no llega a lograr la altitud del pico Harney. En el oeste, la meseta de caliza tiene un ancho de 24 a 30 km, es relativamente llana y tiene las características de una cuesta con una escarpa que mira hacia el oriente; pero en el lado este, donde las inclinaciones son más abruptas, corresponde más bien a una cresta homoclinal, con una escarpa que mira hacia adentro.

El valle Red es uno de los caracteres topográficos más notables de la elevación de los Black Hills. Rodea a éstos, pero es más notable en el lado este, donde las inclinaciones son más empinadas. Se ha desarrollado sobre las lutitas de color rojo vivo de la Formación Spearfish, del Triásico. Término medio tiene un ancho de unos 3 km, y los suelos de color rojo vivo, junto con la escasez de árboles, lo convierten en un rasgo sobresaliente. Su margen interior está marcada por las pendientes estructurales suaves de la caliza superior de la meseta, y su margen exterior por la escarpa interior abrupta del espinazo de Dakota. Los ríos principales, más que seguirlo, cruzan al valle Red. De esta manera, parece que estos ríos han tenido poco que ver con su formación, la que principalmente es el producto de la erosión desarrollada por ríos transitorios subsecuentes trabajando a lo largo del rumbo de la roca.

El espinazo de Dakota constituye el borde exterior de las alturas de los Black Hills. Presenta una cara interior abrupta, que se alza unos centenares de metros por arriba del valle Red, y una pendiente más suave hacia atrás, la que desciende a los llanos circundantes. En el oeste, donde las inclinaciones son suaves, el espinazo semeja una cuesta. Numerosos ríos cruzan el espinazo de Dakota por notables abras de agua.

A lo largo del borde norte, numerosas montañas lacolíticas constituyen una sección aparte, si no geomórfica, al menos desde el punto de vista geológico. Son estructuras de domo locales que muestran grados variados de disección. El monte Green o monte Little Sundance ha sufrido tan poca disección que el núcleo ígneo aún no está expuesto; a otros, como el Devil's Tower, o Mato Tepee, únicamente les queda el núcleo ígneo. No se está seguro si el Devil's Tower es un tapón volcánico o un lacolito restringido. Su forma topográfica sugiere un tapón, pero las diaclasas verticales, según algunos, parecerían sugerir un lacolito pequeño. Dutton y Schwartz (1936) llegaron a la conclusión de que en realidad hay presentes tres sistemas de diaclasas, y que sus relaciones eran las de esperar en una masa parecida a una lanza, tal como un tapón.

Durante el Terciario, los Black Hills estuvieron sometidos a erosión y vertían sus escombros sobre las llanuras contiguas. Tuvo lugar una intermitente combadura ascendente pero hubo períodos de tranquilidad relativa que están marcados por superficies de erosión y terrazas (Fillman, 1929). Por lo menos tres ciclos parciales están indicados en la actual topografía de los Black Hills y las llanuras contiguas. Éstos han sido denominados los ciclos Mountain Meadow, Rapid y Sturgis. El ciclo más antiguo o Mountain Meadow está representado por numerosas áreas similares a parques en la parte céntrica de los Black Hills. Esta superficie de erosión es de madurez avanzada más bien que senil. Se le atribuyó una edad oligocena media, sobre la base de las gravas fosilíferas encontradas sobre ella, las que han sido correlacionadas con los fósiles de las capas oligocénicas de la Formación White River en los Bad Lands del este.

El ciclo Rapid se inició por un ascenso ocurrido en el Oligoceno, que varía entre 30 m en las llanuras y 800 a 1.000 m en la parte central de los Black Hills. Este ciclo está representado por terrazas rematadas por guijones y gravas a unos 30 m por arriba de los fondos actuales de los ríos. En el área de las llanuras del este, la superficie Rapid tiene las características de una peneplanicie local. A unos 15 m por debajo de la superficie Rapid y a una distancia vertical similar por arriba de la llanura aluvial presente, hay otra terraza coronada con gravas y guijones, que fue cortada durante el ciclo parcial Sturgis. Los Black Hills no muestran pruebas de la glaciación del Pleistoceno.

El Weald. La región del Weald, en el sudeste de Inglaterra, y su continuación del otro lado del estrecho de Dover, en la región Boulennais de Francia, es un domo bien conocido (Wooldridge y Morgan, 1937), que, como lo indica la concordancia de las cumbres de los cerros, aparentemente está en su segundo ciclo de erosión. Extendiéndose alrededor del Weald se halla la escarpa Creta, más o menos continua, conocida en la parte meridional como los Bajos del Sur (South Downs) y en la parte septentrional como los Bajos del Norte (North Downs). En el norte y en el oeste, en el Greensand, dentro de la escarpa Creta hay otra escarpa menos notable, y, entre las dos, una tierra baja conocida como El Val (The Vale). En la arcilla del Weald, sobre el Greensand, dentro del espinazo, hay otra tierra baja, mientras que el área central es una región de cerros desarrollados sobre las arenas Hastings, de edad jurásica. El esperado diseño de avenamiento radial es más o menos evidente, y los ríos atraviesan la escarpa mediante una serie de abras de agua. Muchos de los ríos tributarios son subsecuentes y se han desarrollado a lo largo del rumbo de las capas.

EL CICLO GEOMÓRFICO EN ESTRATOS PLEGADOS

En contraste con las estructuras de domo, en las cuales el plegamiento local de los estratos está ausente o ha tenido una influencia menor en el

desarrollo de la topografía, están esas áreas donde las rocas han sido plegadas intensamente y muestran una verdadera estructura de montaña. Éstas son regiones que corresponden a antiguos geosinclinales en las cuales los sedimentos se han acumulado durante largo tiempo y luego fueron sujetos a un plegamiento complejo y, en muchas áreas, a un fallamiento complejo; posteriormente fueron ascendidos y expuestos a la erosión. El examen siguiente corresponde principalmente a esas áreas en las cuales predomina el plegamiento apretado. El fallamiento puede haber acompañado al plegamiento, pero no tiene una expresión principal en la topografía. Los efectos topográficos del fallamiento serán tratados en el capítulo siguiente.

El tipo de estructura geológica que estamos tratando ahora, y su topografía resultante, está muy bien ejemplificada en la provincia de Sierras y Valles de la región de los Apalaches, en el este de los Estados Unidos de América, la que con frecuencia es descripta como la estructura y topografía apalachiana. El carácter sobresaliente de esta estructura es la presencia de una serie de pliegues aproximadamente paralelos, que varían desde los pliegues simples, abiertos, hasta los pliegues complejos, apretadamente comprimidos o volcados y fallados. Normalmente alternan anticlinales y sinclinales con buzamiento; frecuentemente están dispuestos en escalón.

Etapa inicial. Todos los ejemplos conocidos de estructura plegada han experimentado ciclos de erosión anteriores y, por consiguiente, son ejemplos de topografía multicíclica; por ende, es dudoso que pueda describirse la etapa inicial del desarrollo de esta topografía, excepto en términos hipotéticos. Aun en los montes Jura, donde se presentan numerosos ejemplos de coincidencia entre la estructura y la topografía, las pruebas parecen indicar que son montañas de un segundo ciclo. La idea convencional de que la topografía original representaba directamente la estructura, se predica sobre el supuesto de un ascenso rápido de las estructuras plegadas, con muy poco o nada de erosión acompañante. Es más probable que en la historia del crecimiento de la montaña se haya producido una temprana y vasta erosión, acompañada por levantamiento y aportillamiento de los anticlinales. La gran altura original, a veces atribuida a las montañas plegadas, la que se obtiene mediante la proyección hacia arriba de los estratos involucrados en el plegamiento, probablemente no sea natural, dado que ignora la erosión producida durante el levantamiento. Los montes Apalaches tal vez nunca hayan sido más altos de lo que son hoy en día. Lo que hoy vemos en la mayoría de las estructuras de las montañas plegadas son las raíces de antiguas estructuras plegadas, que han sido expuestas por la remoción de centenares y miles de metros de estratos durante muchos ciclos erosivos.

El ajuste de la topografía a las estructuras plegadas. El fenómeno geomórfico sobresaliente que se encuentra en las montañas plegadas es la manera íntima en que la estructura geológica, junto con la variada resistencia de la roca, ha regido los detalles de la topografía. Esto está ilustrado

de la mejor manera posible en los Apalaches plegados, y como esta región es tan bien conocida, la emplearemos como un ejemplo tipo.

El truncamiento de los pliegues durante los ciclos erosivos anteriores ha expuesto rocas de resistencia variada. Las rocas involucradas en los pliegues son principalmente conglomerados, areniscas, calizas y lutitas. Los conglomerados y las areniscas son las rocas resistentes y las formadoras de las crestas. A este respecto ciertas Formaciones geológicas son notables, particularmente las areniscas Clinch y Tuscarora, de edad silúrica; la arenisca Pocono, de edad misisipiana; y la arenisca Pottsville, del Pensilvaniano. Localmente, también otras Formaciones pueden ser importantes formadoras de crestas. Las calizas y las lutitas son las rocas débiles, y generalmente dan lugar a valles. Como los estratos están plegados y truncados, la misma Formación se puede repetir en una dirección transversal a los ejes de los pliegues y, por consiguiente, ser responsable de una cantidad de crestas.

La degradación diferencial de capas fuertes y débiles determina que la topografía (particularmente las crestas) muestre las posiciones y los contornos de los pliegues. El buzamiento de los anticlinales y sinclinales da origen al diseño en zigzag de las crestas. Donde en un pliegue están comprendidas dos o más capas resistentes, el resultado es una serie de crestas en zigzag.

Las seis expresiones topográficas posibles de la estructura geológica comúnmente encontrada son los valles anticlinales, las crestas anticlinales, los valles sinclinales, las crestas sinclinales, los valles homoclinales y las crestas homoclinales. Un valle desarrollado a lo largo del eje de un anticlinal se denomina *valle anticlinal*. Si la topografía y la estructura coinciden, a lo largo del eje del anticlinal se desarrollará una *cresta anticlinal*. Un valle que sigue el eje de un sinclinal se denomina *valle sinclinal*, y una cresta sobre un sinclinal es una *cresta sinclinal*. Los valles anticlinales y las crestas sinclinales representan inversión de la topografía. Las *crestas homoclinales* se desarrollan sobre las capas inclinadas, en los flancos de los anticlinales y sinclinales. Son las formas de relieve más comunes y notables que se encuentran en las áreas de rocas plegadas. Una faja de roca débil entre capas resistentes puede dar lugar a un *valle homoclinal*. Frecuentemente, los valles homoclinales no son tan notables como los valles anticlinales o sinclinales, porque probablemente sean líneas de avenamiento secundarias y no principales.

Los ríos principales pueden tener cursos transversales a las estructuras regionales, pero es más probable que sus tributarios fluyan por valles de rumbo, con el resultante diseño de desagüe en enrejado. Donde los ríos cortan las crestas, lo hacen por abras de agua, como la tan conocida Delaware Water Gap, donde el río Delaware corta al monte Kittatinny, cerca de Stroudsburg, en Pensilvania. Las capturas de ríos han producido cientos de abras de viento en las crestas por las cuales anteriormente fluían ríos transversales. Las condiciones geológicas son ideales para las capturas, porque los ríos transversales que fluyen por las abras de agua

sobre sierras de rocas duras, son retardados en su profundización, mientras que la acción de los ríos subsecuentes en las fajas de rocas más débiles no está impedida de esa manera.

La expresión topográfica de un pliegue particular depende pricipalmente del lugar por donde pasa la superficie de erosión que lo corta, con respecto a las capas resistentes y no resistentes involucradas en el pliegue. Si en un

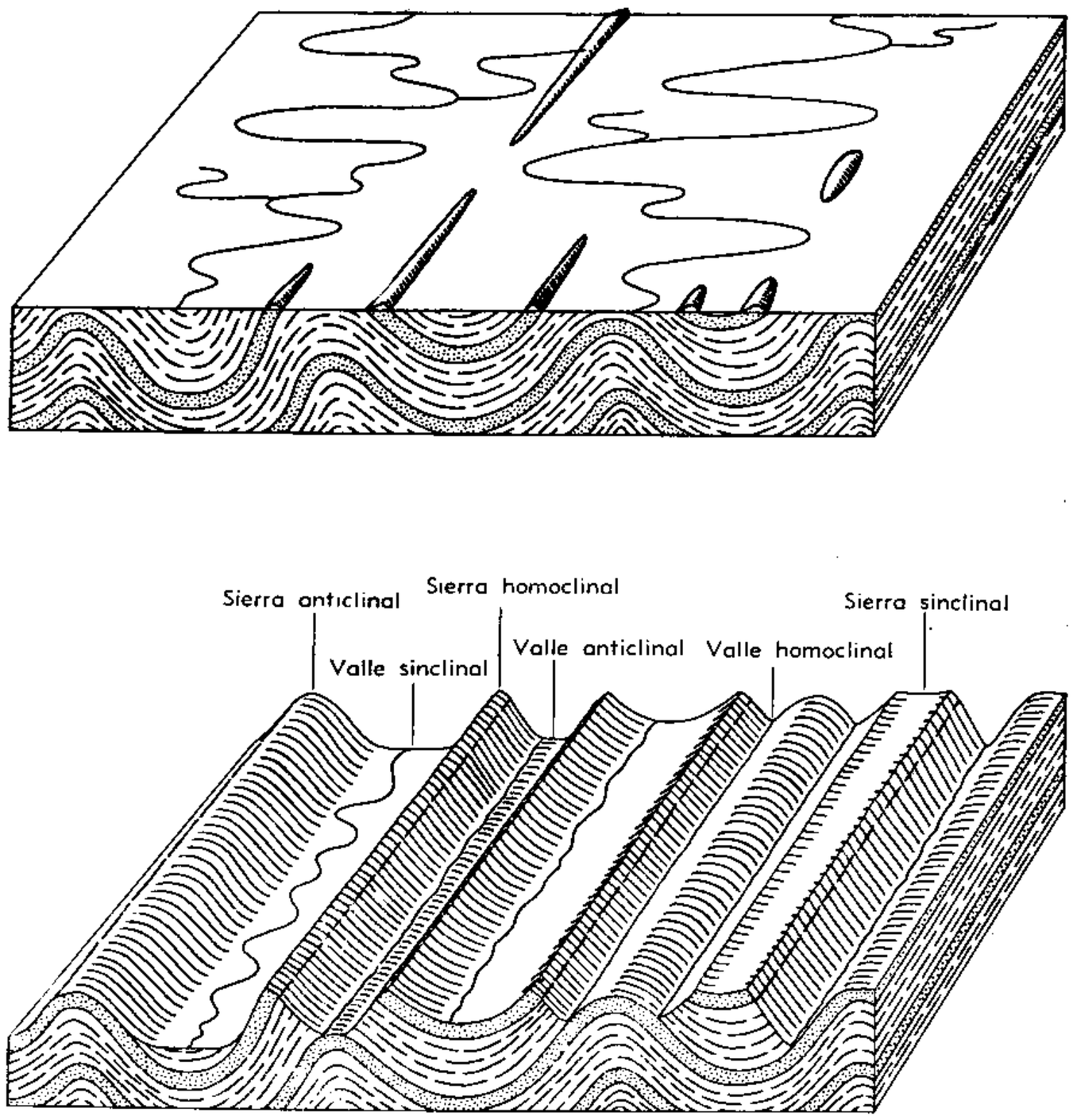


FIG. 9.12. *Diagramas idealizados que muestran la posible expresión topográfica de anticlinales y sinclinales erosionados después que los pliegues han sido truncados. (Dibujo de W. C. Heisterkamp.)*

ciclo geomórfico anterior, sobre un anticlinal se ha desarrollado una peneplanicie en posición tal que en la superficie hay capas débiles, pero cerca de ella se encuentra una capa resistente, el ascenso de la peneplanicie será seguido por el arrasamiento de las capas débiles y la exposición del estrato resistente. Entonces, sobre la roca dura se formará una montaña o cresta

anticlinal. Sin embargo, si la capa dura había sido previamente truncada, durante el ciclo siguiente la roca débil aflorará a lo largo del eje del anticlinal y se tendrá un valle anticlinal. Por razonamiento análogo, es evidente que si en un sinclinal la superficie de erosión estaba por encima de una capa resistente, con la inauguración de un nuevo ciclo de erosión esta capa resistente originará una cresta sinclinal. En cambio, si durante el primer

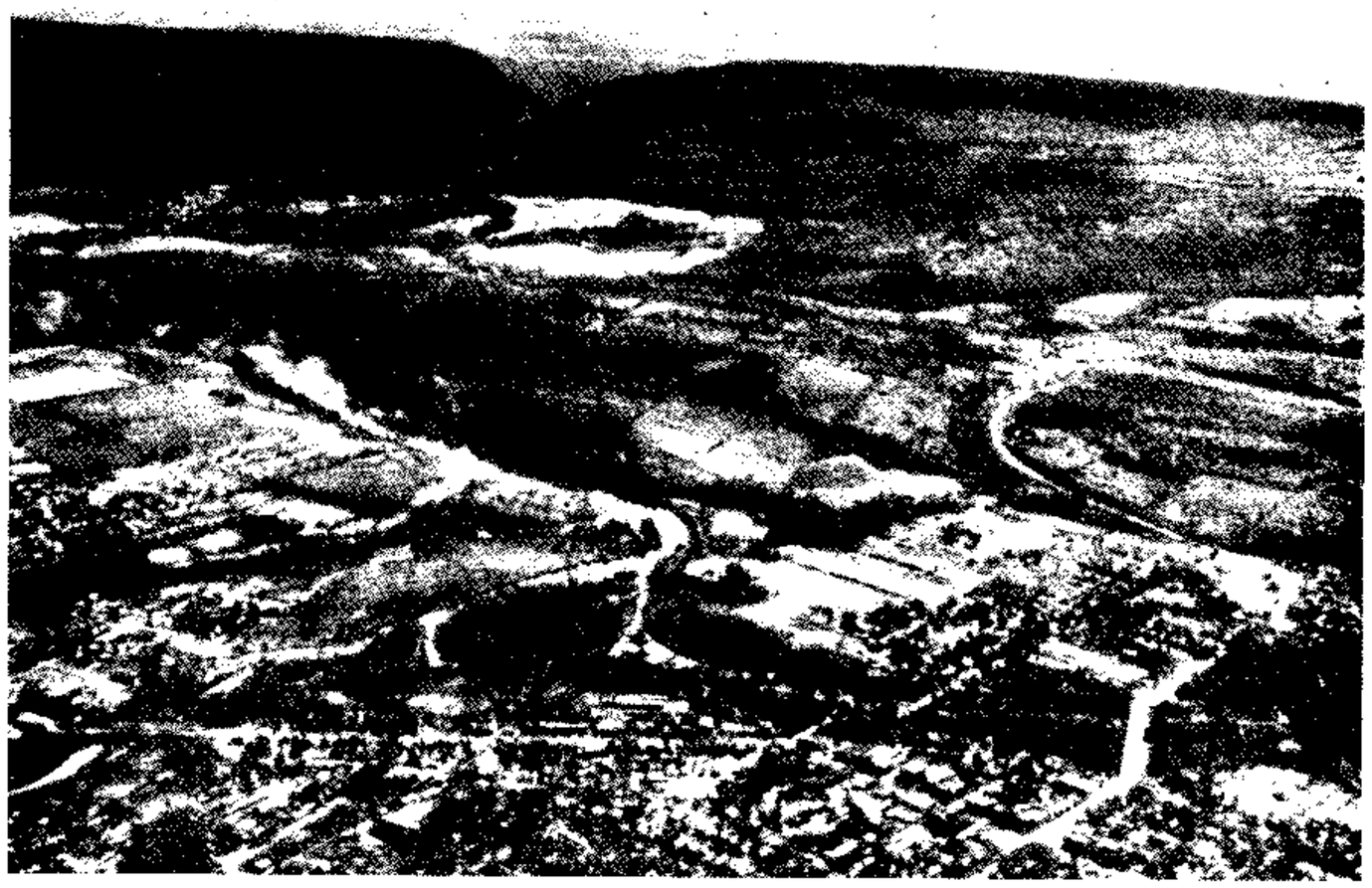


FIG. 9.13. *El abra de agua Delaware, a través del monte Kittatinny, cerca de Stroudsburg, Pennsylvania. (Fotografía de la Chicago Aerial Survey Co.)*

ciclo la erosión hubiera removido la capa resistente de la cubeta del sinclinal, las condiciones serían favorables para el desarrollo de un valle sinclinal en un ciclo posterior.

CRITERIOS PARA RELACIONAR LA TOPOGRAFÍA Y LA ESTRUCTURA

En el análisis que antecede se ha realizado un intento de esbozar algunas de las correlaciones más notables que pueden existir entre la estructura y la topografía de una región de rocas plegadas, pero lo que se ha dicho es de aplicación primaria a los aspectos más amplios de la topografía. Estas relaciones a menudo son comprendidas sólo después de la consideración de

muchos detalles que pueden o no ser obvios. Más adelante se intenta formular un número de criterios que pueden ser aplicados individual y colectivamente a las áreas de rocas plegadas, con el propósito de determinar cómo las estructuras geológicas afectan la forma topográfica y, especialmente, cómo las formas topográficas pueden dar indicios de las estructuras geológicas. Los criterios que se detallan son presumiblemente aplicables



FIG. 9.14. *El anticlinal Virgin, en el sur de Utah. Un anticlinal aportillado, señalado por sierras y valles homoclinales. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

a la interpretación de mapas topográficos o de fotografías aéreas. Algunos son simples repeticiones de hechos ya tratados, y otros representan la aplicación de principios generales considerados anteriormente. No se presume que todos ellos serán fácil o invariablemente aplicables en cualquier parte.

1. Las sierras homoclinales que se desarrollan después del aportillamiento de un anticlinal que se hunde convergerán en la dirección hacia la cual buza el anticlinal.

2. Las sierras homoclinales formadas por la erosión de un sinclinal con buzamiento convergerán en la dirección opuesta a la del buzamiento del sinclinal.

3. Las sierras homoclinales con escarpas que miran hacia adentro indican anticlinales. El trazado de estas sierras a veces se denomina forma de cigarro.

4. Las sierras homoclinales o áreas parecidas a mesetas con escarpas que

miran hacia afuera indican sinclinales. El trazado de tales sierras frecuentemente se denomina forma de canoa.

5. Donde hay una serie de capas débiles y fuertes que alternan en los flancos de los anticlinales y sinclinales se desarrollan sierras y valles homoclinales alternantes.

6. Las narices de los anticlinales pueden ser suaves o empinadas, de acuerdo con sus grados de buzamiento, pero típicamente son uniformes y suavemente redondeadas.

7. Las narices de los sinclinales que se hunden, generalmente son más abruptas, estrechas, y más parecidas a escarpas que las de los anticlinales.

8. Las montañas anticlinales típicamente tienen cumbres redondeadas y pendientes con inclinación suave.

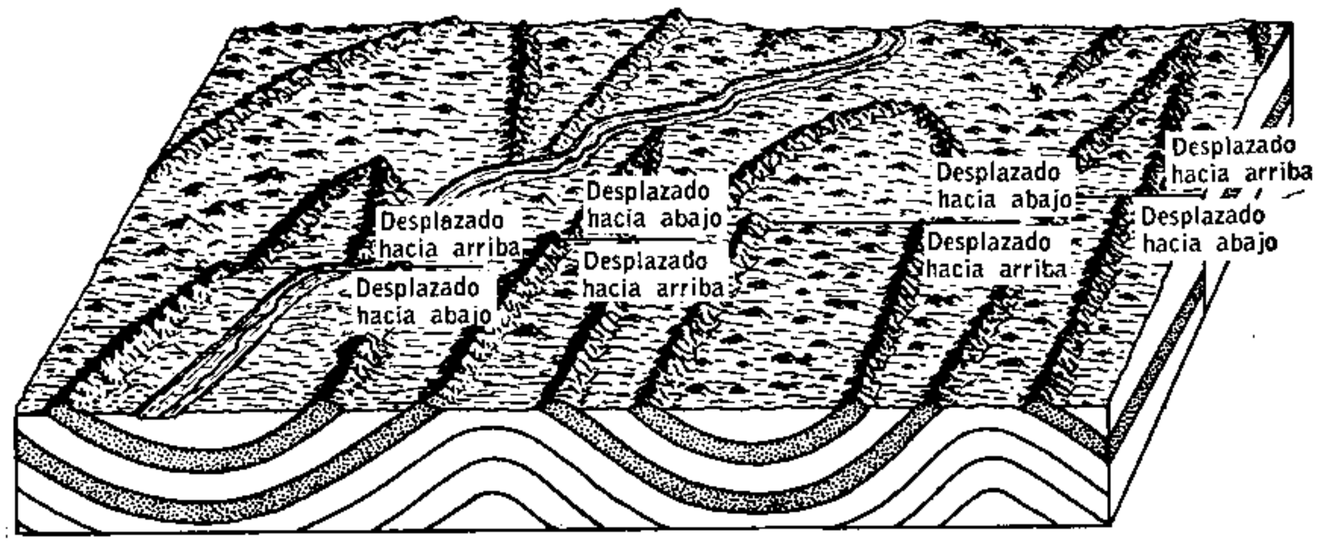


FIG. 9.15. *Diagrama esquemático para mostrar los efectos de fallas directas transversales sobre la manifestación topográfica de las narices de los anticlinales y sinclinales buzantes. (Dibujo de W. C. Heisterkamp.)*

9. Las montañas sinclinales pueden variar desde sierras alargadas y estrechas hasta espacios amplios parecidos a mesetas, pero típicamente son más anchas que las montañas anticlinales y en sus laderas tienen pendientes semejantes a escarpas abruptas.

10. Si a través de la nariz de un pliegue hay una falla transversal y subigualdad de las cumbres de las sierras situadas a ambos lados de la falla:

a) El descenso de la nariz de un sinclinal dará como resultado que será ensanchada y extendida debido a la falla, y las sierras homoclinales que marcan el contorno del sinclinal serán "desplazadas hacia afuera" a causa de la falla.

b) El levantamiento de la nariz de un sinclinal producirá su acortamiento y estrechamiento debido a la falla, y las sierras homoclinales que marcan su contorno serán "desplazadas hacia adentro".

c) El descenso de la nariz de un anticlinal dará como resultado que será acortada y estrechada, y las sierras homoclinales que marcan su contorno serán "desplazadas hacia adentro".

d) El levantamiento de la nariz de un anticlinal producirá su alargamiento y ensanchamiento, y las sierras homoclinales que marcan su contorno serán "desplazadas hacia afuera".

Las razones para los efectos topográficos de las fallas transversales indicadas precedentemente son que, cuando los estratos plegados son ascendidos o descendidos por fallamiento, las capas llevadas al nivel de erosión en una parte del pliegue están próximas y en otra más alejadas. El fallamiento hacia abajo de la nariz de un anticlinal significaría que la parte superior de un pliegue, donde los estratos están próximos entre sí –con la excepción del pliegue isoclinal–, son descendidos al nivel de erosión. El resultado será un acortamiento de la nariz del anticlinal y el desplazamiento de la cresta que marca su contorno. Recíprocamente, el fallamiento hacia arriba de la nariz de un anticlinal significará que la parte más ancha del pliegue es ascendida al nivel de erosión y, por consiguiente, se extenderá la nariz del anticlinal y ocasionará "desplazamiento hacia afuera" de la falla de la sierra que marca el anticlinal. Es evidente que en un sinclinal los efectos serán inversos.

HISTORIA GEOMÓRFICA DE LOS APALACHES PLEGADOS

Es probable que sobre la geomorfología de las Altas Tierras Apalachianas se haya escrito más que sobre cualquiera otra área comparable del mundo, con la excepción posible de los Alpes; y, sin embargo, muchos de los problemas geomórficos principales permanecen sin resolver. La división de los Estados Unidos de América que Fenneman (1938) denominó Altas Tierras Apalachianas incluye cuatro regiones fisiográficas conocidas como las provincias del Pie de Monte, los montes Azules, las Sierras y Valles, y la meseta Apalachiana. Aunque el tipo de topografía con el cual estamos interesados ahora se encuentra principalmente en la provincia de las Sierras y Valles, la historia geomórfica de toda el área está tan interrelacionada que es imposible tratar una provincia sin considerar las otras. Por consiguiente, es conveniente una descripción breve de estas provincias. Las dos provincias más orientales, el Pie de Monte y los montes Azules, a menudo son citadas como los "Apalaches más viejos", y las dos provincias occidentales, como los "Apalaches más nuevos". La validez de estas denominaciones se torna menos segura a medida que progresan los trabajos geológicos, y bien puede ser que los términos "más viejo" y "más nuevo", como se emplean hoy, designen áreas de rocas bien metamorfizadas en oposición a áreas de rocas no metamorfizadas, más que diferencias importantes de edad.

Las rocas de la meseta Apalachiana varían en edad desde el Misisipiano hasta el Pérmico, y están suavemente alabeadas en un sinclinal alargado o sinclinorium, paralelo a las estructuras más fuertemente plegadas de la provincia de Sierras y Valles situada al este. El límite topográfico entre las dos provincias es una escarpa prominente, conocida en el norte como el frente de Allegheny y en el sur como el frente de Cumberland. En la

provincia de Sierras y Valles, estas rocas representan a todos los sistemas del Paleozoico, desde el Cámbrico hasta el Pensilvaniano, y tienen un espesor de 9.000 a 12.500 m. Estas rocas están intensamente plegadas, y además, en la mitad meridional hay numerosos corrimientos de bajo ángulo. Las rocas de la provincia de los montes Azules son del Cámbrico inferior o rocas metasedimentarias y metaígneas más antiguas. Las rocas de la provincia del Pie de Monte son principalmente metamórficas y plutónicas, pero hay numerosas áreas de rocas metasedimentarias, plegadas hacia adentro, del Paleozoico inferior, y en la parte septentrional del Pie de Monte hay varias áreas de sedimentos triásicos plegados y fallados hacia abajo.

Muchos geólogos creen que las provincias de los montes Azules y del Pie de Monte son parte del límite de la zona montañosa antigua de Apalachia, que estaba al este del geosinclinal de los Apalaches y proporcionó sedimentos durante toda la era paleozoica. King (1950) ha puesto en tela de juicio la existencia de un límite de zona montañosa tan persistente. Creyó que las pruebas, al menos en los Apalaches del sur, estaban en contra de este concepto, y sustentaba más la idea de una acumulación intermitente de sedimentos, probablemente derivados de las crestas de los pliegues que se elevaban dentro del geosinclinal apalachiano, como resultado de sucesivos períodos de formación de montañas durante el Paleozoico. Los estudios estratigráficos no confirman la idea de que los sedimentos siempre provenían del este, porque algunas Formaciones engrosan hacia el oeste. Tampoco creyó que la deformación de las rocas en la provincia de Sierras y Valles se deba únicamente a la revolución Apalachiana, al terminar el Paleozoico. La orogenia del final del Paleozoico parece ser sólo una entre varias que han afectado el área. La formación de montañas parece que afectó el área ya en el Ordovícico y continuó intermitentemente a través de todo el Paleozoico, y que la denominada revolución Apalachiana probablemente fue únicamente la fase culminante de estas varias orogenias.

La provincia de Sierras y Valles muestra muchos fenómenos geomórficos sobresalientes, de entre los cuales los más notables son: *a)* el paralelismo marcado entre sierras y valles, con una dirección general nordeste-sudoeste; *b)* una influencia notable de la alternancia de capas débiles y fuertes sobre las formas topográficas; *c)* varios ríos principales, tales como el Susquehanna, Delaware y Potomac, con valles transversales a la estructura regional; *d)* valles de ríos menores controlados por la estructura geológica, con notable desarrollo de desagüe de diseño en enrejado; *e)* muchas sierras que muestran una concordancia o subconcordancia notable en los niveles de sus cumbres, sugieren que éstas puedan ser remanentes de anteriores superficies de erosión de origen cíclico; y *f)* cientos de abras de viento que atestiguan los numerosos cambios de desagüe y, en muchos casos, muestran un alineamiento sorprendente de cursos transversales de ríos anteriores que han sido desmembrados.

Aunque en los Apalaches plegados hay muchos problemas geomórficos,

y la mayoría de ellos contribuyen en algún grado a descifrar su historia geomórfica, consideraremos solamente unos pocos de los más generales. Un intento de síntesis de la historia geomórfica del área, necesariamente debe tratar de contestar las siguientes preguntas: ¿Cuántos ciclos de erosión están representados en el área y cuáles son sus edades? ¿Cuál es la explicación del alineamiento de las abras de viento y las de agua? Y la más difícil de todas: ¿Cómo fue invertido el avenamiento transversal de los ríos principales de una dirección original noroeste en el geosinclinal Apalachiano a la dirección presente hacia el sudeste? Este último problema es el núcleo de todos los ensayos para interpretar la historia geomórfica de la región. Generalmente se supone que durante el Paleozoico el desagüe era desde el continente de Apalachia, al este, hacia el geosinclinal Apalachiano, que estaba al noroeste. La estratigrafía de las Formaciones del Misisipiano y del Pensilvaniano en el geosinclinal Apalachiano, indican, sin muchas dudas, que estos sedimentos provenían del este porque las Formaciones son de más potencia en el este y adelgazan hacia el oeste, y también muestran un cambio lateral de facies de materiales gruesos en el este a sedimentos más finos hacia el oeste. Como King ha sugerido, esto puede no haber sido así durante todo el Paleozoico.

TEORÍAS QUE EXPLICAN LA INVERSIÓN DEL AVENAMIENTO

La teoría de Davis. En su trabajo clásico "The rivers and valleys of Pennsylvania" (Los ríos y valles de Pensilvania), publicado en 1909, Davis presentó el primer ensayo realmente sistemático para explicar la inversión del avenamiento que se presume haya tenido lugar en los Apalaches plegados. Aunque este trabajo trató solamente de la parte septentrional del área, se creyó que su tesis principal era aplicable a las otras partes. Él pensó que durante el período Pérmico el desagüe era consecuente y se realizaba hacia el noroeste, habiéndose desarrollado a través de los pliegues en crecimiento producidos por la revolución Apalachiana. El río principal del área era uno al que denominó río Antracita. Pensó que la inversión hacia el sudeste de la parte superior de este río tuvo lugar como resultado del alabeamiento ocurrido durante el Triásico, y postuló una serie de capturas de sus cabeceras por ríos más cortos, de mayor gradiente, que fluían hacia el sudeste, en dirección a los terrenos bajos del Triásico, combados y fallados hacia abajo. Se atribuyó gran importancia al papel que desempeñó durante el Triásico la depresión de Newark, en Nueva Jersey y Pensilvania, al comenzar una inversión del relieve hacia el sudeste a medida que la Apalachia se sumía en el mar. De acuerdo con Davis, el río Susquehanna medio y sus tributarios, así como la parte superior de los ríos Schuylkill y Lehigh, son descendientes de los ríos pérmicos que fluían hacia el norte y fueron desviados por una serie de capturas complicadas hacia los ríos triásicos más

cortos que fluían hacia el sudeste. Se creyó que las porciones inferiores de estos ríos, a través del terreno bajo del Triásico y de la provincia del Pie de Monte, eran de una edad mucho más joven, y fueron consideradas como cursos de ríos consecuentes originados sobre una extensión anterior de una cubierta cretácica sobre una superficie de peneplanicie, que él tomó como de edad jurásico-cretácica. Por ende, a través del Pie de Monte, las porciones de los ríos fueron sobreimpuestas sobre las estructuras complejas de esta región. Se creía que los grandes ríos que en las mesetas de Apalachia fluían hacia el oeste eran descendientes de los ríos pérmicos que habían sufrido poco cambio, excepto la pérdida de sus cabeceras, capturadas por ríos que fluían hacia el este, al terreno bajo triásico. Él pensó que la región había sido peneplanizada durante un ciclo de erosión del Jurásico-Cretácico y las cumbres de las montañas más altas fueron consideradas como remanentes de esta peneplanicie cretácica. Adujo que esta peneplanicie se extendía hacia el mar por debajo de los sedimentos cretácicos y más jóvenes de la llanura costanera. Se reconoció solamente una peneplanicie y fue denominada peneplanicie Schooley. Se creyó que el ciclo terciario era incompleto, y como resultado se produjo solamente el desarrollo de valles abiertos o de las tierras bajas terciarias del nivel de base, como fueran denominadas por Davis (rellano, como las denominaríamos hoy). Un ascenso producido al final del Terciario inauguró el ciclo cuartario que ha producido el encajonamiento actual de los ríos. Admitió que sus postuladas series de capturas de ríos dejan muchos acontecimientos en la duda y que se requerirá mucho más trabajo para llenar las series de acontecimientos sugeridas por él.

La teoría de Meyerhoff-Olmsted. La tesis básica del origen del desagüe apalachiano, tal como fue propuesta por Meyerhoff y Olmsted (1936), es que los ríos presentes que fluyen hacia el sudeste descienden en línea directa de ríos consecuentes iniciados durante el Pérmico. Presumiblemente, la divisoria entre los desagües dirigidos hacia el noroeste y el sudeste en tiempos pérmicos se hallaba en la provincia de Sierras y Valles, sobre mantos de corrimiento de bajo ángulo o pliegues volcados que tenían allí su ápice. El desagüe consecuente hacia el este fue establecido en las pendientes de estos mantos de corrimiento y pliegues, antes del fallamiento y plegamiento de la época Newark, por medio de varias combaduras estructurales y zonas de fallas. Su argumento es que, a pesar de los ajustes del Triásico y del posTriásico que se produjeron, los ríos todavía siguen esencialmente sus cursos del Mesozoico inferior a través de la faja de rocas plegadas. Se destacó con énfasis la supuesta coincidencia entre los cursos presentes de los ríos y las combaduras estructurales y zonas de fallas. Se advirtió que en su curso hacia el mar cada uno de los ríos principales cruza una faja de rocas triásicas, lo que se tomó como indicación de que los cursos de los ríos fueron establecidos tempranamente en las fajas triásicas y que los sedimentos triásicos fueron depositados por ríos que provenían

del noroeste. Mackin (1938) y Strahler (1945) han señalado algunas de las dificultades provenientes de esta teoría. Entre las dificultades están: la duda que hay referente a si los sobrecorrimientos –si es que existen– se extendían más allá de los montes Azules; la dudosa edad pérmica de los sobrecorrimientos (para algunos se indica una edad ordovícica); incertidumbre con respecto a que los sedimentos triásicos fueran depositados por ríos que fluían hacia el sudeste; el hecho de que la divisoria postulada no estaba tan hacia el oeste como para fundamentar todo el desagüe transversal; y la cuestión sobre si, en un pliegue volcado o en un manto de corrimiento, la pendiente debió ser hacia el este y la cabeza del pliegue o del manto de corrimiento la parte más alta.

La teoría de la sobreimposición de Johnson. Las dos teorías esbozadas anteriormente tienen una cosa en común. Suponen que el desagüe apalachiano de hoy día tiene una conexión directa con los cursos de ríos que datan hasta del Pérmico, aunque cada una reconoce que hubo modificación del desagüe pérmico en mayor o menor grado. Johnson (1931) evitó la mayoría de las dificultades de estas teorías suponiendo que una transgresión marina cretácica sepultó y destruyó las viejas líneas de desagüe. Los ríos presentes fueron considerados como descendientes de un sistema de ríos consecuentes que fluían hacia el sudeste, los que se desarrollaron sobre un manto superficial del Cretáceo, subsiguiente al retiro del mar cretácico. Las relaciones anómalas presentes entre los ríos transversales y las estructuras geológicas fueron explicadas suponiendo que los ríos han descendido sobre las estructuras que ellos cruzan. Algunas de las dificultades encontradas por las otras teorías son evitadas de este modo, pero la ausencia del manto superficial al cual podría haberse sobreimpuesto el desagüe es una debilidad indudable de esta teoría. Las capturas de ríos e inversiones postuladas por Davis y otros parecían improbables a Johnson. Además, entendía que la superficie de la peneplanicie que se extiende por debajo de los sedimentos cretácicos y terciarios de la llanura costanera, proyectada tierra adentro, pasaría muy por arriba de las cumbres de las montañas más altas y que la peneplanicie Schooley de Davis era, en realidad, una peneplanicie más joven que la sepultaba debajo de la llanura costanera. Las relaciones entre las dos superficies es idéntica a la que se describió previamente al tratar el morvan (véase pág. 205). La peneplanicie situada por debajo de la llanura costanera fue denominada peneplanicie Fall Zone y se le asignó como edad probable el Jurásico, y se pensó que la peneplanicie Schooley en los Apalaches fuera de edad terciaria. Los pasos probables en la evolución de la topografía apalachiana, como fue esbozada por Johnson, son los siguientes:

1. Formación del geosinclinal apalachiano en el Paleozoico inferior.
2. Acumulación intermitente, durante el Paleozoico, de sedimentos derivados de Apalachia, situada al este, en el geosinclinal apalachiano.
3. Revolución Apalachiana. Probablemente ésta comenzó en el Misi-

sipiano, pero culminó en el Pérmico. Dio como resultado el plegamiento, fallamiento, y ascenso de los sedimentos del geosinclinal apalachiano.

4. Durante el Triásico hubo amplio fallamiento acompañado por intrusiones y extrusiones ígneas.

5. Erosión durante el Jurásico, culminando con la formación de la peneplanicie Fall Zone.

6. Inclinación hacia abajo al este de la peneplanicie Fall Zone; al oeste, avance del mar cretácico, con el resultado de que la peneplanicie Fall Zone quedó sepultada bajo una cubierta de sedimentos cretácicos.

7. Encorvamiento de la peneplanicie Fall Zone y de su cubierta cre-

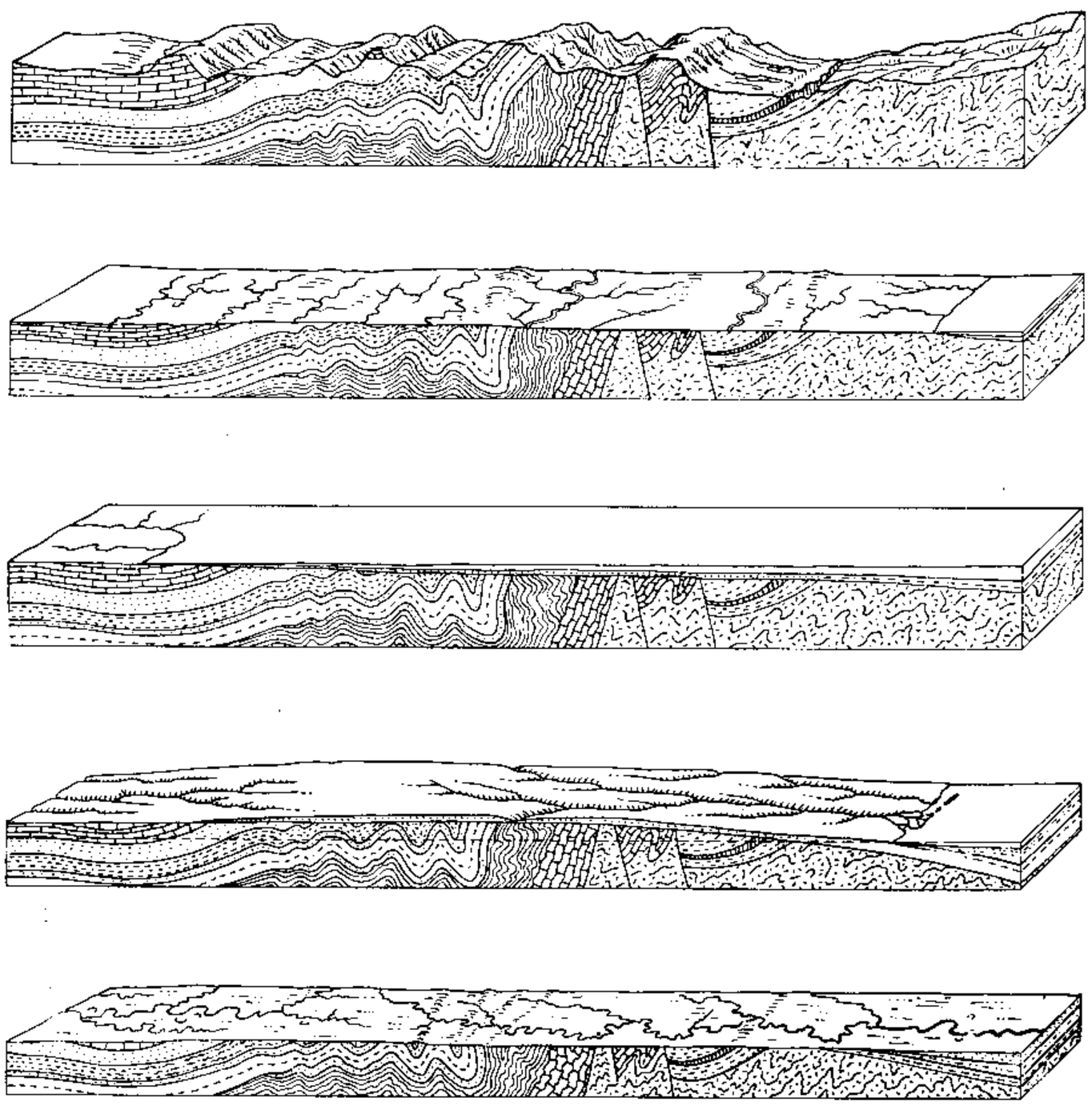


FIG. 9.16. *Etapas en la evolución de la topografía apalachiana, de acuerdo con la teoría de la sobreimposición regional del desagüe. De arriba hacia abajo: 1. Apalaches rejuvenecidos en tiempos posNewark. 2. Formación de la peneplanicie Fall Zone. 3. Avance del mar cretácico sobre el área. 4. Abovedamiento de la peneplanicie Fall Zone y de su cubierta cretácica y sobreimposición del avenamiento hacia el sudeste. 5. Desarrollo de la peneplanicie Schooley. (Tomado de Douglas Johnson, con autorización de Columbia University Press.)*

tácica con la sobreimposición regional resultante de los ríos consecuentes que fluían hacia el sudeste.

8. Un ciclo erosivo del Terciario medio (probablemente del Mioceno y Plioceno inferior) que produjo la formación de la peneplanicie Schooley.

9. Ascenso de la peneplanicie Schooley e inauguración de otro ciclo erosivo durante el Terciario superior, con el desarrollo de una segunda peneplanicie denominada Harrisburg.

10. Ascenso y disección consiguiente de la peneplanicie Harrisburg con formación de peneplanicies locales o rellanos sobre fajas de roca débil. (La peneplanicie Somerville de Nueva Jersey es un ejemplo.)

11. Ascenso renovado con la inauguración del ciclo erosivo presente y el encajonamiento de los ríos resultantes.

12. Glaciación en el extremo norte de los Apalaches.

No se han encontrado depósitos cretácicos en ninguna parte en los

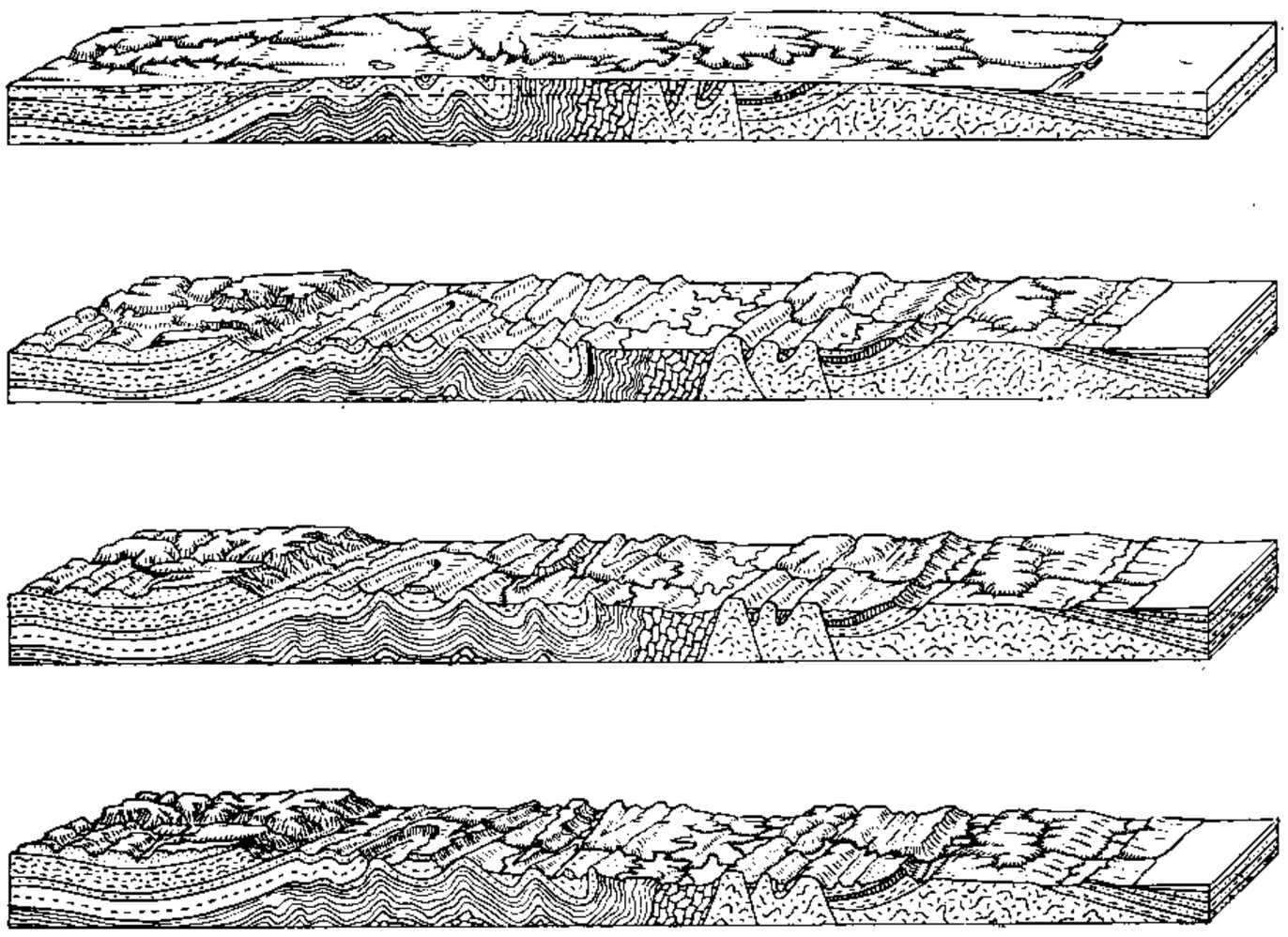


FIG. 9.17. *Etapas más avanzadas en la evolución de la topografía apalachiana. De arriba hacia abajo. 1. Abovedamiento de la peneplanicie Schooley. 2. Disección de la peneplanicie Schooley y formación de la peneplanicie Harrisburg en fajas de rocas débiles. 3. Ascenso y disección de la peneplanicie Harrisburg y formación de* straths *locales en las fajas de rocas débiles. 4. Renovación del ascenso y de la disección para dar la topografía actual. (Tomado de Douglas Johnson, con autorización de Columbia University Press.)*

Apalaches plegados y, de acuerdo con esta teoría, ellos se deberían haber extendido tierra adentro hasta las mesetas Apalachianas. La explicación

ofrecida por Johnson para justificar la ausencia es que fueron depositados sobre una superficie (la peneplanicie Fall Zone) que si se proyectara tierra adentro desde la llanura costanera, se elevaría muy por encima de las cumbres de las montañas más altas y, por consiguiente, fue destruida durante los ciclos Schooley, Harrisburg y otros posteriores. Ésta es una explicación lógica para la ausencia de los depósitos cretácicos al oeste de la llanura costanera, pero cualquier interpretación de la historia geomórfica de los Apalaches que dependa de una suposición tan dudosa, por necesidad debe permanecer como una teoría.

Von Engeln (1942) ha sugerido una modificación parcial de los hechos propuestos por Johnson, de tal manera que tras el desarrollo de la peneplanicie Fall Zone, la secuencia sería como sigue: alabeamiento hacia arriba de la peneplanicie Fall Zone; formación de la peneplanicie Schooley; inmersión de la peneplanicie Schooley con la consiguiente formación de su cubierta sedimentaria; ascenso de la peneplanicie Schooley cubierta por sedimentos; y sobreimposición de ríos sobre esta superficie; y luego el desarrollo de la peneplanicie Harrisburg y superficies erosivas posteriores. Johnson consideró a esta interpretación como posible, pero llegó a la conclusión de que la falta completa de remanentes de una cubierta sedimentaria indicaba que la cubierta debe haber sido depositada sobre una superficie de erosión mucho más antigua que la Schooley. Parece más probable que los depósitos que han escapado a la erosión sean los acumulados tan recientemente como en el Plioceno (suponiendo que la peneplanicie Schooley sea de esa edad) y no los depositados durante el Cretácico; por consiguiente, su ausencia echaría aún mayores dudas sobre la probabilidad de la sobreimposición del desagüe. El excelente ajuste del desagüe a la estructura, excepto para los mayores ríos transversales, parece requerir un tiempo mayor del disponible después de la remoción de la cubierta sedimentaria de la peneplanicie Schooley. Además, las numerosas desviaciones de ríos que se han producido para formar las actuales de desagüe deberían ser más perceptibles de lo que son. La mayoría de los cambios de desagüe que han tenido lugar para producir los ríos presentes son más bien vagos y, por consiguiente, parece probable que los ajustes de los cursos de los ríos a la estructura geológica se han extendido sobre un período mucho más largo que el tiempo posSchooley.

La teoría de captura progresiva de ríos de Thompson. Thompson (1939) creyó que no era necesario recurrir a la sobreimposición para explicar la inversión del desagüe, supuesta por la mayoría de los investigadores de la historia geomórfica apalachiana. Creyó que podía ser mejor explicada mediante la captura progresiva de los ríos. Supuso que la divisoria de aguas que siguió a la revolución Apalachiana estaba en los montes Azules. Debido a sus cursos más cortos y gradientes más empinados, los ríos que fluían hacia el Atlántico tenían una ventaja sobre los ríos que por trazados mucho

más largos se dirigían al golfo de México. Se cree que la captura progresiva de ríos desplazó la divisoria hacia el noroeste entre 16 y 32 km en el sur y entre 128 y 160 km en los Apalaches del norte. Se pensó que el mayor desplazamiento de la divisoria en el norte, posiblemente era debido a que las rocas resistentes de los montes Azules ocupan un ancho menor allí que en el sur, y también a la mayor inclinación hacia el este supuesta para el borde atlántico en el norte. Thompson estimó que en su máximo, este desplazamiento representó una migración de la divisoria de solamente unos 1.100 m por millón de años.

Él creía que los ríos presentes cruzan las estructuras transversales principalmente donde las rocas formadoras de sierras son menos resistentes o donde el ancho del afloramiento es más angosto y que no se aprecia la

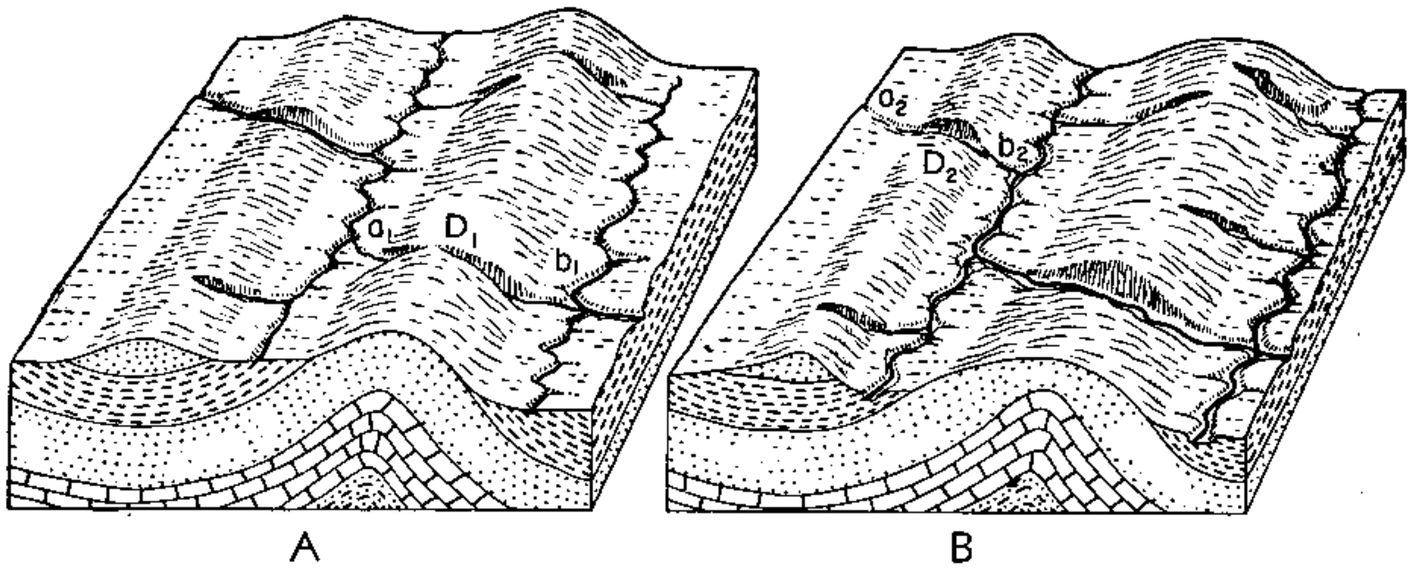


FIG. 9.18. *Diagramas que dan idea de cómo la captura de ríos pudo haber desplazado hacia el oeste la divisoria entre el desagüe hacia el Atlántico y hacia el golfo de México, y por consiguiente, ocasionar la inversión del avenamiento apalachiano. (Tomado de H. D. Thompson.)*

notable ausencia de ajuste de los ríos transversales a la estructura que debería esperarse si sus posiciones eran localizaciones casuales, resultantes de la sobreimposición. La mayor dificultad que encuentra esta teoría, es explicar cómo un río puede efectuar capturas a través de una cresta de roca dura. Thompson reconoció esto e intentó evitarlo por medio de una explicación de las capturas, manifestando que éstas se habían efectuado, no por ataque directo, sino más bien por ataques de flanco, por lo cual "los tributarios de los ríos que fluían hacia el sudeste socavaron los tributarios pequeños de sus contrincantes". Se supuso que esto hubiera sido posible porque los tributarios de un río que fluía hacia el golfo de México por un trazado indirecto, estaban a mayor altitud que los de otro río que fluía hacia el Atlántico. Sugirió además que, donde había presencia de calizas, la disolución pudo haber ocasionado captura subterránea.

Otras teorías. Bethune (1938) llegó a la conclusión de que en los Apalaches la evidencia geomórfica era tal que permitía solamente dos explica-

ciones posibles del desagüe transversal: captura o sobreimposición de ríos. Descartó la captura de ríos como una explicación posible, porque las abras de agua y de viento no corresponden en posición a puntos o zonas de debilidad, provocadas tanto por fallamiento como por roca altamente diaclasada. Pensó que la teoría de sobreimposición de Johnson, a partir de un manto superficial cretácico, descansaba sobre pruebas negativas, y sugirió, en cambio, que el desagüe transversal fue sobreimpuesto a extensas llanuras aluviales en áreas de la peneplanicie Schooley alabeadas hacia abajo. Creyó que los ríos presentes son sistemáticamente consecuentes con respecto a las pendientes de la peneplanicie Schooley, y pensó que se originaron en el tiempo del alabeamiento de esta última hacia arriba. Además, llegó a la conclusión de que lo que se ha denominado peneplanicie Harrisburg en realidad es una parte de la peneplanicie Schooley, que ha sido bajada diferencialmente.

Todavía hay otra posibilidad que convendría considerar, aunque hasta la fecha ha sido someramente sugerida. Si King (1950) está en lo cierto sobre que la consideración de la Apalachia como un persistente límite de zona montañosa, al este del geosinclinal Apalachiano, no concuerda con los hechos, existe la posibilidad de que el río Susquehanna pueda haber fluido hacia el sudeste desde el Triásico. Sus ideas referentes a la naturaleza de Apalachia fueron manifestadas del modo siguiente [1]:

> Ahora parece dudoso que alguna vez haya existido un límite de zona montañosa tan persistente, al menos de la manera como se lo imaginan sus proponentes. La prueba principal aducida para ello era la presencia de grandes mantos de sedimentos clásticos que se esparcían hacia el noroeste a través del área de la actual provincia de Sierras y Valles, desde el Ordovícico superior en adelante. Sin embargo, estos sedimentos clásticos fueron depositados en forma intermitente y no continua y los tiempos de máxima acumulación en un sector del geosinclinal no concuerdan con los máximos de otros. Es más probable que los sedimentos clásticos provinieran de las crestas de los pliegues que se levantaban en las zonas interiores del geosinclinal apalachiano durante sucesivos períodos orogénicos del Paleozoico. Estas crestas pueden haber estado integradas, no por rocas del basamento, sino por materiales de las zonas internas del geosinclinal, que fueron deformadas y metamorfizadas principalmente durante el tiempo paleozoico.

De acuerdo con este concepto, Apalachia puede haber constado de islas grandes aquí y allá, y si estas islas de rocas plegadas estaban dentro del área de los Apalaches plegados, no hay necesidad de invertir el desagüe dentro de una masa de tierra al este de los Apalaches plegados. Tal teoría, hasta la fecha, no ha sido formalmente propuesta, pero es conveniente tener presente la idea al intentar llegar a una explicación lógica de la evolución del desagüe de los Apalaches.

[1] Citado con autorización de la American Association of Petroleum Geologists y tomado de Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull., 34, por P. B. King, *Tectonic Framework of Southeastern United States.*

PENEPLANICIES DE LA REGIÓN APALACHIANA

Hay mucha diversidad de opinión en cuanto al número y edades de las peneplanicies de la región apalachiana. Ashley (1935) sostenía que solamente hay una peneplanicie presente y que las otras superficies topográficas que han sido denominadas peneplanicies pueden ser explicadas como el resultado del descenso diferencial de esa peneplanicie sobre rocas de resistencia variable, de la nivelación de base local de áreas de roca débil, o del arrasamiento de áreas de roca resistente. Bascom (1921) sugirió que hay presentes cinco peneplanicies y, además, cinco terrazas por debajo de la peneplanicie más joven, las que tienen significado cíclico. Para las peneplanicies supuestas se han sugerido edades que van desde el Jurásico al Pleistoceno.

La opinión que sustenta el mayor número de personas probablemente sea la de que hay buenas pruebas para la presencia de dos peneplanicies, a las cuales se les denomina Schooley y Harrisburg. Cuando Davis propuso el nombre Schooley para la más antigua de estas dos peneplanicies, le asignó una edad jurásica-cretácica. La mayoría de los investigadores del área ahora se inclinan a dudar de la presencia de una superficie de erosión tan antigua, excepto para la peneplanicie por debajo de la planicie costanera y la porción de ella que ha sido exhumada a lo largo de la Fall Line. Los remanentes más antiguos de una peneplanicie en la región de los Apalaches plegados, generalmente son considerados como del Terciario medio o superior. La peneplanicie Kittatinny o Upland es frecuentemente mencionada en las discusiones de la geomorfología apalachiana. Algunos la consideran como una superficie de erosión más antigua, por arriba de la peneplanicie Schooley, posiblemente equivalente a la peneplanicie Fall Line por debajo de la planicie costanera, pero más comúnmente se cree que es la equivalente de la peneplanicie Schooley. Wright (1942) llegó a la conclusión de que los varios términos, tales como Cretácico, Kittatinny y Upland, que han sido aplicados a supuestas peneplanicies, probablemente sean equivalentes de la superficie que ahora más comúnmente se denomina Schooley. No se puede manifestar dogmáticamente que esto es así, pero la preponderancia de la evidencia apunta hacia esta conclusión.

El ciclo Harrisburg que siguió al ascenso de la peneplanicie Schooley no fué un ciclo terminado, pues en caso contrario las pruebas del ciclo Schooley hubieran sido destruidas. Al este de los montes Azules, en el Pie de Monte, la peneplanicie Harrisburg es la superficie de peneplanicie más extensa; pero dentro de los Apalaches plegados, su desarrollo fué restringido a fajas de rocas débiles. Al oeste de los montes Azules, la peneplanicie Harrisburg está más extensamente desarrollada en el valle de Great, donde tiene una expansión areal considerable; pero a lo largo de otros valles es escasamente algo más que un rellano.

Hay más pruebas de un ciclo parcial posHarrisburg, debido a la

presencia de terrazas a lo largo de los cursos de los ríos y áreas de tierras bajas localmente amplias, que han sido interpretadas por algunos como peneplanicies locales sobre fajas de roca débil. Ejemplos de presuntas peneplanicies locales son la peneplanicie Somerville de Nueva Jersey, la peneplanicie Coosa del este de Tennessee, Georgia y Alabama, y la peneplanicie en el Black Belt de Alabama. De ellas se han hecho dos interpretaciones. Fueron consideradas peneplanicies locales posHarrisburg o rellanos sobre fajas de roca débil y tierras bajas producidas por descenso, debido a disoluciones de la superficie Harrisburg y, por consiguiente, no como productos de un ciclo parcial grande. Si en realidad representan planicies locales niveladas hasta la base o rellanos, su edad probablemente sea pliocena superior o Pleistoceno inferior.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

ASHLEY (G. H.): *Studies in Appalachian mountain structure*. Geol. Soc. Am., Bull. *46*, págs. 1395-1436, 1935.

BASCOM (Florence): *Cycles of erosion in the Piedmont province of Pennsylvania*. J. Geol., t. *29*, págs. 540-559, 1921.

BETHUNE (Pierre de): *Geomorphic studies in the Appalachians of Pennsylvania*. Am. J. Sci., t. *246*, págs. 1-22, 1948.

BUCHER (W. H.): *Cryptovolcanic structures in the United States*. Rept. 16th Int. Geol. Cong., págs. 1055-1084, 1936.

DARTON (N. H.) y PAIGE (Sidney): *Central Black Hills*. U. S. Geol. Survey, Folio 219, 34 págs., 1925.

DAVIS (W. M.): *The rivers and valleys of Pennsylvania*. Geographical Essays, págs. 413-484, Ginn and Co., Nueva York, 1909. También en Nat. Geog. Mag., t. *1*, págs. 183-253, 1899.

DEGOYLER (E. L.): *The West Point, Texas, salt dome, Freestone County*. J. Geol., t. *27*, págs. 647-663, 1919.

— *Origin of North American salt domes*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *9*, págs. 831-872, 1925.

DUTTON (C. E.) y SCHWARTZ (G. M.): *Notes on the jointing of the Devil's Tower, Wyoming*. J. Geol., t. *44*, págs. 717-728, 1936.

FENNEMAN (N. M.): *Physiography of Eastern United States*. págs. 121-123. McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1938.

FILLMAN (Louise): *Cenozoic history of the northern Black Hills*. Univ. Iowa Stud. in Nat. Hist., t. *13*, Nº 1, 50 págs., 1929.

GILBERT (G. K.): *Report on the geology of the Henry Mountains*. U. S. Geog. Geol. Survey Rocky Mt. Region, págs. 18-98, 1877.

GODDARD (E. N.): *Structure of the Judith Mountains, Montana*. Geol. Soc. Am., Bull. *61*, pág. 1465, 1950.

HUNT (C. G.): *Guidebook to the geology of Utah, Nº 1*. Utah Geol. Survey, págs. 11-17, 1946.

HURLBURT (C. S., Jr.) y GRIGGS (D. T.): *Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, Part 1, The laccoliths*. Geol. Soc. Am., Bull. *50*, págs. 1043-1112, 1939.

JOHNSON (D. W.): *Stream Sculpture on the Atlantic Slope*. Columbia University Press, Nueva York, 1931.

KING (P. B.): *Tectonic framework of southeastern United States*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *34*, págs. 635-671, 1950.
MACKIN (J. H.): *The origin of Appalachian drainage - a reply*. Am. J. Sci., t. *236*, págs. 27-53, 1938.
MEYERHOFF (H. A.) y OLMSTED (E. W.): *The origins of Appalachian drainages*. Am. J. Sci., t. *232*, págs. 21-41, 1936.
POWERS (Sidney): *The Butler salt dome, Freestone County, Texas*. Am. J. Sci., t. *199*, págs. 127-142, 1920.
— *Interior salt domes of Texas*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *10*, págs. 1-60, 1926.
SCHROCK (R. R.) y MALOTT (C. A.): *The Kentland area of disturbed Ordovician rocks in northwestern Indiana*. J. Geol., t. *41*, págs. 337-370, 1933.
STRAHLER (A. N.): *Hypotheses of stream development in the folded Appalachians of Pennsylvania*. Geol. Soc. Am., Bull. *56*, págs. 45-88, 1945.
THOMPSON (H. D.): *Drainage evolution in the southern Appalachians*. Geol. Soc. Am., Bull. *50*, págs. 1323-1356, 1939.
VON ENGELN (O. D.): *Geomorphology*, págs. 357-364. The Macmillan Co., Nueva York, 1942.
WOODRING (W. P.), STEWART (Ralph) y RICHARDS (R. W.): *Geology of the Kettleman Hills oil field, California*. U. S. Geol. Survey, Profess. Paper 195, págs. 148-155, 1940.
WOOLDRIDGE (S. W.) y MORGAN (R. S.): *The Physical Basis of Geography*, págs. 240-247. Longmans, Green and Co., Londres, 1937.
WRIGHT (F. J.): *Erosional history of the southern Appalachians*. J. Geomorph., t. *5*, págs. 151-161, 1942.

REFERENCIAS ADICIONALES

ASHLEY (G. H.): *Age of the Appalachian peneplains*. Geol. Soc. Am., Bull. *41*, págs. 695-700, 1930.
JOHNSON (D. W.): *A theory of Appalachian geomorphic evolution*. J. Geol., t. *39*, págs. 497-508, 1931.
RENNER (G. T.): *The physiographic interpretation of the Fall Line*. Geog. Rev., t. *17*, págs. 276-286, 1927.
RICH (J. L.): *A bird's eye cross section of the central Appalachian mountains and plateau: Washington to Cincinnati*. Geog. Rev., t. *29*, págs. 561-586, 1939.
VER STEEG (K. A.): *A study in Appalachian physiography*. J. Geol., t. *50*, págs. 504-511, 1942.
WRIGHT (F. J.): *The physiography of the upper James River basin in Virginia*. Va. Geol. Survey, Bull. *11*, págs. 11-55, 1925.
— *The erosional history of the Blue Ridge*. Denison Univ. J. Sci. Labs., *23*, págs. 321-344, 1928.
— *The older Appalachians of the South*. Denison Univ. J. Sci. Labs., *26*, págs. 143-269, 1931.
— *The newer Appalachians of the South (Part I)*. Denison Univ. J. Sci. Labs., *29*, págs. 1-105, 1934.
— *The newer Appalachians of the South (Part II): south of the New River*. Denison Univ. J. Sci. Labs., *31*, págs. 93-142, 1936.

10 · *Topografía sobre estructuras falladas*

INTRODUCCIÓN

Las fallas presentan muchos problemas geológicos interesantes y a menudo complejos, que constituyen una parte considerable del campo de la geología estructural. El geomorfólogo no se interesa principalmente por resolver los problemas estratigráficos y estructurales que presente el fallamiento, sino más bien por los efectos topográficos de éste. Sin embargo, los caracteres geomórficos pueden ayudar al reconocimiento de las fallas y, valorados cuidadosamente, pueden contribuir a una interpretación correcta de la historia diastrófica de la región.

El fallamiento tiene, por lo común, expresión topográfica porque eleva, desciende, inclina o desplaza horizontalmente bloques de la corteza terrestre, junto con sus caracteres topográficos asociados. El fallamiento también puede crear zonas trituradas o brechadas, que son más fácilmente erosionadas que las rocas circundantes y, de esa manera, quedan evidenciadas topográficamente.

En cuanto a admitir que el fallamiento se produce lo suficientemente rápido como para generar formas de relieve notables, todavía existen dos puntos de vista opuestos. Un grupo de geólogos se inclina a creer que la degradación actúa más rápidamente que el fallamiento y que con la excepción de las formas menores y efímeras, tales como las *escarpitas de fallas*, la erosión borra los caracteres producidos por fallamiento casi tan rápidamente como se forman. De acuerdo con este punto de vista, la mayoría de los caracteres topográficos asociados con fallas son producto de la erosión sobre o a lo largo de fallas antiguas o recientes y, por consiguiente, no fueron producidos directamente por la falla. A este punto de vista se opone la creencia de que el fallamiento puede producirse con rapidez suficiente como para que la meteorización y la erosión no disimulen sus efectos y que puede haber caracteres geomórficos mayores originados principalmente por fallas más que por el efecto de la erosión diferencial sobre estructuras falladas. En realidad, los dos puntos de vista no están tan diametralmente opuestos como daría a entender lo expresado precedentemente, pero en lo relativo a la interpretación de la topografía en terrenos fallados

hay dos criterios. En general, los geólogos de las regiones estables son escépticos respecto de la presencia de notables formas de relieve de origen tectónico, mientras que los de las fajas móviles las han considerado como caracteres comunes. En regiones de fallas, el problema principal consiste no tanto en la determinación de ellas, sino en establecer si las formas terrestres son formas tectónicas producidas directamente por fallamiento o si deben su presencia a la acción de la erosión sobre las estructuras falladas.

La naturaleza del fallamiento puede ser tanto de alto ángulo como de



FIG. 10.1. *Una cicatriz de falla en la cadena Ruahine, en Nueva Zelandia. La escarpita de falla recientemente formada mira hacia la escarpa de falla y tiene una altura de unos 6 m. (Fotografía de R. J. Waghorn.)*

bajo ángulo, y en ambos tipos puede ser directa o inversa, aunque el fallamiento directo de bajo ángulo es más bien raro. En ciertas áreas, hay pruebas de un tipo de fallamiento que ahora comúnmente se denomina de desplazamiento horizontal, en el cual el movimiento ha sido principalmente un desplazamiento de rumbo, dando como resultado más bien un desplazamiento horizontal que vertical. En muchos aspectos, los efectos del fallamiento de alto ángulo son casi iguales, así se trate de una falla directa como de una inversa. La manifestación topográfica es generalmente más notable en las fallas de ángulo alto, y la mayor parte de la literatura topográfica sobre estructuras falladas se refiere a fallas de ángulo alto. No debemos dejar de considerar la circunstancia de que en algunas áreas el fallamiento de ángu-

lo bajo o de desplazamiento horizontal influye o domina los caracteres topográficos.

TIPOS DE ESCARPAS

La forma terrestre fundamental y típica producida por el fallamiento es la escarpa de falla. El término *escarpa de falla* aplicado a un acantilado abrupto o escarpa producida directamente por fallamiento, fué quizás empleado por vez primera por Russell (1884) al describir caracteres de este



FIG. 10.2. *La escarpa de falla al noroeste del monte Tenabo, al sudoeste de Elko, en Nevada. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

origen en la parte noroeste de la Gran Cuenca, en el sudeste de Oregón. Una escarpa es una forma de relieve común y puede producirse de varias maneras, algunas de las cuales de ningún modo están relacionadas con fallamiento. Las escarpas de cuesta son frecuentes en áreas de rocas suavemente inclinadas; las escarpas de abrasión marina a menudo marcan las posiciones de líneas de costas actuales o antiguas; a veces, los costados de artesas glaciarias y de valles fluviales parecen escarpas, pero se presentan en pares y, por consiguiente, son fácilmente distinguibles de las escarpas de fallas; y, localmente, los frentes de coladas de lava y de deslizamientos pueden asemejarse a escarpas. Algunos frentes de montañas son esencialmente escarpas en retroceso, como resultado de una degradación de larga duración. Esto es particularmente cierto en las regiones áridas, donde pueden alzarse frentes de montañas escarpadas amplios, fondo de rocas o planicies aluviales situadas en sus bases.

Un determinado tipo de topografía ha sido denominado *bloque de falla* o topografía *de bloque*. Con frecuencia se lo denomina como topografía

de *cuencas y cadenas*, nombre proveniente de la región de la Gran Cuenca del oeste de los Estados Unidos de América, donde está muy bien manifestada. Tal como se empleó originariamente, la denominación topografía de bloque llevaba consigo el significado de que las formas de relieve habían sido producidas directamente por fallamiento relativamente creciente. Se ha demostrado, sin embargo, que muchas de las escarpas se han producido por la erosión, mucho después del fallamiento. Por lo tanto, la expresión topografía de bloque se toma como refiriéndose a un tipo particular de topografía, desarrollada sobre estructuras falladas, sin tener en cuenta, específica ni directamente, si las formas de relieve fueron producidas por fallamiento o por erosión a lo largo de fallas.

El tipo de topografía que se encuentra en la provincia de Cuencas y Cadenas es solamente uno de los varios tipos que se pueden desarrollar sobre estructuras falladas. Probablemente se ha insistido demasiado en esta región en particular porque, como Cotton (1950a) manifestó: "Como resultado de un descubrimiento temprano y del reconocimiento en una región relativamente sin agua, la escarpa de falla con una historia tan particular llegó a ser el tipo, especialmente después que Davis dibujó los bloques-diagrama de las escarpas de las Cuencas y Cadenas, para luego ser copiados por los autores de libros de textos. Las escarpas de fallas del tipo de las Cuencas y Cadenas, como se les puede denominar, son reconocibles en algunas otras partes del mundo; pero es necesario examinar también el desarrollo de las formas tectónicas en las regiones húmedas, donde, debido principalmente a la capacidad de transporte de los ríos, mucho mayor, las modificaciones de las escarpas por erosión, tanto durante como después del crecimiento tectónico, se produce en diferentes formas, originando finalmente una forma de relieve mayor, con sólo una semejanza de familia con las escarpas de falla de las Cuencas y Cadenas.

ESCARPAS ASOCIADAS CON FALLAS

Davis (1913) fue uno de los primeros en intentar una dilucidación de la terminología aplicada a las escarpas resultantes directamente del fallamiento, en contraste con las producidas por erosión diferencial en los dos lados de una falla. Ésta es la diferencia entre una escarpa de falla y una *escarpa de línea de falla.* Una escarpa de falla, según la definición de Davis, es la que originariamente se produce por fallamiento, mientras que la escarpa de línea de falla *originariamente* se produce por erosión diferencial a lo largo de una línea de falla. La comprensión de la diferencia entre las dos es esencial para poder apreciar y comprender mucho de lo que sigue. Como Johnson (1939) ha destacado, mucha de la confusión en el empleo de estos términos se debe a una falta de apreciación de la importancia de la palabra "originariamente" en las definiciones anteriores. No es indispensable que la escarpa esté en una línea de falla para ser una escarpa de falla

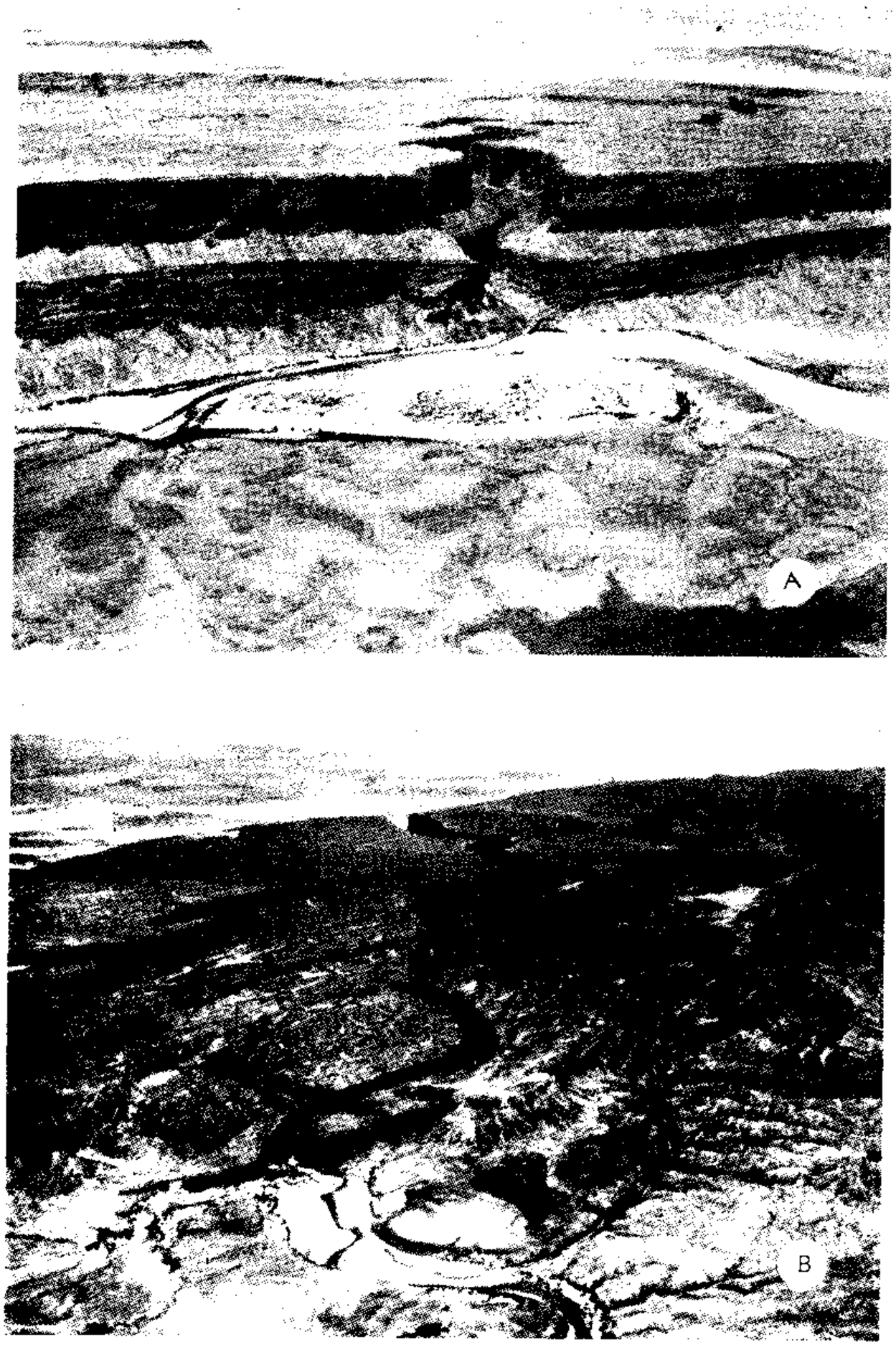


FIG. 10.3. *A vista de frente y B vista de atrás de la escarpa de línea de falla de Terlingua y del cañón de Santa Helena del río Grande, en Texas. La escarpa tiene una altura de 450 m. (Fotografías de L. V. Olson, International Boundary Commission.)*

o aun una escarpa de línea de falla. Lo que determina el tipo de escarpa es la manera como fue comenzada la escarpa original. Una escarpa de falla comienza por fallamiento y, en su posición original, tiene una falla en o cerca de su base; pero hay escarpas maduras y seniles, como también las hay jóvenes, y a medida que la meteorización, la remoción en masa y la erosión atacan a una escarpa de falla, sufre modificaciones tanto en aspecto como en posición topográfica. A medida que pasa el tiempo, la escarpa pierde mucho de su forma abrupta y recta original y pasa a ser una escarpa de falla denudada y destruida. Davis y Johnson sostenían que aun así continúa siendo escarpa de falla. A ellos les parecía tan lógico reconocer escarpas jóvenes, maduras y seniles, como hablar de valles, cavernas o montañas jóvenes, maduras o seniles. Una escarpa joven es probable que esté situada cerca de la falla que la produjo, pero una escarpa de falla madura o senil puede haber retrocedido con respecto a su falla original.

Una escarpa de línea de falla se origina por erosión a lo largo de una línea de falla, porque hay rocas de resistencia variada en los dos lados de la línea de falla. Por consiguiente, la mayoría de las escarpas de línea de falla son fenómenos de segundo, tercer o enésimo ciclo. Sin embargo, una escarpa de línea de falla se puede desarrollar durante el mismo ciclo en el cual se formó la escarpa de falla original, pero si lo hace, significa que la escarpa de falla fue primero destruida por erosión y posteriormente, durante el mismo ciclo, se formó otra escarpa, cuya posición fue controlada por la línea de falla que marcaba la ubicación de la escarpa de falla original. Tenemos escarpas de líneas de falla jóvenes, maduras y seniles, dependiendo ello del grado de modificación que han sufrido y de sus posiciones con respecto a las fallas asociadas, que puede variar tanto como las de las escarpas de fallas. Debería ser evidente que la presencia de una escarpa de línea de falla significa una historia geomórfica más complicada para el área en la cual está, que una escarpa de falla. Probablemente en la naturaleza hay más escarpas de línea de falla que escarpas de falla. En las porciones estables de la corteza terrestre, la mayoría de las escarpas asociadas con fallas son escarpas de líneas de fallas. Algunas escarpas asociadas con fallas en las denominadas regiones inestables, también son escarpas de línea de fallas.

Puede parecer que se está recalcando demasiado la importancia de determinar si una determinada escarpa es de falla o de línea de falla. Si se ha insistido así, ha sido a causa de las grandes diferencias resultantes entre las historias geomórficas de los dos tipos. Johnson (1929) se ha valido de las mesetas del Colorado para ilustrar esto. En esa región, Dutton (1882) interpretó numerosas escarpas como de fallas y les asignó edades posteriores a la peneplanización del árca, a la que él denominó la Gran denudación. Sobre esta base llegó a la conclusión de que el río Colorado es un río antecedente que ha mantenido su curso a través del fallamiento de bloque. Trabajos más recientes de Blackwelder (1934) y Longwell (1946) han

indicado que la mayoría de las escarpas son escarpas de línea de falla y que el fallamiento fue más bien de edad antigua que reciente y, por consiguiente, anterior al período de la peneplanización. A ellos les pareció más probable que el río Colorado se hubiera sobreimpuesto a través de las fallas de la peneplanicie que en un tiempo se extendía por toda la región.

Davis reconoció que una escarpa de línea de falla puede mirar en la misma dirección que la escarpa de falla original o en dirección opuesta, dependiendo de la posición de las rocas potencialmente formadoras de las escarpas con respecto al nuevo nivel de base de erosión y del lado de la falla en el que están. Si la roca resistente está en el lado ascendido de una falla y por arriba del nivel de base de erosión, y contra ella, en el lado hundido, hay roca débil, la escarpa de línea de falla producida por erosión estará en el lado ascendido de la falla y, en esencia, reproducirá la escarpa de falla original. Davis definió tal escarpa como una *escarpa de línea de falla resecuente*. Si, por el contrario, la roca débil está en el lado ascendido y la roca resistente en el lado hundido, en o por arriba del nuevo nivel de base de erosión se formará una escarpa de erosión en el lado hundido de la falla y mirará en sentido opuesto a la escarpa de falla original. Tal escarpa se denomina *escarpa de línea de falla obsecuente*. El reconocimiento de una escarpa de línea de falla obsecuente no es muy difícil, siempre y cuando sea posible determinar sus lados ascendido y descendido, porque la presencia de una escarpa en el lado hundido no podría ser resultado de fallamiento. Tal vez sea difícil distinguir una escarpa de línea de falla resecuente de una escarpa de falla, y el éxito dependerá de la cantidad de información geológica y geomórfica de que se disponga. Sin embargo, éste es un problema común que debe ser resuelto correctamente si se quiere obtener una adecuada interpretación de la historia geológica y geomórfica de una región. Los criterios para esto se darán más adelante (ver pág. 265).

Una escarpa particular puede ser, en parte, una superficie de falla y, en parte, una superficie de erosión. Tal escarpa se denomina *escarpa compuesta* (Cotton, 1917). Imaginemos dos condiciones bajo las cuales se pueden formar escarpas compuestas. Primero, supondremos que se ha formado una escarpa de falla y que el fallamiento ha cesado. En la creación de la escarpa de falla, las capas débiles quedaron en la base de la escarpa, del lado del labio hundido. La erosión de estas rocas débiles amplía la escarpa hacia abajo, resultando así una escarpa que debe su parte superior a fallamiento y la porción inferior a la erosión. Una escarpa compuesta puede formarse de otra manera. Si una escarpa de falla es destruida por la erosión, y luego la región es ascendida formándose una escarpa de línea de falla resecuente, la reanudación del movimiento a lo largo de la antigua superficie de falla producirá una escarpa compuesta, cuya parte superior es de origen erosivo y la inferior de origen de falla. Puede parecer que las circunstancias que se acaban de describir son principalmente posibilidades teóricas, pero en realidad son comunes en la naturaleza. Las escarpas

de fallas y las escarpas compuestas pueden estar en la misma región. Sharp (1939), al describir la geología de la cadena Ruby-East Humboldt, en el nordeste de Nevada, llegó a la conclusión de que el frente este de los montes East Humboldt, en el extremo norte al menos, es una escarpa compuesta. La altura total de la escarpa es de unos 1.200 m. Él estimó

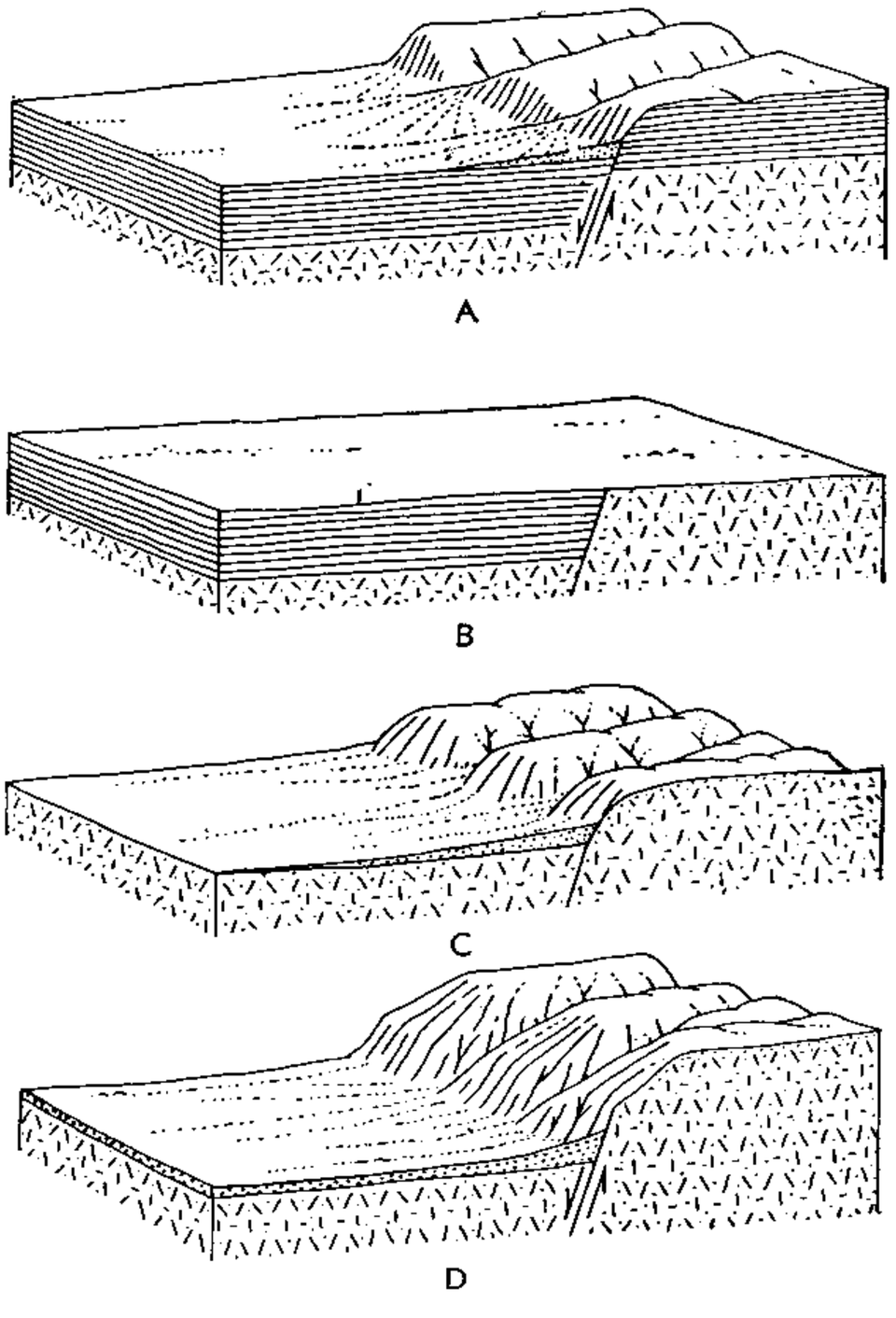


FIG. 10.4. *Etapas en la formación de una escarpa compuesta.* A. *Formación de una escarpa de falla.* B. *Destrucción de la escarpa de falla por erosión.* C. *Reanudación de la erosión con el desarrollo consiguiente de una escarpa de línea de falla resecuente.* D. *Reanudación del fallamiento con la producción de una escarpa compuesta, cuya parte superior es de origen erosivo y la parte inferior de origen de falla. (Tomado de Douglas Johnson.)*

que los 300 m inferiores eran de origen erosivo y los 900 m superiores producidos por fallamiento. Por otra parte, llegó a la conclusión de que el frente este de los montes Ruby tiene la apariencia de una escarpa de falla verdadera.

Cotton (1950a, 1950b), en años más recientes, ha sugerido que parte de la controversia sobre las escarpas de fallas y escarpas de líneas de fallas podría ser evitada mediante el agrupamiento de las escarpas en dos clases: tectónicas y no tectónicas. Consideró como *escarpas tectónicas* las escarpas de falla y las de líneas de fallas formadas en el ciclo de erosión inmediatamente posterior al fallamiento, y restringió las escarpas de líneas de

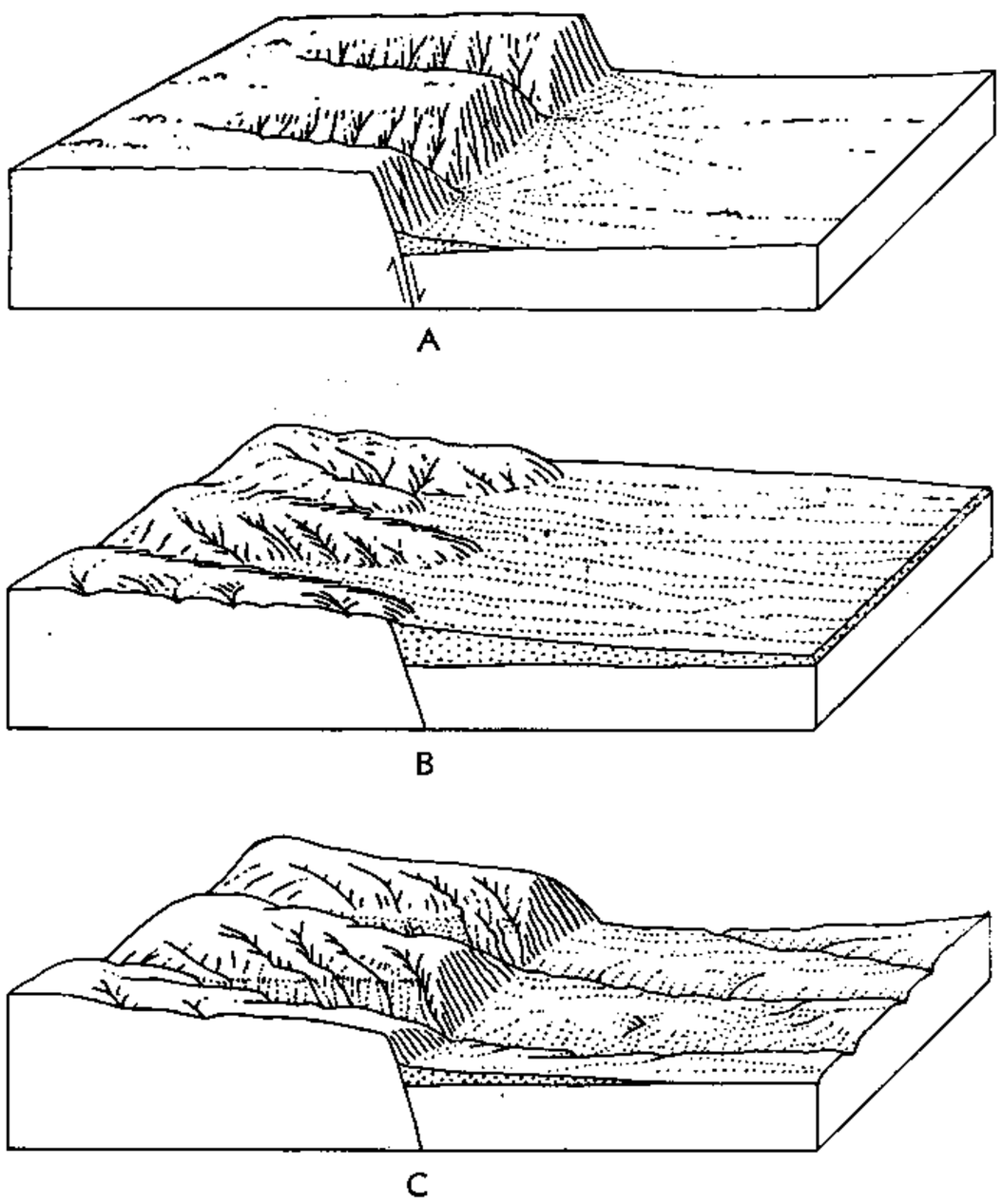


FIG. 10.5. *Etapas en la formación de una escarpa de línea de falla resurrecta.* A. *Creación de una escarpa de falla.* B. *La escarpa de falla es sepultada por el aluvión.* C. *Renovación de la erosión acompañando al ascenso, con la resurrección de la escarpa de falla. (Tomado de Douglas Johnson.)*

fallas a escarpas de segundo ciclo o escarpas multicíclicas que resultan de la erosión diferencial. Así restringidas, las escarpas de líneas de fallas son más bien caracteres estructurales antes que tectónicos. Con referencia a las escarpas tectónicas manifestó (1950b): "En Nueva Zelandia, los puristas han cometido el gravísimo error de distinguir demasiado minuciosamente entre escarpas de líneas de fallas y escarpas de fallas, en casos donde las primeras han sido producidas, sin duda alguna, en el actual ciclo erosivo

(geomórfico) principal por degradación de escarpas de fallas. Los geólogos australianos parece que han evitado esta trampa. Las formas son tectónicas y deben ser reconocidas como tales con cualquier interpretación de la historia geológica, de la misma manera que las escarpas de fallas menos erosionadas. Ha sido un error insistir en las condiciones actuales de las presentes líneas de fallas de muchas de las escarpas tectónicas, y ha sido un error aún mayor crear la categoría de escarpas «compuestas», que son escarpas de falla en su parte superior y escarpas de erosión de la línea de falla en su parte inferior. Con toda claridad, si una parte cualquiera de la escarpa es una escarpa de falla «verdadera» . . . el carácter del conjunto es tectónico".

No todas las escarpas vinculadas con fallamiento son descriptas con mayor exactitud como escarpas de falla, de línea de falla o compuestas. A estos tres tipos podemos añadir las *escarpas de falla resurrectas* y las *escarpas de líneas de falla resurrectas.* Aunque quizá sea raro, una escarpa de falla puede quedar sepultada bajo el aluvión lavado que desciende del lado solevantado de la falla y luego ser exhumada. Si tenemos presente nuestra definición de escarpa de falla, la que fué originariamente producida por fallamiento, se deduce que aunque sea sepultada y posteriormente exhumada, continúa siendo escarpa de falla, porque la remoción del aluvión no produjo una escarpa nueva, sino que solamente expuso una escarpa de falla sepultada. Baulig (1928) ha citado como ejemplo una escarpa de falla exhumada al oeste de Clermont-Ferrand, en el distrito de la meseta Central de Francia. Allí una escarpa de falla fue sepultada bajo un aluvión, sobre el que posteriormente se extendió la lava de uno de los volcanes de Auvernia, sepultándolo. Posteriormente, la erosión removió la mayor parte del aluvión, pero el que estaba bajo la colada se conservó como testigo de la sucesión de los acontecimientos transcurridos. Por supuesto, el reconocimiento de una escarpa de línea de falla resurrecta es una tarea aún más ardua y requiere una aprcciación completa de la historia geológica y geomórfica de la región.

CRITERIOS PARA DISTINGUIR LAS ESCARPAS DE FALLA DE LAS ESCARPAS DE LÍNEA DE FALLA

La dificultad para determinar el origen de las escarpas vinculadas con fallas queda en evidencia por las variadas interpretaciones que se les han dado. Por ejemplo, el imponente frente oriental de los montes Teton ha sido descripto tanto como escarpa de falla, como escarpa de línea de falla y como escarpa compuesta. La mera presencia de una escarpa a lo largo de una falla no es prueba de que la escarpa haya sido producida por fallamiento, aunque así se lo ha supuesto durante mucho tiempo y aparentemente todavía hay quienes siguen considerándolo.

Pruebas de fallamiento. Es, por supuesto, importante que sea establecida la presencia de una falla antes de afirmar que una escarpa pertenece a cualquiera de los tipos que pueden existir a lo largo de fallas. La comprobación geológica de una falla consta de fenómenos tales como: afloramiento real de la superficie de falla; presencia de brecha de falla o zonas trituradas; superficies con espejos de fricción a lo largo de un plano de



FIG. 106. *Un frente de talla con espejos de fricción, en una cantera en Harrisons, Natal, África del Sur.* (*Fotografía de L. C. King.*)

falla; zonas de diaclasamiento o fracturación excesiva; desplazamiento estratigráfico de capas en sentido vertical, horizontal u oblicuo; y truncamiento de estratos y estructuras geológicas por una escarpa. En áreas de rocas homogéneas y no estratificadas, las dos últimas pruebas pueden ser difíciles de reconocer. Aunque todas ellas estén presentes, únicamente prueban que hay una falla y, de por sí, no indican si la escarpa es producida por fallamiento o por erosión diferencial en sus dos lados.

Para determinar si una escarpa que está alineada con una falla es de origen diastrófico o erosivo, es deseable que valoremos todos los criterios que se han empleado. Con algunas enmiendas, la presentación siguiente está basada en la consideración de este problema por Blackwelder (1928a), quien agrupó los varios fenómenos geológicos y geomórficos que se encuentran a lo largo de las escarpas regidas por fallas en tres grupos: los que son comunes tanto a las escarpas de fallas como a las de líneas de fallas; los que son comprobaciones positivas de las escarpas de fallas; y los que están restringidos a las escarpas de líneas de fallas.

Caracteres comunes tanto a las escarpas de falla como a las escarpas de línea de falla. 1. Un frente abrupto e imponente. Esto, por supuesto, sólo es de aplicación para escarpas jóvenes. Es importante reconocer que un frente abrupto no es de por sí evidencia de que una escarpa sea de falla, como tantas veces se ha supuesto.

2. La presencia de una falla marginal está indicada por: *a)* brechas de



FIG. 10.7. *Fotografía vertical donde se manifiesta el desplazamiento de un espinazo debido al fallamiento, en el condado de Emery, Utah. (Fotografía del Soil Conservation Service.)*

falla, zonas de trituración, y zonas de fracturación y diaclasamiento excesivos; *b)* afloramiento de una superficie de falla con caracteres tales como espejos de fricción. Esto se presenta raramente; *c)* desplazamiento vertical, horizontal y oblicuo de las capas; y *d)* truncamiento de estratos de rocas y de estructuras geológicas a lo largo de una escarpa.

3. Facetas triangulares en las puntas de los espolones. Comúnmente se

supone que las puntas de los espolones facetados que terminan en o cerca de la falla son pruebas de fallamiento reciente. Esto no es necesariamente así. Por lo general, las pendientes de las caras de los extremos de los espolones son menores de 30 grados, mientras que los planos de fracturas de fallas directas son mucho más empinados. Por consiguiente, los espolones han sido sometidos a una modificación considerable por meteorización y erosión y no marcan la superficie de la falla. Además, es muy posible que

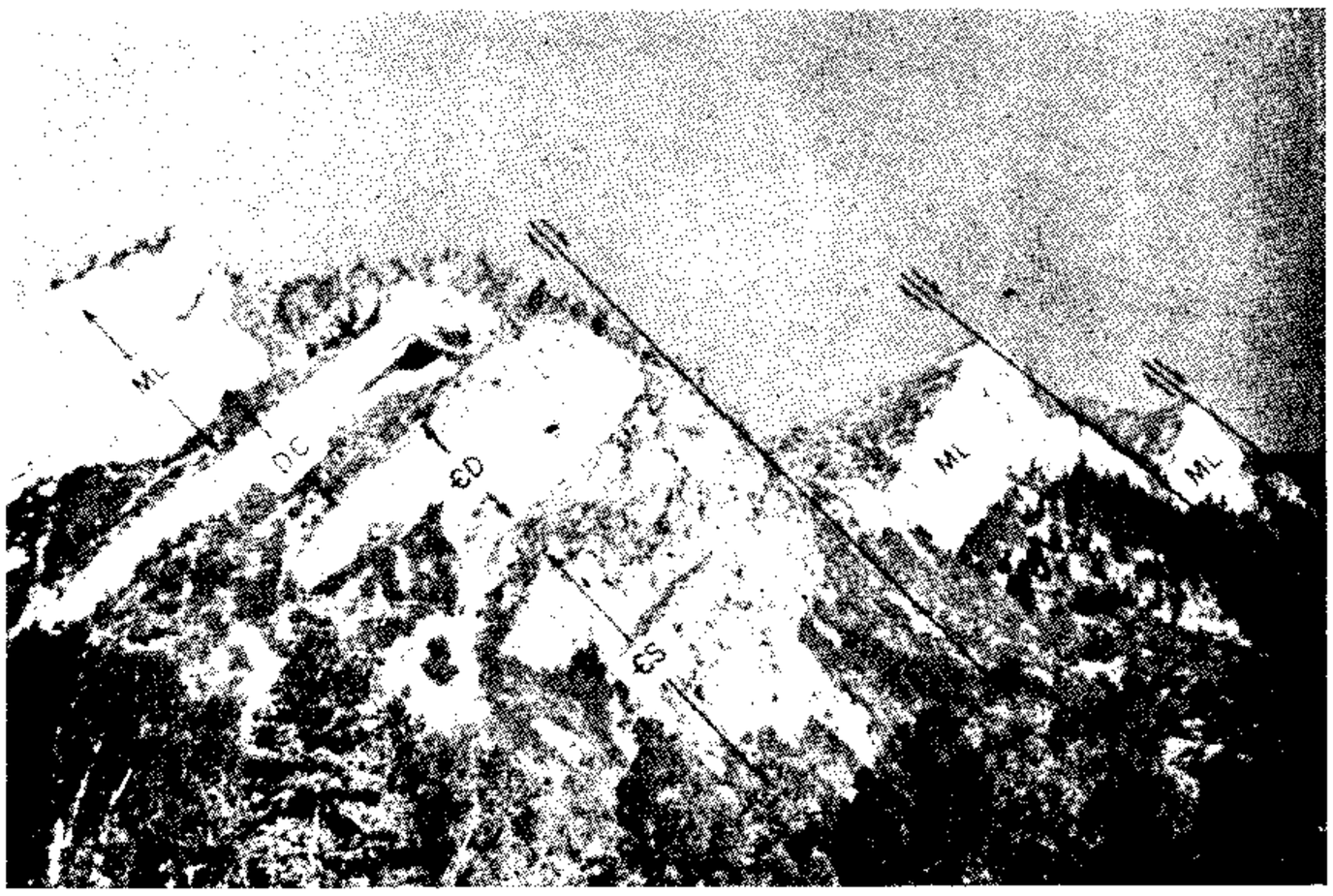


FIG. 10.8. *Desplazamiento de estratos y caracteres topográficos debido a fallas en escalón, a lo largo de la parte inferior del arroyuelo Canyon, cerca de Glenwood Springs, Colorado. CS, cuarcita de la Formación Sawatch del Cámbrico; CD, dolomita de la Formación Dotsero del Cámbrico; DC, Formación Chaffee del Devónico; ML, caliza de la Formación Leadville del Misisipiano. (Fotografía de W. C. MacQuown, h.)*

existan espolones facetados tanto a lo largo de una escarpa de línea de falla como de una escarpa de falla, aunque pueden ser más comunes a lo largo de estas últimas.

4. Base lineal de una escarpa. La mayoría de las fallas no se extienden en línea recta sino que son más bien sinuosas en su plano. Sin embargo, en comparación con escarpas tales como las de cuesta, las que están a lo largo de fallas de ángulo alto pueden ser notablemente rectas. No obstante, esta característica puede presentarse tanto en las escarpas de falla como en las de línea de falla.

5. Cañones agudos en forma de V, con pisos de roca firme que se extienden hasta la línea de falla. Posiblemente éstos sean comunes a lo largo

de escarpas de falla, pero también se pueden desarrollar a lo largo de escarpas de línea de falla o de otro tipo.

6. Los gradientes de los ríos aumentan a medida que se aproximan a una línea de falla. Esto, junto con el carácter 5, nos lleva a los valles denominados "copas de vino", que frecuentemente son tomados como demostración de fallamiento reciente. Blackwelder pensaba que el mismo efecto se podría obtener por una profundización más rápida de un curso fluvial



FIG. 10.9. Vista mirando al este de la escarpa que marca la margen occidental de los montes Wasatch, en Utah. Observar los espolones facetados. (Fotografía de Chicago Aerial Survey Co.)

en roca débil, que se halla en contacto con roca endurecida a lo largo de una escarpa de línea de falla.

7. Valles colgantes en el frente de la escarpa. Los valles colgantes son comunes a lo largo de las escarpas de fallas, pero también se pueden encontrar a lo largo de una escarpa de línea de falla, donde hay una diferencia notable en la dureza de las rocas situadas a ambos lados de la falla.

8. Manantiales a lo largo de la base de una escarpa. Los manantiales a veces se encuentran a lo largo de fallas, pero de ninguna manera están limitados a fallas activas o recientemente activas.

9. Derrame de lava a lo largo del trazado de una falla. Aunque se

pueda demostrar que las lavas sean de origen reciente, no son prueba de que la escarpa con la que se vincula tiene como origen una falla, porque pueden representar una renovación del vulcanismo a lo largo de una falla inactiva desde mucho tiempo atrás.

Hay otros caracteres topográficos que pueden sugerir la presencia de una falla, pero no representan demostración específica alguna de que la falla, si está presente, sea de edad reciente o antigua. Entre éstos tenemos fenómenos tales como:

1. Frecuentes deslizamientos de tierra.
2. Alineación de hendiduras, "cols" y muescas cuadradas en crestas que no revelan controles de origen litológico.
3. Cursos de ríos paralelos, largos y derechos, a través de rocas de varios tipos y estructuras.
4. Desplazamiento de cursos de ríos en ángulo casi recto. A medida que los desplazamientos sean múltiples y en contra de la pendiente regional, pueden ser explicados de otras maneras.

Parece posible que todos los caracteres mencionados aparezcan tanto a lo largo de escarpas de línea de falla como en las de falla. Una combinación de varios de ellos puede sugerir firmemente un origen de falla, pero debería contarse con pruebas más decisivas antes de llegar a la conclusión de que se trata de una escarpa de falla.

Caracteres típicos de las escarpas de falla. En esta clase se incluyen varios caracteres topográficos y geológicos, algunos de los cuales son pruebas positivas de que la escarpa con la cual están asociados fue producida directamente por fallamiento: otros sólo son pruebas presuntas.

1. Correlación deficiente entre dureza de la roca y formas topográficas. Si en una falla las rocas del lado de la escarpa son más débiles que las del lado hundido, o si los materiales de ambos lados son débiles, por ejemplo sedimentos no consolidados, entonces la comprobación de que la escarpa fue producida directamente por fallamiento es positiva, porque a lo largo de una escarpa de línea de falla siempre habrá una correlación estrecha entre la topografía y la dureza de la roca.

2. Presencia de caracteres "rift" a lo largo de una escarpa. Caracteres varios tales como escarpas pequeñas, lagunas de desplome o cuencas, y cerros pequeños en forma de cuña que están en relación de discordancia entre sí, han sido denominados caracteres "rift" por su predominio a lo largo del famoso "rift" de San Andreas, en California. Donde están presentes, proporcionan la certeza de fallamiento reciente, pero con mayor frecuencia no aparecen.

3. Desagüe estancado aguas arriba de una escarpa. Si una escarpa mira aguas arriba e interseca un valle transversal para formar un lago en su base, es signo evidente a favor de un fallamiento reciente.

4. Conos aluviales anormalmente pequeños en la base de una escarpa.

Estos pueden ser el resultado del hundimiento reciente de un bloque de falla en la base de una escarpa con el descenso acompañante del aluvión derivado del bloque levantado. En regiones áridas o semiáridas, donde los ríos permanentes son pocos, este criterio es de aplicación más amplia que en áreas húmedas donde la erosión continúa a lo largo de la base de la escarpa y puede impedir el desarrollo de conos aluviales extensos.

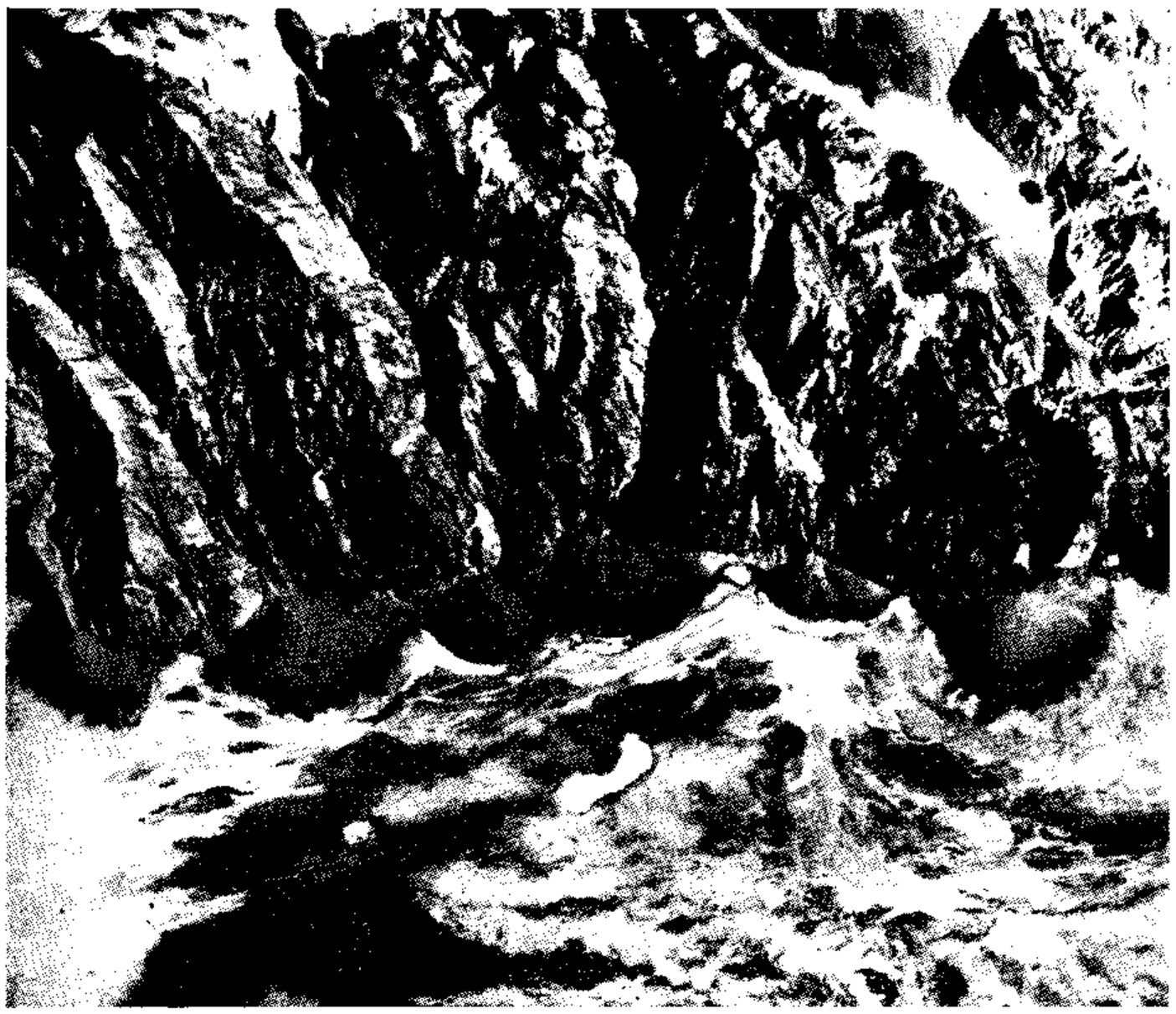


FIG. 10.10. *Fotografía vertical que muestra los nuevos conos aluviales a lo largo del frente de una escarpa de falla en la región del Valle de la Muerte. (Fotografía del Fairchild Aerial Surveys.)*

5. Terremotos intensos frecuentes. Los terremotos de magnitud mayor demuestran positivamente que el diastrofismo todavía está activo y, por consiguiente, sugiere que puede haberse producido una escarpa de falla.

6. Desplazamiento de superficies topográficas antiguas. Si algunas porciones de superficies de erosión maduras o seniles se han desplazado unas con respecto a otras, hay prueba convincente de fallamiento reciente. Las superficies topográficas desplazadas, en el lado hundido de la falla a menudo están sepultadas por aluvión; por consiguiente, se debe tomar la precaución de no confundir un nivel topográfico que se formó en el bloque hundido

después del fallamiento, con las formas topográficas más antiguas y más altas del lado levantado de la falla. Los valles decapitados en la pendiente trasera de un bloque levantado, son ilustrativos de este tipo de testimonio. Donde tales valles son cortados abruptamente en el borde de una escarpa, hay una presunción firme de una escarpa de falla, aunque en raros casos pueden estar asociados con una escarpa de falla resurrecta.

7. Dislocación de depósitos pleistocénicos o recientes. La dislocación de materiales geológicos tan jóvenes indica firmemente fallamiento reciente, pero esta prueba no siempre es posible.

8. Terrazas alabeadas. Las terrazas fluviales pueden mostrar pendientes anormalmente empinadas o aun inversión de la pendiente, que puede ser atribuida a fallamiento y, por consiguiente, confirmar el origen de falla de una escarpa de las proximidades.

9. Presencia de *louderbacks.* El término *louderback* fue propuesto por Davis (1930) para segmentos de una colada de lava desplazados en ambos lados de una falla. Si se puede establecer que la colada de lava es de edad geológica reciente (preferiblemente del Pleistoceno o del Reciente), hay justificación para suponer que las escarpas asociadas fueron producidas por fallamiento. En realidad, éste es un tipo especial de desplazamiento de superficies topográficas más antiguas.

10. Identificación real del plano de falla a lo largo de una escarpa. Raramente sucede que la cara de un plano de falla esté expuesta o conservada a lo largo de una escarpa de falla, porque la mayoría de éstas han sufrido modificación por meteorización y erosión. Sin embargo, si se encuentra la superficie de un plano de falla, sugiere firmemente fallamiento reciente.

11. Escarpa a través de depósitos aluviales. Las *escarpas aluviales* son escarpas bajas, generalmente en el aluvión, que se encuentran en las bases de las crestas de los bloques de falla. Varían en altura desde unos pocos decímetros hasta más de 30 m. Gilbert (1928) pensó que eran producidas principalmente por desmoronamiento acompañando al movimiento a lo largo de un plano de falla, y, por consiguiente, prefirió denominarlas escarpas de pie de monte mejor que escarpas de falla. La escarpa Cucamonga, en la base de la cadena de San Gabriel, en el sur de California, es una muestra excelente de una escarpa aluvial (Eckis, 1928). Tiene una altura de 18 a 23 m en aluvión y de 60 a 76 m donde separa al aluvión del substrato. La presencia de tales escarpas constituye prueba positiva de fallamiento reciente, porque no podrían persistir mucho en materiales no consolidados.

Prueba firmemente presuntiva de escarpas de línea de falla. 1. Escarpas situadas en el lado hundido de una falla. Donde esto se puede observar, es prueba concluyente, pero será válido únicamente para escarpas de línea de falla obsecuentes.

2. Correlación estrecha entre la dureza de roca, la estructura y la topografía. Ésta es una de las mejores pruebas que se pueden lograr; es aplicable a los dos tipos de escarpas de línea de falla.

3. Trazado de una falla sin marcada expresión topográfica que se extiende a través de los espolones laterales en vez de indicar sus extremos. Si el trazado de una falla corta los espolones que se extienden desde una escarpa antes que terminarlos, la prueba en favor de una escarpa de línea de falla es firme, porque si la escarpa fuera de falla deberíamos esperar que una línea de falla cruzara las puntas de los espolones.

4. Pruebas de que la falla es de edad pleistocénica. Si se supone que la mayoría de los detalles de la topografía presente se desarrollaron en tiempos posterciarios, es probable que se trate de una escarpa de línea de falla. Algunos dudan de la validez de esta suposición y, por consiguiente, sostienen que las escarpas de fallas pueden persistir por períodos más largos. Cotton(1950*a*) sostuvo que este criterio debería ser rechazado porque prácticamente supone que no puede haber escarpas de fallas sin fallamiento activo a lo largo de ellas.

5. Desagüe sobreimpuesto a través de una falla. El testimonio en favor de una escarpa de línea de falla es concluyente si se puede demostrar con seguridad que el desagüe está sobreimpuesto a través de una falla. Sin embargo, la distinción entre ríos sobreimpuestos y antecedentes es comúnmente difícil de realizar, y, a no ser que haya verdaderos remanentes del manto superficial desde el cual se sobreimpusieron los ríos, la validez de la interpretación puede ser dudosa.

A causa de la posibilidad de confundir las escarpas de falla con las de línea de falla, es difícil dar ejemplos específicos de cada tipo con la seguridad de que sean correctos. Como ejemplos de escarpas de falla, podemos citar el frente este de la cadena Warner, en el nordeste de California; la ladera oeste del Schwarzwald, en la margen este del valle del Rin; y la ladera oeste de los Vosgos, al poniente del Rin. El frente este de la sierra Nevada, en California, y el frente oeste de los montes Wasatch, en Utah, comúnmente son citados como escarpas de falla, pero más bien pueden ser de naturaleza compuesta, como también es el caso del frente este de los montes Teton. Las escarpas que se pueden clasificar como líneas de falla con un grado razonable de seguridad son: las numerosas escarpas de la región del valle del Connecticut, en bloques de falla triásicos, ejemplificados por el monte Holyoke, el monte Tom, y el monte Toby; la escarpa Ramapo, de Nueva Jersey; y los Grand Wash Cliffs, de Colorado.

TOPOGRAFÍA DE CUENCAS Y CADENAS Y SU ORIGEN

La provincia de Cuencas y Cadenas del oeste de los Estados Unidos de América, delimitada al oeste por la sierra Nevada y al este por los montes Wasatch y las mesetas de Colorado, es el área tipo para topografía des-

arrollada sobre bloques de falla inclinados. Johnson (1929) se ha referido al tipo de bloques de falla encontrados en esta región como *bloques inclinados* o *monoclinales*. Estas formas también han sido descriptas como *montañas de bloques*, aunque este término es empleado por algunos para incluir esos bloques ascendidos que muestran poca o ninguna inclinación monoclinal, denominados pilares tectónicos (ver pág. 279). Johnson con-



FIG. 10.11. *Vista mirando hacia el sur de los bloques inclinados que forman el extremo sur de los montes Steen en el sudeste de Oregón. El valle Broad, fallado hacia abajo, está en segundo término. La masa montañosa está integrada por coladas de lava y rocas sedimentarias. (Fotografía de R. E. Fuller.)*

sideró los bloques de montañas como *montañas de bloques inclinados*, y las cuencas entre ellos como *cuencas de bloques inclinados*, donde son producto directo del fallamiento. Si hay formas producidas por erosión durante un segundo o posterior ciclo, los términos obsecuente y resecuente fueron empleados para indicar si la presente topografía de erosión coincide con o es opuesta a las formas producidas originariamente por el fallamiento. De este modo, si una topografía de erosión reproduce esencialmente la topografía fallada, los bloques de montañas serán considerados como *mon-*

tañas de bloques inclinados resecuentes, y los terrenos bajos adyacentes a ellos como *valles de bloques inclinados resecuentes*. Las escarpas delimitantes serán escarpas de línea de falla resecuentes. Si, por otra parte, la topografía de erosión es opuesta a la topografía original producida por fallas, los bloques de montañas serán *montañas de bloques inclinados obsecuentes*, las cuencas *valles de bloques inclinados obsecuentes*, y las escarpas delimitantes, escarpas de línea de falla obsecuentes.

Aunque estos términos pueden conducir a un significado claro de la historia geológica y geomórfica de un área, siempre existe la dificultad de determinar inequívocamente si las escarpas son escarpas de falla o escarpas de líneas de falla. Como consecuencia de esto se ha desarrollado una amplia divergencia en la interpretación de la topografía de cuencas y cadenas. La siguiente reseña condensada de las cambiantes interpretaciones de la topografía de cuencas y cadenas ha sido dada por Nolan (1943). King, en 1870, fue el primero en tratar el área, y pensó que las montañas eran remanentes de pliegues erosionados. Gilbert, en trabajos de 1874 y 1875, presentó por vez primera la idea de que las montañas eran, esencialmente, grandes bloques delimitados por fallas en uno o en ambos lados. Powell y Dutton reconocieron la evidencia de un antiguo período de plegamiento seguido por peneplanización, pero pensaron que el período de fallamiento, responsable de la topografía actual, era de fecha mucho más tardía. Los geólogos aceptaban en general que el origen de la topografía era una falla, hasta que Spurr disentió. Aunque reconociendo que hay escarpas de falla en el área de la meseta de Colorado, creía que la topografía de la provincia de Cuencas y Cadenas había sido producida principalmente por la erosión fluvial que desde los tiempos jurásicos actuó sobre bloques de fallas, y que relativamente pocas fallas recientes tienen expresión topográfica. En otras palabras, la mayoría de las escarpas son escarpas de líneas de falla. Él explicó la gran erosión suponiendo que hubo un clima más húmedo durante la mayor parte del tiempo en que las montañas se estaban formando. Baker (1913) fué, aparentemente, el primero en poner en tela de juicio la idea de que las fallas son directas y en sugerir que son inversas, producidas por compresión lateral.

Louderback (1923), al tratar la sierra Nevada, el mayor de los bloques inclinados, llegó a la conclusión de que:

1. El bloque de la sierra Nevada ha sido ascendido en su borde oriental 1.500 m o más, mientras que su borde occidental permaneció cerca del nivel del mar.
2. Este levantamiento fue acompañado por mucho fallamiento, particularmente en el lado este del bloque.
3. El fallamiento y la elevación del bloque tuvieron lugar durante el Terciario superior y/o Cuartario, y por lo tanto no era "relativamente viejo".
4. El fallamiento ha sido el causante directo de los caracteres topográ-

ficos principales, aunque reconoció que habían sido modificados por la erosión.

5. La pendiente oriental de la cadena fue determinada principalmente por fallamiento.

6. Fallas reales se presentan en la base oriental de la sierra Nevada, y están demostradas por caracteres tales como escarpas de fallas, brechas de falla, superficies con espejos de fricción y estriadas, y coladas de lava desplazadas.

7. Las fallas están donde deben estar, de acuerdo con la hipótesis de que la topografía fue producida esencialmente por fallas.

8. Los valles y las cuencas al este de la sierra Nevada son básicamente bloques de fallas deprimidos, y han estado en el área principal de la agradación.

Estas conclusiones de Louderback representan esencialmente los conceptos de los que creen que la topografía de cuencas y cadenas es primariamente un producto directo del fallamiento.

Fallas de edades diferentes fueron reconocidas por Davis y utilizadas por él para dar razón de las diferencias en las características geomórficas de las diversas cadenas. Gilbert, en un trabajo póstumo (1928), presentó informaciones adicionales, principalmente de carácter geomórfico, para apoyar su argumento de que la topografía era producida principalmente por fallas.

La idea de que las fallas son inversas se continuó sosteniendo. Smith (1927) sostuvo este punto de vista, al igual que Lawson (1936), quien creyó que el frente oriental de la sierra Nevada es, en realidad, la cara de un bloque de corrimiento abrupto. Sin embargo, no extendieron este concepto a otros bloques en el área de Cuencas y Cadenas.

Blackwelder (1928b) reiteró su creencia de que muchas de las cuencas intermontanas fueron producidas en fajas de roca débil, y que muchas de las escarpas que constituyen el frente de la montaña son escarpas de línea de falla. De este modo, el origen de la topografía de cuencas y cadenas permanece siendo una cuestión polemística. La mayoría de los geólogos están en favor del punto de vista de que gran parte de la topografía debe sus características a efectos directos del fallamiento, pero está siendo reconocido, al menos por algunos, que no toda la topografía puede ser incluida en esta categoría y que cada cadena individual necesita ser considerada como un problema especial. La opinión predominante es que la mayoría de las fallas son directas más bien que inversas. Un juicio ponderado parecería sugerir que el fallamiento en bloques comenzó tal vez ya en el Oligoceno y ha continuado intermitentemente hasta el presente. Bien puede haber escepticismo respecto a que las escarpas de falla, formadas en el Oligoceno, perduren hasta hoy en día.

TOPOGRAFÍA A LO LARGO DE FALLAS DE DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL

Como ya se ha manifestado, en ciertas áreas el fallamiento es de un tipo que ahora se denomina comúnmente de desplazamiento horizontal, en el cual predominan los movimientos de desplazamiento de rumbo. La falla o zona de falla de San Andreas (Willis, 1938a, 1938b) es el ejemplo más famoso de este tipo. Tiene una extensión lineal conocida de 885 km, pero ninguno de sus extremos ha sido localizado, porque en el norte pasa por debajo de las aguas del océano Pacífico y en el sur está sepultada bajo los sedimentos en



FIG. 10.12. *Desplazamiento lateral de un camino cerca de Arvin, en California, provocado por el terremoto de Arvin-Tehachapi del 25 de julio de 1952. (Fotografía de R. C. Frampton.)*

la cuenca de Salton. Las pruebas de movimiento reciente residen en escarpitas de falla no disectadas, zonas de trituración y de jaboncillo, crestas de presión, lagunas de desplome y diversidad de suelos y vegetación a ambos lados de la falla.

El movimiento a lo largo de la falla ha sido tal que se lo describe como *lateral derecha* (mirando de frente a la falla el lado opuesto al observador se ha movido hacia la derecha). El movimiento puede comprobarse visualmente por el desplazamiento del curso de los ríos donde éstos cruzan la falla. Esto se observa no solamente a lo largo de la falla de San Andreas,

sino también a lo largo de otras fallas del sur de California, tal como la falla Whittier, a lo largo de la cual hubo movimiento de desplazamiento horizontal.

En otras localidades no se han señalado surcos tectónicos similares a los que corren a lo largo de la falla San Andreas. Excepto en el valle de San Andreas, al sur de San Francisco, el surco de la falla no coincide con los

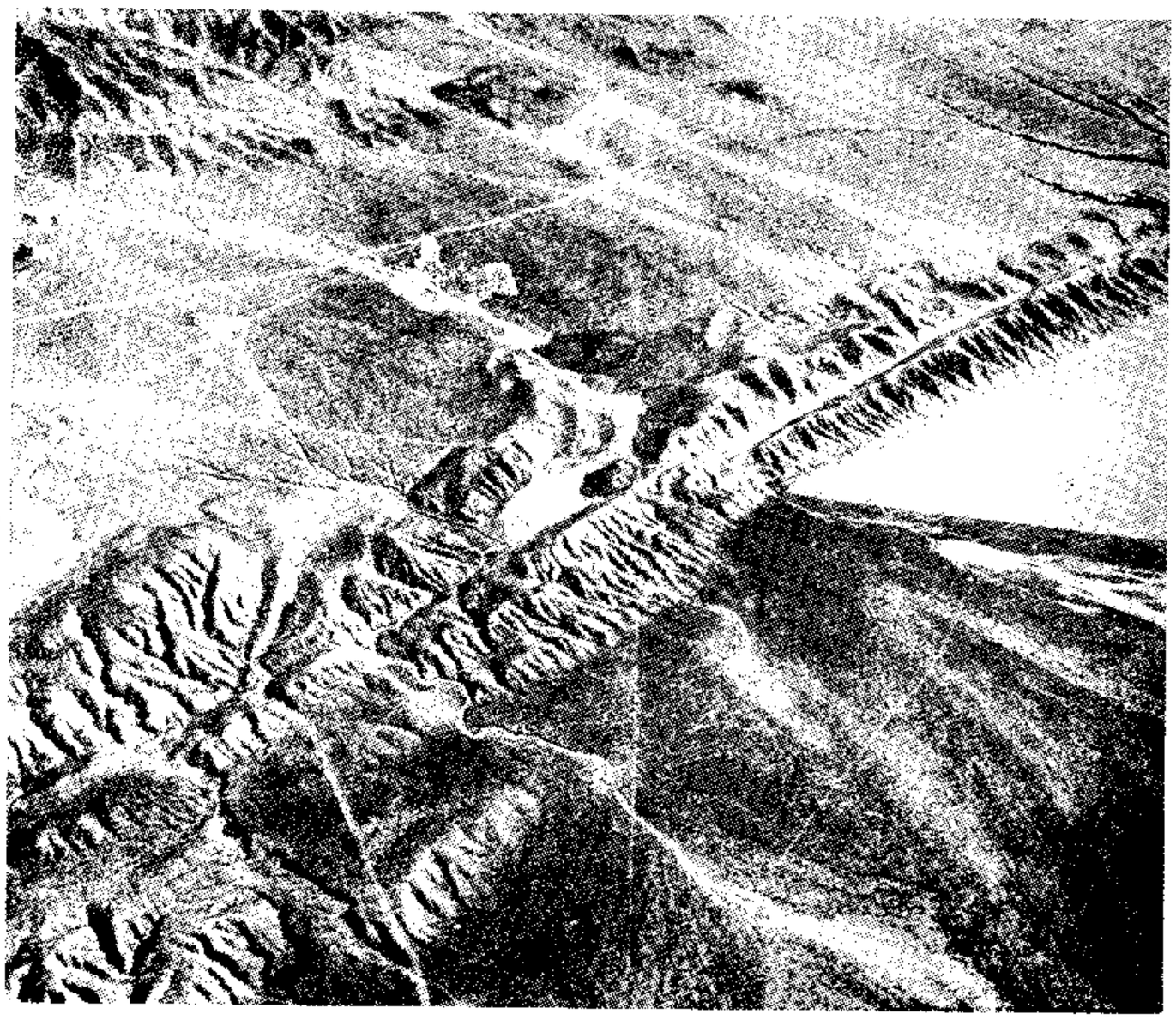


FIG. 10.13. *Desplazamiento lateral del desagüe hacia la derecha, debido a la falla San Andreas, 8 km al oeste de Taft, en California. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

ríos por largo trecho. Más comúnmente, los ríos cruzan la falla, pero donde lo hacen, la siguen por un trecho corto y luego la dejan.

Asociadas con la falla San Andreas, en el sur de California hay numerosas otras fallas caracterizadas por un tipo similar de movimiento. Entre éstas se cuentan las fallas San Jacinto, San Gabriel, sierra Madre, Mission y Whittier. Crowell (1952) ha demostrado que el movimiento a lo largo de la falla San Gabriel, que tiene rumbo paralelo a la de San Andreas por unos 144 km, también ha sido de naturaleza de desplazamiento de rumbo y alcanza un movimiento lateral derecha de 24 a 40 km, como lo demuestra

el desplazamiento de los conglomerados y brechas del Mioceno a ambos lados de la falla.

Los caracteres topográficos principales de la región de Los Ángeles están notablemente subrayados por una serie de fallas marcadas por movimiento de desplazamiento de rumbo. Los montes San Gabriel están delimitados en el nordeste por las fallas San Andreas y San Jacinto, y en el sudoeste por las fallas sierra Madre y Cucamonga. Otras numerosas fallas en determinados trechos coinciden estrechamente con los frentes de montañas menores o de cerros (ver Fig. 10.14). Estos trechos de tierras altas delimitados por fallas han venido descargando detritos en la cuenca de hundimiento del sur, por lo menos desde los principios del Mioceno y así en el centro de la cuenca se han acumulado sedimentos con un espesor de 7.600 m.

Los gigantescos deslizamientos de tierra locales son geomorfológicamente significativos a lo largo de las laderas de las montañas delimitadas por fallas, como también dentro de las mismas masas montañosas. Dentro de las montañas, numerosos ríos muestran su alineamiento con fallas. De hecho, algunos valles están separados de las fallas como si se hubieran desarrollado en niveles superiores y hubieran sido profundizados verticalmente, ocasionando un desplazamiento de sus actuales cursos desde las posiciones de las fallas localizantes.

PILARES TECTÓNICOS, FOSAS TECTÓNICAS Y FORMAS RELACIONADAS

Los bloques de la corteza terrestre pueden ser ascendidos o descendidos relativamente entre fallas más o menos paralelas sin inclinación pronunciada. Los bloques ascendidos relativamente se denominan, por lo común, *pilares tectónicos*, y los bloques descendidos *fosas tectónicas*, cuando resultan directamente del fallamiento. En tales casos Johnson (1929) prefirió el término *bloques rift*, pero se objeta este uso, porque el término *rift* es a menudo aplicado a los *rifts* de terremotos, tal como el *rift* asociado con la falla San Andreas en California, a lo largo de la cual el movimiento ha sido principalmente horizontal. A un bloque ascendido Johnson lo denominaría una *montaña de bloque rift* o pilar tectónico, y al bloque descendido una *cuenca de bloque rift* o fosa tectónica. Los términos pilar y fosa tectónica están tan arraigados en la literatura geológica que una terminología adicional únicamente traería confusión.

Ejemplos de lo que comúnmente se considera como pilares tectónicos son: la depresión del Jordán –mar Muerto–, el valle de la Muerte, la fosa tectónica del Rin, las grandes cubetas oceánicas como la cuenca Bartlett en la costa de Cuba, y los "valles Rift" en el este del África. Ejemplos de pilares son los montes Vosgos, al oeste de la fosa del Rin; la meseta de la Selva Negra o Schwarzwald, al este de aquéllos; la meseta de Palestina

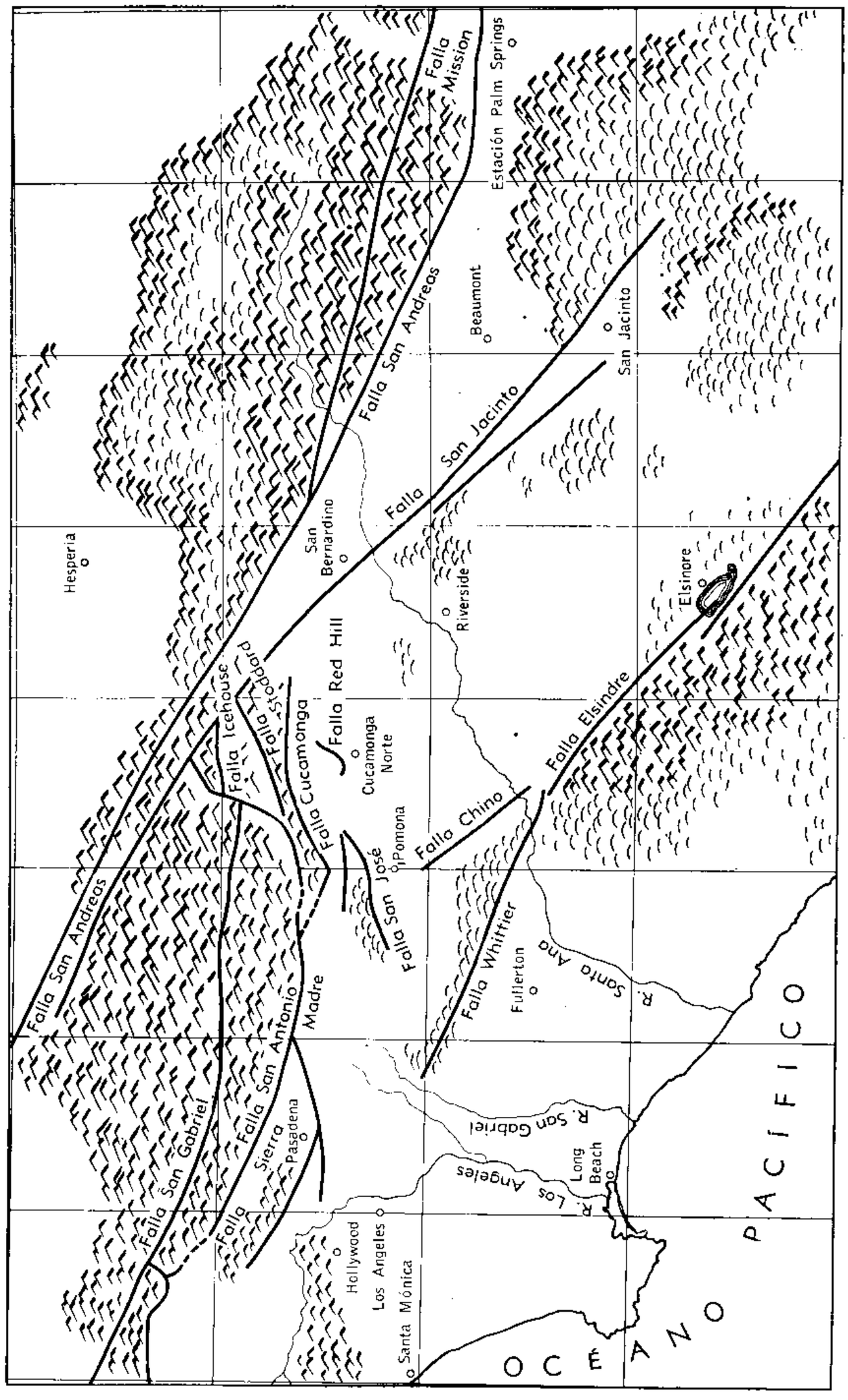


FIG. 10.14. *Caracteres topográficos principales del área de la cuenca de Los Ángeles. Obsérvese cómo las fallas influyen sobre el diseño topográfico general. (Tomado de A. O. Woodford.)*

y la meseta de Transjordania, respectivamente al oeste y al este del mar Muerto.

Sin embargo, se necesitan términos para describir las formas topográficas que simulan pilares y fosas, pero que deben su presencia a la erosión. Aquí, la terminología propuesta por Johnson es útil. El término valle *rift*, tal como se aplica a las grandes cuencas o fosas del este del África, y en otras

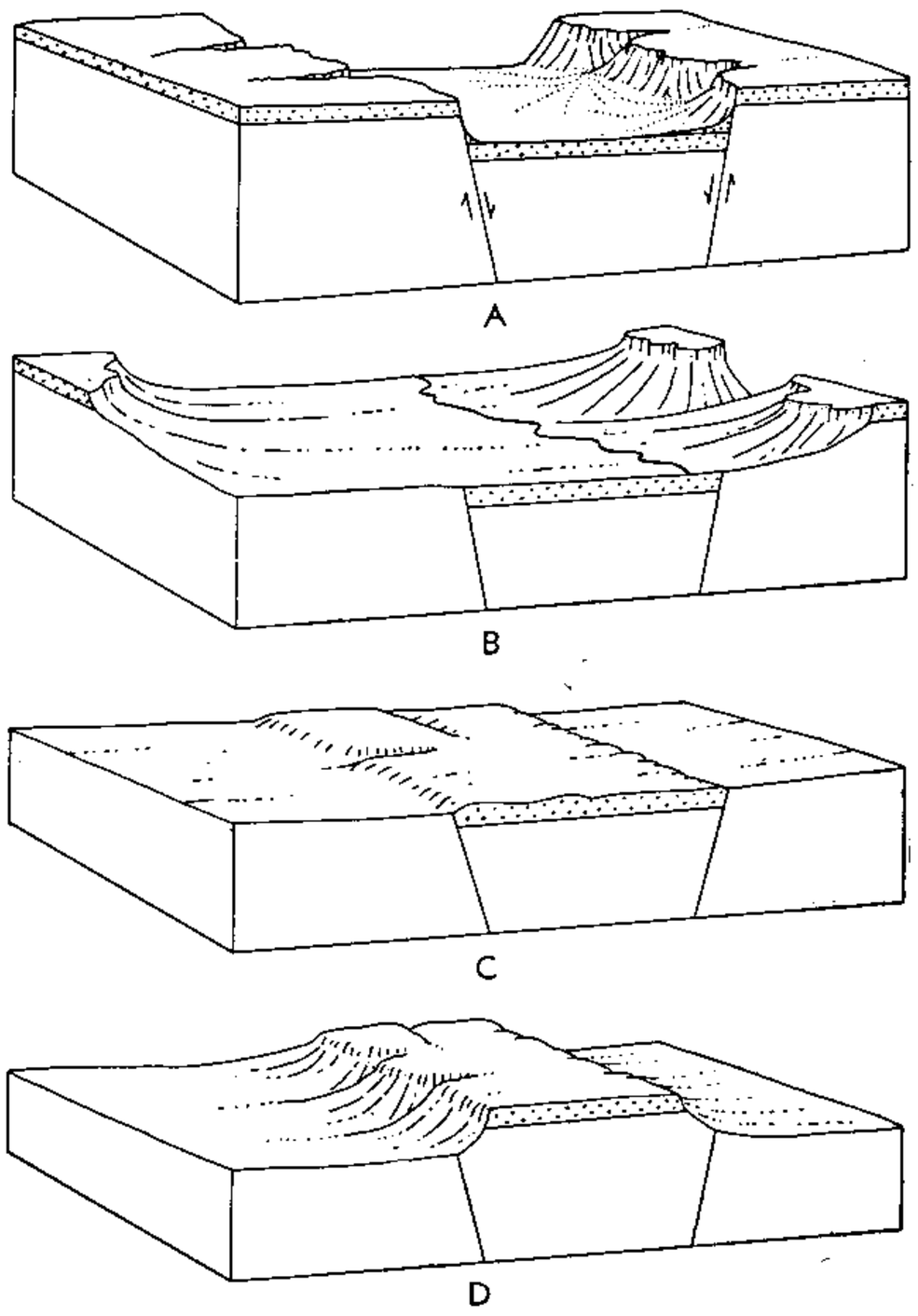


FIG. 10.15. *Etapas que conducen a la inversión de la topografía en una fosa tectónica.* A. *Formación de una fosa.* B. *Destrucción por erosión de la topografía producida por el fallamiento.* C. *Reanudación de la erosión acompañando al ascenso.* D. *Desarrollo de una montaña de bloque tipo* rift *obsecuente, donde originariamente estaba la fosa. (Tomada de Douglas Johnson.)*

partes, se expone a críticas, pues la denominación valle no debería aplicarse a formas topográficas producidas por fallamiento, sino a caracteres resultantes de erosión fluvial. De cualquier modo, se ha aplicado durante mucho

tiempo a los surcos profundos del este del África y del oeste del Asia, y probablemente se continuará aplicándola, pero hay que tener presente que su sentido es general, más bien que específico.

Si después de la destrucción por erosión de los pilares y fosas originales, una región es elevada sobre un bloque de rocas débiles delimitado por fallas paralelas, se puede desarrollar un relieve bajo semejante a una fosa. Tal carácter sería denominado por Johnson *valle de bloque rift* para distinguirlo de una fosa original producida por fallamiento. Si dicho relieve bajo ocupa una posición coincidente con una fosa anterior, sería considerado como un valle resecuente de bloque rift. Las escarpas delimitantes serían escarpas resecuentes de línea de falla. Si, de cualquier modo, una tierra baja de origen erosivo reemplaza a un pilar, sería un *valle obsecuente de bloque rift*, limitado por escarpas obsecuentes de líneas de fallas. También es posible que por la erosión resulten formas semejantes a pilares. Tras la destrucción erosiva de un pilar y la elevación de la región, la erosión puede reproducir esencialmente la topografía original, con tal que debajo del nivel de base en los lados hundidos de las fallas hayan quedado situadas rocas débiles. En tal caso, el tramo sería denominado una *montaña resecuente de bloque rift*, para distinguirlo del pilar original, y las escarpas delimitantes serían escarpas resecuentes de líneas de falla. Si, de cualquier modo, un bloque hundido de roca resistente, limitado por roca más débil en uno y otro lado por erosión diferencial, viene a quedar más arriba que los valles de bloque rift adyacentes, sería una *montaña obsecuente de bloque rift*, y sus escarpas delimitantes serían escarpas obsecuentes de líneas de falla. Las montañas obsecuentes de bloque rift y los valles de bloque rift representan inversión de la topografía en estructuras falladas similares a lo previamente observado en estructuras plegadas. Ejemplos adecuados de tales montañas se encuentran en la parte elevada del centro de Texas.

CORRIMIENTO

En los Alpes, los Apalaches, las montañas Rocallosas, las Tierras Altas del noroeste de Escocia, y en otras partes, las fuerzas compresivas han producido corrimiento con la complejidad de la estructura geológica resultante y las formas geográficas correspondientes. Probablemente, el ejemplo de corrimiento más notable se encuentre en los Alpes, donde grandes mantos de rocas han sido movidos según ángulos bajos por muchos kilómetros y se han creado estructuras geológicas tan complicadas, que su relevamiento o interpretación se encuentra entre los problemas más difíciles con que los geólogos han tropezado. Los mantos de corrimiento se denominan *cobijaduras*. Están asociados particularmente con pliegues recumbentes o volcados, y el complejo de escamas de rocas sobrepuestas se denomina *estructura imbricada*, por su similitud con tejas traslapadas.

En Montana, el sobrecorrimiento de Lewis tiene una longitud aproxi-

mada de 217 km (Billings, 1938) y un desplazamiento horizontal de alrededor de 24 km. Sus superficies de falla se hunden hacia el sudoeste con un ángulo de unos 3 grados. La falla Bannock, del sur de Idaho (Mansfield,

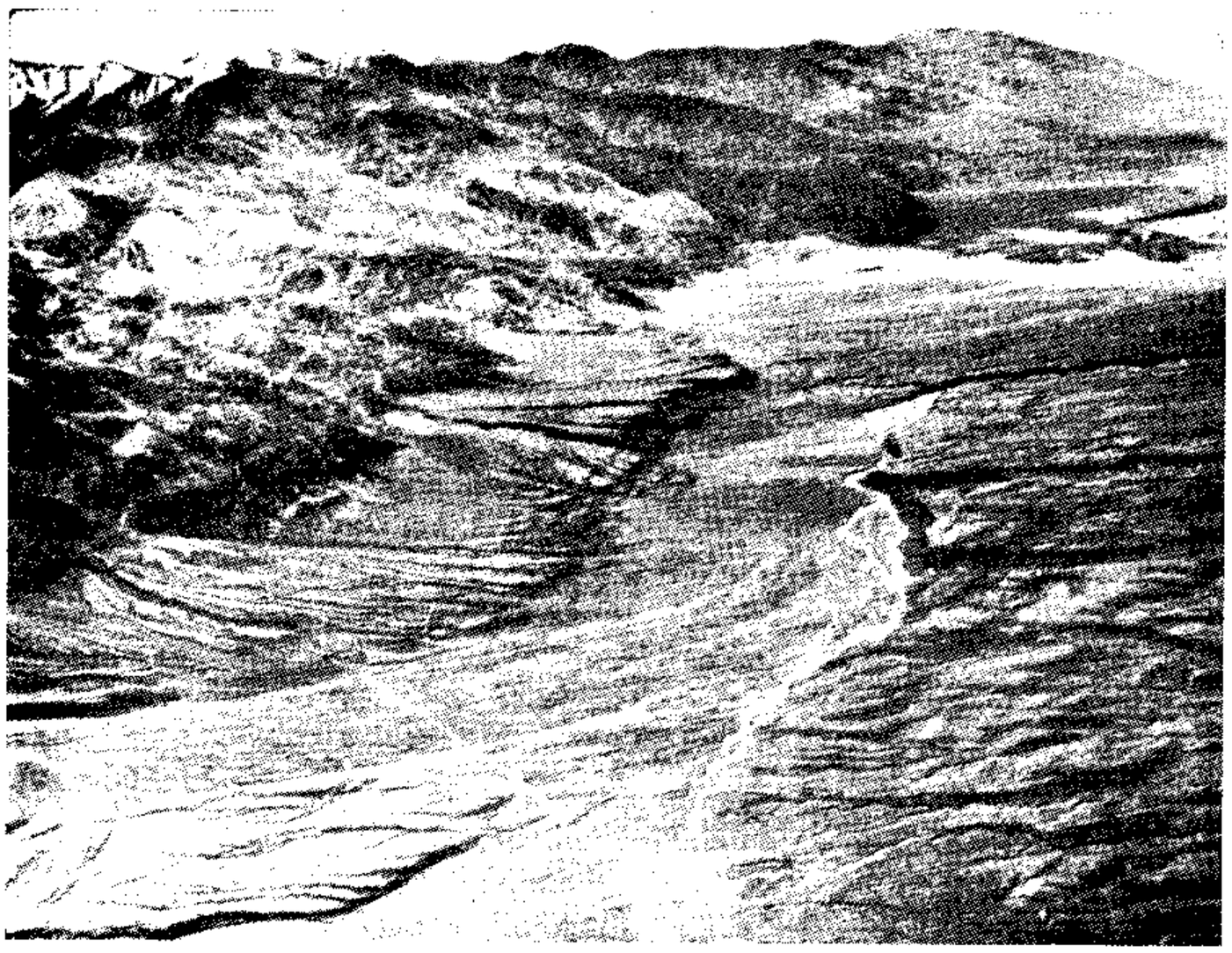


FIG. 10.16. *Una pequeña fosa tectónica de frente de cordillera, en la desembocadura del cañón Wildrose, en el borde oeste de los montes Panamint, en California. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

1927), tiene una longitud de 435 km y puede tener un desplazamiento horizontal de hasta 56 km. El corrimiento de alto ángulo es algo menos común que el de bajo ángulo; está bien representado en los montes Sawtooth de Montana.

EXPRESIÓN TOPOGRÁFICA DE DIFERENTES TIPOS DE FALLAS

Fallas directas de alto ángulo. La descripción de la topografía asociada con fallas directas de alto ángulo es más frecuente que la de cualquier otro tipo, en parte debido a la naturaleza espectacular de algunas de las escarpas de falla y de línea de falla, y también por la atención que numerosos geólogos prominentes han dedicado a la región de la Gran Cuenca de los Estados Unidos de América.

La topografía resultante del fallamiento directo o de la erosión a lo

largo de fallas directas, no es la misma en todas partes, aunque se presente en escala tan grande como en el oeste de los Estados Unidos de América. Pueden existir diferencias importantes, dependiendo de que las rocas falladas sean macizas, homogéneas o estratificadas, de resistencia variada. En una región de rocas macizas, homogéneas, los efectos más notables serán una masa montañosa elevada o inclinada a lo largo de fallas marginales, las que se

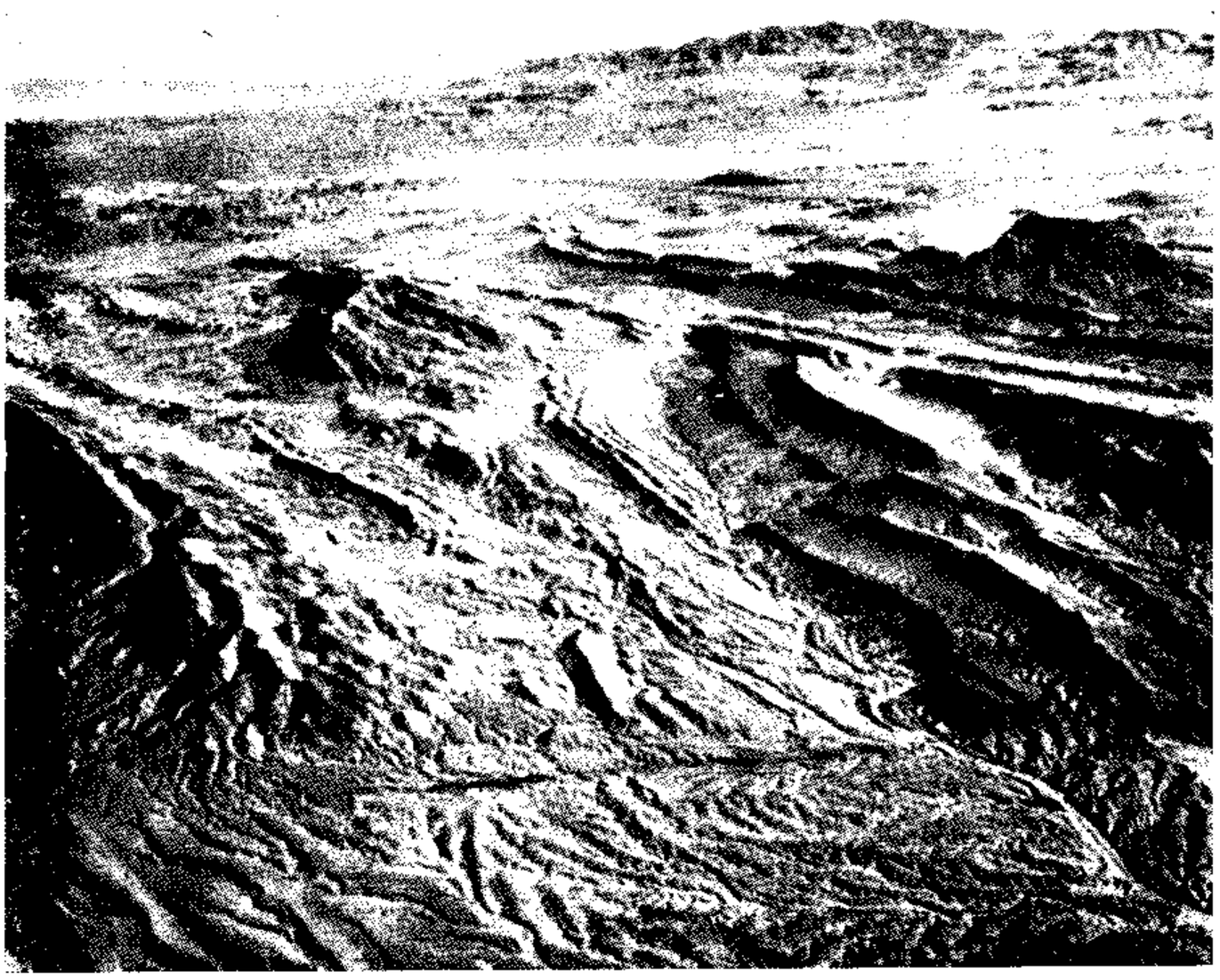


FIG. 10.17. *El monte Frenchman cerca de Las Vegas, en Nevada. La topografía se ha desarrollado sobre un bloque inclinado integrado por rocas sedimentarias débiles y fuertes, alternantes. (Fotografía del Fairchild Aerial Surveys, Inc.)*

ponen de manifiesto como escarpas de falla o de línea de falla acantiladas. Sin embargo, dentro de la masa montañosa, los cursos rectos de los valles o las entalladuras alineadas de las crestas, pueden reflejar la posición de otras fallas. En California, pequeñas fosas tectónicas al frente de cordilleras están característicamente asociadas con muchos de los bloques de falla. La sierra Nevada de California y los montes Teton de Wyoming son ejemplos de la topografía que se forma donde rocas cristalinas macizas han sido falladas a lo largo de fallas directas de ángulo alto.

Cuando los bloques fallados se componen de rocas estratificadas que varían en susceptibilidad a la erosión, su expresión topográfica puede ser completamente diferente. Si el bloque es un anticlinal fallado, tal como

los montes Santa Ana del sur de California, el resultado es una serie de espinazos o de sierras homoclinales, que muestran que la influencia de la antigua estructura no fue eliminada por el fallamiento. Un ejemplo simple de fallamiento directo de rocas estratificadas se puede observar en el monte Frenchman, al este de Las Vegas, en Nevada. Allí hay un bloque moderadamente inclinado hacia el este. El bloque está marcado por una

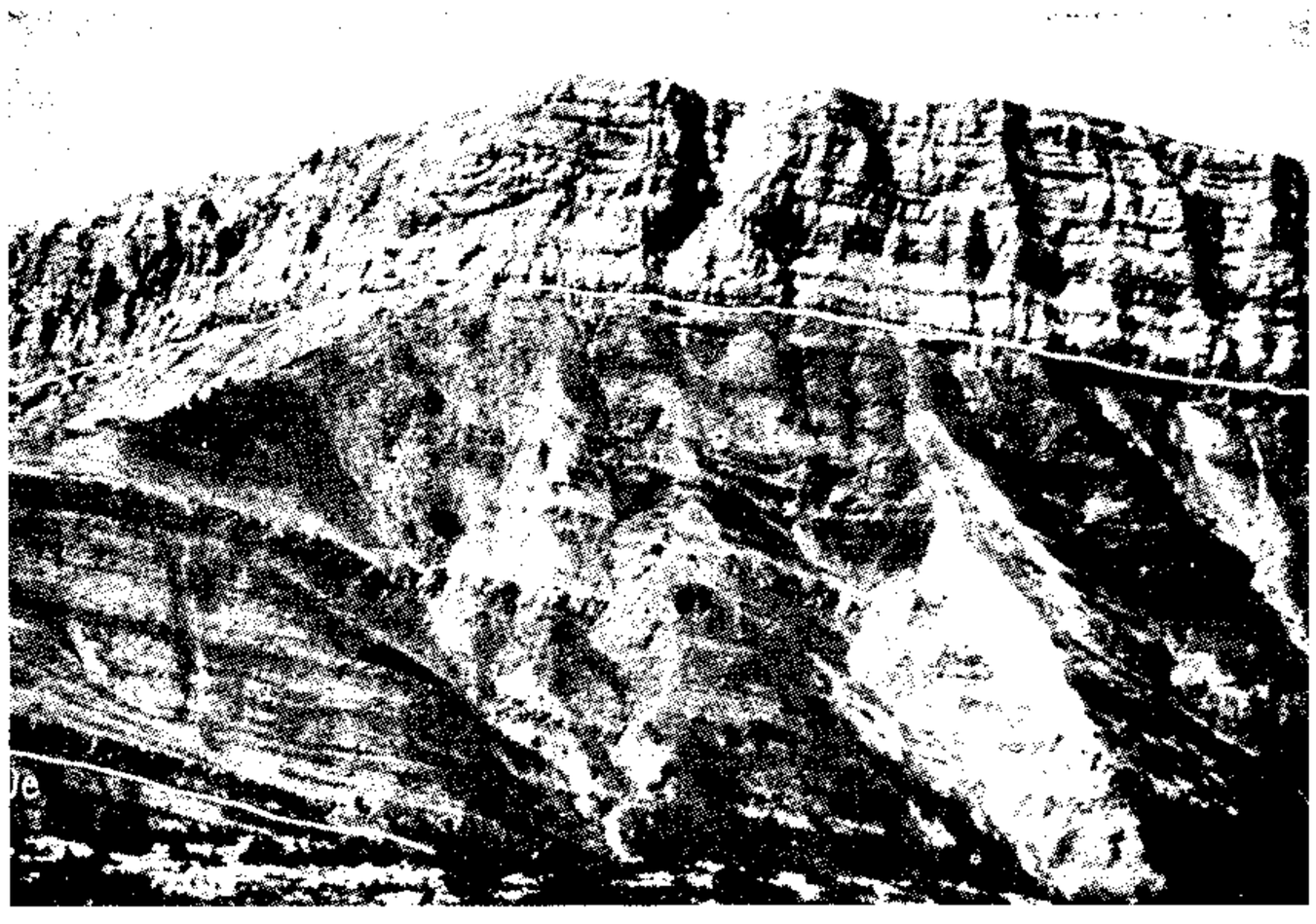


FIG. 10.18. *Vista de frente de un manto de caliza de la Formación Hannan, del Misisipiano, que ha sido sobrecorrido sobre las lutitas y areniscas del Cretácico, en las cabeceras del arroyuelo No Business, comprendido en la hoja Saypo, Montana. Cb, caliza de la Formación Hannan del Misisipiano; Kk, Formación Kootenai del Cretácico; Je, Formación Ellis del Jurásico. (Fotografía de C. F. Deiss.)*

escarpa marginal y una sucesión de espinazos en estratos inclinados del Paleozoico. Otra cadena que combina los caracteres de espinazos y cuestas con escarpas de falla marginales es la cadena Inyo meridional, entre los valles Owens y Saline, en California. Un ejemplo notable de bloque de falla inclinado, que consta de coladas de lava y de sedimentos, es el monte Steens (ver Fig. 10.11), en el sur de Oregón (Fuller, 1931). No solamente aparece una escarpa marginal prominente sino que también hay fallas en escalera a lo largo de su frente.

Corrimiento de alto ángulo. El corrimiento de alto ángulo puede producir repetición de capas, las cuales, sometidas a la erosión, darán un tipo de topografía y diseños de avenamiento fácilmente confundibles con los que se hallan en áreas donde los estratos plegados o abruptamente inclinados

hacia abajo, constituidos por rocas resistentes y débiles alternantes, han sido truncados por la erosión. Un vistazo a la hoja Saypo, en Montana, puede muy bien sugerir que la topografía y la estructura son allí similares a las reinantes a lo largo del pie de las colinas en las Rocallosas de Colorado, donde la presencia de capas resistentes encerradas entre otras más débiles ha dado lugar a espinazos paralelos. Sin embargo, cuando se observa en el terreno la geología de la región de Saypo, se verifica (Deiss, 1943a,

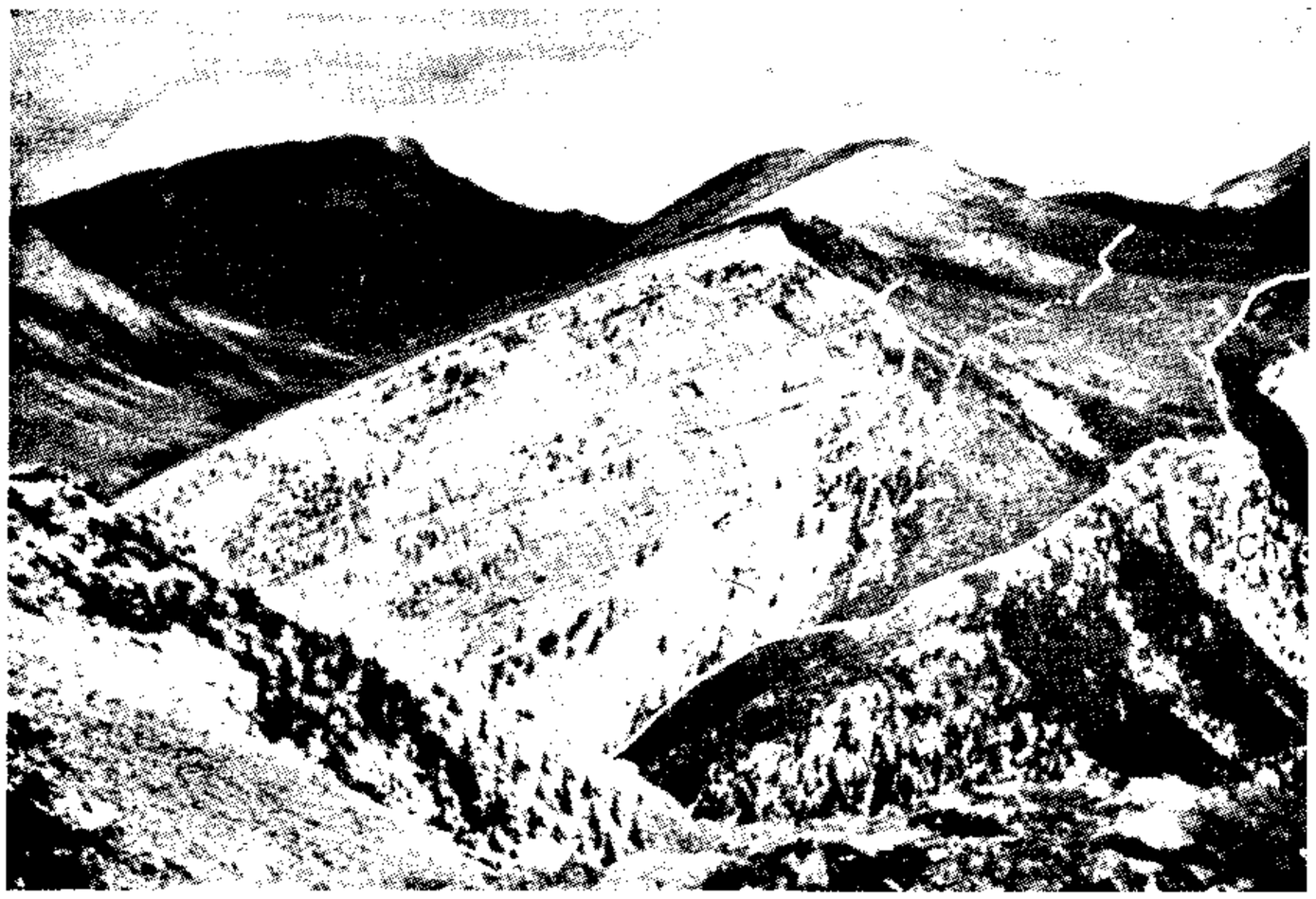


FIG. 10.19. *Topografía sobre un manto de sobrecorrimiento a lo largo de la margen norte de la bifurcación norte del arroyuelo Deep, comprendido en la hoja de Saypo, Montana. A la izquierda y arriba, en el último plano, se observa un manto similar. Ch, caliza de la Formación Hannan del Misisipiano; Kk, Formación Kootenai del Cretácico; Je, Formación Ellis del Jurásico. (Fotografía de C. F. Deiss.)*

1943b) que las sierras paralelas están principalmente sobre una Formación geológica, la caliza Hannan de edad misisipiana, la cual constituye una serie de escamas imbricadas corridas sobre las lutitas y las areniscas de la Formación Kootenai del Cretácico. Los valles se asientan principalmente sobre las lutitas de la Formación Kootenai. Esta repetición de crestas paralelas agudas y de valles, explica el porqué las montañas se denominan montes Sawtooth [1].

Corrimiento de bajo ángulo. Los corrimientos de bajo ángulo tienen, por lo general, una manifestación en la topografía menos notable que las

[1] Esta frase se explica teniendo presente que sawtooth significa *diente de sierra. (N. del E.)*

fallas de alto ángulo. Si una escarpa de falla o de línea de falla está marcando el borde de un manto de corrimiento o de cobijadura, la misma no sólo será menos imponente que otra asociada con una falla de alto ángulo, sino que por lo común, también será mucho más sinuosa e irregular en el

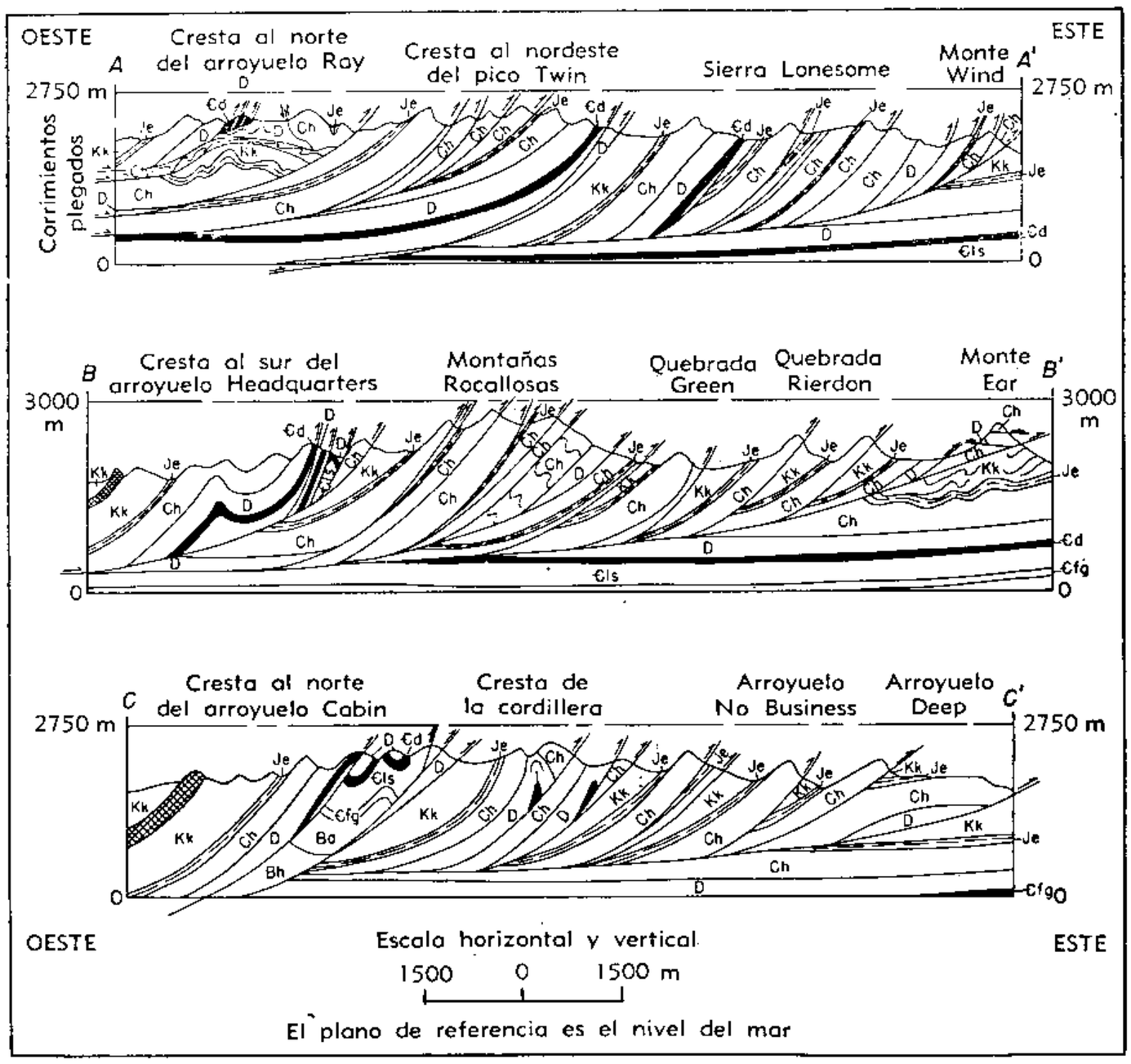


FIG. 10.20. *Perfiles estructurales a través de la parte central de la cordillera Sawtooth, en Montana, los que ponen en evidencia la estructura imbricada que caracteriza a esta cordillera. Kk, Formación Kootenai, del Cretácico; Je, Formación Ellis, del Jurásico; Ch, caliza de la Formación Hannan del Misisipiano; D, Formación sin nombre del Devónico; Cd, dolomita de la formación Devil's Glen del Cámbrico; Cls, caliza no diferenciada del Cámbrico; Cfg, arenisca de la Formación Flathead y lutita de la Formación Gordon, del Cámbrico; Ba, cuarcita de la Formación Belt Ahorn del Precámbrico; Bh, Formación Belt Hoadley del Precámbrico; cuadriculado, filón capa diorita. (Tomado de C. F. Deiss.)*

plano. En apariencia, la escarpa se asemejará más notablemente a una escarpa de cuesta, y en realidad, no se puede hacer distinciones entre ellas, excepto mediante observaciones de la secuencia estratigráfica sobre el terreno. Porciones de una cobijadura sujeta a erosión prolongada pueden aislarse

de la parte principal. Estos remanentes se denominan *klippe*. El monte Chief, en Montana, es un ejemplo bien conocido de klippe, en el cual una masa aislada de rocas precámbricas yace sobre capas cretácicas. Es un relicto exterior del sobrecorrimiento de Lewis mencionado anteriormente. El pico Mythean, en los Alpes, es otro ejemplo de klippe.

Se debe notar que el término klippe entraña una inferencia estructural, la de una roca antigua descansando sobre otra más joven, y que no es un término topográfico. Topográficamente, un klippe es un *relicto exterior de cobijadura*, y sobre la base única de la topografía no se podría distinguir de relictos exteriores de cuestas o mesetas. Para el reconocimiento de un klippe es necesario el estudio de las relaciones estratigráficas. Hay importantes diferencias geológicas entre un relicto exterior de cobijadura y un relicto exterior de cuesta, pues mientras un relicto exterior de cobijadura está rodeado por rocas más jóvenes, un relicto exterior de cuesta está rodeado por rocas más antiguas.

En las etapas tempranas de la disección de una cobijadura, la erosión puede penetrar la masa sobrecorrida y por debajo descubrir localmente asomos de rocas más jóvenes. Tales afloramientos se denominan *ventanas*. Nuevamente aquí se sobreentiende una relación estructural o estratigráfica más que una forma topográfica particular. Topográficamente, las ventanas probablemente sean cuencas o pueden estar restringidas a pisos de valles estrechos.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

Baulig (Henri): *Le Plateau Central de la France*. Armand Colin, París, 1928.

Billings (M. P.): *Physiographic relations of the Lewis overthrust in northern Montana*. Am. J. Sci., t. *235*, págs. 260-272, 1938.

Blackwelder (Eliot): *The recognition of fault scarps*. J. Geol., t. *36*, págs. 289-311, 1928a.

— *Origin of the desert basins of southwest United States*. Geol. Soc. Am., Bull. *39*, págs. 262-263, 1928b.

— *Origin of the Colorado River*. Geol. Soc. Am., Bull. *45*, págs. 551-566, 1934.

Cotton (C. A.): *Block mountains in New Zealand*. Am. J. Sci., t. *194*, pág. 262, 1917.

— *Tectonic scarps and fault valleys*. Geol. Soc. Am., Bull *61*, págs. 717-757, 1950a.

— *Tectonic scarps and fault valleys*. Compt. rend. 16e cong. inter. geographie, págs. 191-200, 1950b.

Crowell (J. C.): *Lateral displacement on the San Gabriel fault, southern California*. Geol. Soc. Am., Bull. *63*, págs. 1241-1242, 1952.

Davis (W M.): *Nomenclature of surface forms on faulted structures*. Geol. Soc. Am., Bull. *24*, págs. 187-216, 1913.

— *The Peacock Range, Arizona*. Geol. Soc. Am., Bull. *41*, págs. 293-313, 1930.

Deiss (C. F.): *Stratigraphy and structure of southwest Saypo quadrangle, Montana*. Geol. Soc. Am., Bull. *54*, págs. 205-262, 1943a.

— *Structure of central part of Sawtooth Range, Montana*. Geol. Soc. Am., Bull. *54*, págs. 1123-1168, 1943b.

DUTTON (C. E.): *Tertiary history of the Grand Canyon district.* U. S. Geol. Survey, Mon. *2*, págs. 61-121, 1882.
ECKIS (Rollin): *Alluvial fans of the Cucamonga district, southern California.* J. Geol., t. *36*, págs. 224-247, 1928.
FULLER (R. E.): *The geomorphology and volcanic sequence of Steens Mountain in southeastern Oregon.* Univ. Wash. Publs. Geol., t. *3*, págs. 1-130, 1931.
GILBERT (G. K.): *Studies of basin range structure.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *153*, págs. 1-92, 1928.
JOHNSON (Douglas): *Geomorphic aspects of rift valleys.* Compt. rend., 15e cong. inter. geol., Pt. 2, págs. 354-373, 1929.
— *Fault scarps and fault-line scarps.* J. Geomorph., t. *2*, págs. 174-177, 1939.
LAWSON (A. C.): *The Sierra Nevada in the light of isostasy.* Geol. Soc. Am., Bull. *47*, págs. 1691-1712, 1936.
LONGWELL (C. R.): *How old is the Colorado River?* Am. J. Sci., t. *244*, págs. 817-835, 1946.
LOUDERBACK (G. D.): *Basin Range structure in the Great Basin.* Univ. Calif. Pub. Geol. Sci., *14*, págs. 329-376, 1923.
MANSFIELD (G. R.): *Geography, geology and mineral resources of part of southeastern Idaho.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *152*, págs. 150-159, 1927.
NOLAN (T. B.): *The Basin and Range province in Utah, Nevada, and California.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *197-D*, págs. 141-196, 1943.
RUSSELL (I. C.): *A geological reconnaissance in southern Oregon.* U. S. Geol. Survey, 4th Ann. Rept., págs. 431-464, 1884.
SHARP (R. P.): *Basin range structure of the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada.* Geol. Soc. Am., Bull. *50*, págs. 881-920, 1939.
SMITH (W. D.): *Contribution to the geology of southeastern Oregon.* J. Geol., t. *35*, págs. 421-440, 1927.
WILLIS (Bailey): *San Andreas Rift, California.* J. Geol., t. *46*, págs. 793-827, 1938a.
— *San Andreas Rift in southwestern California.* J. Geol., t. *46*, págs. 1017-1056, 1938b.

REFERENCIAS ADICIONALES

BUTTS (Charles): *Fensters in the Cumberland overthrust block.* Va. Geol. Survey Bull. 28, págs. 1-11, 1927.
DIXEY (F.): *Erosion and tectonics in the East African rift system.* Quart. J. Geol. Soc. London, t. *102*, págs. 339-379, 1946.
FULLER (R. E.) y WATERS (A. A.): *The nature and origin of the horst and graben structure of southern Oregon.* J. Geol., t. *37*, págs. 204-238, 1929.
GARDNER (L. S.): *The Hurricane fault in southwestern Utah and northwestern Arizona.* Am. J. Sci., t. *239*, págs. 241-260, 1941.
JOHNSON (Douglas): *Block faulting in the Klamath Lakes region.* J. Geol., t. *26*, págs. 229-236, 1929.
KENEDY (W. Q.): *The great Glen fault.* Quart. J. Geol. Soc. London, t. *102*, págs. 41-72, 1946.
KING (P. B.): *Tectonic framework of southeastern United States.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *34*, págs. 635-671, 1950.
LONGWELL (C. R.): *Faulted fans west of the Sheep Range, southern Nevada.* Am. J. Sci., t. *220*, págs. 1-13, 1930.
MACQUOWN (W. C., Jr.): *Structure of the White River Plateau near Gleenwood Springs, Colorado.* Geol. Soc. Am., Bull. *56*, págs. 877-892, 1945.
QUINN (A. W.): *Normal faults of the Lake Champlain region.* J. Geol., t. *41*, págs. 113-143, 1933.
RICH (C. L.): *Physiography and structure at Cumberland Gap.* Geol. Soc. Am., Bull. *44*, págs. 1219-1236, 1933.

RUSSELL (R. J.): *Basin Range structure and stratigraphy of the Warner Range, northeastern California.* Univ. Calif. Pub. Geol., *17*, págs. 387-496, 1928.
SHAND (J. S.): *Rift valley impressions.* Geol. Mag., t. *73*, págs. 307-312, 1936.
WAYLAND (E. J.): *Rift valleys and Lake Victoria.* Compt. rend. 15e cong. inter. geol., Pt. *2*, págs. 323-353, 1929.
WILLIS (Bailey): *Dead Sea problem: Rift valley or ramp valley?* Geol. Soc. Am., Bull. *39*, págs. 490-542, 1928.

11 · *El ciclo árido*

CONTRASTES ENTRE REGIONES ÁRIDAS Y HÚMEDAS

Los terrenos áridos han sido estudiados en detalle desde hace relativamente poco tiempo; como consecuencia se reconoce que hay significativas diferencias entre la evolución de las formas de relieve de las regiones áridas y las húmedas. Cuando se comprueba que alrededor del 30 % de las tierras pueden clasificarse como áridas, se hace evidente que esta fase de la geomorfología ha sido dejada de lado.

Contrastes climáticos entre regiones áridas y húmedas. Aunque no se ha propuesto ninguna definición completamente satisfactoria sobre lo que es un desierto, generalmente se está de acuerdo en que sus características más destacables son su escasez de precipitaciones y de vegetación. Probablemente no haya ningún lugar donde jamás llueva, pero hay algunas partes del mundo donde la precipitación es por demás exigua. En Iquique, Chile, en el desierto de Atacama, la precipitación media anual en un período de 25 años fue de 0,12 mm. Calama, Chile, en el mismo desierto, tuvo 13 años consecutivos sin lluvias. Éstos son ejemplos extremos, pero muestran que hay lugares donde prácticamente nunca llueve. Un carácter sorprendente de la mayoría de la precipitación en el desierto es su naturaleza aperiódica. La producción es tan irregular, que los términos medios tienen muy poco significado. Una sola lluvia puede igualar o exceder la denominada media anual de precipitación, la cual es simplemente una media matemática obtenida a partir de un número de precipitaciones muy irregulares y de cantidades variables.

La precipitación en el desierto comúnmente es descripta como lluvia torrencial, y algunas veces esto ha conducido a la creencia de que muchas de las precipitaciones más copiosas del mundo caen en los desiertos. El examen de los datos climáticos referentes a precipitaciones extremas mostrará, sin embargo, que éstas se producen en las áreas húmedas y no en los desiertos. En el sudeste de los Estados Unidos de América se han registrado precipitaciones de 500 mm o mayores en 24 horas, contrastando con máximas de más o menos 100 mm en 24 horas en el oeste árido a semiárido. Russell (1936) ha puesto en duda la validez de las dos ideas más generalizadas: que las precipitaciones en los desiertos son de carácter típicamente torrencial y que se producen más típicamente como tormentas durante

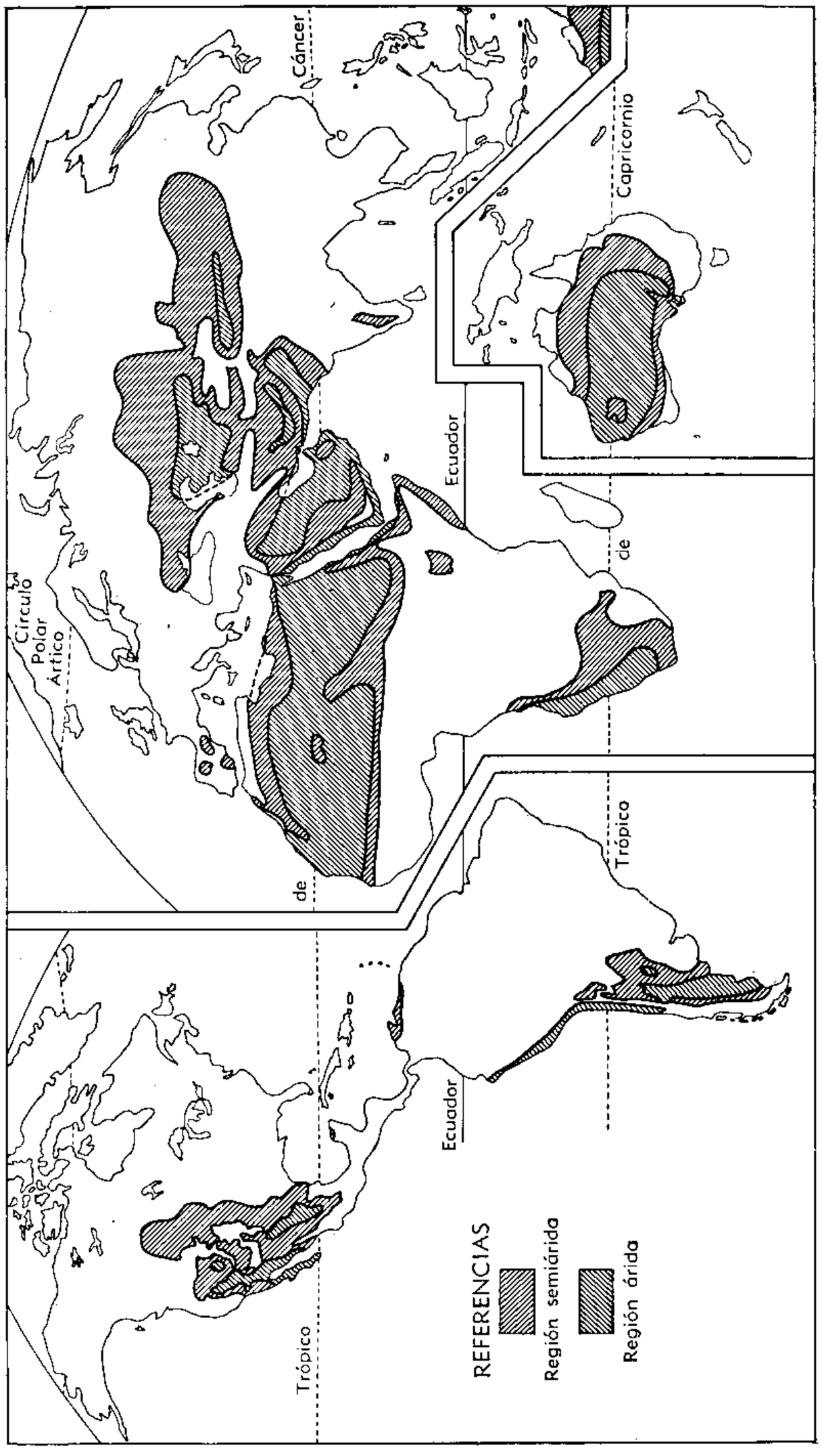


FIG. 11.1. *Mapa de las regiones áridas y semiáridas del mundo, de acuerdo con la clasificación de climas de Köppen. (Tomado de G. T. Trewartha,* Introduction to Weather and Climate, *McGraw-Hill Book Co.)*

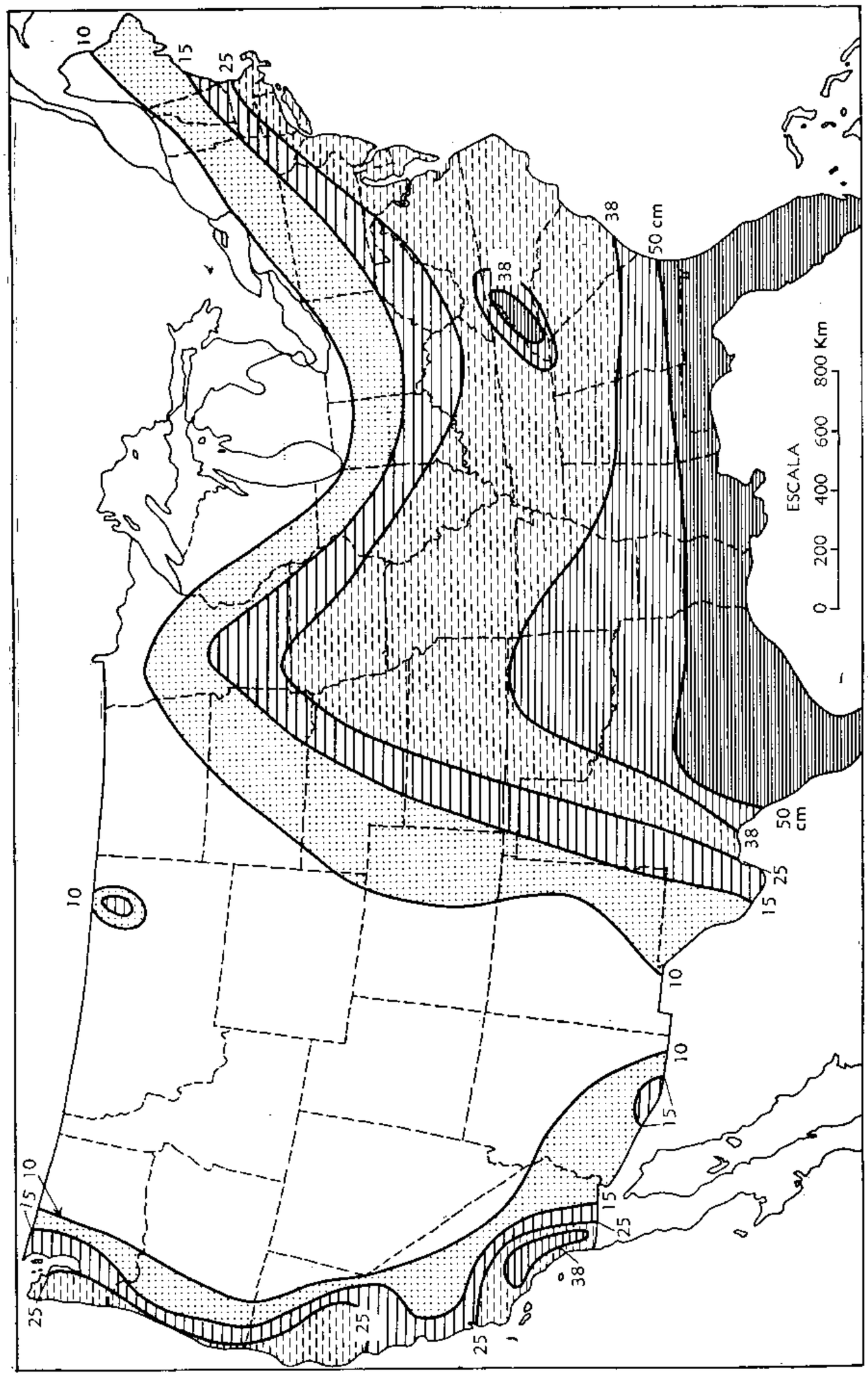


FIG. 11.2. *Mapa que muestra la mayor cantidad de lluvia caída en 24 horas consecutivas en un período de 50 años. (Tomado de S. S. Visher.)*

la tarde. Señaló que en Phoenix, Arizona, dos tercios de las lluvias de verano se producen durante la noche y no como tormentas de convección durante la tarde. Según este autor, lo importante es que el porcentaje del escurrimiento, debido a la escasez de vegetación, es generalmente mucho mayor que el correspondiente a lluvias de intensidad equivalente en regiones húmedas. También es una creencia común que las lluvias en los desiertos son mucho más esporádicas que en las regiones húmedas. La irregularidad de la precipitación es característica de muchas regiones húmedas, particularmente de climas continentales con lluvias de verano de convección. La irregularidad es característica de la mayoría de las precipitaciones, y por lo general aumenta en proporción con la cantidad.

Los desiertos se caracterizan por la grandísima amplitud diaria de su temperatura. Dicha amplitud resulta principalmente de la poca humedad y del cielo despejado, con el consiguiente calentamiento rápido durante el día y enfriamiento igualmente rápido por la noche. La naturaleza yerma del terreno de los desiertos, hasta cierto punto contribuye a la mayor amplitud diaria de su temperatura. En el norte de Trípoli hay un caso extremo de una máxima de 37°C y una temperatura mínima de -0,5°C. durante un período de 24 horas. En latitudes comparables, la amplitud anual de temperatura (la diferencia entre las temperaturas medias mensuales de los meses más cálido y más frío) también es mayor en los climas áridos que en los húmedos. La reconocida intensidad de la radiación solar en los desiertos, sumada a la gran amplitud diaria de temperatura, eran principalmente responsables, como hemos visto anteriormente, de la idea de que la exfoliación se produce principalmente por el calentamiento y el enfriamiento alternado de las superficies rocosas.

Las diferencias notables en la cantidad y tipos de vegetación están relacionadas con las diferencias climáticas, particularmente la deficiencia y la irregularidad de las precipitaciones. En los desiertos nunca se encuentran cubiertas continuas de árboles o de hierbas. La escasez de la vegetación da como resultado amplias superficies de roca viva y de suelos que influyen significativamente en la rapidez de actuación de ciertos procesos geomórficos.

Diferencias geológicas entre regiones áridas y húmedas. En la mayoría de los desiertos el desagüe es interior y no llega al mar. Excepcionalmente hay ríos que fluyen cruzando desiertos, para finalmente llegar al mar; los más notables son el Nilo y el Colorado. Estos ríos son alóctonos, originándose fuera del desierto, en áreas de precipitaciones entre moderadas y abundantes, y cuando entran en los desiertos que cruzan tienen volúmenes suficientes para proseguir su curso a pesar de las grandes pérdidas debidas a la evaporación y a la infiltración. El Nilo es alimentado por las precipitaciones copiosas, debidas al régimen monzónico, que caen en las altas tierras de Abisinia, y el Colorado por las precipitaciones moderadas que se

producen en las montañas Rocallosas. El Nilo, en su recorrido por el desierto, de unos 1.900 km, no recibe ningún afluente.

Donde el avenamiento es interior, no se puede aplicar el concepto de nivel del mar como nivel de base de control. En realidad, como resultado de la agradación de las cuencas interiores, el nivel de base puede ir ascendiendo. Aun en las áreas desérticas cruzadas por los ríos Nilo y Colorado, el nivel del mar, como último nivel de reducción de la tierra, es aplicable únicamente a franjas relativamente estrechas, adyacentes a cada río. Se puede pensar que la ausencia del nivel del mar como plano de control de la erosión en cuencas rodeadas por montañas o con desagüe interior representa únicamente una condición transitoria que terminará con la destrucción de las barreras montañosas y el establecimiento de ríos que lleguen al mar. En realidad, es probable que el desagüe interior perdure mientras los niveles de base locales y transitorios, en la práctica, regulen la reducción de las áreas elevadas.

En general, se puede decir que los procesos de meteorización mecánica son relativamente más importantes en las regiones áridas que en las húmedas, pero esto no significa necesariamente que los procesos de meteorización mecánica predominen en las regiones áridas. Suele decirse que en los climas áridos dichos procesos predominan sobre la meteorización química, pero esto es discutible. Hay bastantes pruebas indicativas de que la escamación de superficies de rocas, comúnmente denominada exfoliación, resulta más de la meteorización química que de los efectos del calentamiento y enfriamiento alternado de las superficies de rocas (Chapman y Greenfield, 1949). Davis (1938) llegó a la conclusión de que muchos de los bloques esferoidales que se encuentran en las áreas graníticas desérticas son el resultado, por lo menos en parte, de la descomposición química por medio de lo que él denominó *meteorización del subsuelo*. Prueba de ello es la presencia de bloques esferoidales debajo del manto detrítico. Davis sostuvo que su formación comienza con la percolación del agua a lo largo de las diaclasas, y que sólo después de aparecer al descubierto a consecuencia del lavaje pluvial y de la reptación, se produce la escamación de sus superficies por los cambios diurnos de temperatura.

Antes de afirmar que la meteorización química no es importante en los desiertos, probablemente sea casi más correcto decir que no se producen los procesos químicos avanzados que conducen al desmenuzamieno completo de los minerales de silicatos complejos. Esto no excluye que la oxidación y la hidratación sean importantes. Sin embargo, los suelos profundamente meteorizados son raros, y el *grus* [1] *(grit o slack)* derivado de rocas granitoides es un tipo de material del cual se forma la arcosa. Los relieves típi-

[1] *Grit* (término inglés): en petrología, es una arenisca de granos gruesos y angulosos. *Grus:* término que figura en la clasificación granulométrica de Atterberg (1903) y corresponde a los límites de tamaño entre 2 y 20 mm, o sea, a guijarros finos y gránulos de la escala de Wentworth (1922). *(N. del T.).*

camente desérticos muestran mayor angulosidad que aquellos de las regiones húmedas. En parte, esto es el resultado de la reducida intensidad de la meteorización en los desiertos y, en parte, de la importancia menor de la remoción en masa en las regiones áridas.

Los ríos de los desiertos, con pocas excepciones, son notablemente intermitentes, cortos y discontinuos. Los ríos permanentes, en su mayoría se originan fuera de los desiertos, en áreas de precipitación más abundante. Durante la mayor parte del tiempo los cauces de los ríos de desierto aparecen secos, aunque pueden tener un movimiento de agua en forma de corriente subterránea a través de las arenas y gravas del fondo de sus lechos. Lo que Davis (1938) ha denominado *creciente de ríos* son características de los ríos de desiertos. Aunque los cauces de un río pueden estar secos la mayor parte del tiempo, ocasionalmente hay crecientes de agua que bajan por ellos a raíz de abundantes lluvias. Davis prefirió denominarlos crecientes de ríos antes que ríos, debido a su "flujo espasmódico e impetuoso". Hay una diferencia notable entre las crecientes de regiones áridas y las de regiones húmedas. En un río como el Ohio o el Misisipí, una creciente tarda muchos días para lograr su cresta y volver al nivel normal. Las crecientes de ríos en los desiertos llegan repentinamente y de la misma manera disminuyen rápidamente. Si una persona llega a la margen de una creciente de río de desierto puede esperar a que el río "pase", porque sabe que en un lapso corto el torrente bajará. Esto es particularmente cierto para los cauces de ríos menores, los "washes", como se denominan en el oeste de los Estados Unidos de América o los *uadis* (cañadones secos) de la región del Sahara. A un visitante recién llegado de una región húmeda, es posible que le sorprenda ver tantos puentes sin ríos debajo y tantos badenes en los caminos cruzados por cursos de arroyos temporarios.

Tal vez de mayor importancia geomorfológica que las crecientes de ríos son los *mantos de crecientes* (McGee, 1897; Davis, 1938). Este término fue empleado por primera vez por McGee para referirse a los amplios mantos de agua producidos por las tormentas y que se mueven en un sistema de canales pequeños, más bien que en cauces definidos de ríos, constituyendo una red. Las condiciones que parecen más favorables para su desarrollo son: *a)* precipitación rápida sobre una árida superficie de materiales detríticos, por lo cual las aguas de escurrimiento se cargan de ellos abundantemente y casi al instante; *b)* ausencia de ríos de poca agua entre períodos de mantos de crecientes que podrían abrir cauces en la ladera detrítica y, que por consiguiente, impiden el desbaratamiento de los mantos de crecientes. La erosión causada por los mantos de creciente no falta en las regiones húmedas, donde es más probable que se la designe como lavaje en manto o en cavas. La diferencia significativa entre el lavaje en manto de las regiones húmedas y mantos de crecientes de las regiones áridas es que en las regiones áridas hay tanto material detrítico suelto disponible, que el agua se carga casi inmediatamente con él, mientras

que en las regiones húmedas la vegetación ayuda a retener el manto detrítico. Caracteres distintivos de los mantos de crecientes son su corto recorrido y su breve duración. Alimentados como están por aguaceros fuertes de corta duración, no duran mucho, y como fluyen sobre superficies secas y permeables su recorrido no es largo. Blackwelder (1928) ha indicado que en las regiones semiáridas las lluvias abundantes pueden producir cre-

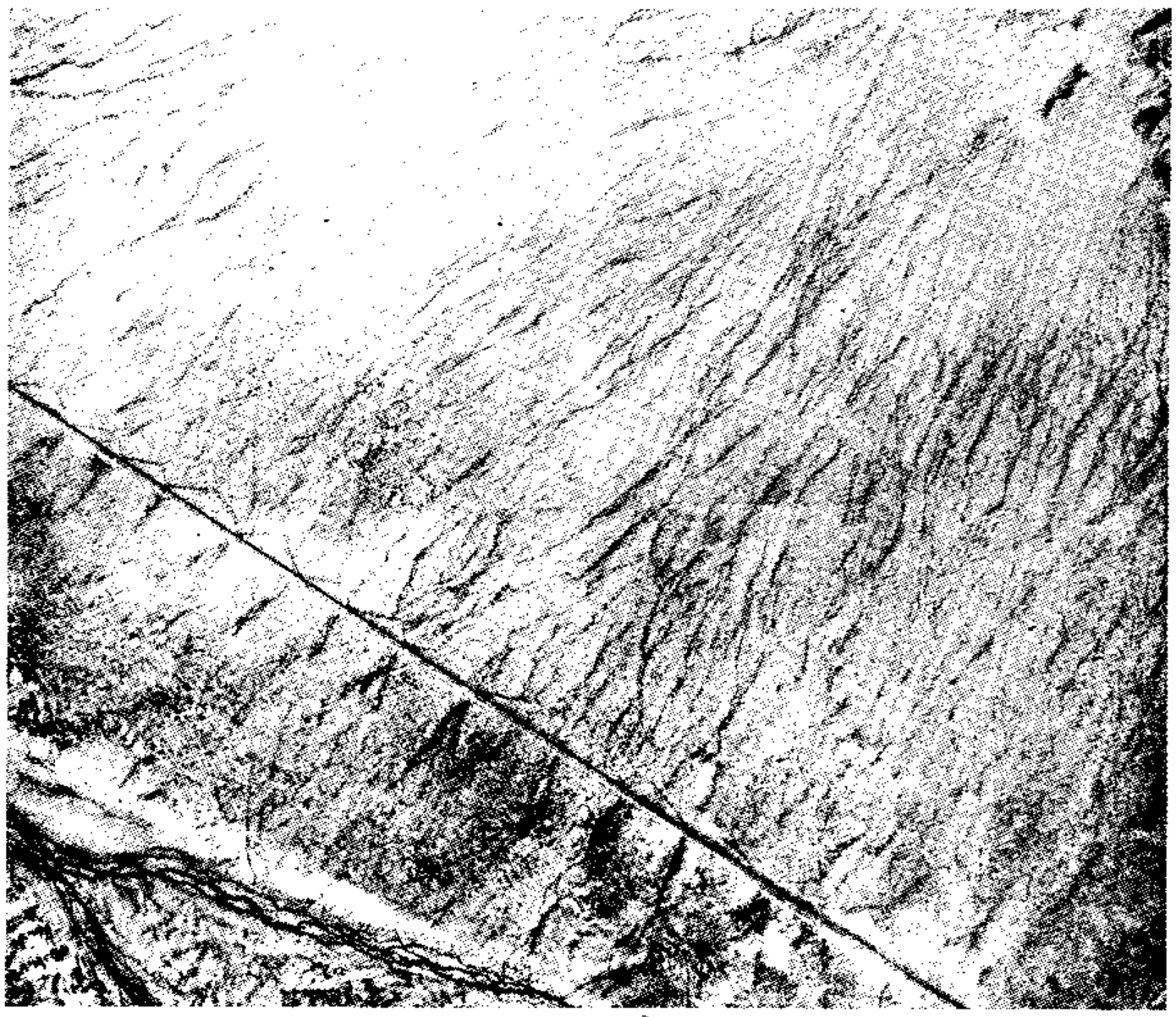


FIG. 11.3. *Fotografía vertical que muestra las líneas de avenamiento en una pendiente de pie de monte, área de Pima Papago, en el sur de Arizona. (Fotografía de Soil Conservation Service.)*

cientes o corrientes de barro (ver pág. 96), dependiendo del tipo de material sobre el cual cae la precipitación. En las regiones áridas y semiáridas, las corrientes de barro constituyen localmente un importante medio de transporte de detritos.

Conceptos equivocados comunes sobre los desiertos. Un concepto equivocado común sobre los desiertos es que éstos tienen poca o ninguna vegetación. La vegetación existe aunque, en comparación con la de las tierras húmedas, sea en cantidad reducida y de carácter diferente. Muchas personas

visualizan los desiertos como si constaran de kilómetros y kilómetros de arena moviéndose en varias direcciones. Los médanos pueden ser caracteres notables y cubrir áreas amplias, como en la porción del Sahara que corresponde a Libia, pero los médanos y las acumulaciones de arena correspondientes ocupan más bien una pequeña proporción del total del área del desierto. Un concepto equivocado común es que los desiertos siempre son cálidos. Los desiertos tropicales carecen de estación fría, pero las temperaturas nocturnas pueden descender a marcas muy inferiores a las que se registran durante el día. Los desiertos de las latitudes medias, sin embargo, experimentan cambios estacionales de temperatura, comparables con los de las tierras húmedas a las mismas latitudes. Probablemente el error geomórfico más común referente a los desiertos es la idea, aparentemente lógica, de que el viento ha sido el principal responsable de la creación de las formas del relieve de los desiertos. Como se verá más adelante, el agua corriente es el agente geomórfico más importante.

ORÍGENES DE LOS DESIERTOS

Desiertos polares. De acuerdo con su origen, los desiertos se pueden agrupar en tres clases: polar, de latitud media y tropical. Los desiertos polares, al menos por el momento, no nos conciernen. Incluyen las áreas de los grandes mantos de hielo. La sequía de los desiertos polares es lo que se puede denominar *sequía fisiológica.* En los mantos de hielo de la Antártida y Groenlandia existe suficiente humedad para el crecimiento de plantas, pero su aprovechamiento no es posible, ya que está congelada.

Desiertos de latitudes medias. Los desiertos de latitudes medias pueden ser descriptos como *desiertos topográficos,* porque deben su existencia a la ubicación en el interior profundo de las grandes masas continentales o a la presencia de montañas altas que cruzan el rumbo de los vientos prevalecientes. Un ejemplo de área desértica debida a la primera causa es el desierto del Turquestán, al este del Mar Caspio. Más comúnmente, los desiertos de latitudes medias son una consecuencia de macizos montañosos altos situados a barlovento de ellos. Ejemplos de tales desiertos son la región de la Gran Cuenca del oeste de los Estados Unidos de América y un área desértica menor, al este de los Andes, en el sur de la República Argentina. El desierto de Mongolia (Gobi) debe su existencia a una combinación de estas dos causas.

Desiertos de latitudes bajas. Los desiertos de latitudes bajas, a veces denominados desiertos tropicales, son producto de condiciones diferentes. Se pueden explicar únicamente tomando en consideración la circulación planetaria general de la atmósfera. Estos desiertos presentan su parte central hacia los 20° ó 25° de latitud norte y sur y se extienden al norte y al sur del Ecuador aproximadamente entre los 15° y 30° de latitud. Éstas son las

latitudes de las franjas subtropicales de alta presión o de las calmas subtropicales y de los alisios. Las franjas subtropicales de alta presión son áreas más o menos permanentes de alta presión, señaladas en general por aire descendente, relativamente calmo. Como el aire se calienta durante el descenso, las condiciones no son favorables para la precipitación. En la franja de los alisios, hacia el Ecuador, a partir de las dos franjas de alta presión, el movimiento general del aire hacia la franja ecuatorial de baja presión es del nordeste en el hemisferio septentrional y del sudeste en el hemisferio austral. Tal movimiento es hacia regiones de temperaturas levemente más altas y no conduce a precipitación, excepto donde montañas altas se atraviesan en el rumbo de los vientos. De ahí que las latitudes de los alisios y de las fajas subtropicales de alta presión estén en general marcadas por desiertos. Ejemplos: el Sahara, en el norte del África; el Kalahari, en el sudoeste del África; el desierto Arábigo; el Thar, en el noroeste de la India, Afganistán y Beluchistán; el gran desierto Australiano o desierto de Victoria; el desierto de Atacama, en Chile y Perú; y el desierto de Sonora, en el noroeste de México y parte meridional de Arizona y California.

LAS PRINCIPALES FORMAS DE RELIEVE DE LAS REGIONES ÁRIDAS

Blackwelder (1931) ha recalcado que las llanuras y las planicies son los caracteres más comunes de los desiertos. Estimó que en el oeste árido de los Estados Unidos de América, donde las montañas de bloque son caracteres notables, las planicies estructurales comprenden más de las tres cuartas partes del área total. Reconoció cinco tipos de llanuras y planicies: llanuras fluviales aluviales, planicies estructurales, playas, bajadas y pedimentos. Las llanuras fluviales aluviales son relativamente raras en los desiertos, porque los ríos permanentes no son comunes. En el oeste de los Estados Unidos de América, únicamente los ríos Humboldt y Colorado tienen áreas de llanuras aluviales importantes. Las planicies estructurales o pendiente estructural suave, como las denominó Blackwelder, son caracteres notables en áreas tales como las mesetas del Colorado; pero, donde las rocas son ígneas o metamórficas, o donde las capas sedimentarias han sido falladas o plegadas de modo complejo, probablemente las planicies estructurales no sean amplias.

En las áreas desérticas del oeste de los Estados Unidos de América y México se aplica el término *bolsón* a una cuenca más o menos circundada por montañas. El bolsón se caracteriza por su desagüe centrípeto, y en su centro, o cerca de él, generalmente hay una llanura plana, o *playa*, que marca la ubicación de un lago actual o antiguo. La mayoría de las playas son secas, salvo después de las ocasionales lluvias del desierto, y sus superficies a menudo están cubiertas con precipitados de sales relumbrantes, originarias de los lagos efímeros que suelen formarse en ellas. Tales superficies cubiertas con sal se denominan *llanos alcalinos*. Las aguas de algunos

lagos de playa, tales como el Walker y el Carson en Nevada, son amargas o salobres. Las que tienen una concentración alta de sales se denominan *salinas*.

En las regiones áridas, las montañas están comúnmente delimitadas por pendientes suaves de pie de monte, que se extienden hacia abajo hasta las bases de las cuencas vecinas. Anteriormente se creía que una pendiente de pie de monte era enteramente originada por agradación, pero ahora se sabe que en realidad consta de dos partes: una inferior, originada por la agradación, denominada *bajada*, y una superior, que, en realidad, es una superficie



FIG. 11.4. *La playa Race Track en el área septentrional de los montes Panamint, en California. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

erosionada de roca firme, aunque por lo común está cubierta por una película de aluvión. Aunque se han sugerido varios nombres para la porción del substrato de una pendiente de pie de monte, ahora generalmente se la denomina *pedimento*. Las pendientes del pedimento y de las bajadas son relativamente suaves, variando entre ½ grado y alrededor de 7 grados, mientras que los frentes de las montañas contra las cuales chocan, típicamente son mucho más empinados, variando desde los 15 grados hasta hacerse casi vertical. El resultado es un nítido corte o ruptura de la pendiente en el lugar, donde un pedimento encuentra a un frente de montaña.

Una bajada verdadera consta de una serie de conos aluviales coalescentes, formados por ríos que desembocan en una pendiente de pie de monte y esparcen radialmente sus detritos hacia afuera de las puertas de los valles de montañas. Los materiales de una bajada constan de aluvión con grava

o aun bloques más grandes, a veces intercalados con depósitos de corrientes de barro. Los grandes ríos de las montañas forman abanicos amplios con poco gradiente, mientras que los ríos más cortos, que no tienen sus cabeceras muy adentro de la montaña, forman conos aluviales de mayor inclinación.



FIG. 11.5. *Pedimento juvenil en la base de la cordillera Grapevine, parte norte del Valle de la Muerte, California. Abanicos basales forman entradas en el frente de la montaña. (Fotografía de Eliot Blackwelder.)*

El desplazamiento frecuente de los cauces de los ríos en los abanicos está señalado por una suerte de sistema distributario de canales secos. Las líneas de desagüe existentes generalmente están indicadas por uadis, que cerca de la montaña muestran excavaduras considerables por debajo de las superficies de los abanicos. Tales uadis a menudo son denominados *zanjas en el sector distante del abanico.*



FIG. 11.6. *Pendiente de pedimento en el frente de los montes Cady, al este de Barstow, California. Es una etapa más avanzada del desarrollo de un pedimento que la mostrada en la Fig. 11.5. Penetrando en la montaña, se extienden largos tentáculos del pedimento, y se han aislado pequeños montículos de los extremos de los espolones más grandes de las montañas. (Fotografía de Eliot Blackwelder.)*

La superficie de una bajada es de carácter ondulatorio cuando es atravesada paralelamente al frente de la montaña. Por el contrario, la superficie de un pedimento es casi plana o levemente cóncava cuando es mirada perpendicularmente al frente de la montaña delimitante. Un pedimento puede o no tener una delgada cubierta aluvial, pero básicamente es una superficie de roca firme, aunque puede haberse desarrollado sobre depósitos aluviales más antiguos. Los pedimentos adyacentes a las montañas pueden tener o no una delgada cubierta de grava, pero lejos de las montañas van desapareciendo más y más bajo los depósitos de las bajadas y pasan a ser *pedimentos encubiertos;* entonces es difícil distinguirlos de las bajadas, salvo que se disponga de datos de perforaciones. Aun donde se hallan ocultos, se cree que un pedimento es más típicamente una superficie convexa de roca que "buza" debajo de la bajada que la oculta. En el punto donde los valles de montaña desembocan en una pendiente de pie de monte, los pedimentos individuales pueden ensancharse para formar *pedimentos coalescentes,* los que con el tiempo prácticamente pueden hacer desaparecer una masa montañosa. Algunos pedimentos muestran un grado considerable de disección y se les denomina *pedimentos disectados.* La idea más común es que los pedimentos disectados son producto de un segundo ciclo de erosión de pedimentos originariamente casi planos, pero Gilluly (1937) opina que los del área de Ajo, en Arizona, pueden haber "nacido disectados" como pensó Sharp (1940) al referirse a algunos de los pedimentos que flanquean la cadena Ruby-East Humboldt, de Nevada.

EL PROBLEMA DEL PEDIMENTO

En cualquier intento para explicar los pedimentos se deben considerar dos problemas interrelacionados: 1) qué proceso o procesos son los responsables de su formación, y 2) cuál es la explicación de la ruptura aguda entre el frente de la montaña y la pendiente de pie de monte adyacente. Por lo menos se han sugerido tres procesos geomórficos que pueden actuar en la formación de pedimentos. Ellos son: erosión en mantos de creciente o lavaje en mantos, aplanación lateral por ríos y meteorización retrocedente.

Teoría de los mantos de creciente. Según parece, el primer reconocimiento de la forma topográfica ahora generalmente denominada pedimento se debió a McGee (1897), en el desierto de Sonora, al sudoeste de Arizona. Reconoció planicies de erosión en la base de las montañas que presentaban una ligera cubierta de materiales aluviales, pero que esencialmente eran planicies rocosas, y las atribuyó a la erosión en mantos de creciente. Creyó que los mantos de creciente tienen gran poder corrasivo por la abundancia de sus "elementos" y altas velocidades. Los pedimentos así formados tenderán a avanzar sobre las montañas por medios no aclarados completamente por McGee.

Teorías de la aplanación lateral. Paige, Blackwelder y Douglas Johnson han destacado especialmente el papel que desempeña la erosión lateral de los ríos en la formación de pedimentos. Paige (1912) llegó a la conclusión de que los procesos de erosión interfluvial y lateral en los bordes de los conos aluviales producirían una superficie aplanada elaborada en el substrato, la que hacia el centro de la cuenca sería sepultada bajo un manto de grava que iría creciendo progresivamente hacia la montaña, a medida que la superficie de la roca elaborada se ensanchaba a expensas de la montaña. Creía que el frente abrupto de la montaña contra el cual choca el pedimento era un producto pasible de erosión lateral por los ríos. De acuerdo con su razonamiento, la erosión en mantos de creciente era un *resultado* del desarrollo de esta superficie aplanada más bien que la *causa* de ella.

Blackwelder (1931) llegó a la conclusión de que los pedimentos son esencialmente planicies niveladas, compuestas, producidas por la erosión lateral de torrentes de desierto temporarios. Consideró al pedimento, no a la bajada, como la forma de relieve típica y normal de los desiertos, y se la imaginó en crecimiento continuo hasta consumir las montañas y los cerros, y la bajada renivelada hasta formar un domo suave, es decir, el equivalente del desierto a la peneplanicie de la tierra húmeda. Él consideraba a las bajadas como rasgos característicos de regiones donde el repetido ascenso por fallamiento o alabeamiento interfirió con el desarrollo de pendientes normales niveladas y dudaba que se pudiera formar una bajada de un espesor de 300 m o más, excepto en áreas de diastrofismo activo. En apoyo de esta última idea, tal vez sea importante que en la cuenca de Los Ángeles, al pie del frente del monte San Gabriel, en el sur de California, se encuentren depósitos de bajadas extremadamente potentes, pero hay muy poca o ninguna prueba de la formación de un pedimento. Al parecer, el ascenso por fallamiento se ha reiterado tanto que no ha habido oportunidad para el desarrollo de una superficie de pedimento nivelada.

En vista de la importancia que él atribuía a la erosión lateral en las tierras húmedas, no es sorprendente que Johnson (1932a, 1932b) considerara a la erosión lateral como el proceso dominante en la formación del pedimento. Decía que en una región árida, donde las montañas lindan con cubetas intermontanas o las rodean, hay tres zonas bastante diferenciadas. Ellas son: *a)* una zona interna que consta principalmente de montañas y en la cual domina la profundización vertical de los ríos; *b)* una zona externa, correspondiente al área cubierta por una bajada, en la cual prevalece la agradación; y *c)* una zona intermedia entre las dos y que rodea el frente montañoso, en la cual el transporte y la erosión lateral de los ríos son muy importantes. La formación de pedimentos tiene lugar, según él, en la zona intermedia. Él creía que los pedimentos evolucionan a partir de caracteres que denominó *abanicos de rocas*. Johnson aplicó este nombre a superficies de rocas en forma de abanico que tienen su ápice en el punto donde los ríos se vuelcan en una pendiente de pie de monte. Se atribuyó gran importancia al des-

plazamiento de un lado para otro de los cauces de los ríos donde dejan las montañas a través de los abanicos. Este desplazamiento no es el de los ríos divagantes a través de las llanuras aluviales, sino que es más análogo a los cambios de cursos que muestran los ríos anastomosados. Como un resultado del reiterado desplazamiento de sus cauces, los ríos ocupan a veces posiciones marginales al frente de la montaña en las que se denominaron *depresiones* o *canales de pie de monte*. Johnson admitió que los abanicos de rocas están comúnmente cubiertos u ocultados por depósitos aluviales, pero citó algunos ejemplos no muy convincentes de tales abanicos de rocas a lo largo del borde este de los montes Sierrita y a lo largo de la ladera occidental de los montes Dragoon en Arizona. Entre las objeciones más serias a la teoría de Johnson sobre erosión lateral, se cuentan: la ya mencionada escasez de afloramientos de abanicos de rocas; hay bastantes pruebas que sugieren que los mantos de creciente –las que, como ya lo indicó Rich (1935), consisten en una especie de forma exagerada de lavaje en mantos–, en la erosión de los desiertos son más importantes que la acción de los ríos; además, es difícil explicar la rectitud, tan comúnmente mostrada por el frente montañoso, si su retroceso es producido por erosión fluvial lateral. Parecería que el frente montañoso debiera ser sinuoso o recortado, con entradas mayores donde los ríos principales se desprenden de las montañas. Si la erosión lateral es importante, debería patentizarse lo que Davis (1938) ha denominado *recortamiento basal* de la cara abrupta de la montaña donde ha sido socavada por la erosión lateral. Las protuberancias residuales o muñones rocosos, que a menudo son observables en un pedimento, difícilmente parecen compatibles con la idea de aplanación lateral. La mayoría de los cursos de ríos, donde se desprenden de las montañas y se anastomosan a través de los abanicos o conos, se extienden radialmente hacia afuera a partir de los ápices de los abanicos y no chocan contra el frente montañoso. En las entradas del frente montañoso los ángulos apicales deberían ser mucho más grandes de lo que comúnmente se observa, si la erosión lateral fuera allí importante. Estas objeciones motivan vacilaciones para aceptar a la erosión lateral como el factor predominante en la formación de los pedimentos, aunque con dificultad se pueda negar que es un factor concurrente. Por lo tanto, miraremos más favorablemente lo que se ha dado en denominar la teoría compuesta de la formación de pedimentos, apoyada por autores tales como Bryan, Davis, Sharp, Rich y Gilluly.

La teoría compuesta. La teoría compuesta de la formación de pedimentos atribuye éstos a una combinación de procesos, principalmente de tres: meteorización retrocedente, erosión por mantos de lavaje o mantos de creciente, y aplanación lateral. Diversos autores combinan estos tres procesos en proporciones variables, pero lo esencial reside en la combinación de procesos y no en el predominio de uno de ellos. Bryan (1923), en sus primeros trabajos sobre los pedimentos, los atribuyó a: *a)* erosión lateral

por ríos que emergen de los cañones montañosos; *b)* incisión de cavas al pie de las laderas; y *c)* meteorización de los testigos de erosión y de las áreas montañosas no reducidas con el consiguiente transporte de detritos en cavas. Pensó que la erosión lateral disminuía en las últimas etapas, a medida que la meteorización y el lavaje en cavas iban en aumento. En un trabajo posterior (Bryan, 1935) manifestó: "Una experiencia considerable y muchas observaciones en los años intermedios tienden a confirmar estas conclusiones". Davis (1938), en cambio, recalcó la importancia de la meteorización retrocedente del frente montañoso con remoción del escombro por mantos de creciente y asignó a la erosión lateral un papel menor o sin importancia. Estaba impresionado por la importancia de los mantos de creciente, según la descripción de McGee, y creía que el frente montañoso retrocedía paralelamente a sí mismo después de haber logrado un cierto grado de pendiente, determinado principalmente por el tamaño de los escombros que se habían desprendido, como originalmente había sugerido Lawson (1915). Sharp (1940), sobre la base de un estudio de los pedimentos alrededor de la cadena Ruby-East Humboldt, en Nevada, llegó a la conclusión de que las variadas condiciones geológicas, climáticas y topográficas se reflejan en diferentes grados de eficacia de los tres procesos: erosión lateral, meteorización retrocedente y lavaje en cavas. Consideró que la erosión lateral predomina en áreas de ríos permanentes y de roca débil, y el lavaje en cavas, el lavaje pluvial y la meteorización predominan en áreas de rocas duras y de ríos temporarios. Considerando en conjunto los pedimentos del área Ruby-East Humboldt, pensó que la erosión lateral es responsable de alrededor del 40 % de su desarrollo, y atribuyó el 60 % restante a la meteorización y varios tipos de lavaje pluvial.

Gilluly (1937), basado en un estudio de los pedimentos del área de Ajo, en Arizona, llegó a la conclusión siguiente: "Nada de lo observado en la hoja topográfica de Ajo parece ser inconsistente con la conclusión de Bryan, de que los pedimentos son pendientes de transporte propios de las regiones áridas y formados por la cooperación de la erosión lateral, el lavaje en cava y la meteorización, con la remoción subsiguiente del detrito en cavas. Un proceso puede dominar en un lugar y otro en otra parte, pero todos son eficaces".

Rich (1935) pensó que la erosión lateral puede contribuir a la formación de los pedimentos, pero no creyó que fuera un proceso necesario. Llegó a la conclusión siguiente: "Los abanicos de rocas y los pedimentos son caracteres normales del desgaste, del retroceso de las escarpas y de los frentes de montañas, y se desarrollan mejor en climas áridos y semiáridos . . . Los factores esenciales requeridos para la producción de los abanicos de rocas y de los pedimentos son el desgaste y el lavaje en mantos, en unión con el efecto de la formación de mantos de detrito aluvial. La corrasión lateral por los ríos no es necesaria".

Bradley (1940) ha descripto pedimentos en miniatura excavados en la

Formación Bridger del Eoceno, en la cuenca Washakie del sudoeste de Wyoming, que parecen tener mucho en común con los pedimentos formados en rocas más duras. Él creyó que se formaban principalmente por la acción combinada del lavaje en cavas y la lluvia torrencial, actuando a lo largo de una zona estrecha, cerca de la base de la escarpa en retroceso de un área de huayquería. Además, llegó a la conclusión de que, después de comenzada, una superficie de pedimento es rebajada aún más por la erosión de mantos de creciente. Bradley consideró que una superficie de pedimento es una pendiente regular de transporte, y que hacia sus cabeceras los ríos

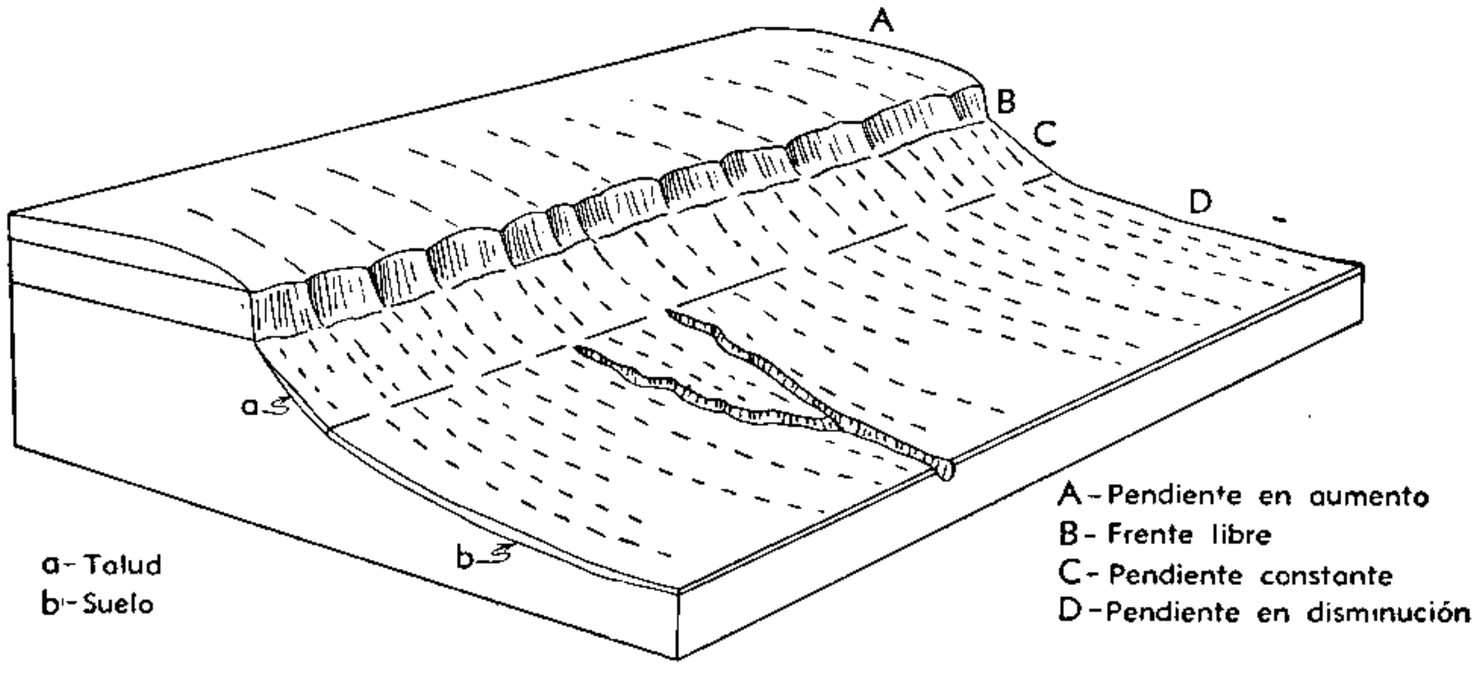


FIG. 11.7. *Elementos de una pendiente. (Tomado de L. C. King y T. J. D. Fair.)*

asumen la función del transporte y se abren camino por debajo de las superficies de pedimento, a las que más bien parece que están destruyendo y no creando y extendiendo.

Antes de abandonar el tema de los pedimentos, es conveniente señalar que en esto se encuentra la aproximación más cercana a la idea de Penck del retroceso paralelo de las pendientes. En la pendiente de un frente de montaña tenemos un buen ejemplo del *steilwand* de Penck o de la pendiente de gravedad, como la interpretó Meyerhoff (1940). Tiene una cierta inclinación, que depende principalmente del tamaño de los materiales que se van desprendiendo; es más empinada donde los materiales son grandes, y lo es menos donde son pequeños. Bryan (1940) ha demostrado que el movimiento del material, ladera abajo por el frente de la montaña, no es enteramente un efecto directo de la gravedad. Aunque el deslizamiento gravitatorio directo y la reptación actúan sobre dicha pendiente, el lavaje pluvial parece ser el proceso predominante en el transporte del material cuesta abajo. Una superficie de pedimento parecería ser esencialmente el equivalente del *haldenhang* de Penck o lo que Meyerhoff ha denominado pendiente de lavaje, y el ángulo agudo en la unión de las dos pendientes

sería un resalto de pendiente. En contraste con la pendiente de gravedad irregular, la pendiente de lavaje es esencialmente una pendiente regular de transporte sobre la cual una capa delgada de detrito va moviéndose hacia abajo para formar la bajada con la cual se une.

King y Fair (1944), y Fair (1947), al tratar el desarrollo de las pendientes en Natal, África del Sur, llegaron a la conclusión de que en la composición de una pendiente entran cuatro elementos: *a)* una pendiente superior convexa o en creciente; *b)* una cara libre o afloramiento de roca desnuda; *c)* un talud o pendiente de detrito; y *d)* una pendiente inferior cóncava o en disminución, también denominada pendiente de lavaje o pedimento.

Los cuatro elementos no son siempre necesariamente evidentes. A ellos les pareció que la presencia de los cuatro elementos dependía de la existencia de un capuchón, y que cuando éste existe, las pendientes retroceden paralelamente a sí mismas. Pensaron que la escarpa que se eleva por encima del pedimento se puede mantener de dos maneras posibles: o por aplanamiento lateral debido a ríos al pie de dicha escarpa, o por remoción del derrumbamiento meteorizado por lavaje en mantos.

EL CICLO ÁRIDO DE EROSIÓN

Es posible que surjan dudas respecto a si el estudio de los procesos geomórficos en regiones áridas ha sido suficientemente ahondado como para poder hablar de ciclos áridos de erosión. En sus primeros trabajos, Davis (1905) trató al ciclo árido como una modificación impuesta al ciclo húmedo por un cambio hacia la aridez, por uno de sus denominados accidentes climáticos. Algunas de sus ideas serían hoy ciertas, pero con modificaciones que tuvieran en cuenta procesos tales como la formación de pedimentos. El ciclo idealizado, como fue sugerido por Davis, se podría aplicar particularmente a un área desértica, tal como las que hay en el oeste de los Estados Unidos de América, donde el fallamiento de bloques ha producido muchas cuencas cerradas. No todas las regiones desérticas presentan tales condiciones.

Algunas de las diferencias imaginadas por Davis, que distinguirían al ciclo de regiones áridas del de regiones húmedas, eran: diferencias importantes en la manera del escurrimiento, como se ha descripto anteriormente; relieve máximo en la juventud, no en la madurez, como en el ciclo húmedo; decrecimiento del relieve, en vez de incremento, a medida que progresa el ciclo; predominio del desagüe consecuente hacia cuencas cerradas, con pocos ríos antecedentes; disección activa de las tierras altas en la juventud, con la paralela agradación de las cuencas; falta de ríos que atraviesen la región, con el predominio resultante de los niveles locales de erosión; y ascenso continuado de estos niveles locales de base como resultado de la agradación de la cuenca. Se presumía que la madurez estaría indicada por la reducción del nivel y un cierto grado de integración del desagüe de cuencas adyacen-

tes. Las condiciones seniles eran principalmente conjeturas, pero se creía que la eliminación del escombro más fino por el viento produciría un descenso gradual del área, produciendo una "nivelación sin nivel de base." Pueden quedar en pie áreas aisladas de rocas más resistentes, con caracteres semejantes a los monadnocks, y que han sido denominadas *montañas islas* (inselberge en África del Sur). Se creía que por tal secuencia de acontecimientos se podría desarrollar una "peneplanicie de desierto" análoga a la peneplanicie de las regiones húmedas.

Desde hace pocos años, la tendencia ha sido acentuar la formación y la extensión de los pedimentos como procesos geomórficos mayores en el desarrollo de los paisajes desérticos. Aun Davis, en sus últimos trabajos, recalcó este aspecto de la erosión de desierto, y reconoció (1936) que la evolución de las formas de relieve de los desiertos puede producirse por: *a)* un nivel de base local que asciende lentamente, resultado de la agradación en una playa circundada; *b)* un nivel de base que desciende lentamente mientras, en una cuenca cercada, una playa es rebajada por deflación; o *c)* control normal del nivel de base donde el desagüe del desierto fluye hacia el mar.

Por lo menos cuatro términos han sido propuestos para designar la superficie regular que resulta de una pedimentación avanzada. Lawson (1915) propuso el término *panabanico* para designar "una etapa final en el proceso del desarrollo geomórfico en una región árida, en el mismo sentido que la peneplanicie es una etapa final de los procesos generales de la degradación en un ciclo húmedo". También reconoció que tanto las peneplanicies como los panabanicos representan más bien las penúltimas etapas que las etapas finales de la degradación. Serias objeciones se han formulado al término panabanico, porque interpretado literalmente significa "todo abanico", y, como generalmente abanico es aplicado a los depósitos aluviales en la base de las pendientes abruptas, es ilógico designar como panabanico a una superficie erosionada del substrato, que consta de una serie de pedimentos coalescentes.

Davis (1933) denominó *domos graníticos* a ciertas superficies en el desierto de Mojave, al sur de California, que él consideró como representantes de la penúltima etapa de la erosión desértica. Posteriormente (1938), con más propiedad, los denominó *domos de desierto*, porque no todos estaban desarrollados sobre granitos. Hay objeciones sobre el empleo del término domo para describir un carácter topográfico cuando está tan íntimamente asociado con un tipo de estructura geológica. Además, es dudoso si la penúltima superficie de erosión del desierto siempre tiene perfil de domo.

La frase *peneplanicie de desierto* ha sido empleada por varios autores para denominar superficies de erosión en el África, atribuidas a erosión eólica y a otros procesos. Haciendo caso omiso, por el momento, de la

cuestión que la erosión cólica pueda producir planicies de relieve bajo que simulan peneplanicies, resulta poco admisible designar como peneplanicie a una superficie producida bajo condiciones diferentes y por procesos distintos a los de una peneplanicie de región húmeda. A pesar del adjetivo cualitativo, de desierto, no sería improbable que algunos llegaran a la conclusión de que las dos formas son de origen similar.

La denominación *llanuras de pedimentos* fue propuesta por Maxson y Anderson (1935) para describir "superficies de extensión amplia cortadas en roca con acumulación aluvial... formadas por la coalescencia de una



FIG. 11.8. *El domo Cima, al noroeste de Cima, en el sudeste de California, es una llanura de pedimentos o domo de desierto, arriba del cual se elevan unos pocos* bornhardts *o montañas islas, de rocas metamórficas. (Fotografía de Eliot Blackwelder.)*

cantidad de pedimentos y ocasionales domos de desierto". Howard (1942) propuso *planos de pedimentos* como una denominación general para todas las superficies de degradación de pie de monte producidas en clima árido, ya visibles, ya cubiertas con una película de aluvión contemporáneo de un espesor no mayor del que puede ser acarreado durante las crecientes". Bajo *planización de pedimentos* agrupó todos los procesos mediante los cuales se forman las llanuras de pedimentos. Quienes prefieren considerar las superficies topográficas como planos matemáticos, pueden adoptar esta última expresión; pero en general, mayor empleo tiene la denominación llanuras de pedimentos.

Las pendientes de pedimentos en laderas opuestas de una masa montañosa se pueden extender a través de las montañas y unirse, aunque frecuentemente los pedimentos en una y otra ladera se hallan a distintos niveles. Sauer (1930) aplicó la denominación *pasos de pedimentos* a "lenguas planas estrechas, con piso de rocas que se extienden hacia atrás del pedimento general, pero todavía penetrando en la montaña lo suficiente como para encontrar otra pendiente de pedimento que se extiende en el frente de la montaña desde el otro lado". En una etapa posterior, los pasos de pedi-

mentos se pueden agrandar hasta tal extensión que los pedimentos coalescentes son rasgos característicos de la topografía, y los pedimentos en las laderas opuestas de la cadena montañosa pueden unirse a través de amplias aberturas que Sauer denominó *abras de pedimentos.* A medida que distintas porciones de una cadena montañosa se rodean de pedimentos, hace

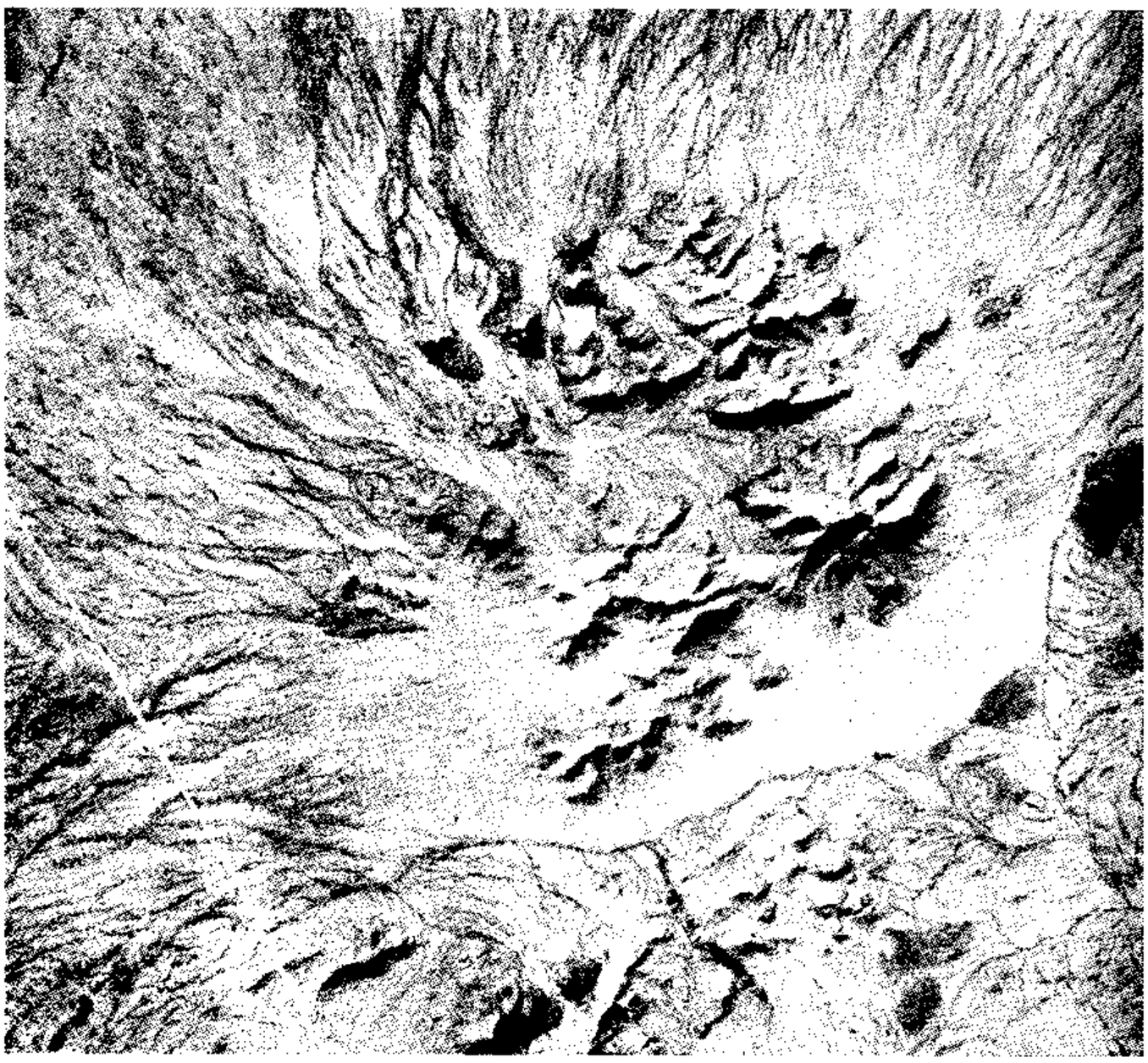


FIG. 11.9. *Fotografía vertical de un grupo de* bornhardts *o montañas islas y pedimento circundante, área de Pima Papazo, en el sur de Arizona. Obsérvense las abras de pedimento y los portezuelos. (Fotografía del Soil Conservation Service.)*

su aparición una llanura de pedimentos. La ampliación de una llanura de pedimentos puede continuar hasta que todo lo que resta de la masa montañosa original no son sino lomas o cerros diseminados, que se alzan sobre su superficie. Tales cerros residuales son análogos a los monadnocks de la peneplanicie y más comúnmente han sido denominados montañas islas. Estos caracteres están notablemente desarrollados en las áreas de sabana, a cada lado de las áreas de bosques de lluvias tropicales, en el África, donde

numerosos cerros y montañas residuales, de laderas empinadas, se alzan prominentemente por arriba del nivel general del país. Este tipo de topografía se hizo famoso mediante Bornhardt, Passarge y otros bajo el nombre de *inselberglandschaft* (paisaje de montañas islas). Algunos han dudado que la formación de pedimentos haya sido responsable de estos cerros resi-

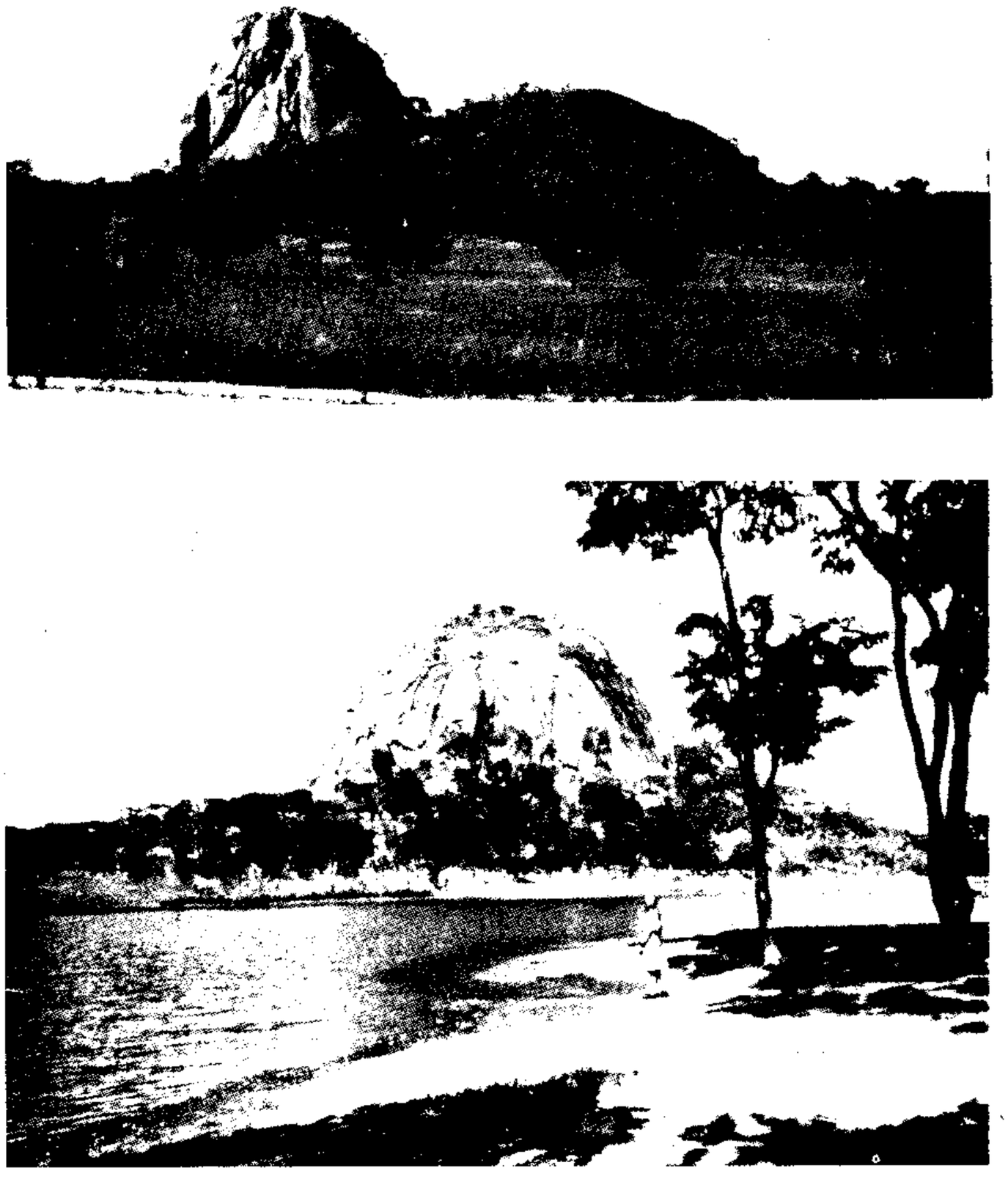


FIG. 11.10. *Dos* bornhardts *en el Africa del Sur.* Arriba. *El* bornhardt *"Lion", Reserva de Chiwesne, en Rhodesia del Sur.* Abajo. *Un* bornhardt *sin nombre, Rarie Umvukwes, Rhodesia del Sur. (Fotografías de L. C. King.)*

duales. Otros han aplicado la denominación montaña isla, más bien indiscriminadamente, a cualquier cerro parecido a una isla que descuella sobre sus alrededores, tal los denominados pan de azúcar de los climas lluviosos tropicales. Willis (1936) intentó aclarar esta situación sugiriendo el empleo del término *bornhardt* para designar las formas originalmente denominadas montañas islas. A pesar de la posible ambigüedad del término montaña isla, muchos autores continúan aplicándolo a los cerros y montañas residuales de los paisajes áridos.

En realidad, entre los que han estudiado el paisaje de montañas islas en el África hay considerables diferencias de opinión en lo referente a cuáles fueron los procesos particulares responsables de su formación. El paisaje fue atribuido originalmente a erosión eólica, pero entre los geólogos hay poco entusiasmo por admitir que la erosión eólica sea capaz de reducir áreas extensas a condiciones que simulan una peneplanicie. En años posteriores, Passarge reconoció la posibilidad de que la limadura eólica tal vez no haya sido el agente principal en la creación de este paisaje. En los últimos años ha habido una tendencia a creer que los paisajes africanos son "paisajes relictos" de condiciones climáticas más húmedas, cuando los ríos eran más amplios y potentes que en el presente y actuaron mediante una erosión lateral activa para desarrollar las planicies por encima de las cuales están las montañas islas. Está en disputa si en realidad las montañas islas se hallan rodeadas por pedimentos similares a los del oeste árido de los Estados Unidos de América. Cotton (1942), en una discusión completa del problema de las montañas islas, sugirió que en el África tal vez haya dos tipos similares de topografía: el paisaje montaña isla de las áreas de sabana, que probablemente sea principalmente el resultado de la erosión lateral de los ríos; y los paisajes de pedimento de las regiones áridas y semiáridas, en los cuales cerros residuales o muñones, similares en apariencia general a las montañas islas verdaderas, se levantan por arriba de pedimentos coalescentes o llanuras de pedimentos.

Con el reconocimiento de las llanuras de pedimentos como superficies seniles distintivas de origen diferente al de las peneplanicies, hubo cierta inclinación entre algunos geomorfólogos a reinterpretar algunas superficies de erosión denominadas peneplanicies desde hace mucho tiempo. Howard (1941) sugirió que las dos superficies de erosión, generalmente reconocidas en la región de las montañas Rocallosas, las peneplanicies denominadas Flattop y montaña Rocallosa, en realidad pueden ser pedimentos (llanuras de pedimentos, de acuerdo con el empleo posterior del término). Rich (1938) previamente había sugerido que este probable origen de dichas superficies topográficas fuera considerado seriamente.

Mackin (1947) interpretó como pedimentos disectados lo que se ha denominado peneplanicie Subsummit, en los montes Bighorn. Pensó que las pendientes regionales empinadas de esta superficie de erosión se explican más lógicamente como heredadas de pedimentos, que como resultado de

alabeamiento hacia arriba de una peneplanicie anterior. De acuerdo con esta explicación, solamente es necesario aclarar la inclinación de 600 m del Plioceno y del Pleistoceno de los Bighorns, en vez de los 1.800 m o más que se requieren para explicar las pendientes actuales de la superficie Subsummit, como una penellanura inclinada hacia arriba. Mackin pensó además que la ruptura topográfica aguda que hay entre el área axial de los picos en los Bighorn y la superficie adyacente de aplanamiento, era de esperar en un paisaje de pedimentos sin necesidad de atribuirla a fallamiento.

Las dos superficies de erosión del pico Gilbert y del monte Bear, en la ladera septentrional de los montes Uinta, fueron consideradas por Bradley (1936) como superficies de pedimentos. Ambas están cubiertas por conglomerados más bien que por los suelos residuales profundos que se espera encontrar sobre una peneplanicie. Sus pendientes empinadas, que varían desde 75 m por kilómetro cerca de la cresta de la cadena, hasta 10 m por kilómetro cerca de la cuenca adyacente, parecían más típicas de las llanuras de pedimentos que de los pedimentos.

Una aplicación muy amplia del concepto de llanura de pedimento ha sido hecha por King (1950), quien ha interpretado superficies de erosión muy separadas de África, Asia, América del Norte, Europa, América del Sur y Australia, como llanuras de pedimentos atribuidas como máximo al Cretácico. Aunque pocos geólogos saquen conclusiones de tanto alcance, ya sea en cuanto al origen como a la edad de las superficies interpretadas por él como llanuras de pedimentos, es deseable que las superficies de erosión de las regiones áridas y semiáridas que anteriormente han sido denominadas peneplanicies, sean reexaminadas a la luz del reconocimiento creciente de la importancia de la formación de pedimentos en tales ambientes.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

BLACKWELDER (Eliot): *Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains*. Geol. Soc. Am., Bull. *39*, págs. 465-484, 1928.

— *Rock-cut surfaces in desert ranges*. J. Geol., t. *20*, págs. 442-450, 1931.

BRADLEY (W. H.): *Geomorphology of the north flank of the Uinta Mountains*. U. S. Geol. Survey, Profess. Paper 185-I, págs. 163-199, 1936.

— *Pediments and pedestals in miniature*. J. Geomorph., t. *3*, págs. 244-255, 1940.

BRYAN (Kirk): *Erosion and sedimentation in the Papago country, Arizona*. U. S. Geol. Survey, Bull. 730, págs. 19-90, 1923.

— *The formation of pediments*. Rept. 16th Intern. Geol. Cong., Pt. 2, págs. 765-775, 1935.

— *The retreat of slopes*. Assoc. Am. Geog., Anns., t. *30*, págs. 254-268, 1940.

CHAPMAN (R. W.) y GREENFIELD (M. A.): *Spheroidal weathering of igneous rocks*. Am. J. Sci., t. *247*, págs. 407-429, 1949.

COTTON (C. A.): *Climatic Accidents*. Capítulos 7 y 8. Whitcombe y Tombs, Ltd., Wellington, 1942.

DAVIS (W. M.): *The geographical cycle in an arid climate*. J. Geol., t. *13*, págs. 381-407, 1905. También en *Geographical Essays*, págs. 296-322, Ginn and Co., N. York.

DAVIS (W. M.): *Granitic domes of the Mojave Desert, California.* Trans. San Diego Soc. Nat. Hist., t. 7, págs. 211-258, 1933.
— *Geomorphology of mountainous deserts.* Rept. 16th Inter. Geol. Congr., Pt. 2, págs. 703-714, 1936. Es el subtítulo de la publicación del mismo autor que se cita en Referencias Adicionales. *(N. del T.).*
— *Sheetfloods and streamfloods.* Geol Soc. Am., Bull. *49*, págs. 1337-1416, 1938.
FAIR (T. J. D.): *Slope form and development in the interior of Natal, South Africa.* Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa, t. *50*, págs. 105-119, 1947.
GILLULY (James): *Physiography of the Ajo region, Arizona.* Geol. Soc. Am., Bull. *48*, págs. 323-348, 1937.
HOWARD (A. D.): *Rocky Mountain peneplains or pediments.* J. Geomorph., t. *4*, págs. 138-141, 1941.
— *Pediment passes and the pediment problem.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 2-31 y 95-136, 1942.
JOHNSON (D. W.): *Rock fans of arid regions.* Am. J. Sci., t. *223*, págs. 389-416, 1932a.
— *Rock planes of arid regions.* Geog. Rev., t. *22*, págs. 656-665, 1932b.
KING (L. C.) y FAIR (T. J. D.): *Hillslopes and dongas.* Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa, t. *47*, págs. 1-4, 1944.
KING (L. C.): *The study of the world's plainlands: a new approach in geomorphology.* Quart. J. Geol. Soc. London, t. *106*, págs. 101-127, 1950.
LAWSON (A. C.): *The epigene profile of the desert.* Univ. Calif. Pub. Geol., *9*, págs. 23-48, 1915.
McGEE (W. J.): *Sheetflood erosion.* Geol. Soc. Am., Bull. *8*, págs. 87-112, 1897.
MACKIN (J. H.): *Altitude and local relief of the Bighorn area during the Cenozoic.* Wyo. Geol. Assoc., Field conference in Bighorn Basin, Guidebook, págs. 103-120, 1947.
MAXSON (J. H.) y ANDERSON (G. H.): *Terminology of surface forms of the erosion. cycle.* J. Geol., t. *43*, págs. 88-96, 1935.
MEYERHOFF (H. A.): *Migration of erosional surfaces.* Assoc. Am. Geog., Anns., t. *30*, págs. 247-254, 1940.
PAIGE (Sidney): *Rock-cut surfaces in the desert ranges.* J. Geol., t. *20*, págs. 442-450, 1912.
RICH (J. L.): *Origin and evolution of rock fans and pediments.* Geol. Soc. Am., Bull. *46*, págs. 999-1024, 1935.
— *Recognition and significance of multiple erosion surfaces.* Geol. Soc. Am., Bull. *49*, págs. 1695-1722, 1938.
RUSSELL (R. J.): *The desert-rainfall factor in denudation.* Rept. 16th Intern. Geol. Congr., P. t. *2*, págs. 753-763, 1936.
SAUER (Carl): *Basin and range forms in the Chiricahua area (Arizona and New Mexico).* Univ. Calif. Publs. Geog., *3*, págs. 339-414, 1930.
SHARP (R. P.): *Geomorphology of the Ruby-East Humboldt Range, Nevada.* Geol. Soc. Am., Bull. *51*, págs. 337-372, 1940.
WILLIS (Bailey): *East African Plateaus and Rift Valleys.* Carnegie Inst. Wash. Publ., *470*, pág. 121, 1936.

REFERENCIAS ADICIONALES

BRYAN (Kirk): *Pediments developed in basins with through drainage.* Geol. Soc. Am., Bull. *43*, págs. 128-129, 1932.
BRYAN (Kirk) y McCANN (F. T.): *Successive pediments of the Upper Rio Puerco in New Mexico.* J. Geol., t. *44*, págs. 145-172, 1936.
DAVIS (W. M.): *Geomorphic processes in arid regions and their resulting forms and products.* Rept. 16th. Intern. Geol. Congr., Pt. *2*, págs. 703-714, 1936.

FRYE (J. C.) y SMITH (H. T. U.): *Preliminary observations on pediment-like slopes in the central High Plains.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 215-221, 1942.

JOHNSON (D. W.): *Planes of lateral corrasion.* Science, t. *73*, págs. 174-177, 1931.

KING (L. C.): *Landscape in study in Southern Africa.* Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa, t. *50*, págs. 23-52, 1947.

— *The pediment landform: some current problems.* Geol. Mag., t. *86*, págs. 245-250, 1949.

— *Canons of landscape evolution.* Geol. Soc. Am., Bull. *64*, págs. 721-752, 1953.

MABBUT (J. A.): *A study of granite relief from south-west Africa.* Geol. Mag., t. *89*, págs. 87-96, 1952.

STRAHLER (A. N.): *Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis.* Am. J. Sci., t. *248*, págs. 673-696 y 800-814, 1950.

12 · *Formas de relieve eólicas*

LOS EFECTOS TOPOGRÁFICOS DE LA EROSIÓN EÓLICA

Como se indicó en el capítulo 3, la erosión cólica se manifiesta de tres maneras: abrasión o corrasión, acción natural del golpeteo de la arena soplada por el viento; deflación, levantamiento y remoción del material suelto de la superficie de la tierra; y atrición, desgaste mutuo de las partículas

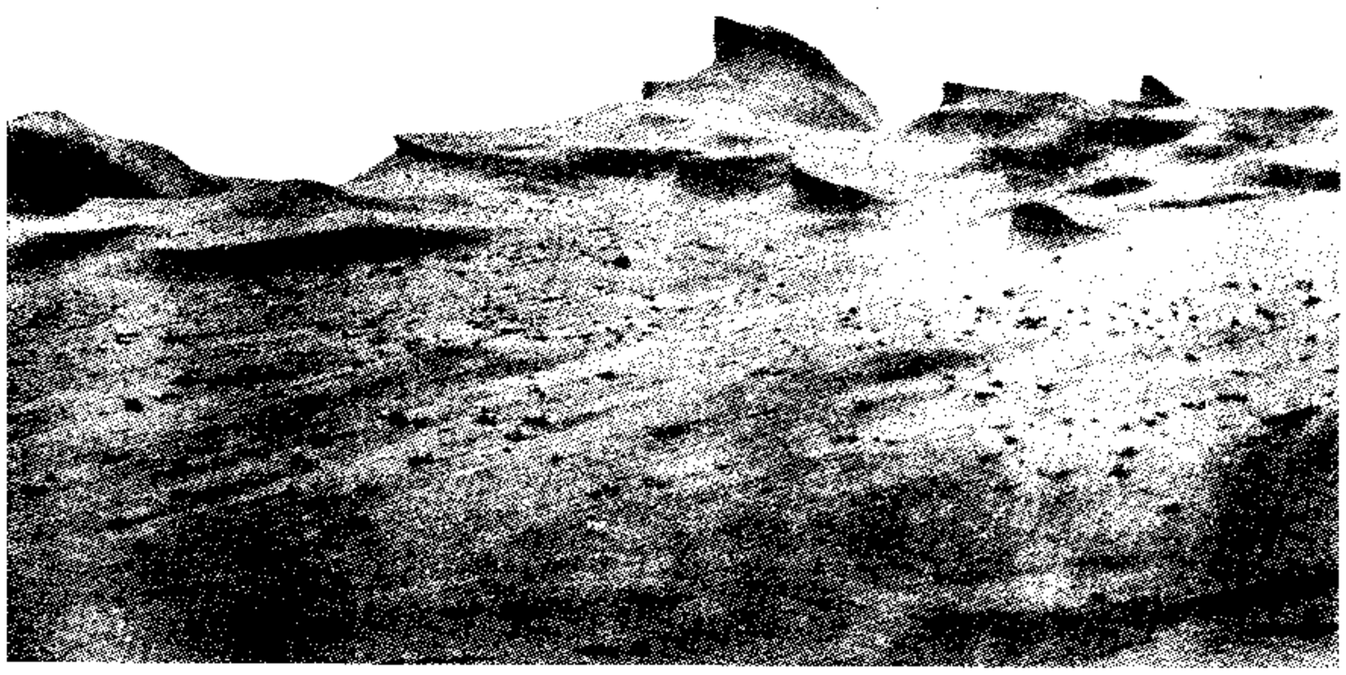


FIG. 12.1. Yardangs *producidos por abrasión eólica, en Umtamvuna sur de Natal, África del Sur. (Fotografía de L. C. King.)*

acarreadas por el viento. En otros tiempos era práctica común atribuir gran poder erosivo al viento y explicar la mayoría de las formas de relieve de los desiertos como consecuencia de la erosión eólica, pero se ha hecho patente que pocos caracteres topográficos de alguna importancia de las regiones áridas se deben a ella.

La abrasión del viento puede cooperar en el modelado de algunos de los detalles de las formas mayores, pero de por sí es prácticamente incapaz de producir caracteres de gran extensión areal. Posiblemente la única forma topográfica que se puede atribuir sin temor a equivocarse a la abrasión del

viento es el *yardang*. Este nombre es aplicado por Blackwelder (1934) a surcos o canales que describió Hedin por primera vez en Turquestán. Generalmente son alargados en el rumbo de los vientos predominantes y están casi siempre tallados en materiales relativamente débiles. Los del Turquestán han sido tallados en limos lacustres.

La abrasión eólica puede actuar únicamente cerca del suelo por la impotencia del viento para levantar la arena más de unos pocos metros. Bagnold (1941) manifestó que la acción del golpeteo de la arena sobre postes, pocas veces se observa a una altura mayor de 45 cm, y llegó a la



FIG. 12.2. *Un ventifacto cerca de Garnet en el valle Coachella, sur de California. (Fotografía de R. P. Sharp.)*

conclusión de que la arena raras veces es levantada más de 2 m del suelo. De acuerdo con Blackwelder (1928), la abrasión del viento se revela por: *a)* pulimento y picaduras; *b)* acanalamiento; y *c)* tallado y facetación. Creyó que los efectos del primero aparecen más bien ampliamente distribuidos en todas las regiones áridas, pero que revisten poca importancia geológica. Sin embargo, importa reconocer que el pulimento es un efecto natural de la abrasión o acción de golpeteo, porque muchos bloques y superficies grabadas que carecen de pulimento y que han sido atribuidos a la abrasión eólica es más probable que sean el resultado de la erosión

diferencial antes que de la erosión eólica. La abrasión eólica puede formar *ventifactos* [1], los cuales muestran una o más caras facetadas y pulidas, pero éstos son relativamente raros, porque para su mejor formación son esenciales vientos fuertes, abundancia de arena y ausencia de vegetación.

Formas menores, tales como oquedades y nichos en las paredes rocosas, a veces denominadas cuevas de viento, en parte pueden haber resultado de la abrasión eólica, cuando están en la base de un acantilado, pero más comúnmente son producto de la meteorización diferencial y lavaje pluvial o de la deflación. Algunas superficies con estructuras de enrejado o alveo-



FIG. 12.3. *Pequeñas mesas residuales resultantes de la deflación, en la playa Danby, parte sudoeste del desierto de Mojave, California. Las masas tabulares tienen un capuchón de yeso. (Fotografía de Eliot Blackwelder.)*

lares, denominación dada a superficies de rocas intrincadamente picadas, han sido atribuidas a menudo a la abrasión eólica, pero es probable que la abrasión haya desempeñado un papel menor en comparación con la meteorización diferencial y la disolución.

Ciertas formas topográficas, comúnmente denominadas *rocas pedestal*, que constan de masas residuales de roca débil con un capuchón de roca más dura, han sido explicadas como si se debieran a la acción de la abrasión eólica. Es dudoso que este proceso haya contribuido eficazmente a su formación. Por lo común resultarán de la meteorización diferencial con la cooperación del lavaje pluvial (Bryan, 1926). Posiblemente la responsable de las rocas pedestal haya sido la deflación, especialmente en las que se han acumulado detritos. Blackwelder (1931) ha descripto montículos tabulares o cerros en la playa Danby del sudeste de California, que están compuestos de materiales lacustres y coronados con una película de selenita

[1] Ventifactos: rodados facetados o tallados en facetas. *(N. del T.)*

groseramente cristalina, la cual ha demostrado ser más resistente a la deflación que las arcillas y limos subyacentes.

Esta deflación, según opina la mayoría, es responsable de la formación de muchas depresiones denominadas *cuencas de deflación.* Por lo general se encuentran en áreas de acumulación de arena, donde constituyen cubetas pequeñas o dentro de médanos y otros tipos de acumulación de arenas. Las cuencas de deflación también se pueden formar en áreas donde debajo de la superficie se hallan materiales no endurecidos o pobremente endurecidos. La región de los Altos Llanos, en los Estados Unidos de América, que se extiende desde Texas hasta Montana, corresponde a un área que tiene una cubierta de aluvión más viejo, de edad terciaria, que se meteoriza con cierta facilidad debido a su escaso endurecimiento. Allí se encuentran miles de cubetas pandas, muchas de las cuales son emplazamientos de lagos y lagunas, permanentes o transitorios, cuya formación suele atribuirse principalmente a la deflación (Judson, 1950). Es dudoso que los grandes hoyos de Mongolia, descriptos por Berkey y Morris (1927) y denominados por ellos hoyos P'ang Kiang, puedan formarse por deflación o limadura eólica. Estos hoyos tienen, como máximo, un ancho de unos 8 km y una profundidad de 60 a 120 m. Berkey y Morris los atribuyeron a la limadura eólica, porque ningún otro origen parecía razonable, ya que se han formado tanto en granitos como en rocas sedimentarias. El Big Hollow, en la cuenca Laramie de Wyoming, de 14 km de largo y una profundidad de 45 m, ha sido considerado como una cuenca de deflación.

Miles de hoyos pandos se presentan en la región del oeste de los Grandes Llanos. Se les ha atribuido diversos orígenes: 1) hundimiento provocado por solución en profundidad; 2) compactación diferencial de sedimentos terciarios pobremente endurecidos; 3) remoción de los materiales superficiales por animales (revolcaderos de búfalos); y 4) remoción de materiales por deflación, particularmente durante los tiempos interglaciales secos. Sin duda, existen casos de depresiones con cada uno de los orígenes mencionados arriba, pero parece que, más que cualquiera otra causa, sea la deflación la responsable del mayor número de cuencas. Judson (1950) ha explicado los hoyos de Nuevo México como resultado de períodos alternantes de eluviación y deflación, coincidiendo con períodos húmedos y secos de etapas glaciales e interglaciales. Aun si se admite que la deflación fue una de las causas principales de las cuencas, es difícil probar que los períodos de deflación se restringieron principalmente a tiempos glaciales más aridos.

Las opiniones, en cuanto a la efectividad relativa de la deflación, varían. Blackwelder (1928) asumió un punto de vista conservador sobre la importancia de la erosión eólica en las regiones áridas, y consideró al agua corriente como la más importante en el desarrollo de las grandes formas de relieve de los desiertos. Reconoció, sin embargo, que hacia las cuencas de los desiertos debieron ser lavadas grandes cantidades de detritos, y pensó

que los depósitos actuales de las cuencas representan solamente una parte de lo que se debió erosionar en las montañas circundantes. Así, llegó a la conclusión de que una gran cantidad del detrito acarreado a las cuencas, después de reducirse al tamaño de polvo, es removido por deflación. Sin embargo, algunos geólogos creen que la deflación es un proceso insignificante, excepto localmente, en la reducción de los paisajes desérticos y que, en general, las cuencas intermontanas están siendo llenadas y no rebajadas.

Los depósitos residuales. En el proceso de la remoción de la arena y de las partículas de tamaño menor por la deflación, hay una selección del material, de acuerdo con el tamaño, quedando los materiales más gruesos. Estas concentraciones de guijarros y bloques han sido denominadas *depósitos residuales*. Localmente constituyen caracteres notables en las superficies de los desiertos. A menudo se les designa como *pavimento de desierto* o *armadura del desierto*. Tales superficies caracterizan a las *hammadas* y los *regs* del Sahara, que son áreas de desierto rocoso, en contraste con las áreas de acumulación de arena o *ergs* (Gautier, 1935). Las rocas que constituyen estos depósitos residuales pueden estar brillantemente pulidas. En parte esto puede ser efecto de la abrasión eólica, pero más comúnmente los revestimientos de óxidos de hierro y manganeso imparten a las superficies de las rocas una apariencia de barnizado, conocido como *barniz del desierto*.

LOS DEPÓSITOS EÓLICOS

Los materiales, al ser transportados por el viento, son sometidos a un aventamiento que da lugar a dos tipos distintos de depósitos eólicos: acumulaciones de arenas y depósitos de limo y arcilla conocidos como loess. Las variaciones en la velocidad del viento pueden producir una cierta cantidad de interestratificación de los dos, pero en general, más hacia sotavento del punto de origen de la arena, son bastante distintos del loess. Esto está bien ilustrado en Nebraska, donde el loess está hacia el este y a sotavento del área grande de médanos.

El ambiente en el cual se encuentran los depósitos eólicos. Los depósitos eólicos, tanto en origen como en emplazamiento, de ningún modo se circunscriben a los desiertos. El loess se encuentra no sólo en regiones húmedas o subhúmedas, sino que los depósitos eólicos de arena también son comunes en diversos ambientes no desérticos. Los cuatro ambientes no desérticos en que se puede encontrar depósitos de arena son: *a)* a lo largo de líneas de costa, *b)* a lo largo de cursos de ríos en regiones semiáridas, *c)* en áreas donde areniscas débilmente cementadas se han desintegrado formando arena, y *d)* en áreas de conos de transición glaciarios. A lo largo de la mayoría de las líneas de costa, tanto oceánicas como lacustres, es probable encontrar dunas, salvo que la margen sea rocosa y escarpada. Existen en retazos discontinuos a lo largo de la costa atlántica de los Estados

Unidos de América, desde Massachussetts hasta Florida. A lo largo de la costa del Pacífico son algo menos extensos, por ser abruptos, pero en algunas partes suelen ser notables. Las dunas que se encuentran en ciertos lugares de los Grandes Lagos, indican tanto las actuales líneas de costas de esos lagos como las anteriores. La magnitud de las dunas a lo largo de las costas depende de la extensión del área de origen, del predominio de vientos del mar y de la cantidad de la vegetación (en general, están limitadas a la disponibilidad de espacios abiertos entre los retazos de vegetación). En una región semiárida un río varía grandemente de caudal, pues a veces extensos trechos de su cauce están expuestos a la acción del viento. Así, los costados a sotavento de valles como el Platte, el Arkansas y el Misurí, donde cruzan a los Grandes Llanos semiáridos, están cubiertos con mantos de depósitos de arena que a menudo tiene forma de médanos. La región de los Sand Hills del oeste de Nebraska, que abarca unos 62.000 km^2, es un área donde la arena proviene principalmente de la meteorización de areniscas terciarias pobremente endurecidas.

En América del Norte y Europa, numerosas áreas tienen depósitos extensos de arena y loess de edad pleistocénica, originarios de conos de transición glaciarios o de materiales lacustres. La arena y el limo fueron acarreados por el viento desde cauces de desagüe glaciarios, y sus respectivos depósitos de transición encauzados (véase pág. 331), llanuras de conos de transición, deltas de conos de transición y playas de lagos, depositados a sotavento como mantos de arena, médanos o capas de loess.

Transporte por el viento. La mecánica del transporte y la acumulación eólica no han sido estudiados con la debida atención. El más extenso estudio cuantitativo de estos procesos ha sido llevado a cabo por Bagnold (1941); sus conclusiones serán la base de lo que se expondrá a continuación. Con frecuencia se confunden tormentas de arena con tormentas de polvo. El viento tiene poder para levantar y transportar partículas de polvo por distancias largas, pero el grueso del movimiento probablemente tenga lugar dentro de los 2 m del suelo. Bagnold reconoció tres tipos de movimiento involucrados en el transporte de arena: suspensión, saltación, y reptación superficial. En el transporte de la arena, la *suspensión* carece relativamente de importancia porque raras veces el viento logra las velocidades verticales requeridas para levantar partículas del tamaño de la arena. Resulta principalmente del flujo turbulento del aire en contraste con el flujo laminar o aerodinámico y es importante en el transporte del polvo. La velocidad del viento en realidad nunca es constante, sino que característicamente sufre variaciones de velocidad en períodos cortos, conocidos como ráfagas. Las ráfagas son el resultado de los remolinos de aire que circulan en muchas direcciones. Las corrientes ascendentes hacen posible la suspensión de las partículas de tierra más finas y las pueden mantener en alto por distancias considerables, pero la suspensión carece de importancia en el transporte de

granos del tamaño de la arena. La *saltación* es un movimiento a saltos, que resulta del choque y rebote de la arena impelida por el viento. La saltación comienza por presión directa del viento sobre los granos de arena; las partículas en movimiento describen trayectorias parecidas a líneas. La mayoría de la arena soplada se mueve de esta manera. La *reptación de la superficie* es producida por el choque de los granos de arena que se mueven por saltación. Una parte de la energía que produce la saltación es retenida

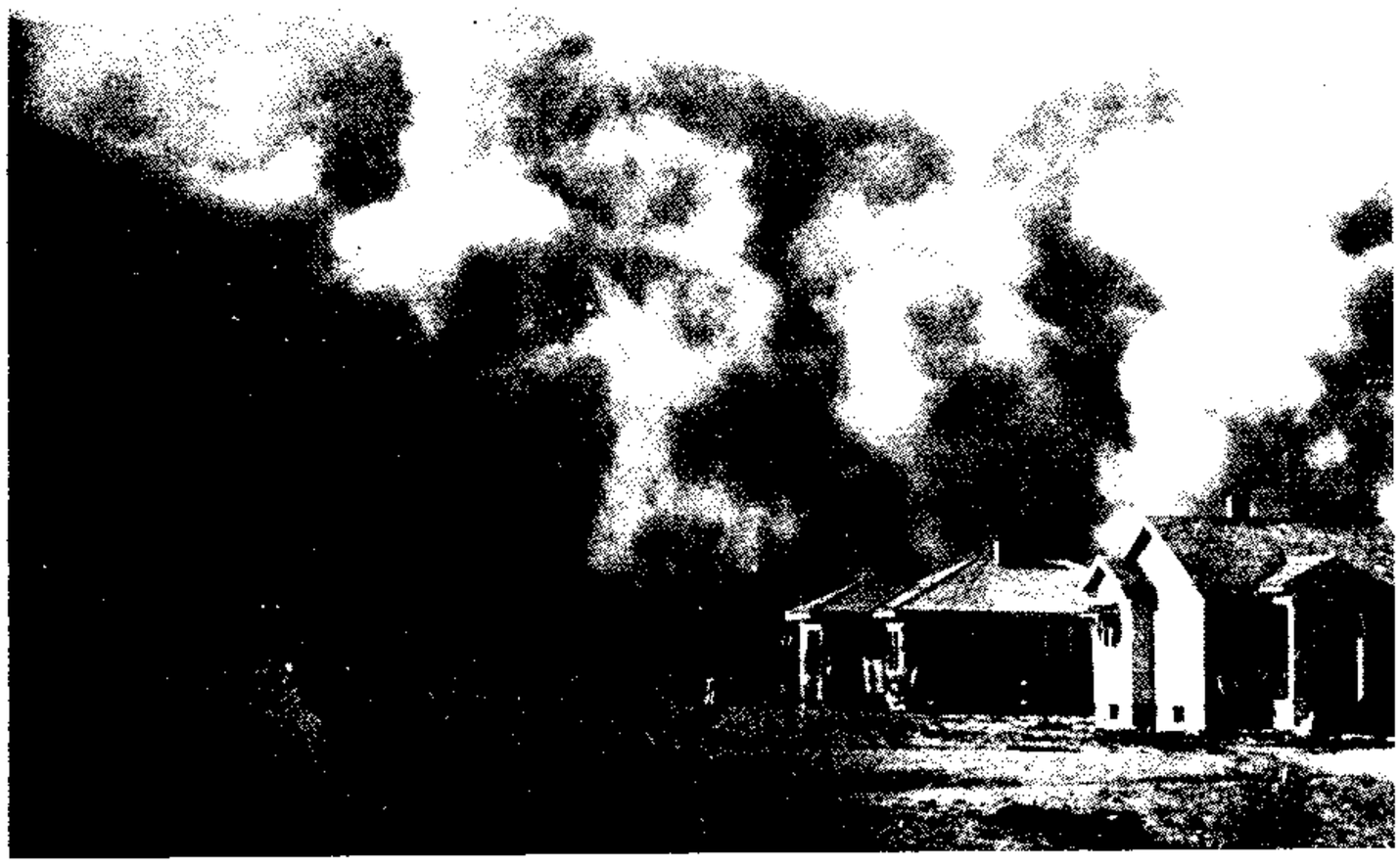


FIG. 12.4. *Deflación excesiva y la consiguiente tormenta de polvo, cerca de Springfield, Colorado. Durante media hora hubo oscuridad total. (Fotografía del Soil Conservation Service.)*

por los granos que se mueven a saltos y continúan sus movimientos, pero algo de ella se disipa en su fricción contra la superficie sobre la que caen los granos de arena. Sin embargo, esta energía no se pierde, porque, como resultado del bombardeo continuo de la superficie de arena, hay un movimiento lento hacia adelante por medio de la reptación de la superficie.

Acumulación por el viento. Bagnold pensó que la acumulación de los materiales soplados por el viento puede producirse de tres maneras: por sedimentación, por acreción y por avance. La *sedimentación* tiene lugar cuando los granos transportados por aire en movimiento lento caen con fuerza insuficiente para seguir por sí mismos hacia adelante por saltación o mover otros granos hacia adelante por reptación de la superficie. La

mayor parte del material en suspensión acarreado es depositado de esta manera. La acumulación por *acreción* resulta cuando los granos que están en movimiento por saltación golpean contra la superficie con tanta fuerza que algunos continúan su movimiento hacia adelante como reptación de la superficie, pero más son los que se detienen que los que continúan su movimiento. Los depósitos de acreción, por consiguiente, son el resultado de una combinación de la saltación y de la reptación de la superficie. Cuando se produce la sedimentación, las partículas no se mueven hacia adelante después de golpear el suelo; en cambio, en la acumulación por acreción las partículas pueden moverse a lo largo de la superficie hasta que encuentran algún hueco pando donde detenerse. La acumulación por *avance* ocurre cuando la superficie sobre la cual se va produciendo la deposición no es lisa, a causa de haber surgido algún impedimento, tal como una subida o una caída brusca. Las partículas que se mueven por reptación superficial quedan detenidas, pero las que se mueven por saltación pueden continuar. Un ejemplo de acumulación por avance es el que se produce en el frente de un médano cuando las partículas bajan rodando por su superficie y se detienen.

Tipos de depósitos de arena. Varias clasificaciones de depósitos de arena han sido propuestas, pero ninguna es completamente satisfactoria. La de Bagnold probablemente sea más aplicable a áreas de arena en movimiento libre y está basada sobre observaciones prolongadas en los desiertos del África y del Asia, como también en experimentos de laboratorio en túneles de viento construidos para establecer la mecánica del transporte y acumulación por el viento. Sin embargo, parece ser algo inadecuada para áreas donde la vegetación ha desempeñado un papel importante en la formación de los depósitos de arena. Él reconoció los siguientes tipos de depósitos eólicos de arena:

A) Formas en escala pequeña: óndulas y crestas pequeñas en superficies de arena, con poca importancia geomórfica.

B) Formas en escala grande.
1. Vestigios de arena y montones de arena.
2. Médanos verdaderos.
   a) El médano barján o media luna.
   b) El seif o médano longitudinal.
3. Lomos de ballena o albardones de arena.
4. Ondulaciones.
5. Mantos de arena.

Un *vestigio de arena* es una acumulación a sotavento y al reparo de un obstáculo, tal como un bloque, un arbusto, o un acantilado, que interfiere el flujo aerodinámico y disminuye la velocidad del viento. La arena se acumula a sotavento de un obstáculo hasta que su pendiente frontal logra el ángulo límite de reposo, el cual es de alrededor de 34 grados. Entonces la arena se deslizará por el frente del depósito que avanza a lo largo de lo

que se denomina *cara de deslizamiento*. La altura de un vestigio de arena está limitada por la dimensión de la forma del terreno al amparo del viento en la que se acumula, porque cualquier arena que quede fuera de esta protección será barrida hacia la corriente principal de arena por los vientos más fuertes de afuera. Los vestigios de arena también se pueden formar



FIG. 12.5. *Médanos de yeso en el Monumento Nacional White Sands, Nuevo México. (Fotografía del National Park Service.)*

donde el viento barre arena sobre un acantilado o escarpa. Tales depósitos han sido denominados *aludes de arena*.

Los *montones de arena* se forman a sotavento de una abertura entre dos obstáculos. Esta abertura actúa como un embudo por el cual la arena pasa hacia sotavento. Este empleo del término montón de arena por Bagnold puede inducir a confusión con la aplicación más común que se da a depósitos delgados de arena, a los cuales Bagnold denominó mantos de arena.

Bagnold (1933) definió al *médano* [1] como "una acumulación de arena móvil cuya existencia es independiente tanto de la forma del terreno como de los obstáculos fijos". Los grupos de médanos a menudo son denominados

[1] En la Argentina se acostumbra denominar médano (de origen latino) a las acumulaciones de arena continentales, y dunas (de origen francés), a las que se presentan en la costa. (*N. del T.*)

complejos de médanos, colonias de médanos o *cadenas de médanos.* A diferencia de los vestigios y montones de arena, su presencia no depende de un obstáculo o una ruptura topográfica. Por lo general, logran su desarrollo máximo sobre terreno relativamente plano.

Bagnold consideró al barchán y al seif como las únicas formas verdaderas

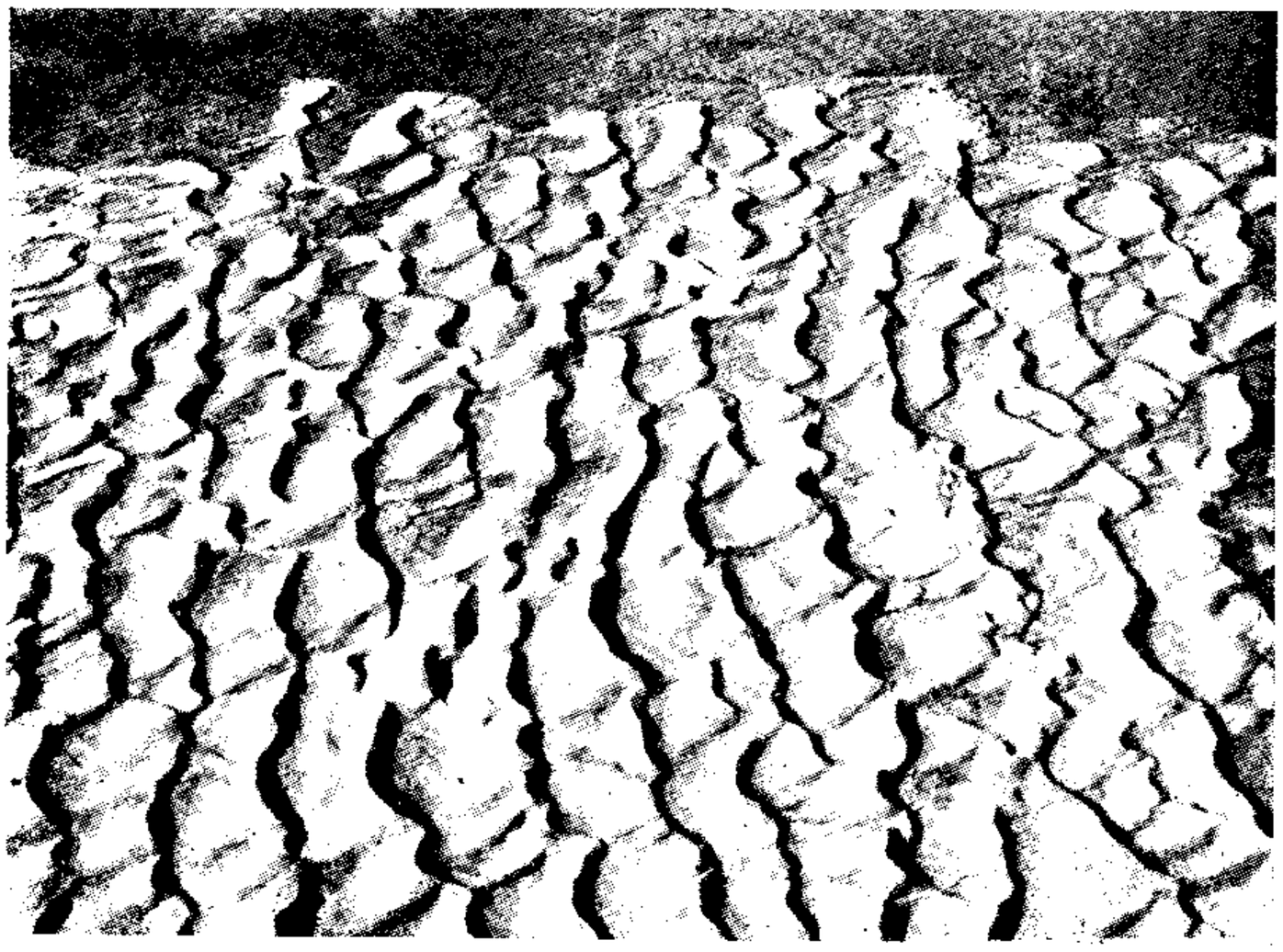


FIG. 12.6. *Médanos en las proximidades de Delta, Utah. (Fotografía del Fairchild Aerial Surveys, Inc.)*

de médanos; según él, raramente se presentan juntos. Los médanos se encuentran más típicamente en los desiertos, a lo largo de las costas y de los ríos. La humedad y la vegetación generalmente interfieren en su crecimiento e impiden su desarrollo ordenado, como también limitan sus dimensiones. Un *barchán* es un médano en forma de media luna con sus cuernos tendidos a sotavento, haciendo a este lado cóncavo en el plano, y al lado de barlovento convexo. La cara de deslizamiento, si llega a formarse, es transversal al viento. Los barchanes tienden a disponerse en cadenas que se extienden en la dirección de los vientos más efectivos. Los cambios en la dirección de los vientos pueden modificar sus formas y aun temporariamente determinar una inversión de la posición de las caras de deslizamiento, o destruirlas, con el desarrollo resultante de masas de arena con formas cónicas. En áreas de abundante abastecimiento de arena, los barchanes son

grandes y se disponen apretadamente, mientras que donde aquélla escasea, son más pequeños y aparecen más dispersos.

Un *seif* o *médano longitudinal*, en vez de ser transversal al viento predominante es paralelo a él. Muchos seifs en el mar de Arena de Egipto logran alturas de 100 m, y algunos en Irán hasta 210 m. De acuerdo con Bagnold, el ancho de un seif alcanza aproximadamente seis veces su altura. Se han



FIG. 12.7. *Fotografía vertical de barchanes cerca de Fort St. John, distrito de Peace River, Canadá. Los vientos efectivos provienen del este. (Fotografía de la Real Fuerza Aérea Canadiense.)*

citado cadenas de seifs de 300 km de largo. Sus filos forman crestas agudas como cuchillos, con muchas puntas y melladuras. Un lado del crestón puede ser redondeado, y el otro puede mostrar un frente de desmoronamiento (cara de deslizamiento) en ángulo recto con la dirección del viento dominante. Entre los seifs adyacentes puede haber aberturas o corredores, en los cuales aflora el piso desnudo del desierto. A la inversa de la idea comúnmente sustentada, de que los médanos longitudinales o seifs los forman principalmente los vientos que soplan con más frecuencia desde una

misma dirección, Bagnold sostuvo que crecen en altura y ancho principalmente por la acción de vientos cruzados, y que crecen en longitud durante los períodos en que el viento predominante es paralelo a la dirección de la cadena de seif. El creyó que el seif es una modificación de la forma fundamental del barchán, producida por vientos cruzados fuertes, transversales a la dirección predominante de los vientos, y que sus crestones agudos como



FIG. 12.8. *Crestas* seif *en el oeste del desierto de Sahara. (Fotografía de la Fuerza Aérea.)*

filos de cuchillos representan formas de barchanes sobrepuestos a una cresta de arena que se extiende paralelamente al viento dominante.

Los *lomos de ballena* o *albardones de arena* son crestas de arena con la parte superior plana que se extienden paralelamente a los vientos dominantes, pero carecen de los frentes de desmoronamiento que caracterizan a los seifs. También tienen dimensiones mucho más grandes. Un lomo de ballena puede tener una longitud de 160 km, un ancho de 3,5 km y una altura de 45 m. Localmente, sus cumbres pueden tener formas de seifs. Parecen estar confinados principalmente al mar de Arena de Egipto. Bagnold sugirió que pueden constituir los rezagos de la marcha de una cadena de médanos o de una serie de cadenas de médanos viento abajo. Las *ondulaciones* son depó-

sitos de arena algo similares en naturaleza a los lomos de ballena, pero son más cortas y carecen de la forma definida de un lomo de ballena. Constituyen superficies ondeadas entre los seifs y los lomos de ballenas. Tanto estos últimos como las ondulaciones parecen ser áreas de arena "muerta" o inmóvil, en contraste con la movilidad de los barchanes y los seifs.

Bagnold aplicó la denominación de *manto de arena* (más comúnmente denominado montón de arena) a las áreas de arena caracterizadas por una superficie extremadamente plana y por la ausencia de cualquier relieve topográfico, salvo óndulas muy pequeñas. El famoso manto de arena de Selima, del desierto de Libia, es un ejemplo sobresaliente. Cubre un área de, por lo menos, 7700 km^2 y es prácticamente plana, en cuanto puede verse a simple vista, excepto por una línea ocasional de médanos. Consta de unos pocos metros de arena descansando sobre el substrato. Su llaneza y la uniformidad de la superficie fueron comprobados por Peel (1941), quien manifestó que pudo conducir su automóvil a una velocidad uniforme de 60 a 70 km durante tres horas sin tener que aminorar la velocidad o desviarse del trazado de su ruta a brújula. Éste es el tipo de superficie que algunos consideran como peneplanicie de desierto.

Hack (1941) propuso una clasificación empírica de los médanos, que creyó se ajustaba a la región Navajo, de Arizona. Reconoció tres tipos de médanos: transversales, parabólicos y longitudinales. Los *médanos transversales*, incluyendo el barchán común, casi siempre están libres de vegetación; le parecía que su forma no estaba influida por la vegetación. Las puntas de un médano transversal se extienden hacia sotavento. Los *médanos parabólicos* fueron definidos como "huecos largos, en forma de cucharas, o parábolas de arena, con sus puntas disminuyendo hacia barlovento" y con una pendiente a barlovento mucho más suave que a sotavento, en contraste con el médano transversal. Creyó que estos médanos se formaban en lugares donde el viento removía la arena de los huecos situados a barlovento y la depositaba en las pendientes de sotavento. Este tipo de médano parece estar siempre asociado con una cubierta de vegetación. Parecería que no son formas de médanos originales, sino más bien formas producidas por cuencas de deflación de arena y la reacumulación subsiguiente. Hack los describió como "médanos parabólicos de deflación". Las crestas alargadas que se extendían paralelamente al rumbo dominante del viento se denominaron *médanos longitudinales*.

Madigan (1936) ha descripto los notables médanos longitudinales de los desiertos de Great Sandy, Simpson y Victoria de Australia, y atribuyó su paralelismo extraordinario a los vientos alisios predominantes del sudeste. Observó que la forma de médano barchán o en media luna está prácticamente ausente en esos lugares. Los médanos longitudinales de Australia están fijados por una cubierta delgada de vegetación. Aparentemente son los equivalentes de la forma seif de Bagnold, pero, contrariamente a la idea de Bagnold de que los forman vientos transversales, Madigan pensó que eran

producidos por la deriva continua de arena llevada por fuertes vientos dominantes desde una dirección.

Melton (1940) propuso una clasificación de los médanos que reconocía tres grupos: *a)* formas simples de médanos producidos por vientos de dirección constante; *b)* médanos formados por el viento en pugna con la vegetación; y *c)* médanos complejos formados por vientos cruzados. Esta clasificación subraya, más que cualesquiera de las previamente propuestas, el papel que desempeña la vegetación en la construcción y forma de los médanos e indicó las posibilidades de poder inferir el rumbo de vientos anteriores en base a las formas de los médanos.

Ciclos de médanos. Aufrère (1931) sugirió una historia del ciclo de los medanales que, principalmente teórica, es de interés porque supone una evolución cíclica de las áreas de médanos. Su estudio de las grandes regiones de erg del Sahara le llevó a recalcar el carácter cambiante del área de acumulación de la arena, o cadenas de arena como las denominó, y de las depresiones comprendidas entre ellas, denominadas *gassis*. Creyó que las cadenas de médanos crecían principalmente por transferencia de la arena desde los gassis. Según él, el estado juvenil de un medanal está marcado por los médanos más o menos aislados que se desarrollan transversalmente al viento y en las regiones desérticas asumen las formas de barchanes, mientras en las áreas donde hay vegetación toman la forma parabólica. La madurez de un medanal se evidencia porque los médanos paralelos al viento sobrepasan en altura a los médanos transversales de los gassis intermedios. Durante la senectud las cadenas de médanos continúan creciendo en dimensiones, a expensas de los gassis, pero en conjunto, el medanal pierde volumen como resultado de la remoción de su material en forma de polvo. La senectud se reconoce por la disminución del tamaño de las cadenas de médanos y el incremento del área de los gassis, hasta que el substrato de los gassis cubre más área que los medanales. El producto final del ciclo será un área de deflación en la cual el substrato comprende la mayor parte del área. Ésta es la peneplanicie de desierto tal como la consideran algunos investigadores de las formas del relieve del desierto.

Este ciclo propuesto puede tener algún valor, pero, como Bryan (1932) ha indicado, no toma en cuenta las complicaciones que provienen de las variaciones de los vientos en cuanto a sus direcciones, de la tendencia de la vegetación a fijar los médanos, y de los efectos de las fluctuaciones climáticas en la región del Sahara durante los tiempos glaciales y posglaciales.

Smith (1939, 1940) describió un ciclo de médanos que consideró aplicable a los del oeste de Kansas, área donde los médanos están fijados principalmente por vegetación. Reconoce dos fases, una eólica y otra eluvial. La *fase eólica* está marcada por la disminución del predominio vegetal y el crecimiento activo de los médanos. Las cuencas de deflación son típicas de esta fase, y adyacentes a ellas se amontona la arena, con intervención

de la vegetación, para formar mantos de arena, crestas o montículos. El crecimiento del médano se realiza por acreción de las capas frontales, dorsales o basales o por una combinación de éstas. Las capas frontales empinadas se forman únicamente donde el aporte de arena es más rápido que el crecimiento de la vegetación, y como resultado, la arena pasa por encima de las crestas de los médanos y se deposita a lo largo de sus caras de deslizamiento. La estratificación de capas frontales es rara en los médanos del oeste de Kansas. La estratificación de capas basales es mucho más común; se forma donde el crecimiento de las plantas es más rápido que el aporte de arena. La vegetación entrampa a la arena y la empuja hacia atrás a barlovento. La estratificación, en las capas basales, presenta poca inclinación, en contraste con la de las capas frontales. Las capas dorsales pueden acumularse tanto sobre las capas basales como sobre las frontales. La mayoría de los médanos del oeste de Kansas crecen por acreción hacia atrás y hacia arriba más bien que hacia adelante, y han quedado fijados desde un principio.

La *fase eluvial* del ciclo de médanos es pasiva y está marcada por la degradación de los médanos más que por el crecimiento. Comienza cuando la vegetación se torna lo suficientemente extensa como para contener la deflación. Durante la fase eluvial predominan los procesos formadores del suelo, la reptación y el lavaje de pendiente. El resultado es la reducción gradual del relieve, la estabilización de los médanos, el engrosamiento del espesor del perfil del suelo y la simplificación de las formas de relieve, terminando en una topografía de médanos con una superficie levemente ondulada. La reducción parcial de la cubierta vegetal puede concluir con la fase eluvial y renovar la fase eólica. De este modo se producen las formas de médanos multicíclicas. Los registros de ciclos parciales anteriores se comprueban por las discordancias estratigráficas y por las zonas de suelos de los médanos.

La estructura interna de los depósitos de arena. Hay tres caracteres estructurales que muestran comúnmente las arenas eólicas. Éstos son: estratificación entrecruzada, laminación y cambios abruptos de depósitos bien compactados a pobremente compactados o "arena movediza". La estratificación entrecruzada es de esperarse como resultado de los muchos cambios en las direcciones de los vientos y también por las variaciones de los ángulos de acumulación a lo largo de la cara de deslizamiento de un médano frontal, como asimismo en su lado de barlovento. La laminación no siempre será visible, pero lo será si se permite que se infiltre un poco de agua. Las láminas individuales representan las capas sucesivas que se depositaron por acreción. Debido a la variación de la velocidad de los vientos durante el tiempo en que se acumularon las capas de acreción, es común una variación ligera en la textura de las láminas individuales.

Bagnold ha ofrecido una explicación que parece ser lógica para la alternancia comúnmente observada de áreas de arena firmemente compac-

tada y arena blanda o suelta, con frecuencia denominada "arena movediza seca". Su explicación es que la arena firme representa depósitos de acreción que estaban bien compactados por el choque de las partículas que se movían por saltación, mientras que las áreas de arena suelta son depósitos de avance acumulados delante de las caras de deslizamiento de los médanos. Su flojedad es el resultado de la manera como se depositó la arena, porque sus granos no han quedado fijos selectivamente por agitación continua y bombardeo por saltación, como sucede con los depósitos de acreción, sino que los depósitos delanteros de las caras de deslizamiento se forman por precipitación en forma de aludes, sin la compactación subsiguiente.

Loess. Se aplica este nombre a limos acarreados por el viento y que comúnmente son de color de ante, no endurecidos, calcáreos, permeables, particularmente en la dirección vertical, y que están formados por partículas de angulosas a subangulosas de cuarzo, feldespato, calcita, dolomita y otros minerales que se mantienen unidos con cemento de montmorillonita. El loess no meteorizado generalmente es de color gris, pero a causa de su permeabilidad, los afloramientos de loess no meteorizado son poco comunes.

En varias oportunidades se ha discutido que el loess sea de origen aluvial, eólico, residual, fluviocoluvial o fluvioeólico. Su origen eólico es ahora aceptado por la mayoría de los geólogos, pero Russell (1940) y Fisk (1951) han puesto en tela de juicio el origen eólico del loess a lo largo del valle inferior del Misisipí, y en cambio sostienen que es principalmente material coluvial derivado de los depósitos aluviales de los pantanos fluviales. Esta teoría no ha sido ampliamente aceptada, y Leighton y Willman (1950), y Smith (1942), han presentado argumentos concluyentes de que el loess del valle del Misisipí tuvo origen eólico, procediendo principalmente de los conos de transición glaciarios. El espesor del loess disminuye al alejarse de los valles que acarreaban materiales glaciarios de conos de transición; tiene relaciones estratigráficas definidas con respecto a determinados mantos de derrubio glaciario (en realidad hay loess de distinta naturaleza en el valle del Misisipí); con el incremento de la distancia a los pisos de los valles de los cuales se deriva muestra disminución en el contenido de carbonato de calcio; y tiene conjuntos faunísticos y florísticos que concuerdan con una teoría de origen eólico.

El loess que con mayor probabilidad se originó en conos de transición glaciarios, en América del Norte se encuentra a lo largo de los valles del Misisipí, del Misurí, del Ohio y del Wabash, y además en el este de Washington y oeste de Idaho. Loess de origen similar se encuentra en Europa a lo largo de los valles del Rin, del Ródano y del Danubio, y más extensamente en la región de la Ucrania soviética.

Sin embargo, no todo el loess procede de fuentes glaciarias. En algunas áreas el loess consta de materiales del tamaño de la arcilla y del limo removidos de las regiones áridas por la deflación. Este tipo de loess ha sido

denominado a veces *loess de desierto*, para distinguirlo del que revela origen glaciario. El loess del nordeste de la China parece que se ha derivado de esta manera del desierto de Gobi. Los depósitos de loess de la región de las estepas de Siberia y Turquestán, al este del Mar Caspio, probablemente sean de origen similar, así como algunas acumulaciones más locales del norte de África.

Algunos han atribuido origen desértico a los extensos depósitos de loess



FIG. 12.9. *Farallón de loess al norte de Vincennes, Indiana.*

de Oklahoma, Kansas y Nebraska, pero parece improbable que mucho de este cuerpo de loess hubiera podido derivarse de los desiertos del oeste. Con más probabilidad provino principalmente del aluvión desintegrado del Terciario que cubre en mantos la mayor parte de los Grandes Llanos y, en menor proporción, los pisos de los valles de los ríos que cruzan estos estados.

Un geomorfólogo se interesa en el loess principalmente por lo que puede afectar a la topografía sobre la cual descansa. Generalmente, es acumulado como un manto sobre la topografía preexistente y no muestra formas de relieve características. Los denominados *cerros paha*, en Iowa, han sido considerados como crestas de loess, pero parece más probable que sean cubiertas de loess sobre cerros del substrato o drumlins. En general, una topografía con un manto de loess muestra menos relieve y es más suave

que las áreas adyacentes que carecen de tal manto. Los efectos topográficos más notables se observan a lo largo de los ríos, donde el loess puede formar farallones notablemente empinados. Esta capacidad de mantener caras abruptas motivó el hecho de que el loess del valle del Misisipí fuera denominado por los primeros geólogos "Formación Bluff".

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

AUFRERE (L.): *Le cycle morphologique des dunes.* Ann. Geog., t. *41*, págs. 362-385, 1931.

BAGNOLD (R. A.): *A further journey through the Libyan desert.* Geog. J., t. *82*, págs. 103-129, 1933.

— *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes.* Capítulos 12-17. William Morrow and Co., Nueva York, 1941.

BERKEY (C. P.): y MORRIS (F. K.): *Geology of Mongolia.* págs. 52-55 y 336-341. American Museum of Natural History, Nueva York, 1927.

BLACKWELDER (Eliot): *Origin of desert basins of southwest United States.* Geol. Soc. Am., Bull. *39*, págs. 262-263, 1928.

— *The lowering of playas by deflation.* Am. J. Sci., t. *221*, págs. 140-144, 1931.

— *Yardangs.* Geol. Soc. Am., Bull. *45*, págs. 159-166, 1934.

BRYAN (Kirk): *Pedestal rocks formed by differential erosion.* U. S. Geol. Survey, Bull. 790-A, págs. 1-15, 1926.

— *Review of "Le cycle morphologique des dunes" by Aufrere.* Geog. Rev., t. *22*, págs. 325-327, 1932.

FISK (H. N.): *Loess and Quaternary geology of the lower Mississippi Valley.* J. Geol., t. *59*, págs. 333-356, 1951.

GAUTIER (E. F.): *Sahara: The Great Desert.* págs. 29-118. Columbia University Press, Nueva York, 1935.

HACK (J. T.): *Dunes of the western Navajo country.* Geog. Rev., t. *31*, págs. 240-263, 1941.

JUDSON (Sheldon): *Depressions of the northern portion of the southern high plains of eastern New Mexico.* Geol. Soc. Am., Bull. *61*, págs. 253-274, 1950.

LEIGHTON (M. M.) y WILLMAN (H. B.): *Loess formations of the Mississippi Valley.* J. Geol., t. *58*, págs. 599-623, 1950.

MADIGAN (C. T.): *The Australian sand-ridge deserts.* Geog. Rev., t. *26*, págs. 205-227, 1936.

MELTON (F. A.): *A tentative classification of sand dunes: its application to dune history in the southern high plains.* J. Geol., t. *48*, págs. 113-174, 1940.

PEEL (R. F.): *Denudational landforms of the central Libyan desert.* J. Geomorph., t. *4*, págs. 3-23, 1941.

RUSSELL (R. J.): *Lower Mississippi Valley loess.* Geol. Soc. Am., Bull. *55*, págs. 1-40, 1940.

SMITH (G. D.): *Illinois loess - variations in its properties and distribution: a pedologic interpretation.* Univ. Illinois Agr. Expt. Sta., Bull. *490*, 184 págs. 1942.

SMITH (H. T. U.): *Sand dune cycle in western Kansas.* Geol. Soc. Am., Bull. *50*, págs. 1934-1935, 1939.

— *Geologic studies in southwestern Kansas.* Kansas Geol. Survey, Bull. *34*, págs. 159-168, 1940.

REFERENCIAS ADICIONALES

BAGNOLD (R. A.): *The transport of sand by wind*. Geog. J., t. *89*, págs. 409-438, 1937.

BLACKWELDER (Eliot): *Cavernous rock surfaces of the desert*. Am. J. Sci., t. *217*, págs. 393-399, 1929.

BRYAN (Kirk): *Wind erosion near Lees Ferry, Arizona*. Am. J. Sci., t. *206*, págs. 291-307, 1923.

GAUTIER (E. F.): *The Ahaggar: heart of the Sahara*. Geog. Rev., t. *16*, págs. 378-394, 1926.

PRICE (W. A.): *Saharan sand dunes and the origin of the longitudinal dune: a review*. Geog. Rev., t. *40*, págs. 462-465, 1950.

SMITH (H. T. U.): *Review of "A tentative classification of sand dunes, etc.," by F. A. Melton*. J. Geomorph., t. *3*, págs. 359-361, 1940.

13 · *La topografía cárstica*

El significado geomórfico de la disolución de rocas ha sido considerado previamente, en conexión con la meteorización de las rocas y en la forma como contribuye a la reducción de las masas terrestres, particularmente en las etapas finales del ciclo fluvial. En ciertas regiones, sin embargo, la disolución es el proceso predominante en el desarrollo de las formas del relieve, con la resultante formación de un tipo singular de topografía, a la cual se le ha aplicado el nombre de cárstico. La palabra *carst* es un término amplio aplicado a áreas calcáreas o dolomíticas que poseen una topografía peculiar y que es el resultado de la disolución subterránea y de la desviación de las aguas superficiales hacia cauces subterráneos. El término proviene de la franja estrecha de una meseta de caliza de Yugoslavia y de las porciones adyacentes de Italia que limitan con el mar Adriático, donde se presenta un conjunto extraordinario de caracteres dependientes de la disolución subterránea (Wray, 1922). Aunque la parte de Yugoslavia ha dado el nombre al conjunto general de estas formas de relieve, no todos los términos de los caracteres cársticos individuales provienen de allí. Casi todos los países tienen su propio conjunto peculiar de términos cársticos. Unos pocos de los nombres extranjeros han sido asimilados por la terminología castellana, particularmente cuando se carece de un buen equivalente, pero en general parece conveniente emplear los términos disponibles en el idioma castellano.

ÁREAS CÁRSTICAS IMPORTANTES

La mayoría de las áreas cársticas notables están en regiones donde debajo de la superficie hay calizas o calcáreos, aunque en algunas localidades las rocas son dolomitas o calcáreos dolomíticos. Los caracteres derivados de la disolución se pueden desarrollar en otras rocas solubles tales como yeso y sal de piedra o sal gema, pero en general carecen de importancia, debido a la limitada extensión areal de estas rocas. Dado que las calizas son abundantes en la naturaleza, es de esperar que la topografía cárstica también sea amplia. En realidad, el desarrollo completo de los caracteres cársticos está restringido a un número relativamente pequeño de localidades, en vista de la distribución amplia de las calizas.

El desarrollo cárstico importante se encuentra, fuera de la localidad tipo, en la región Causse del sur de Francia, en la Andalucía española, en Grecia, en el norte de Yucatán, en Jamaica, en el norte de Puerto Rico, en el oeste de Cuba, en la llanura costanera marginal de la gran bahía australiana, en el centro de Florida, en el gran valle de Virginia y Tennessee, en el sur de Indiana, en el centro oeste de Kentucky, en el norte centro de Tennessee y en otras numerosas localidades de los Estados Unidos de América.

En cualesquiera de las áreas mencionadas precedentemente se pueden observar numerosos caracteres cársticos, pero en ninguna se encuentran todas las formas individuales posibles. La comprensión de los variados aspectos de la topografía cárstica solamente se puede obtener estudiando varias regiones, dado que muestran etapas distintas del desarrollo cárstico y diferentes tipos de estructuras geológicas. En los Estados Unidos de América la mejor región para el estudio de las diversas manifestaciones de los caracteres cársticos probablemente sea el área de Indiana-Kentucky-Tennessee.

ÁREAS CÁRSTICAS MENORES

Además de las ya mencionadas, hay innumerables áreas donde los caracteres cársticos están presentes, pero no dominan el paisaje. Esto puede ser el resultado de la topografía juvenil del paisaje de caracteres cársticos, pero más comúnmente es atribuible a la ausencia de una o más de las condiciones esenciales previa para el desarrollo cárstico ideal. Dondequiera que se encuentre roca soluble, tal como caliza, dolomita, yeso, sal de roca o sal gema por debajo de la superficie terrestre, se debe esperar alguna disolución. Casi todos los estados de los Estados Unidos de América tienen, dentro de su ámbito, dichas rocas solubles y caracteres locales tales como cavernas, pero de por sí las cuevas no constituyen topografía cárstica. El área donde se encuentra lo que probablemente sea la caverna más grande y bella del mundo, Carlsbad, en el sudeste de Nuevo México, es un ejemplo inmediato. Es dudoso que un geomorfólogo caracterizara a la meseta debajo de la cual está dicha caverna como un área de topografía cárstica típica. Por cierto que muestra pocos de los caracteres que se encuentran en la región tipo o en la mayoría de las otras áreas cársticas importantes. La región de la creta, en Inglaterra y en Francia, es otro ejemplo de un área que muestra algunos caracteres cársticos, pero el conjunto es demasiado incompleto para que pueda ser clasificado como un área importante [1].

[1] En la República Argentina se conocen pocos relieves con morfología cárstica. En la provincia de Neuquen en el yeso del Mesozoico, hay caracteres cársticos, aunque muy poco desarrollados. *(N. del T.)*

También se ha comunicado la presencia de relieve cárstico en yeso, en Los Molles, provincia de Mendoza. *(N. de E.)*

LAS CONDICIONES ESENCIALES PARA EL DESARROLLO TOTAL DEL CARST

¿Cuáles son, entonces, las condiciones que se deben cumplir para el desarrollo del carst por excelencia? Las condiciones esenciales que contribuyen al desarrollo máximo del carst son cuatro. Primero, en la superficie o cerca de ella debe estar presente una roca soluble, preferentemente caliza. La dolomita puede ser suficiente, pero no es tan fácilmente disuelta como la caliza. La creta es soluble, pero por lo general carece de uno de los otros requisitos previos. Segundo –y éste es uno de los factores más importantes–, esta roca soluble deberá ser densa, altamente diaclasada, y preferentemente en estratos delgados. Éste es un punto que con frecuencia es olvidado por las personas que carecen del conocimiento directo de la topografía cárstica. A veces, en los libros de texto se manifiesta que la condición previa más importante para el desarrollo del carst es la presencia de una caliza permeable o porosa. Como un hecho positivo, la permeabilidad, en el sentido de permeabilidad de masa, es desfavorable. La permeabilidad es favorable en cuanto es permitida por los numerosos planos de estratificación y las diaclasas. Si una roca es altamente porosa y permeable, la precipitación a través de toda ella será absorbida en masa y, antes de concentrarse a lo largo de líneas de movimiento restringido, se moverá a través de todo el cuerpo de la roca. Tal vez sea ésta la razón principal por la cual los caracteres cársticos están débilmente desarrollados en la región de la creta en Inglaterra y en Francia. La importancia de este factor está bien ilustrada en la región cárstica del sur de Indiana. En la región fisiográfica conocida como el Mitchell Plain hay cuatro Formaciones de caliza de edad misisipiana denominadas Harrodsburg, Salem, St. Louis y Ste. Geneviève. Cada una es una caliza relativamente pura, pero difieren grandemente en sus características estructurales. La Harrodsburg es una caliza densa, cristalina, caracterizada por una cantidad moderada de planos de estratificación y de diaclasas; la Salem es una caliza maciza, relativamente permeable, con estratos potentes y diaclasas muy espaciadas; la caliza St. Louis es una caliza densa, de estratificación delgada y altamente diaclasada, como la Ste. Geneviève. En estas dos últimas calizas encontramos los caracteres cársticos excelentemente desarrollados. Los sumideros y las cavernas se forman también en las otras dos, pero no con la magnitud que lo hacen en las calizas St. Louis y Ste. Geneviève.

Una tercera condición esencial para el mejor desarrollo cárstico es que haya valles principales encajonados por debajo de las tierras altas, que tengan un subyacente de roca soluble y bien diaclasada. Es esencial que el agua subterránea pueda descender a través de la caliza, actúe con su trabajo de disolución y emerja en los ríos superficiales. La importancia de este factor será desarrollada posteriormente al tratar la región del río Lost del sur de Indiana.

Finalmente, dicha región por lo menos debe tener una cantidad moderada de precipitación. Es significativo que casi todas las regiones cársticas notables están en áreas con precipitación de moderada a abundante. Una excepción aparente es el área de Yucatán, pero probablemente durante las épocas pluviales del Pleistoceno la precipitación quizás haya sido considerablemente mayor de lo que es hoy en día. En general, las regiones áridas y semiáridas con terrenos de calizas no muestran un desarrollo notable del carst, aunque es dable encontrar algunos de dichos caracteres.

LOS RASGOS CARACTERÍSTICOS DE LAS REGIONES CÁRSTICAS

Aunque la intención no es de que el alumno suponga que todos los caracteres tratados a continuación estarán presentes en una sola área, se intentará describir las formas más importantes que se puedan encontrar en uno u otro lugar. Algunos de los caracteres a tratarse no son estrictamente de naturaleza topográfica, pero están asociados tan íntimamente con éstas que merecen ser descriptos. Otros pueden estar presentes únicamente acá y allá y aun así ser importantes.



FIG. 13.1. Terra rossa *apoyada sobre caliza, en la cual hay numerosas aberturas de diaclasas ensanchadas por disolución. (Fotografía de C. A. Malott.)*

Terra rossa. La disolución superficial y cerca de la superficie realizada por aguas descendentes, generalmente deja un residuo de un suelo rojo, arcilloso, que cubre la superficie y se extiende en profundidad a través de las diaclasas abiertas. Este material puede estar ausente en las pendientes empinadas, pero es característico que esté presente en las pendientes de

moderadas a suaves. Puede variar en espesor de unos pocos a muchos decímetros y puede ocultar por completo la superficie rocosa. Se le ha aplicado adecuadamente la denominación de *terra rossa*. La terra rossa se asemeja en apariencia al suelo laterítico de los trópicos, si es que en realidad no es una especie de ellos. De cualquier manera, de ningún modo está limitada a localidades tropicales o subtropicales, ya que se encuentra tanto en el norte como en el sur de Europa y en el sur de Indiana.

Lenares o lapiaces. Localmente, donde el relieve es considerable, las superficies de las calizas están desprovistas de terra rossa y aflora una superficie grabada, alveolada, acanalada, con surcos y de otra manera áspera, a la cual comúnmente se le aplica la denominación de *lenar* o *lapiaz*. Cvijic (1924) ha descripto e ilustrado la diversidad asombrosa de superficie y forma que muestran los lenares en la región cárstica dálmata. Él sostuvo que los lapiaces se encuentran principalmente en los afloramientos de roca viva e indicó las influencias que sobre su formación ejercen factores tales como composición, textura y estructura rocosa, pendiente de la superficie y cantidad de vegetación. Además, denunció que eran raros en rocas horizontales, siendo reemplazados allí por sumideros. Otros han argüido que



FIG. 13.2. *Lenares cerca de Mitchell, Indiana, descubiertos por remoción del suelo y empleado como relleno de caminos. (Fotografía de C. A. Malott.)*

se desarrollan bajo una cubierta de suelo y de vegetación y posteriormente son expuestos por erosión acelerada, tal vez como un resultado de la deforestación. Las superficies de lenares raramente son visibles en el área cárstica de Indiana-Kentucky, pero donde la terra rossa ha sido removida artificialmente, encontramos una superficie que muestra la mayoría de los rasgos

característicos de los lapiaces verdaderos. Es discutible que el término lenar deba ser aplicado a cualquier surco formado por disolución de la superficie de roca viva. Smith y Albritton (1941), al tratar los efectos disolventes sobre las calizas de la región de la sierra Blanca, de Texas, en relación con las variaciones de la pendiente, indicaron una gradación, desde hoyos pandos de disolución en las pendientes suaves, pasando por facetas de disolución en pendientes moderadas, hasta surcos de disolución en pendientes abruptas a los que ellos denominaron lenares. Palmer (1927) también ha descripto surcos de disolución, tanto en escala pequeña como grande, en los basaltos de Hawaii, a los cuales él aplicó la denominación de lapiaces. Puede ser problemático que estas formas muestren la complejidad de forma y superficie que caracteriza a los lenares de las áreas cársticas. Los lapiaces, tal vez mejor que cualquier otro carácter cárstico, demuestran cómo las minúsculas diferencias de solubilidad, permeabilidad, diaclasamiento, estratificación y otros atributos físicos y químicos de las rocas influyen sobre el grado y la dirección de la disolución por aguas meteóricas descendentes.

Los sumideros y las formas asociadas. La forma topográfica más común y de distribución más amplia en el terreno cárstico es el sumidero. Los sumideros se encuentran por cientos de miles en cualquier área cárstica importante. Una idea de su frecuencia está indicada por los resultados del relevamiento en detalle efectuado por Malott y Shrock (Malott, 1945) en el condado de Orange, Indiana, en 2,5 km^2 de terrenos con sumideros. En esta área contaron y relevaron 1.022 sumideros. Malott estimó que puede haber tantos como 300.000 sumideros en el área cárstica del sur de Indiana.

Topográficamente, un sumidero es una depresión que varía en profundidad desde una mera hendidura de un metro, poco más o menos, hasta un máximo de 30 m o aún más. La mayoría de ellos varían en profundidad desde 3 hasta 10 m. En área, van desde unos pocos metros cuadrados hasta media hectárea o más. La forma más común es una depresión con figura de embudo, ampliamente abierto hacia arriba; pero hay muchas variaciones. Cualquier intento de clasificar los sumideros encuentra dificultades en las numerosas diferencias que muestran y en la distinta aplicación local de los términos. Fundamentalmente, se pueden considerar divididos en dos clases principales: los que se desarrollan lentamente hacia abajo por disolución, debajo de una cubierta de suelo, sin perturbación física de la roca en la cual se están desarrollando; y los que son producidos por el desplome de rocas situadas por encima de un hueco subterráneo. Estos dos tipos han sido denominados depresiones de disolución y depresiones por desplome, respectivamente. Esta elección de nombres no es muy lógica, porque ambos están ocasionados directa o indirectamente por disolución. El término *dolina* (servio-*dolinas)*, que proviene de la región cárstica de Yugoslavia, será empleado para designar al primer tipo y *depresión por desplome*, será aplicado a los sumideros que muestran formas de lados empinados,

rocosos, y con descenso abrupto, resultado del derrumbamiento del techo sobre una abertura subterránea de disolución. Las dolinas son mucho más comunes que las depresiones por desplome, aun en el estado maduro del

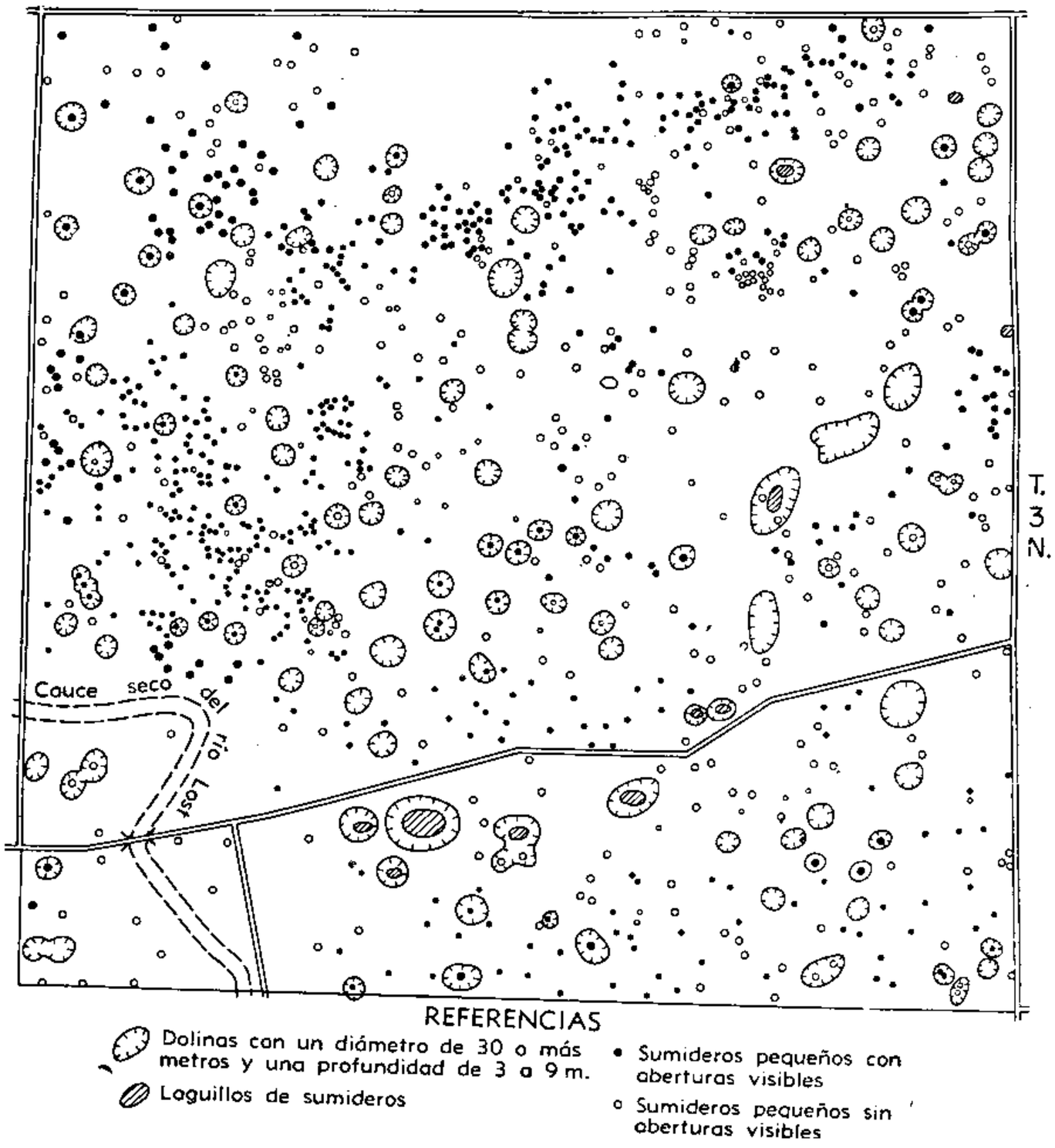


FIG. 13.3. *Mapa de los sumideros en 2,5 km², al sudoeste de Orleans, Indiana. Están indicados 1.022 sumideros. (Tomado de C. A. Malott.)*

desarrollo cárstico. El escurrimiento, que desagua en las dolinas, generalmente encuentra un camino hacia los cauces subterráncos por infiltración lenta, a través del suelo, en el fondo del sumidero, pero las aguas superficiales penetran en algunos sumideros por aberturas superficiales denominadas *pozos cársticos.*

Una variante de la dolina es la *cubeta de disolución.* Difiere de la dolina

típica en que es mucho más panda y puede abarcar un área mucho mayor. Una, en la región superior del río Lost, condado de Washington, Indiana, ocupa más de 12 hectáreas. Las dolinas se pueden obstruir con arcilla acarreada hasta tal punto que tendrán agua por arriba del nivel freático. Éstos son los *laguillos de sumideros* o *lagos cársticos*, si su tamaño merece esta última denominación. Los laguillos y lagos de sumideros cuyas superficies

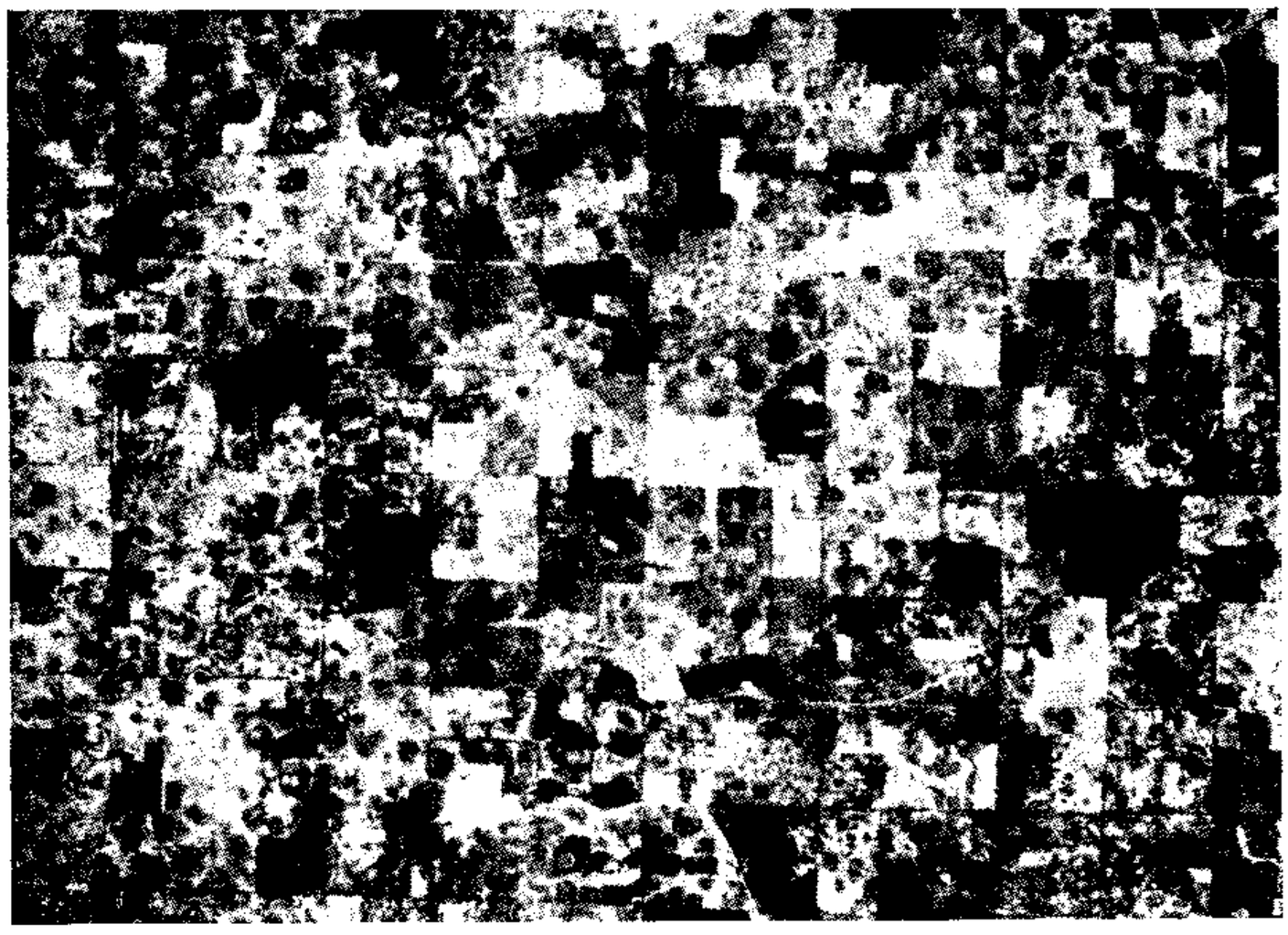


FIG. 13.4. *Fotografía vertical de una planicie de sumideros en el condado de Harrison, Indiana. Obsérvese la ausencia total de ríos superficiales. (Fotografía de la Production and Marketing Administration.)*

coinciden con la parte superior del nivel freático son caracteres comunes en el área cárstica de Florida.

En una región donde los sumideros se encuentran a centenares por kilómetro cuadrado, individualmente aumentan su diámetro y se unen para formar *sumideros compuestos*. Generalmente constan de una cubeta de disolución principal, que cubre una o más hectáreas, con numerosas dolinas menores o pozos cársticos superpuestos sobre ellas. Un tipo especial de sumidero por desplome es la *ventana cárstica*. Este término ha sido aplicado (Malott, 1932) a una porción sin techo de un curso de río subterráneo, por el cual se puede ver un río que por un lado fluye hacia afuera de una caverna, a través de un espacio abierto, y penetra en otra caverna por el lado opuesto. La abertura puede variar desde una pequeña mirilla hasta una de tamaño considerable. Algunas ventanas cársticas se han agrandado conside-

rablemente y poseen pisos con acumulación aluvial a través de los cuales los ríos de las cavernas fluyen brevemente como ríos superficiales. Comúnmente se aplica el término bosniaco *uvala* a las depresiones más grandes que resultan del desplome del techo de extensas secciones de cursos de agua subterráneos. Lo que se ha denominado precedentemente como sumideros compuestos, a veces son conocidos como uvalas, pero este empleo del



FIG. 13.5. *Un pequeño laguillo de sumidero. (Fotografía de P. B. Stockdale.)*

término no parece estar justificado. El desarrollo de las ventanas cársticas y de las uvalas representan una etapa significativa en la evolución de la topografía cárstica, como se indicará al tratar el ciclo cárstico.

Una forma algo especial del sumidero es el *polje*. Este nombre ha sido aplicado a depresiones de diversas formas y orígenes, pero el polje típico de Bosnia es una cuenca alargada con un piso plano y paredes circundantes empinadas, que debe su presencia a la modificación por disolución de bloques de calizas fallados o plegados hacia abajo. Un polje puede semejarse en algo a una uvala, pero difiere de ella por su origen y por su extensión. Un polje típico tiene como carácter distintivo su tamaño algo grande, pues cubre varios kilómetros cuadrados, mientras que una uvala comúnmente cubre unas hectáreas. En los Balcanes Occidentales, el polje Livno es el más grande y tiene una longitud de 64 km y un ancho de 5 a 11 km. El término polje, en cuanto fuera posible, debería ser restringido a las formas de disolución controladas por la estructura.

Otros caracteres de planicie de sumideros o cárstica. En regiones de bancos de caliza casi horizontalmente o con inclinación muy suave, se des-

arrolla lo que se ha denominado muy razonablemente *planicie de sumideros* o *cárstica,* que a través de grandes áreas actúa como un verdadero tamiz regional, con miles de sumideros obrando como tolvas que conducen las aguas meteóricas a cauces subterráneos. Los sumideros son tan eficaces en la recolección del escurrimiento superficial que pocos ríos pueden cruzar una planicie de sumideros. La pueden cruzar los ríos más grandes que nacen arriba y están encajonados por debajo de la planicie, pero los ríos menores dan sus aguas a los cauces subterráneos. Entonces son denominados *arroyuelos que se insumen,* y el punto en que cada uno termina es su *depresión.* La infiltración de un río superficial generalmente tiene lugar en los pozos cársticos observables, pero en algunos ríos el agua desaparece a través de los materiales aluviales del lecho del río, de tal manera que el punto exacto de la desaparición es inseguro. Algunos arroyuelos que se insumen desaparecen en un solo pozo cárstico, pero otros pueden tener varios y emplear uno o todos de ellos, dependiendo del volumen de las aguas del río. Los arroyuelos que se insumen constituyen un aspecto importante de los terrenos cársticos en relación tanto con sus formas superficiales como con el desarrollo de las cavernas por debajo de una planicie de sumideros. El curso subterráneo seguido por un arroyuelo que se insume puede tener varios kilómetros de longitud antes de reaparecer. El río Lost, en el sur de Indiana, fluye unos 13 km subterráneamente antes de que nuevamente se transforme en un río superficial. Se dice (Wray, 1922) que el río Reka, al este de Trieste [1], tiene una sección subterránea de su curso con una longitud mayor de 30 km.

La continuación de un valle poco o nada usada, por debajo del punto donde el río se insume, se denomina *cauce abandonado.* La mayoría de los cauces abandonados son usados solamente durante períodos de precipitaciones copiosas, cuando los pozos cársticos y los conductos subterráneos que los ponen en comunicación no están capacitados para absorber toda el agua de las tormentas. Entonces los arroyos pueden fluir durante un tiempo por sus cauces abandonados, hasta que las aguas de tormenta bajan lo suficiente como para permitir ser conducidas a los cursos subterráneos. Sucede con frecuencia que un arroyuelo que se insume puede haber terminado en un pozo cárstico por tanto tiempo que ha excavado su valle aguas arriba de su depresión, tan por debajo del nivel de la planicie cárstica que el valle finaliza en el pozo cárstico. Este valle se denomina *valle ciego.* Debido al desuso prolongado, la continuación superficial del cauce abandonado, aguas abajo de la depresión, se puede encubrir y gradualmente pierde las características de un valle superficial. Durante períodos de aguas de tempestades, un valle ciego puede ser el asiento de un lago transitorio, como resultado de la incapacidad del pozo o los pozos cársticos para eliminar el incremento de volumen de agua. Tal vez se requieran varios días o aun semanas para

[1] El río Reka o Rijeka desagua en el golfo de Quarnevo, al este de Rijeka, cuyo antiguo nombre italiano era Fiume. *(N. del E.)*

que estos lagos transitorios se desagoten. Las aguas embalsadas en los valles ciegos, anchos y pandos, a menudo representan una amenaza real de inundaciones para las ciudades ubicadas sobre una planicie cárstica y pueden interrumpir el tránsito de las rutas que los cruzan allí donde los terraplenes no han sido construidos más altos que los niveles alcanzados por las aguas de tormenta.

Un tipo especial de valle ciego, suficientemente distinto de lo que se

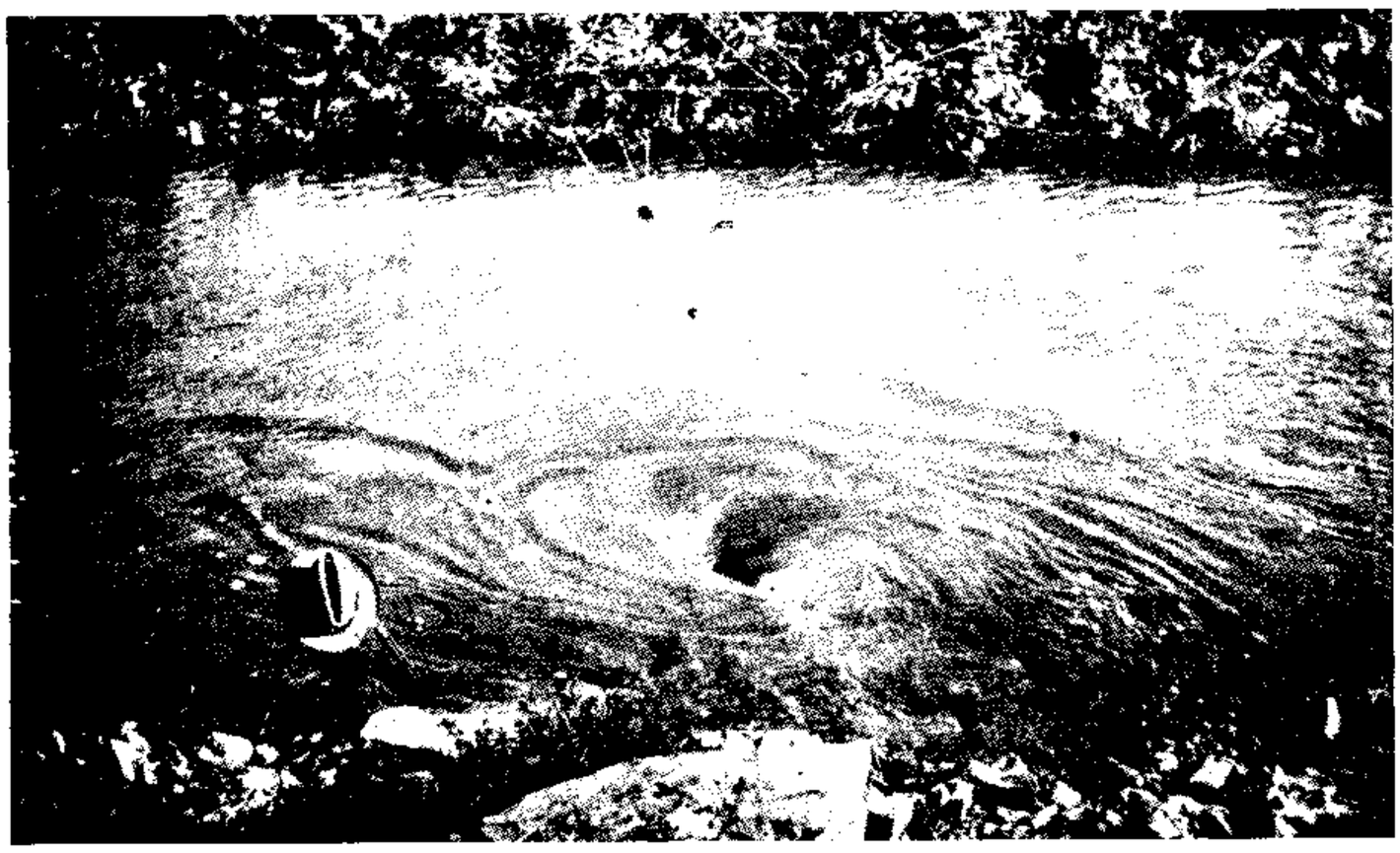


FIG. 13.6. *Un remolino producido por las aguas de lluvia del río Lost al entrar en un pozo cárstico de su cauce. Solamente después de lluvias copiosas fluye agua por este cauce. (Fotografía de C. A. Malott.)*

acaba de describir como para merecer una denominación especial, es el *valle de disolución* o *valle cárstico* (Malott, 1939). Difiere de un valle ciego común en que no es parte de una planicie cárstica típica, sino que más bien está circundado o casi rodeado por rocas clásticas. Es un carácter cárstico particularmente significativo porque su desarrollo arroja luz sobre el proceso por el cual un terreno de caliza se puede ensanchar a expensas de una región que originariamente era avenada por completo mediante desagüe superficial y tenía las características topográficas producidas por ríos superficiales. Un valle de disolución o cárstico representa una etapa de transición entre el desagüe superficial y el subterráneo. Los valles Sloans, Elk Spring, Logdson y Waterloo, mostrados respectivamente en las hojas topográficas de Burnside, Monticello, Mumfordville y Horse Cave, en Kentucky, son buenos ejemplos de valles de disolución o cársticos. En Indiana están desarrollados extensamente en el Crawford Upland, inmediatamente al oeste de la planicie de sumideros de Mitchell. Las condiciones geológicas de Indiana y Kentuc-

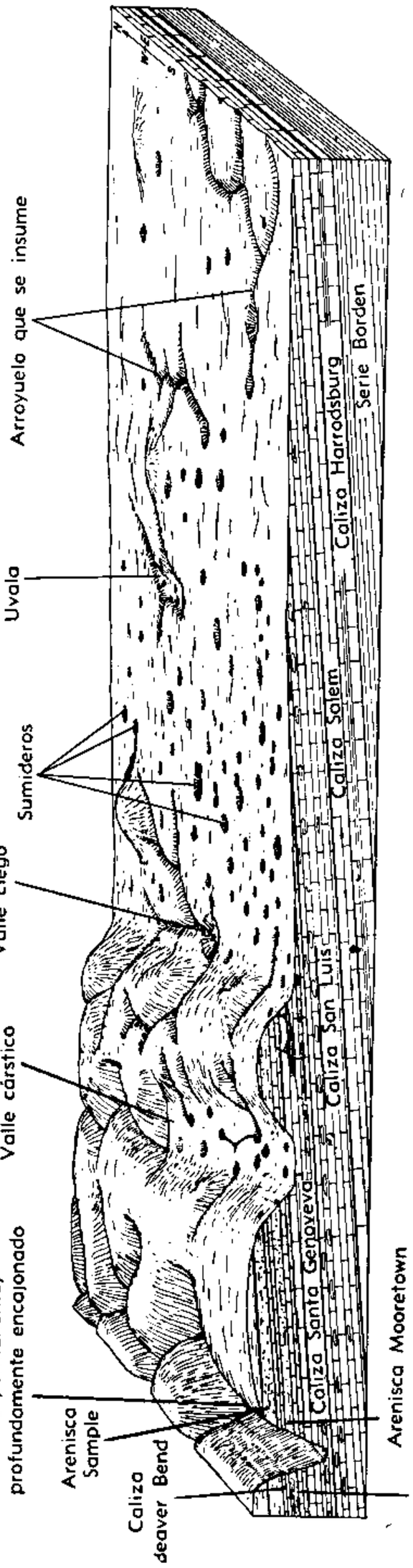


FIG. 13.7. *Diagrama idealizado de una porción de la región cárstica del sur de Indiana. (Dibujo de William J. Wayne.)*

ky son similares. En las dos áreas hay una planicie de sumideros desarrollada sobre calizas separadas de un área de rocas clásticas más alta por una escarpa, la escarpa de Chester en Indiana y la de Dripping Springs en Kentucky. En lo principal, las mesetas bajas, adyacentes a las planicies cársticas, muestran una topografía formada por ríos, pero en sus bordes vecinos a la planicie cárstica hay numerosos valles cársticos. Crestas ásperas de areniscas separan valles profundamente encajonados que han profundizado sus pisos hasta la caliza. El avenamiento superficial ha comenzado a desintegrarse por abandono de los cauces superficiales a favor de otros subterráneos. Los valles afluentes descienden de los cerros de areniscas y de lutitas a los valles de caliza y desaparecen en pozos cársticos. El resultado es el desmembramiento de una porción del desagüe superficial. En muchos de los valles cársticos es imposible encontrar pruebas de los cursos troncales de ríos superficiales anteriores, porque sus pisos están punteados por sumideros y otros caracteres cársticos. Algunos todavía muestran trechos de cauces abandonados que terminan en pozos cársticos o conducen aguas meteóricas hacia los extremos inferiores de los valles cársticos. Muchos de los valles laterales desmembrados terminan en pozos cársticos como valles ciegos dentro del valle cárstico mayor. El desagüe subterráneo de los valles cársticos puede ser desviado completamente hacia ríos superficiales cercanos encajonados más profundamente, o puede reaparecer en el mismo valle aguas abajo.

El retorno a la superficie de las aguas de un arroyuelo que se insume es un fenómeno común en las áreas cársticas. Por consiguiente, se producen manantiales de tamaños y volúmenes variables. Los términos *nacimiento* y *resurgimiento* han sido aplicados a la reaparición de aguas superficiales que han sido desviadas a cauces subterráneos. Algunos nacimientos pueden asociarse con arroyuelos específicos que se insumen, pero con más frecuencia el origen del agua es vago e indeterminado. Los nacimientos más grandes son de carácter artesiano y surgen de *hoyos de nacimientos* subcirculares, de tamaño y profundidad considerable. Los numerosos manantiales grandes de Misurí, Indiana y Kentucky, principalmente pertenecen a esta clase. Tal vez el ejemplo más famoso sea Silver Springs, en Florida, que se distingue tanto por el volumen de sus aguas como porque éstas son notablemente cristalinas. Los manantiales que marcan la resurgencia de los arroyuelos que se insumen varían grandemente en cuanto al volumen y la cristalinidad de sus aguas. Durante los períodos secos sus volúmenes decrecen y su agua puede ser más bien clara, pero durante los períodos en que las lluvias copiosas han aumentado el caudal de los arroyuelos que se insumen y añadido grandes cantidades de barro y limo, aumentan grandemente en cantidad y se tornan turbias. Difícilmente se pueden ver las aguas barrosas emergiendo de uno de estos hoyos de nacimiento sin dejar de convencerse de que debajo de la región hay una caverna grande llena de agua que termina en el nacimiento. La mayoría de los autores que escriben sobre los oríge-

nes de las cavernas no han dedicado suficiente atención a los arroyuelos que se insumen y a sus nacimientos. Tal vez requiera un tiempo y esfuerzo considerable, pero a menudo es posible determinar de dónde vino el agua que emerge de estos grandes manantiales artesianos. Vertiendo en los pozos cársticos cercanos materiales colorantes, tales como fluoresceína, o aun

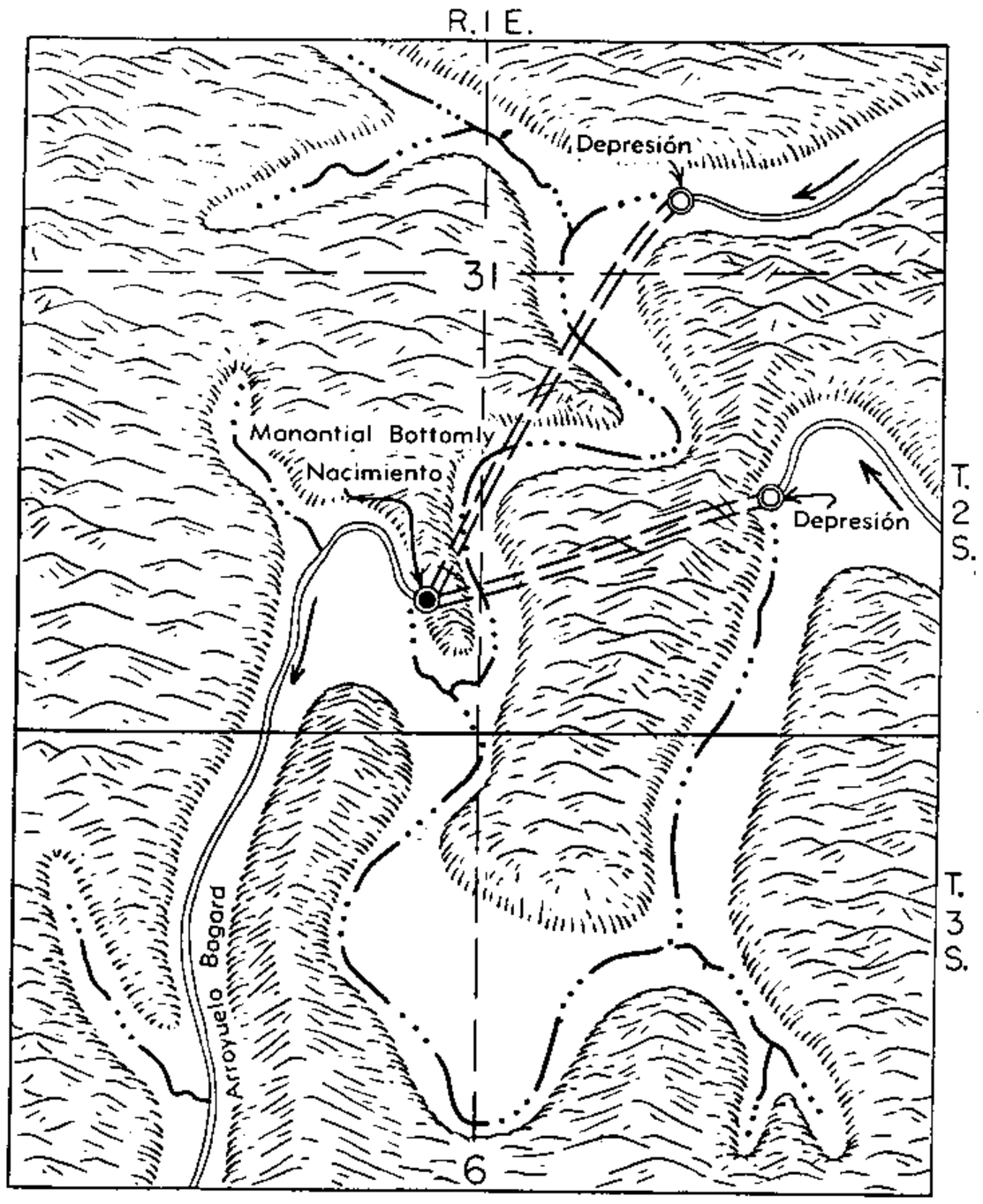


FIG. 13.8. *Dos resecciones subterráneas a lo largo del arroyuelo Bogard, en el condado de Crawford, Indiana. (Dibujo de John Minton.)*

materiales tales como aserrín o avena, puede ser posible averiguar dónde vuelven a aparecer las aguas que se pierden en ellos.

Sin embargo, no todos los manantiales de las áreas cársticas representan los nacimientos de las aguas de arroyuelos que se insumen. Por lo general, lo representan sólo los grandes. La mayoría de los manantiales más pequeños, que se encuentran a lo largo de las laderas, son simplemente manantiales de gravedad, en los cuales el agua que se juntó en los sumideros y

pozos cársticos circula a través de las rocas hasta que entra en contacto con una capa impermeable y entonces es encauzada hacia un desagüe donde la capa impermeable aflora a lo largo de la ladera de un valle.

Una manifestación interesante, y en ocasiones no apreciada, del desarrollo cárstico es la *resección subterránea*, que se puede definir como el desvío subterráneo de una parte o de todo un río superficial por debajo de un



FIG. 13.9. *Un manantial artesiano que indica el ascenso de las aguas que fluyen a través de las resecciones subterráneas indicadas en la Fig. 13.8.*

espolón de meandro a lo largo de un valle encajonado. Una resección subterránea consta de tres partes: un pozo cárstico en el trecho superior del espolón de meandro en el cual se insume el agua, un cauce subterráneo o conducto por el cual fluye el agua, a menudo denominado *túnel natural*, y un nacimiento o resurgimiento del agua en el lado inferior del espolón del meandro.

Túneles y puentes naturales. Un ejemplo notable de un túnel natural es el túnel natural de Virginia (Woodward, 1936), el cual es el resultado o de una resección o captura subterránea de un río. El túnel natural está situado en el condado de Scott, Virginia, a unos 5 km al norte de la ciudad de Clinchport y alrededor de 13 km al norte del límite interestatal entre Tennessee y Virginia. Este túnel natural es singular porque sirve como túnel ferroviario para un ramal del ferrocarril del Sur. Tiene una longitud de unos 275 m y es continuado por el arroyuelo Stock. Tiene una altitud media de 23 m y un ancho de 40 m. Woodward apoyó la teoría de que se desarrolló como resultado de la captura subterránea de un río, dando como resultado el desvío de las aguas superficiales desde un nivel topográfico más

alto en un lado de la cresta Purchase a un nivel topográfico más bajo en el otro lado de la cresta. Sugirió que en el tiempo del desarrollo de la peneplanicie Harrisburg, las cabeceras del actual arroyuelo Stock no fluían al río Clinch como en el presente, sino que más bien seguían el curso del brazo Norte del Clinch. La actual porción del arroyuelo Stock debajo



FIG. 13.10. *El Túnel Natural, en el condado de Scott, Virginia. A la izquierda de las vías del ferrocarril se puede observar el cauce del arroyuelo Stock.*

del túnel natural, era en ese tiempo el Clinch; por consiguiente, estaba a unos 90 m más bajo que el piso del valle del brazo Norte al norte de la cresta Purchase. Esta relación permitió que el agua del río más alto buscara un cauce subterráneo y, por consiguiente, la parte superior del brazo Norte fue desviada al afluente más corto del Clinch, que fluía hacia abajo en el lado sur de la cresta Purchase. De esta manera se transformó en el actual arroyuelo Stock, que fluye por el túnel natural. El túnel natural es sólo

el remanente de un pasaje subterráneo que en un tiempo fue mucho más largo. Otra explicación posible del túnel natural es que se produjo como resultado del desarrollo de una resección subterránea realizada por el arroyuelo Stock en el seno de la cresta debajo de la cual se extiende el túnel natural.

Beede (1911) describió un caso notable de la captura subterránea de un río, que comprende una parte de la hoja topográfica de Bloomington, en Indiana. Allí, unos 39 km² del desagüe superficial que anteriormente

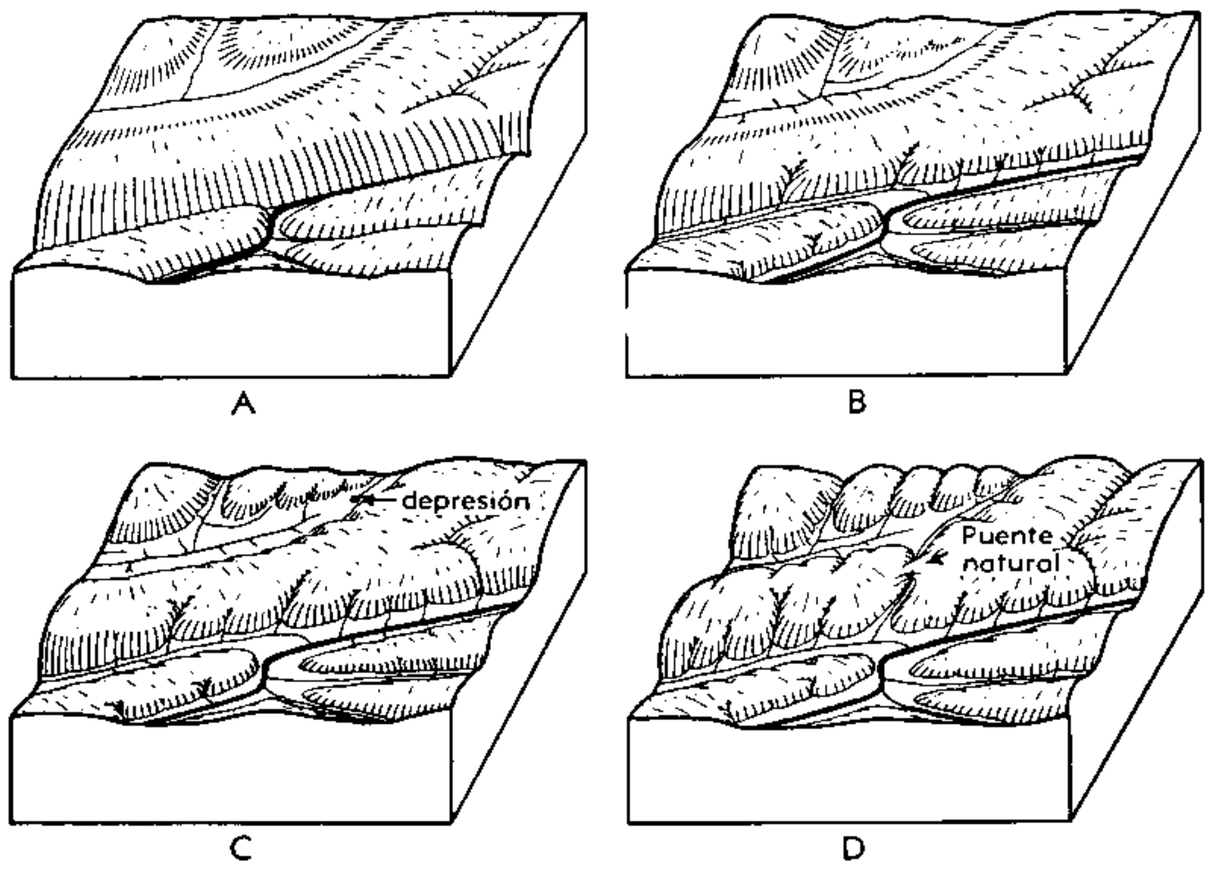


FIG. 13.11. *Etapas en la evolución del Túnel Natural, de acuerdo con la teoría que su formación es el resultado de una captura subterránea. (Tomado de H. P. Woodward.)*

eran del arroyuelo Indian han sido desviados por cauces subterráneos al vecino arroyuelo Richland por el oeste, y al arroyuelo Clear por el este, porque los valles de estos ríos están excavados entre 30 y 45 m por debajo del nivel de la planicie de sumideros que los separa, a través de la cual fluía en un tiempo el arroyuelo Indian. Esta captura, sin embargo, no fue realizada por medio de un cauce subterráneo único, sino por intermedio de innumerables cauces subterráneos que juntan las aguas de cientos de sumideros. Las aguas superficiales desviadas reaparecen en niveles más bajos como manantiales que emergen a lo largo de las laderas de los cerros o en las cabeceras de cañadas. Este método, mediante el cual se produce la captura subterránea de ríos, parece ser el más común. La presencia de un cauce subterráneo único, tal como el caso del túnel natural, parece sugerir mejor una resección subterránea.

El hundimiento del techo de un túnel natural, con el tiempo reducirá

su longitud hasta que sea más exacto describirlo como un *puente natural.* Dado que los puentes naturales se desarrollan de varias maneras, los que resultan de la disolución por agua subterránea bien pueden ser denominados *puentes cársticos.* El puente cárstico más famoso de los Estados Unidos de América, si no del mundo, es el puente natural de Virginia. Está situado en el condado de Rockbridge, 22 km al sudoeste de Lexington. De la misma manera que el túnel natural es singular, porque se utiliza como un túnel ferroviario, el puente natural es único en su género porque sirve como puente carretero. La ruta U.S. 11, una ruta federal muy transitada, aprovecha su arco por encima del desfiladero del arroyuelo Cedar. El puente natural consta de un arco de caliza magnésica maciza, con un espesor de 12 a 15 m, una longitud de 27 a 30 m y un ancho de 15 a 45 m. El fondo de este arco está a unos 45 m por arriba del arroyuelo Cedar. Está situado en la ladera de un cerro pequeño, que se extiende unos 30 m por arriba de él. Por supuesto, cualesquiera teoría que pretenda explicar su origen también debe justificar la garganta del arroyuelo Cedar, al cual cruza de uno a otro lado.

Tomás Jefferson, que en un tiempo fue propietario del puente natural, en 1794 sugirió que era el resultado de algún gran "cataclismo de la naturaleza". Esta idea, por supuesto, sólo reflejaba las ideas catastróficas referentes al desarrollo de las formas del relieve que prevalecían en ese tiempo. Como un cuarto de siglo después Gilmer (1818) atribuyó la formación del puente natural al trabajo de disolución del agua subterránea y opinó en contra del origen catastrófico. Opinó que la disolución era efectuada por algún arroyuelo que se insumía, de los cuales hay numerosos ejemplos en Virginia, y citó al túnel natural como caso similar al del puente natural. Así, fue establecido tempranamente el origen por disolución. Sin embargo, Gilmer fue poco preciso en lo referente a las condiciones que hacían posible la desviación de un río superficial hacia un cauce subterráneo. Desde entonces, la controversia se ha desarrollado principalmente sobre el método particular mediante el cual se produjo la desviación de las aguas superficiales hacia un cauce subterráneo.

Para explicar el puente natural fueron formuladas tres teorías distintas. Walcott (1893) propuso una, que fue adoptada por muchos autores de libros de texto, y que todavía hoy se encuentra en algunos de ellos. De acuerdo con esta teoría, en un tiempo, el arroyuelo Cedar fluía como un río superficial a través de lo que ahora es el puente natural. En la época en que se desarrollaba esta etapa no existía la porción de la garganta del arroyuelo Cedar aguas arriba del puente natural. El río James, al cual afluye el arroyuelo Cedar, fue sometido a rejuvenecimiento, y a su vez el arroyuelo Cedar sintió los efectos de este remozamiento y comenzó a excavar una garganta aguas arriba. Se cree que, en un punto no muy por debajo del emplazamiento del puente natural, en esta garganta hubo una cascada. El agua del río encontró un cauce subterráneo arriba de la cascada, a través

del cual fluyó, y desembocaba por debajo del borde de la cascada. A medida que este pasaje era ensanchado, progresivamente fué desviado hacia el

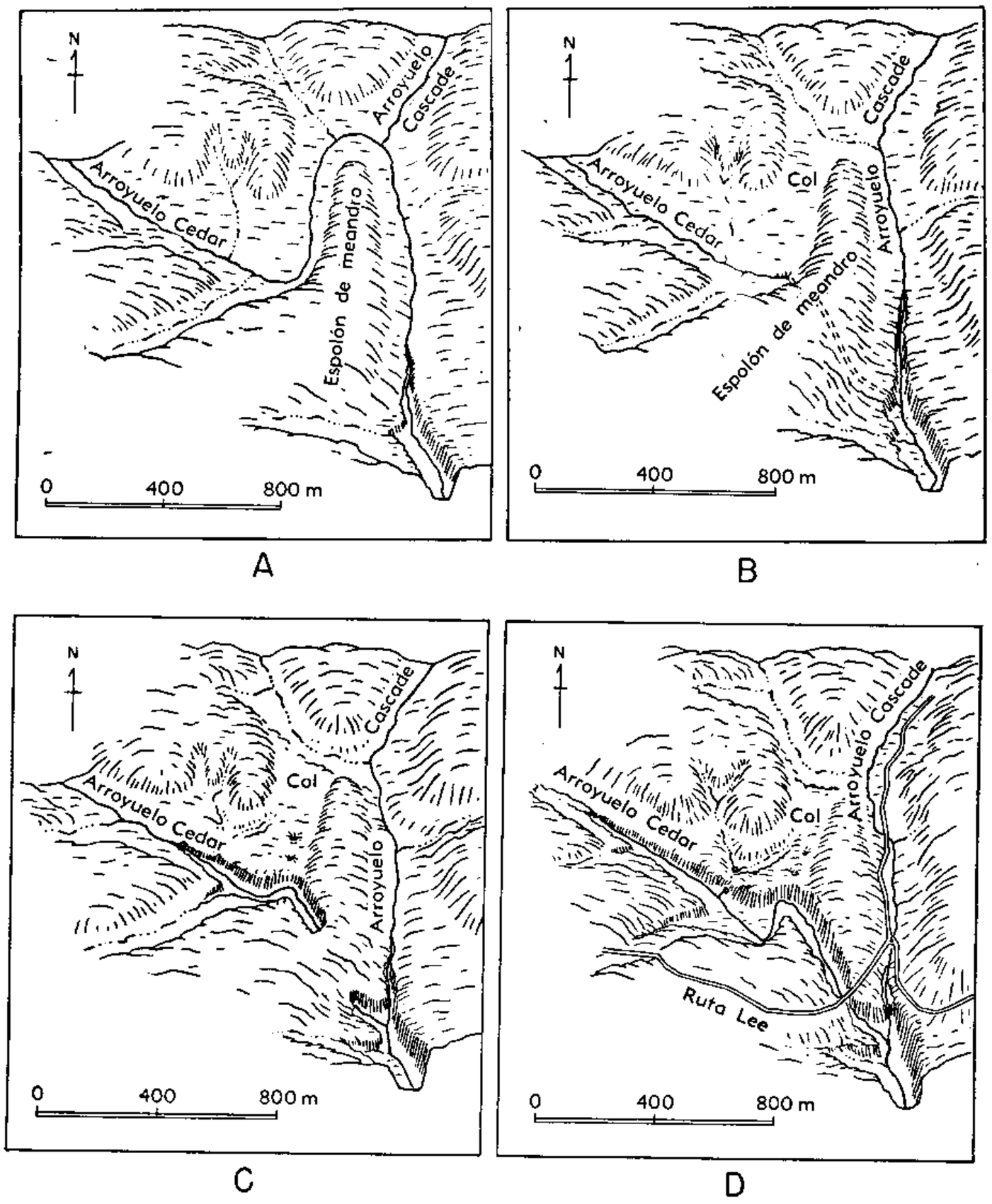


FIG. 13.12. *Etapas en el desarrollo del Puente Natural del estado de Virginia, de acuerdo con la teoría que es el remanente del techo de una resección subterránea. (Tomado de C. A. Malott y R. R. Shrock.)*

cauce subterráneo, dejando un túnel natural o cárstico, el cual, con el tiempo, ha disminuido al tamaño del puente actual.

Una segunda teoría (Woodward, 1936) es que el puente natural fue

producido por captura subterránea del río. De acuerdo con esta teoría, la parte superior del arroyuelo Cedar actual era en un tiempo parte del desagüe que fluía hacia el este del Poague Run, y lo que es ahora la parte inferior del valle del arroyuelo Cedar estaba ocupado por un río corto que fué el predecesor del actual arroyuelo Cascade. Los dos ríos eran afluentes del río James, pero había solamente 5 km hasta el río James a través del arroyuelo Cascade ancestral, y en cambio, por medio del Poague Run, la distancia se elevaba a 24 km. Puede haber habido una diferencia de elevación de unos 60 m entre los dos afluentes del río James. Como resultado, las cabeceras del Poague Run fueron desviadas por las calizas solubles subyacentes hacia el arroyuelo Cascade, y se formó un túnel subterráneo que subsecuentemente fue destechado, con la excepción de la parte que permanece como el puente natural.

Una tercera teoría, la de Malott y Shrock (1930), es la que considera al puente natural como resultado de una resección subterránea realizada por el arroyuelo Cedar a través de un espolón de meandro. Esta resección subterránea se agrandó hasta tal punto que toda el agua del arroyuelo Cedar pasó por ella, desarrollando un túnel cárstico que gradualmente fue destechado, hasta que solamente dejó una parte pequeña de su techo, el puente natural. Ellos basaron sus conclusiones de que una vez existió un lazo del meandro, sobre el hecho de haber encontrado lo que ellos consideraron gravas aluviales a lo largo de su curso.

Wright (1936) no creyó que la prueba propuesta por Malott y Shrock en favor de una resección subterránea a través de un espolón de meandro fuera convincente. Dudaba de que las gravas observadas por Malott y Shrock fueran pruebas de este curso anterior de río seguido por el arroyuelo Cedar y prefirió la teoría de que el puente natural era el resultado de la captura subterránea de un río.

Parecería que en las regiones de calizas los puentes naturales son debidos principalmente a la captura subterránea de un río o a la resección subterránea. Solamente el estudio detallado en el campo puede mostrar cuál es el origen que explica más lógicamente un puente natural particular, y aun entonces puede ser difícil establecer el mismo positivamente. Si todavía es perceptible un lazo de meandro abandonado a nivel alto, entonces se sugiere una resección subterránea; pero, si la desviación de las aguas superficiales hacia un cauce subterráneo tuvo lugar tanto tiempo atrás que la evidencia topográfica ha sido ocultada, puede ser imposible decir cuál es el origen de la desviación.

Remanentes de erosión. En una etapa avanzada de destrucción por disolución de una tierra alta de caliza, a menudo quedan cerros residuales análogos a los monadnocks del ciclo fluvial. En el área cárstica de Yugoslavia, donde tales cerros son más bien comunes, se denominan *hums*. Caracteres similares se conocen como *cerros pepinos* o *cerros almiar* en Puerto

Rico, como *mogotes* en Cuba, y como *cerros testigos* en la región de la Causse, en Francia. Los ejemplos más notables tal vez sean los de las Indias Occidentales. En las altas tierras de Pinar del Río, en el oeste de Cuba (Bennett, 1928), los mogotes se levantan unos 300 a 365 m por encima de la tierra baja adyacente y están llenos de cavernas y aberturas de disolución menores, en las cuales se encuentran estalactitas y otros depósitos de cuevas. Los cerros Pepino del norte de Puerto Rico son raros porque muestran una marcada asimetría de forma. Se presentan aislados y en grupos y varían



FIG. 13.13. *Cerros Pepino cerca de Arecibo, Puerto Rico. El relieve local es de unos 60 m. (Fotografía de R. N. Young.)*

en altura desde 7 hasta 90 m. Su sección transversal, asimétricamente dentada, muestra típicamente una pendiente más suave mirando hacia el este o nordeste, enfrentando los vientos alisios. Hubbard (1923), quien observó y describió esta asimetría, la atribuyó a disolución diferencial en las pendientes orientales y occidentales, relacionada con diferencias de temperatura en las dos pendientes. De acuerdo con él, los chaparrones prácticamente diarios que se producen en esta región por la tarde en la pendiente occidental, más cálida, son más fácilmente evaporados que en la pendiente oriental, más fresca; por consiguiente, hay menos disolución en la pendiente occidental que en la oriental, resultando una forma asimétrica. Thorp (1934) ha ofrecido otra explicación para la asimetría. Atribuyó la mayor disolución en la pendiente oriental al hecho de que los vientos alisios del nordeste, predominantemente fuertes, arrojan más agua contra la pendiente de barlovento que sobre la pendiente oriental a sotavento, resultando una disolución

en el lado oriental. Meyerhoff (1938) notó la ausencia de formas asimétricas en los mogotes del oeste de Cuba y sugirió que esto tal vez fuera explicado por el hecho de que allí las precipitaciones son de origen de convección y carecen de una notable componente lateral de movimiento, junto con el hecho de que los cerros Pepino de Puerto Rico son mucho más pequeños que los mogotes de Cuba y, por consiguiente, den lugar con mayor frecuencia a la formación de picos que a cumbres planas. Tales cerros residuales no han sido mayormente descriptos en las regiones cársticas de los Estados Unidos de América. Tal vez su ausencia o escasez esté relacionada con la proximidad del nivel freático a la superficie en la mayoría de las regiones cársticas de los Estados Unidos de América.

Las cavernas y los caracteres asociados. *Una caverna o cueva* puede ser definida como un cauce natural subterráneo vacío. Puede tener un diseño simple o ramificaciones complejas. Se puede extender vertical u horizontalmente, y presentar uno o más niveles. Puede o no estar ocupada



FIG. 13.14. *Salidas anterior y actual de una caverna, en Sequiota Spring, Misurí. (Fotografía de Dale Miller, Missouri State Highway Department.)*

en la actualidad por un río. Las cavernas secas generalmente tienen dos o más niveles, y de este modo se pueden considerar como cavernas en galerías. Se han observado hasta cinco niveles de cavernas. Las cavernas

más pequeñas, por lo general muestran más claramente que su desarrollo tuvo lugar a lo largo de líneas principalmente regidas por diaclasas y planos de estratificación. Estas diaclasas y planos de estratificación son

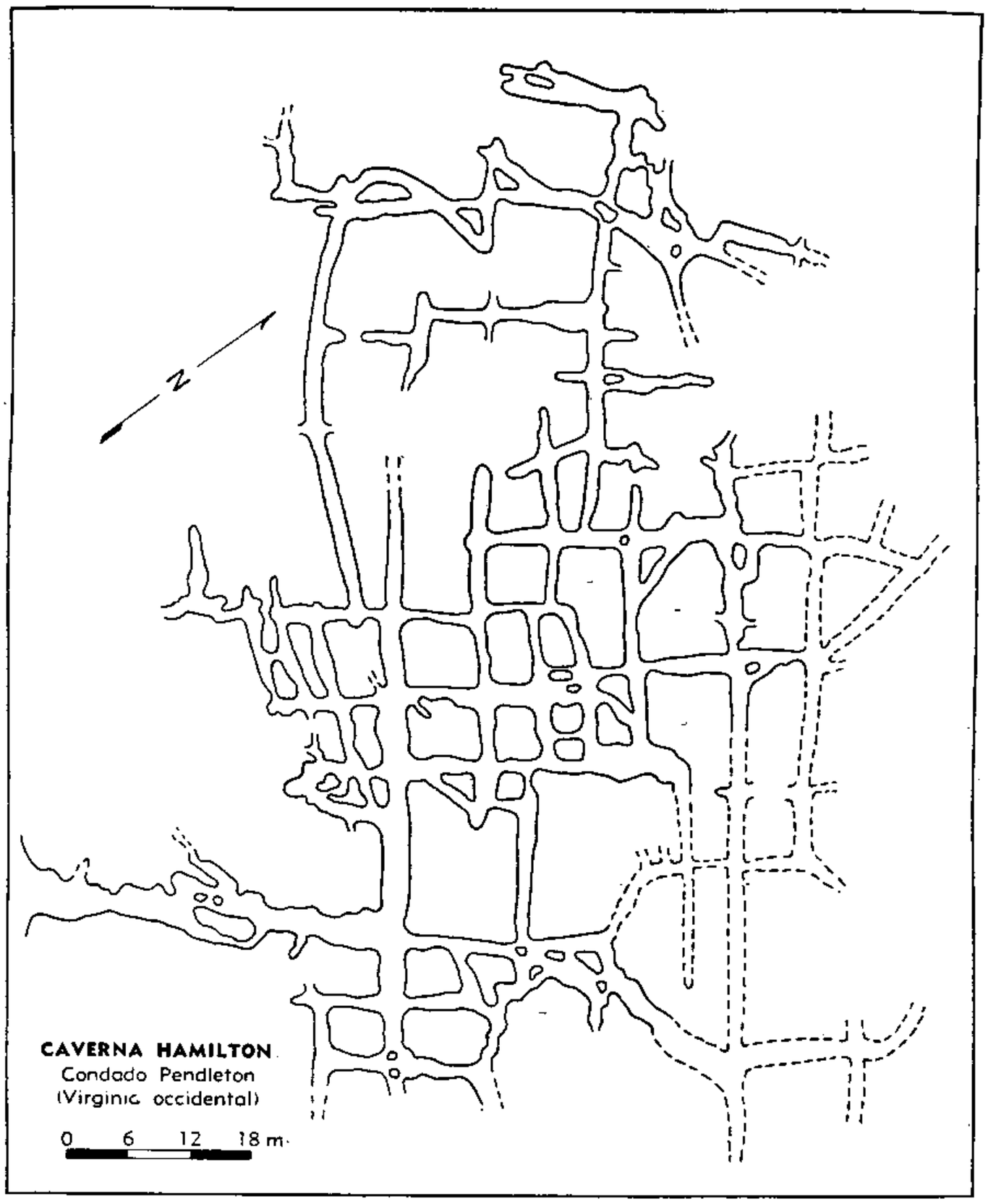


FIG. 13.15. *Plano de una caverna que muestra el dominio notable del diaclasamiento. (Tomado de W. E. Davis,* West Virginia Geol. Survey, Bull. 19.)

caracteres sistemáticos tridimensionales que han sido agrandados mediante disolución selectiva por la circulación del agua a lo largo de ellos. Frecuentemente el control de los sistemas de diaclasas es notablemente evidente

en el diseño de la caverna. Esto es especialmente cierto en el caso de cuevas jóvenes, pero en cavernas más complejas puede estar oculto.

Las cavernas suelen añadir a su belleza o interés una variedad de caracteres de acumulación que arrojan luz sobre su origen e historia. Los caracteres más notables son generalmente las acumulaciones de carbonato de

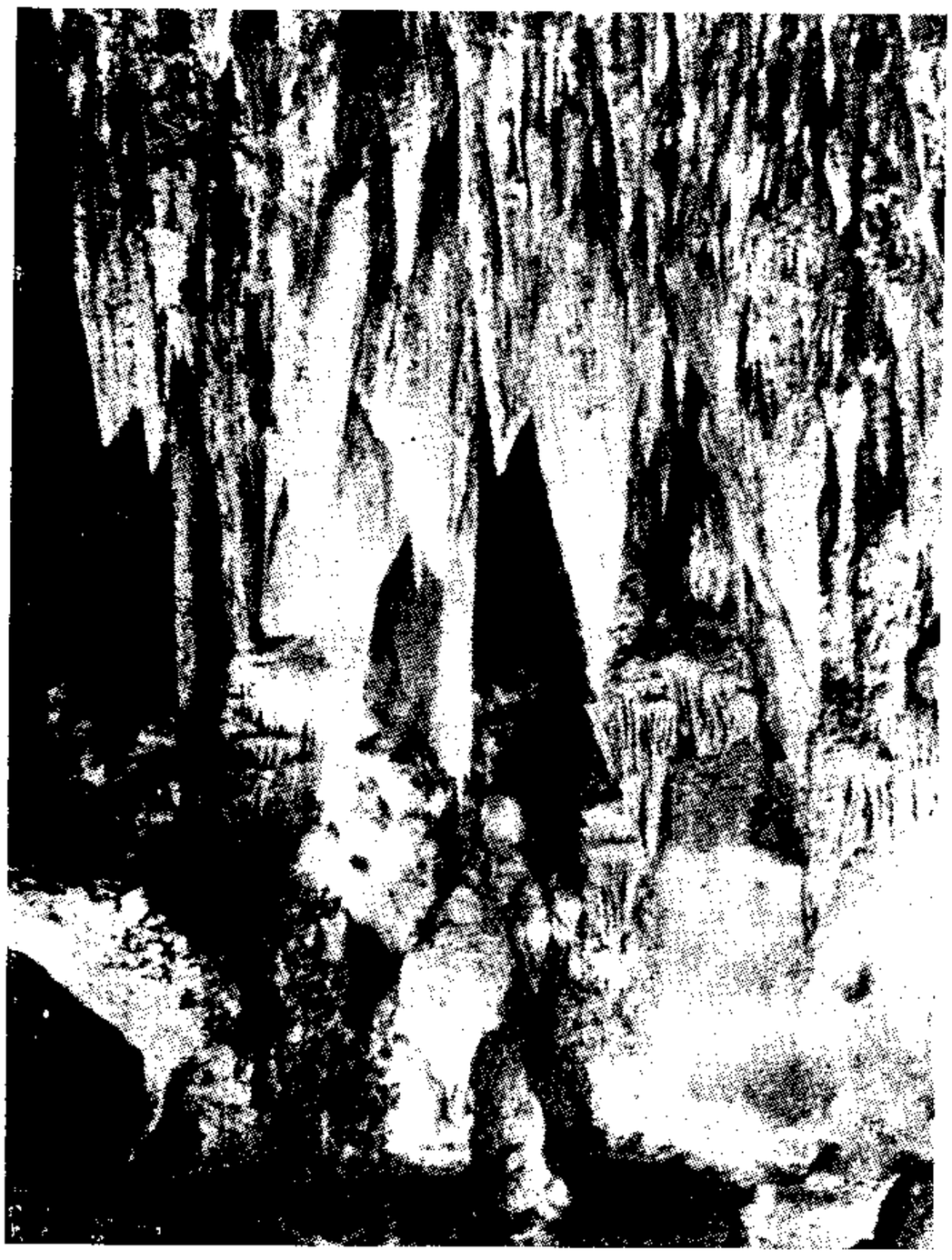


FIG. 13.16. *Depósitos travertínicos en la Queen's Chamber, Cavernas de Carlsbad, Nuevo México. (Fotografía de Kennicott y Grant, National Park Service.)*

calcio en los techos interiores, paredes y pisos. El *travertino de cueva* es un término colectivo generalmente aplicado a las numerosas formas. Davis (1930) sugirió que se emplee *gutolita* para definir las formas desarrolladas por el agua al caer gota a gota del techo interior de la caverna. Esto incluiría la extensión hacia abajo de las *estalactitas*, el crecimiento hacia arriba de las *estalagmitas*, y de las *columnas* y los *pilares* producidos cuando las

formas precedentes se unen. Davis, además, sugirió el término *roca de flujo* para las formas producidas por el agua corriente y *roca de borde* para esas encontradas donde el agua rebasa de las cubetas. Ninguno de los dos últimos términos han sido ampliamente aceptados. Además de las estalactitas, estalagmitas y columnas, que muestran una variedad infinita de forma y tamaño,



FIG. 13.17. *Monte Monumento, en la cueva Wyandotte, Indiana. El montón de rocas tiene una altura de 40 m y está cubierto con roca de flujo y estalagmitas. (Fotografía de Perry Griffith.)*

se encuentra en porciones de algunas cuevas una forma denominada *helictita*. Dado que su crecimiento no se produce necesariamente a lo largo de líneas verticales, esta forma es rara. Sus partes individuales pueden crecer verticalmente hacia arriba, horizontal, oblicua o en curvas, como también hacia abajo. No se está seguro de por qué ciertas helictitas aparentemente pueden desafiar a la gravedad, pero la explicación más lógica parecer ser que se desarrollan donde el agua no penetra en cantidades suficientes para

dar lugar a gotas que puedan caer. Si solamente hay agua suficiente para mantener la superficie húmeda, entonces el crecimiento de las partes individuales de la helictita depende de la orientación casual de los ejes del cristal del carbonato de calcio. Éste puede disponerse en cualquier dirección.

Se han hecho varios intentos para estimar la velocidad de formación del travertino de cueva, pero tantos factores variables afectan el grado de acumulación que es dudoso que las edades de las cavernas determinadas mediante este método sean exactas. Si el tiempo del desarrollo de la caverna puede ser relacionado con niveles topográficos datables, tales como terrazas de ríos y otras formas cíclicas de terreno en áreas adyacentes, es posible llegar a determinar la edad geológica de las cavernas. Aun entonces llegamos a edades comparativas más bien que a edades reales.

Además de las numerosas formas del travertino de cueva hay otras menos bellas, las cuales, sin embargo, a menudo arrojan luz sobre el origen e historia de la caverna. Pocos cauces de las cavernas muestran uniformidad de tamaño en una distancia considerable. Lo característico es más bien que se ensanchan y se contraen de tamaño. Grandes cámaras de las cavernas, como la famosa Pieza Grande de la caverna Carlsbad, son caracteres notables, aunque la mayoría son de proporciones menores. En la semioscuridad a la que se las contempla, sus dimensiones generalmente parecen exageradas. Sus techos interiores altos, abovedados, pueden estar cubiertos con estalactitas, atestiguando su estabilidad. Sin embargo, en muchos casos hay grandes pilas de detritos de roca en los pisos de las cámaras, como en la Rothrocks Grand Cathedral en la cueva Wyandotte, de Indiana. Allí, una masa de roca caída forma lo que se conoce como el monte Monumento, el cual, con su capuchón de roca de flujo y estalagmitas se levanta 40 m por encima del piso de la pieza hasta cerca de unos 10 ó 12 m del techo interior. Caracteres tales como aludes de rocas atestiguan la presencia de una caverna parcialmente en ruinas. Generalmente estos montículos de rocas son más notables en las partes de una caverna donde la caliza constituye capas más delgadas y altamente diaclasadas. En un porción de la cueva Wyandotte, conocida como la cueva Vieja, en una distancia de poco menos de 1 km, hay 17 de estos montículos de caída de rocas, variando en altura desde 9 hasta 18 m.

Los recintos grandes de las cavernas generalmente están comunicados por pasajes o conductos relativamente simples, cuyos pisos están casi a nivel y generalmente constan de depósitos de arcilla y limo. Estos pisos nivelados atestiguan el hecho de que en una época un río fluía por la caverna. Pueden ser de proporciones tales como para ser denominados avenidas, como la avenida Gótica y la avenida Blacksnake, en la cueva Mammoth, o la avenida Creeping, en la cueva Wyandotte, que recibió su nombre por el hecho de que el pasaje estaba rellenado con arcilla y limo hasta 1 m del techo interno [1].

[1] La frase se explica teniendo presente que creeping significa "que se arrastra", y alude al hecho de que por la baja altura del techo se debe entrar arrastrándose. *(N. del E.)*

A menudo se pueden observar cauces de ríos asociados con márgenes de barro y bancos. En estos cursos, a veces se encuentran guijarros y bloques de arenisca o de otras rocas no calcáreas. Éstos penetraron en la caverna por pozos cársticos superficiales en comunicación hacia abajo con el río de la caverna. En algunas cavernas, la abertura hacia un recinto es tan estrecha que merece un nombre tal como "agujero de taladro" o "la aflicción de un hombre gordo". Tal vez con mayor frecuencia, estos pasajes estrechos comunican porciones de un nivel de caverna con otro. El Corkscrew, en la cueva Mammoth, y el Worm Alley, en la cueva Wyandotte, son ejemplos de tales comunicaciones. Muchos otros caracteres añaden detalles a los rasgos característicos de las porciones individuales de los cauces de las cavernas. Los surcos y los acanalamientos en los costados, pisos y techos interiores, atestiguan la erosión, tanto por corrosión como por corrasión, por las aguas que fluyen o fluyeron por la caverna. Comúnmente también se observan hoyos de remolinos (o de marmitas), bolsillos y aberturas similares a tubos.

EL ORIGEN DE LAS CAVERNAS DE CALIZA

El enunciado general del problema. En un artículo extenso intitulado *Origin of Limestone Caverns*, publicado en 1930, W. M. Davis objeta algunas de las ideas existentes referentes a la formación de las cavernas y estimula la reflexión de los geólogos que estaban interesados en los terrenos de caliza respecto de la manera como se desarrollaban las cavernas. Como resultado, las ideas referentes a las cavernas han sido aclaradas notablemente, aunque todavía hay divergencias de opiniones con respecto a su origen. En realidad, antes de 1930, las ideas de cómo se formaban las cavernas eran algo vagas. Era aceptado, por supuesto, que se debían a la disolución realizada por el agua subterránea, y por lo general allí terminaba la cuestión. La idea dominante era más o menos la siguiente (Matson, 1909):

> Ya que la faja de disolución rápida está restringida a la zona de circulación activa de agua, la formación de cavernas tiene lugar principalmente por arriba del nivel de los ríos superficiales que reciben desagües subterráneos, pero esto no significa que no hay disolución en profundidad o que la circulación activa no se pueda extender levemente por debajo del nivel del desagüe superficial... En el proceso de profundización de su valle un río rebaja el nivel de base de sus afluentes y, por consiguiente, les da una oportunidad para degradar sus cauces. Cuando los tributarios fluyen por cavernas, rebajan sus cursos a lo largo de algún plano de diaclasa, y el proceso ocurre más rápidamente a lo largo de alguna línea particular de la misma manera que durante la formación de la caverna original... Sin duda, la formación de las cavernas, y especialmente de hoyos y domos, está ayudada por la acción mecánica del agua, especialmente cuando contiene sedimentos... La migración de niveles más altos a niveles más bajos puede tener lugar en períodos sucesivos, dejando una serie de cauces abandonados en niveles diferentes... Después que un trecho del río subterráneo ha sido abandonado, la cantidad de agua que entra en el curso antiguo es cada vez menor, hasta que queda restringida a filtraciones pequeñas. En esta etapa, la mayor parte del agua es removida

por evaporación, de tal manera que la disolución da lugar a la acumulación, siendo el depósito principal carbonato de calcio.

En esta exposición vemos varias ideas, ya explícitas, ya implícitas. Entre ellas tenemos: 1) las cavernas se desarrollan principalmente por arriba del nivel freático, por la acción de aguas superficiales desviadas; 2) la circulación se puede extender por debajo del nivel freático, pero queda implícito que esto no es importante en la formación de la caverna; 3) los niveles de base locales de los ríos superficiales rigen el desarrollo de las cavernas hacia abajo; 4) las líneas de extensión de la caverna son dirigidas, principalmente, por los planos de diaclasas; 5) la erosión mecánica puede contribuir considerablemente al ensanche de la caverna; 6) un nivel de caverna puede ser abandonado por otro inferior a medida que lo permita la profundización de los valles superficiales y, por consiguiente, dar lugar a la formación de varios niveles de cavernas; 7) después de abandonar un nivel de caverna, el proceso dominante es la formación del travertino de cueva.

Davis objetó particularmente las ideas de que las cavernas se desarrollaban por arriba del nivel freático, por aguas superficiales desviadas; que la circulación y la disolución por debajo del agua son insignificantes; y que la erosión mecánica (corrasión) es importante en el ensanche de la caverna. Sucintamente, su teoría, que se ha denominado la teoría de los dos ciclos, es que la mayor parte del desarrollo de la caverna tiene lugar por disolución por debajo del nivel del agua subterránea mediante el agua freática. Luego sigue un descenso del nivel freático y el desagüe de las cavernas de su agua subterránea con la consiguiente ocupación de ellas por agua vadosa y aire. De acuerdo con Davis, es durante este segundo ciclo que tiene lugar la formación del travertino de cueva. Aunque Grund (1903), en Europa, parece haberse anticipado a las ideas de Davis, la falta de conocimiento de sus trabajos ha conducido a que se considere en los Estados Unidos de América a Davis como el padre de la teoría de los dos ciclos. Si uno acepta o no los principios de Davis, no se puede negar que su objeción a las ideas admitidas ha estimulado grandemente el interés por esta fase cárstica y, con eso, ha contribuido en su esencia a un mejor entendimiento de las cavernas.

El nivel freático en las áreas cársticas. Algunas de las diferencias de opinión referentes a la manera de formación de las cavernas resultan de las ideas variadas del carácter del nivel freático en una región cárstica y de la posición, referente a él, de la zona de erosión principal. Algunos investigadores del relieve cárstico sostienen que no hay un nivel freático en el sentido de una superficie continua que separa las zonas saturadas de las no saturadas. Prefieren interpretar el nivel freático como si fuera discontinuo y confinado a aberturas de diaclasas y planos de estratificación más que como una masa continua a través de la roca. Se citan como pruebas de esta conclusión la dificultad de obtener pozos productores en calizas, excepto donde representan sistemas artesianos cerrados entre capas impermeables,

y la frecuencia con que se encuentran al perforar cavidades rellenadas con aire. Donde las calizas se extienden hacia abajo hasta una profundidad suficiente, difícilmente se puede dudar que es aplicable el concepto usual de un nivel freático, aunque la mayor parte del agua puede estar encerrada y circular por las redes de diaclasas y planos de estratificación.

La mayoría de los investigadores que se ocuparon de la formación de cavernas están dispuestos a aceptar el concepto básico de que en las regiones de calizas puede existir un nivel freático, y coinciden también en que la disolución puede tener lugar por debajo de él. El punto principal de la discusión es admitir si la gran cantidad de disolución de rocas, representada por las cavernas, que tienen kilómetros de longitud y muestran sistemas lineales bien integrados en uno o más niveles, tiene lugar por arriba, en o por debajo del nivel freático.

La importancia relativa de la corrosión y la corrasión. Los geólogos que han defendido la idea de que los cursos de las cavernas están formados principalmente por ríos que fluyen, análogos en sus características esenciales a los ríos superficiales y, en realidad, en la mayoría de los casos, por ríos superficiales que se han insumido en pozos cársticos, asignan una importancia considerable a la corrasión en el desarrollo de la caverna. A esta clase pertenecen los geólogos franceses Lapparent, Martonne y Martel, y los geólogos estadounidenses Weller, Lobeck y Malott. Davis, y en general sus partidarios, han negado la importancia de la corrasión, aunque no niegan que sus efectos se pueden notar localmente. Los que creen que la corrasión contribuye significativamente al ensanche de la caverna, llaman la atención sobre las grandes cantidades de arcilla, limo y, aun en algunos lugares, arenas y grava, que se puede observar en las cuevas. El movimiento de este material por los cauces de las cavernas debe haber determinado una acción corrasiva en los pisos y en los costados de las cuevas. Otros caracteres de las cavernas que se mencionan como prueba de la erosión mecánica, son los hoyos de remolinos, los acanalamientos, los surcos y los meandros excavados en miniatura. En vista de la existencia comprobada de tales caracteres, es poco lógico negar la posibilidad de la corrasión en los cauces de las cavernas, pero en general parece que es de importancia secundaria. Sin embargo, el hecho de que se produzca es importante y debe ser tenido presente al evaluar las diferentes teorías sobre el origen de las cavernas.

La teoría de dos ciclos de Davis. Dado que esta teoría ha sido el foco alrededor del cual ha girado mucho de la controversia, podemos comenzar nuestro análisis de las diversas teorías haciendo algunas consideraciones sobre ella. Las ideas básicas de la teoría fueron manifestadas previamente. Las limitaciones impuestas por el espacio no permitirán una discusión detallada de todas las razones para esta hipótesis introducida por Davis (1930) y por Bretz (1938, 1942 y 1953), quien apoyó firmemente la teoría de Davis, pero algunos de los argumentos más notables pueden ser resumidos.

1) Hay pruebas en favor de disolución profunda por debajo del nivel freático en los grandes manantiales de agua dulce que emergen frente a la costa de Florida, de Cuba y en otras partes; 2) las cavernas muestran redes tridimensionales y diseños de esponjas más bien que los modelos ramificados que normalmente tienen los ríos; 3) los planos de las redes que con tanta frecuencia muestran las cavernas son difíciles de asociar con los ríos; 4) las numerosas galerías ciegas que se encuentran en las cavernas también son difíciles de explicar mediante la erosión fluvial; 5) la ausencia común de perfiles longitudinales nivelados de cavernas arguyen en contra de la idea de haber sido formados por ríos subterráneos por arriba del nivel freático; y 6) los numerosos bolsillos de la pared y del techo interno, tubos del techo interno, y arcos de roca a través de las cámaras de las cavernas, muchos de los cuales aparentemente son de ubicación fortuita y no están relacionados con las diaclasas y planos de estratificación, jamás podrían haber sido formados por los ríos que ahora fluyen por las cavernas.

Bretz (1953), sobre la base de investigaciones intensas en las cavernas de los Ozarks, llegó a la siguiente conclusión: 1) la mayoría de las cavernas fueron formadas por debajo del nivel freático por aguas que circulaban bajo una carga hidrostática por debajo del paisaje maduro que precedió a la peneplanización del domo de los Ozarks; 2) la formación de las cuevas cesó principalmente cuando la topografía había logrado una edad senil, por la reducción de la carga hidrostática y porque, para ese entonces, las cuevas estaban rellenas con arcillas rojas derivadas del suelo potente de la superficie de la peneplanicie situada por encima de ellas; 3) el ascenso de la región fue seguido por disección, y el descenso acompañante del nivel freático llevó a la mayoría de las cuevas por arriba de éste; y 4) el agua vadosa que circulaba por las cavernas removió la mayor parte de los rellenos de arcillas y hasta cierto punto modificó las cavernas originales.

Bretz estaba tan impresionado por la presencia casi universal en las cavernas de los depósitos de arcilla roja, untuosa, que pensó que los mismos sugerían un episodio distinto en la historia de las cavernas, que se produjo entre la época de la disolución por debajo del nivel freático y el relleno con travertino por arriba de dicho nivel. A estos depósitos los denominó rellenos arcillosos y, sobre la base de la ausencia de pruebas de la acción del agua corriente, de laminación, de depósitos de gutolita, rocas de flujo y rocas de borde, dedujo que fueron formados mientras las cavernas todavía estaban por debajo del nivel freático. Se pensó que la arcilla penetró en las cavernas por diaclasas agrandadas en comunicación con dolinas en la superficie. Difícilmente se puede negar que tales depósitos de arcilla se encuentran con frecuencia en las cavernas. Moneymaker (1941) ha descripto cavidades rellenadas de una manera similar, unos 30 ó más metros por debajo del río Tennessee, y las citó como prueba de que la disolución podría tener lugar por debajo del nivel freático. Notó, sin embargo, que las cavidades por arriba del nivel freatico eran más numerosas y de mayor

tamaño y llegó a la conclusión de que, aunque el desarrollo de las cavernas puede comenzar por debajo del nivel freático, la mayor parte del agrandamiento de las cavidades tiene lugar por arriba de éste. Difícilmente parecería ser necesario postular una etapa distinta de rellenamiento de arcilla en la historia de la caverna para explicar los depósitos de arcilla y limo que a menudo se encuentran en ellas. Los ríos de las cavernas llevan grandes cantidades de limo y arcilla, y mucha terra rossa es acarreada a las cavernas por los pozos cársticos durante las lluvias copiosas.

Un tipo de caverna sobre cuyo origen hay poca discusión es la denominada *caverna cristalina;* corresponde a un tipo encontrado en algunos terrenos de caliza, cuyas paredes por lo general están más o menos revestidas con cristales de calcita y de otros minerales. Las cavernas cristalinas son comunes especialmente en el área de los yacimientos de cinc y de plomo en los alrededores de Joplin, Misurí, pero también son conocidas en otras regiones. En cierto sentido, son geodas gigantes. Parece probable que se hayan desarrollado por debajo del nivel freático. Está en duda si necesariamente entrañan distintas épocas de disolución y de relleno, como creyó Davis.

La teoría del nivel freático de Swinnerton. Esta teoría representa una modificación de la idea predominante sustentada con anterioridad a la teoría de los dos ciclos propuesta por Davis, referente a que las cavernas eran formadas por aguas vadosas. Swinnerton (1929, 1932) puso gran énfasis sobre el control desempeñado por el factor nivel freático, y esencialmente atribuyó la disolución en las cavernas al agua que circula lateralmente al nivel freático. Manifestó (1929):

> En el caso más simple, la precipitación pasa más o menos directamente hacia abajo, hasta el nivel freático, por aberturas de las rocas, y entonces circula lateralmente por la parte superior fluctuando del nivel freático dentro de los cauces de desagüe superficial. Tanto arriba como abajo del nivel freático se pueden encontrar cuevas insignificantes, como fases transitorias del ajuste del flujo del subsuelo al nivel de los ríos superficiales, pero no parece posible que por debajo de la zona de agua subterránca activamente circulante —es decir, por debajo del nivel freático— se puedan desarrollar sistemas continuos de cuevas. El nivel freático depende del nivel de los ríos superficiales; a su vez, éstos dependen del nivel de base regional.

Esta teoría atribuye la formación de las cavernas, principalmente, a la disolución realizada por aguas vadosas; debido a que destaca el movimiento lateral en el nivel freático, el autor la denominó teoría del nivel freático. Esto, de acuerdo con Cotton (1948), representó esencialmente un restablecimiento de ideas similares a las sustentadas por Grund y Penck. El rebajamiento de los valles por los ríos superficiales acelera el flujo lateral del agua en la parte superior del nivel freático, y su movimiento es localizado principalmente a lo largo de las diaclasas y de los planos de estratificación. El rebajamiento de los valles superficiales y el descenso concomitante del nivel freático explica los niveles diferentes de las cavernas.

El agua, que disuelve los conductos de las cavernas, es suministrada principalmente por infiltración desde arriba a través de las innumerables aberturas de las diaclasas. En tiempos de precipitaciones copiosas todas las aberturas son rellenadas y el nivel freático asciende notablemente, pero este nivel más alto es mantenido solamente por un tiempo corto. Sin embargo, durante este período breve, las cavernas son rellenadas con agua y tiene lugar el desarrollo de la red. La fluctuación del nivel freático, por consiguiente, es suficiente para explicar la red de pasajes tan remarcada por Davis y por Bretz. Swinnerton admitió que las cavernas cristalinas de la región de Misurí se pueden haber formado por disolución ocurrida debajo del nivel freático bajo una carga artesiana, pero no creía que se requerían dos ciclos para su desarrollo. Creía que la acumulación de los cristales podía acompañar a la disolución.

La teoría de la zona de agua estática de Gardner. Gardner (1935) propuso una teoría para explicar el origen de las cavernas fundada en la formación de las mismas debido a la derivación de zonas de agua estática, seguida por la desviación de las aguas superficiales, hacia cauces abiertos por el desagüe de esta agua estática. De acuerdo con él, las cavernas grandes se encuentran principalmente en terrenos con calizas potentes en los flancos de levantamientos estructurales. Se extienden principalmente en la dirección de la inclinación, más raramente a lo largo del rumbo, y jamás en contra de la inclinación. Donde los valles de los ríos han sido profundizados atravesando estratos, las cavernas están del lado contrario a la inclinación y no del lado a favor de la inclinación. Así, Gardner destacó la importancia de la inclinación de la roca en el control del movimiento del agua subterránea. Por consiguiente, hay dos etapas en la historia de un sistema de cavernas: la etapa precavernaria, durante la cual el agua subterránea permanece estática porque los valles todavía no han sido suficientemente profundizados como para desagotar las capas; y la etapa de la formación de la caverna, que comienza cuando los valles superficiales han profundizado el terreno y avenan el agua estancada de los estratos, permitiendo a las aguas vadosas y meteóricas circular hacia abajo a lo largo de las diaclasas y de los planos de estratificación. Al iniciarse esta última etapa, el agua subterránea se mueve con lentitud y emerge principalmente como infiltraciones, pero a medida que la corrosión y la corrasión agrandan las aberturas de las diaclasas, se forma una caverna o vía fluvial subterránea definida. Un rebajamiento adicional de los valles superficiales adyacentes dará lugar a la unión y el consiguiente desagüe de las zonas más bajas de agua estática y permitirá el desarrollo de sistemas de cavernas en niveles inferiores. Gardner admitió la probabilidad de alguna disolución por debajo del nivel freático, pero no la consideró lo suficientemente cuantitativa como para explicar las cavernas grandes. Aunque más bien insinuaba que los ríos subterráneos derivados de cursos superficiales desempeñan un papel impor-

tante en la formación de las cavernas, no atribuyó a ellos una importancia fundamental.

La teoría de invasión de Malott. Fundado en sus 25 años de estudios intermitentes y relevamiento de mapas de cavernas en Indiana y Kentucky, Malott (1937) llegó a la conclusión de que en esta área la mayoría de las cavernas grandes proporcionan pruebas de haber sido los cauces de aguas que fueron desviadas de cursos superficiales a subterráneos. Estos ríos

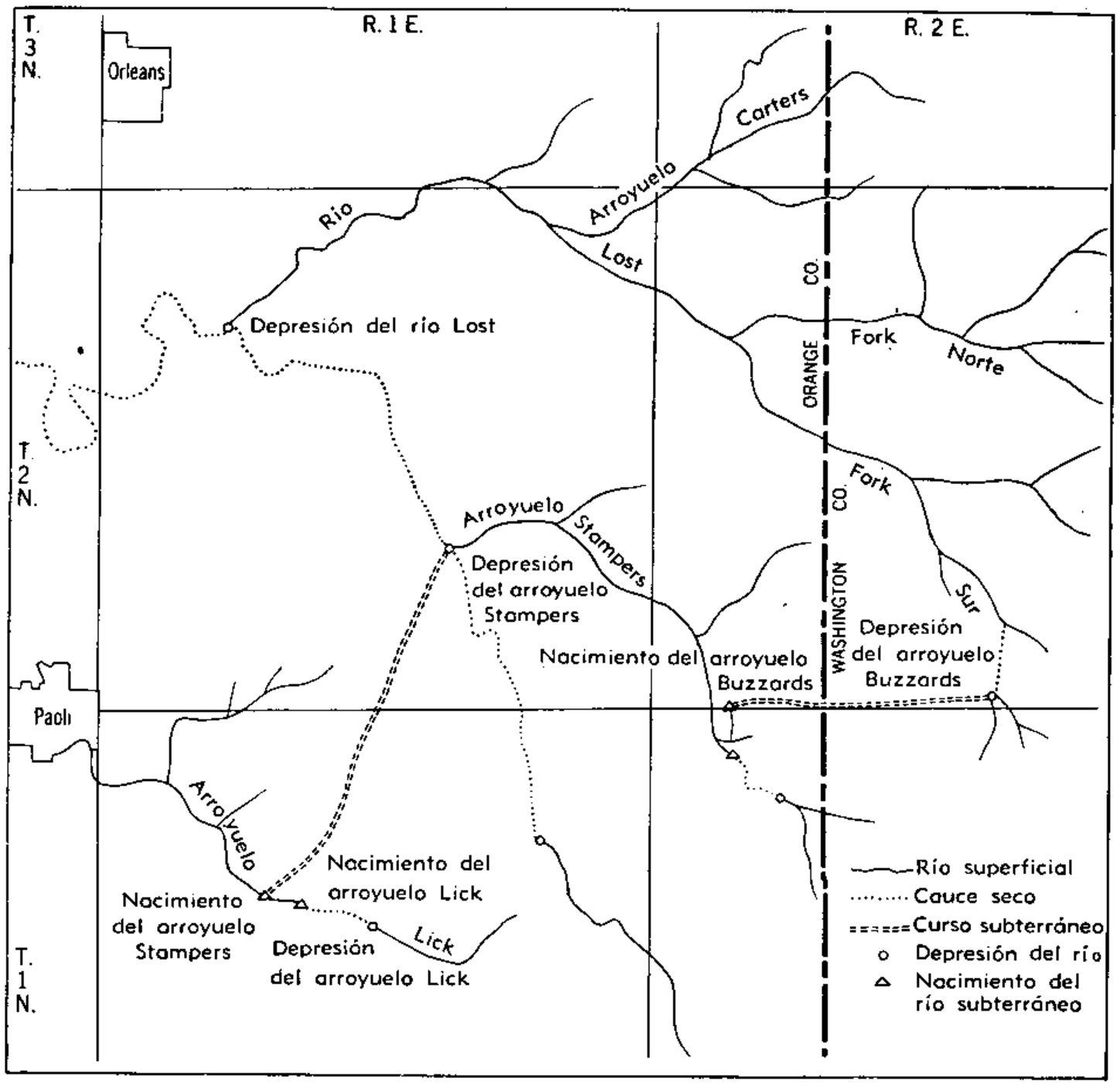


FIG. 13.18. *Mapa que muestra las múltiples capturas subterráneas que se han producido en las cabeceras del río Lost, Indiana. (Tomado de C. A. Malott.)*

subterráneos tienen lugares definidos donde penetran en los cauces subterráneos por medio de pozos cársticos y determinados lugares donde reaparecen a niveles más bajos como resurgimientos o manantiales cársticos. Malott pensó que estos ríos superficiales desviados desempeñaban un papel

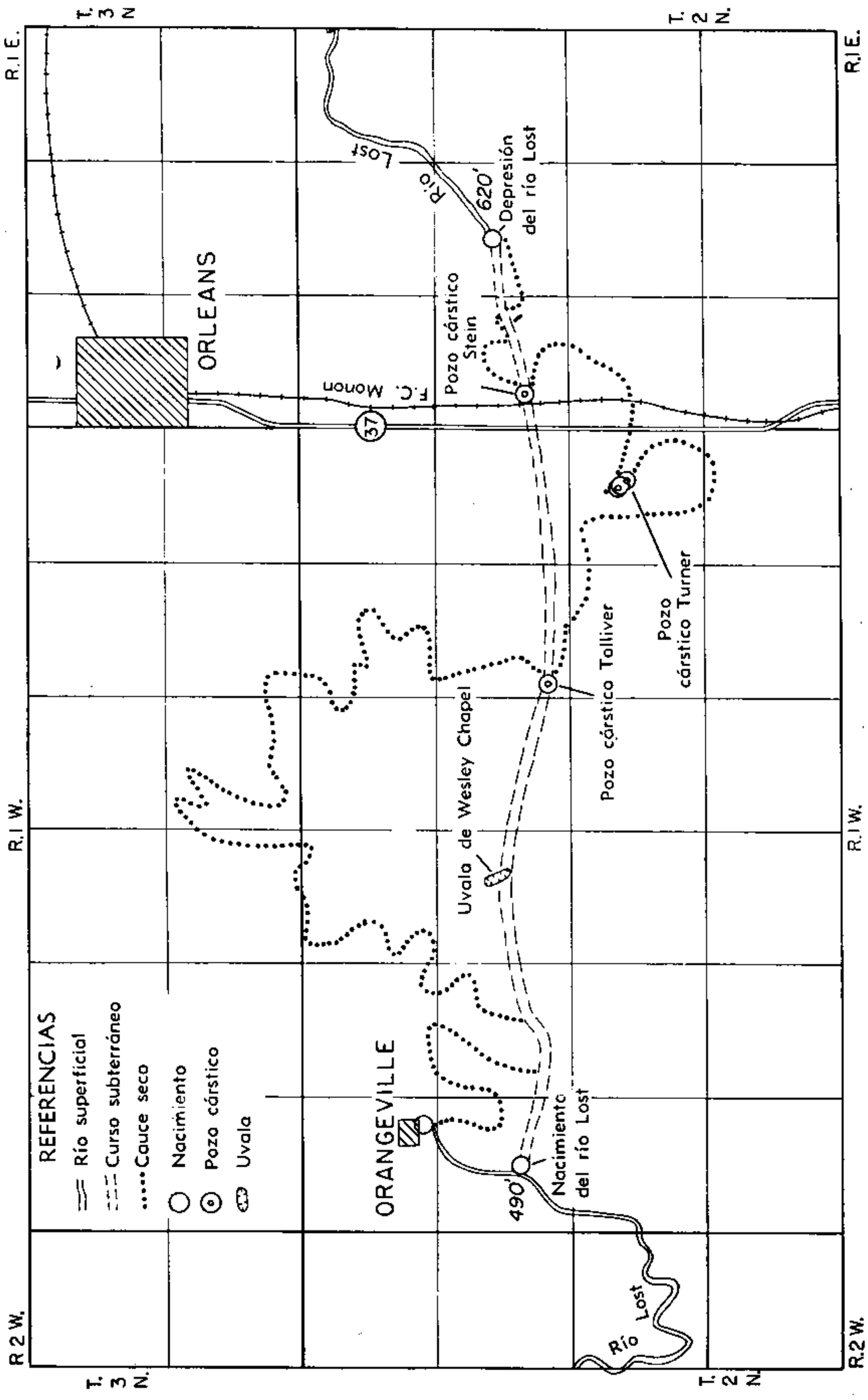


FIG. 13.19. *Mapa del tramo medio del río Lost, en el condado de Orange, Indiana.* (*Tomado de C. A. Malott.*)

principal en la formación de las cavernas por las cuales fluyen, con preferencia a suponer que ocupaban cavernas ya formadas por debajo del nivel freático, como lo postulaba Davis. Admitió que la disolución pudo producirse debajo del nivel freático, dando como resultado la formación de pasajes o redes primitivos, pobremente integrados, como los denominaba Davis, pero mantuvo que las aguas de los ríos superficiales desviados ocuparon estos pasajes pobremente integrados y desarrollaron algunos otros seleccionados en cauces de cavernas bien integrados en o cerca del nivel freático.

El área del río Lost, del sur de Indiana, fue mencionada (Malott, 1952) como un ejemplo específico de un distrito donde se había formado una caverna de este modo. El río Lost consta de tres partes: una sección inferior, donde es un río superficial profundamente encajonado; una porción media, de cauce abandonado, donde el río generalmente fluye subterráneamente; y una parte superior, con un río superficial sin encajonar. La parte inferior del río Lost trabaja en rocas clásticas, por debajo de las cuales hay potentes capas de caliza. A lo largo de este trecho hay numerosos valles cársticos adyacentes que coleccionan el desagüe superficial de crestas con capuchones de arenisca. La porción media del río Lost se extiende a través de una planicie de caliza desarrollada sobre las calizas de las Formaciones St. Louis y Ste. Geneviève, del Misisipiano medio. Esta planicie de caliza está caracterizada por miles de sumideros y prácticamente carece de ríos superficiales. Es en esta sección donde se encuentra el cauce abandonado del río Lost, con una longitud de 35 km, y su ruta subterránea correspondiente. La parte superior del río Lost atraviesa calizas tan solubles como las que afloran donde se desarrolla el trazado subterráneo, pero los caracteres cársticos están ausentes o muy poco desarrollados. Este trecho está caracterizado por el desagüe superficial más que por el tipo freático profundo que era de suponer que predominara, de acuerdo con la teoría de los dos ciclos. La planicie de sumideros, sobre la cual se desarrolla el cauce abandonado del río Lost, está a una altitud menor de 210 m y, por consiguiente, está por debajo de una superficie de erosión del Terciario antiguo, que en esta área se encuentra a una altitud de 230 m. Esto sugiere que el desagüe subterráneo del río Lost se desarrolló dentro del ciclo geomórfico actual, siguiendo el encajonamiento del curso inferior del río Lost por debajo de la superficie de erosión del Terciario antiguo. El río Lost se insume en cinco pozos cársticos que varían en altitud desde 190 a 170 m. La depresión principal en tiempo seco está a una altitud de 189 m, pero durante temporadas de precipitaciones copiosas, el agua puede seguir una ruta superficial hasta el quinto pozo cárstico, a una elevación de 170 m. El cauce subterráneo tiene una longitud de unos 13 km y presenta una dirección bastante recta hacia el sudoeste, a lo largo de la inclinación regional de la roca. Su resurgimiento como un gran manantial artesiano está a una altitud de 150 m. Su caverna, que todavía está siendo sometida a

agrandamiento, tiene acceso por diversos lugares, y varios trechos de ella han sido relevados. No muestra esa belleza que caracteriza a la mayoría de las cavernas que son visitadas por el público. Es una caverna en formación, con bastante barro proveniente de las aguas meteóricas que periódicamente circulan por ella. Las estalactitas y las otras formas de travertino de cueva son relativamente escasas. El encajonamiento progresivo del río Lost inferior hasta su actual nivel de base de erosión, y el descenso acompañante del nivel freático, han permitido la desviación de las aguas superficiales hacia cauces subterráneos, con el agrandamiento resultante de la caverna y su extensión hacia sus cabeceras. En el curso superior del río Lost, donde todavía no han tenido lugar el encajonamiento del río y el descenso acompañante del nivel freático, aún hay desagüe superficial, y los sumideros son escasos a pesar del hecho de que una caliza soluble esté en el subyacente de esta sección de su curso.

Datando cavernas. El tiempo de formación de una caverna puede ser determinado relacionando su formación con superficies topográficas o depósitos locales de edad conocida. De esta manera, se obtiene una edad relativa más que una absoluta. Como se ha observado precedentemente, la caverna del río Lost es posterior a una peneplanicie del Terciario antiguo, porque su formación estaba sujeta a un ascenso de ésta y al encajonamiento del río Lost por debajo de la misma. La formación de la caverna probablemente comenzó en el Pleistoceno inferior, y todavía está ensanchándose.

La caverna Carlsbad ha sido datada por Bretz (1949) y Horberg (1949) mediante su relación con las superficies de erosión del Terciario en su área. Ellos llegaron a la conclusión de que la caverna era anterior a tres terrazas del Pleistoceno, que se hallan a lo largo de la depresión de Pecos, y a una superficie de erosión más antigua de la cadena Guadalupe. Fue considerada más antigua que la superficie de erosión de esta cadena porque la superficie y los cañones actuales cortan transversalmente a la caverna Carslbad, y a otras, en la cadena de Guadalupe. La presencia de guijarros cuarzosos, que se creen derivados de la Formación Ogallala (probablemente Plioceno en su mayor parte), mezclados con rocas de flujo en los pasajes de las cavernas cortados transversalmente, indicarían una edad anterior a la Formación Ogallala.

Sweeting (1950) apoyó la teoría que sostiene que las cavernas se forman en el nivel freático, y ha señalado la coincidencia entre los niveles de las cavernas y las superficies cíclicas de erosión en el distrito de Ingleborough, en Inglaterra. Los niveles de las cavernas están concentrados notablemente a altitudes de 366 a 396, 275 a 305 y 244 a 275 m. Se dedujo que estas altitudes señalan niveles de base y posiciones anteriores del nivel freático. Para las cavernas está indicada una edad prewisconsiana, por la presencia en ellas de materiales glaciarios de edad wisconsiana. Al nivel de 396 m le

fue asignada, de primera intención, una edad pliocena, y los niveles más bajos se datan entre esta edad y el tiempo wisconsiano.

Conclusiones. ¿A qué conclusión podemos llegar sobre el desarrollo de las cavernas, cuando encontramos observadores competentes que sustentan diferentes opiniones referentes a las condiciones geológicas bajo las cuales aquéllas se formaron? Con frecuencia, cuando hay divergencias de opiniones, probablemente haya algo de cierto en cada una. Es así seguro que algunas cavernas se forman por debajo del nivel freático. La caverna Carslbad –entre las grandes– es el mejor ejemplo. Hay una posibilidad firme que muchas de las cavernas de Misurí fueron formadas de manera similar. Muchas cavernas pequeñas proporcionan pruebas de haberse desarrollado por debajo del nivel freático. Sin embargo, cualquiera que conozca la asociación entre los arroyuelos que se insumen y las cavernas en el área cárstica de Indiana-Kentucky, es probable que tenga dificultad para evitar la conclusión de que, en esta área, hay por lo menos una relación genética entre los dos, con preferencia a pensar que los arroyuelos que se insumen sólo ocuparon cavernas ya hechas y formadas por debajo del nivel freático.

EL CICLO GEOMÓRFICO CÁRSTICO

Si en realidad existe un ciclo distinto de evolución de las formas de relieve en los terrenos de caliza, al que podemos denominar ciclo cárstico, o si lo que se denomina así debe considerarse como la fase cárstica de un ciclo fluvial, es una cuestión en disputa. Davis, quien dedicó solamente una breve atención a la evolución de las formas de relieve en los terrenos de caliza, estaba inclinado a tratar esto como una fase transitoria y especial que marcaba el estado maduro del "ciclo normal" en regiones especiales, donde la estructura era particularmente favorable a la disolución. No se puede negar que hay alguna base para esta pretensión, porque en la mayoría de las áreas, si no en todas, comenzamos y terminamos con un desagüe superficial. Con todo, probablemente no hagamos ningún daño si pensamos en un ciclo cárstico distinto. En efecto, quizá no haya ningún tipo de paisaje al cual se le pueda aplicar el concepto de evolución cíclica con menos complicaciones que al paisaje cárstico. Por lo general, encontramos allí una "estructura" simple en el sentido de roca soluble relativamente uniforme. El fallamiento en el área yugoslava y el plegamiento en el Gran Valle de la región de los Apalaches, pueden representar divergencias leves dentro de la sencillez de la "estructura", pues ellos sólo alteran en detalles menores la evolución de las formas de relieve. Predomina un proceso geomórfico, el de la disolución. Carecemos de muchas de las complicaciones que han llevado a algunos a poner en duda el concepto de un ciclo geomórfico. Así, parecería lícito aplicar términos tales como juventud, madurez y senectud

a los estados del desarrollo cárstico, aunque se discuta que el todo comprende sólo una fase especial de un ciclo fluvial más amplio.

Podemos concebir dos maneras sobre cómo puede comenzar un ciclo cárstico: 1) por elevación del nivel de base hacia arriba de un terreno de caliza en el cual la erosión fluvial ha estado actuando, o 2) por levantamiento de un área de rocas clásticas, por debajo de las cuales hay calizas que quedan arriba del nuevo nivel de base. En cualquiera de los acontecimientos, el ciclo comienza con líneas superficiales de desagüe, pero su transformación en desagüe subterráneo se produce por métodos algo diferentes. Donde la caliza está en y por debajo de la superficie, sin un capuchón de material insoluble, el comienzo de los caracteres cársticos es más bien simple. A medida que los ríos principales profundizan hacia su nuevo nivel de base, comenzando por sus desembocaduras, habrá un descenso del nivel freático inmediatamente adyacente a ellos, y las áreas de caliza quedarán colgadas por arriba de las líneas superficiales de desagüe y del nivel freático local. Se formarán las dolinas y los pozos cársticos, que desviarán el avenamiento superficial hacia cauces subterráneos. Paralelamente a la extensión del nuevo nivel de base por los valles principales y sus afluentes, habrá un aumento progresivo de la cantidad del terreno avenado por cauces subterráneos.

Antes de continuar con esto, consideraremos cómo diferiría el proceso en una región donde las rocas superficiales fueran insolubles, tales como lutitas y areniscas, pero por debajo de las cuales hay calizas. En una región así, la transformación de un desagüe superficial en otro subterráneo no sería tan simple como se esbozó precedentemente, particularmente si suponemos que yacen rocas clásticas sobre las calizas en un espesor considerable. Primero, los ríos rejuvenecidos necesitarán excavar en las rocas clásticas hasta llegar a la caliza. Una vez que esto se haya logrado, puede comenzar el desagüe subterráneo; pero más que comenzando como innumerables dolinas y pozos cársticos pequeños, por lo general la etapa inicial estará indicada por la formación de valles cársticos o de disolución. A medida que estos valles cársticos se ensanchan a expensas de las áreas de las rocas clásticas, se podrá ver el comienzo de una planicie de sumideros, con las abundantes dolinas y los pozos cársticos que la caracterizan. Esta secuencia se puede observar fácilmente en la hoja topográfica de Mammoth Cave, en Kentucky. Allí se manifiestan tres distintos tipos de topografía: una planicie de sumideros o cárstica típica en el sur; al norte de ésta, un área con valles cársticos, entre cerros con capuchones de arenisca; y todavía más al norte, un área de desagüe superficial normal, sobre rocas clásticas, en la cual todavía tienen que aparecer los valles cársticos.

El concepto de un ciclo cárstico tal vez esté más íntimamente asociado con Cvijic. De acuerdo con Sanders (1921), aquél reconoció cuatro estados en la evolución cárstica, a los cuales denominó juventud, madurez, madurez avanzada y senectud. La juventud, de acuerdo con Cvijic, comienza con

el avenamiento superficial sobre una superficie inicial de caliza o de una que ha sido denudada y está marcada por un ensanchamiento del desagüe subterráneo. Los lenares y las dolinas dispersas son particularmente característicos de este estado. No hay cavernas grandes y el desagüe subterráneo está lejos de ser completo. El avenamiento superficial está limitado a arroyuelos cortos que se insumen terminando en pozos cársticos o valles ciegos. Las redes de las cavernas son características de este estado. Esta es la etapa del desarrollo cárstico máximo. La madurez avanzada marca el comienzo de la decadencia de los caracteres cársticos. Porciones de ríos de cavernas están expuestos a través de las que se han denominado ventanas cársticas. Éstas se ensanchan para formar uvalas grandes, y las áreas separadas de la caliza original de la tierra alta han comenzado a sobresalir como "hums". La senectud está marcada por el retorno al desagüe superficial, quedando solamente unos pocos "hums" aislados como remanentes del terreno original de caliza.

Cvijic publicó por primera vez un resumen de su concepto del ciclo cárstico en 1919, en un trabajo intitulado "Hydrographie souterraine et evolution morphogique du Karst". En esencia, las mismas ideas fueron las expresadas en los Estados Unidos de América por Beede, en una publicación del año 1911, pero debido a la poca difusión de la revista en la cual apareció, sus ideas pasaron inadvertidas para la mayoría de los geólogos. Beede dividió al ciclo cárstico en tres estados convencionales: juventud, madurez y senectud, con preferencia a los cuatro propuestos con Cvijic. La juventud está caracterizada por los comienzos de la desviación del desagüe superficial hacia cauces subterráneos, con dolinas como formas de relieve características de este estado. En la madurez, hay un máximo de sumideros y de desagüe subterráneo, persistiendo solamente los ríos principales encajonados como ríos superficiales; los arroyuelos que se insumen, pozos cársticos, valles ciegos, depresiones compuestas y dolinas por millares tipifican este estado. La senectud se inaugura con el comienzo del retorno al desagüe superficial; las ventanas cársticas, los túneles cársticos, los puentes naturales y los "hums" son los caracteres más diagnósticos.

Se debería reconocer que, de la misma manera que una región sometida a la disección por la erosión fluvial puede mostrar las características de la juventud en una sección, de la madurez en otra y de la senectud todavía en otra, así también en una región cárstica pueden estar presentes los diversos estados del ciclo cárstico. En una región, estos estados avanzan progresivamente, acompañando y siguiendo el encajonamiento de las principales líneas de desagüe a través del terreno, de manera muy parecida a lo que ocurre en un ciclo fluvial. Las áreas alejadas de los ríos encajonados, probablemente estén menos avanzadas en el ciclo que las adyacentes a ellos.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

BEEDE (J. W.): *The cycle of subterranean drainage as illustrated in the Bloomington, Indiana, quadrangle.* Proc. Indiana Acad. Sci., t. *20*, págs. 81-111, 1911.

BENNETT (H. H.): *Some geographic aspects of Cuban soils.* Geog. Rev., t. *18*, págs. 62-82, 1928.

BRETZ (J. H.): *Caves in the Galena formation.* J. Geol., t. *46*, págs. 828-841, 1938.

— *Vadose and phreatic features of limestone caverns.* J. Geol., t. *50*, págs. 675-811, 1942.

— *Carlsbad Caverns and other caves of the Guadalupe block, New Mexico.* J. Geol., t. *57*, págs. 447-463, 1949.

— *Genetic relations of caves to peneplains and big springs in the Ozarks.* Am. J. Sci., t. *251*, págs. 1-24, 1953.

CVIJIC (Jovan): *Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst.* Rec. trav. insts. géog. alpine (Grenoble), t. *6*, 4, 56 págs. 1918.

— *The evolution of lapiés.* Geog. Rev., t. *14*, págs. 26-49, 1924.

COTTON (C. A.): *Landscape*, 2ª edición, págs. 445-493. John Wiley and Sons, Nueva York, 1948.

DAVIS (W. M.): *Origin of limestone caverns.* Geol. Soc. Am., Bull. *41*, págs. 475-628, 1930.

GARDNER (J. H.): *Origin and development of limestone caverns.* Geol. Soc. Am., Bull. *46*, págs. 1255-1274, 1935.

GILMER (F. W.): *On the Geological formation of the Natural Bridge of Virginia.* Amer. Phil. Soc., Trans. t. *1*, págs. 187-192, 1818.

GRUND (A.): *Die karsthydrographie: Studien aus Westbosnien.* Penck's Geog. Abhandl., t. 7, págs. 103-200, 1903.

HORBERG (Leland): *Geomorphic history of the Carlsbad Caverns area, New Mexico.* J. Geol., t. *57*, págs. 464-476, 1949.

HUBBARD (Bela): *The geology of the Lares district, Puerto Rico.* N. Y. Acad. Sci., Survey of Puerto Rico and Virgin Islands, t. *2*, Pt. 1, págs. 83-93, 1933.

MALOTT (C. A.): *Lost River at Wesley Chapel Gulf, Orange County, Indiana.* Proc. Indiana Acad. Sci., t. *41*, págs. 285-316, 1932.

— *Invasion theory of cavern development.* Proc. Geol. Soc. Am., para 1937, pág. 323, 1937.

— *Karst valleys.* Geol. Soc. Am., Bull. *50*, pág. 1984, 1939.

— *Significant features of the Indiana karst.* Proc. Indiana Acad. Sci., t. *54*, págs. 8-24, 1945.

— *The swallow-holes of Lost River, Orange County, Indiana.* Proc. Indiana Acad. Sci., t. *61*, págs. 187-231, 1952.

— y SHROCK (R. R.): *Origin and development of Natural Bridge, Virginia.* Am. J. Sci., t. *219*, págs. 257-273, 1930.

MATSON (G. C.): *Water resources of the Bluegrass region, Kentucky.* U. S. Geol. Survey, W. S. P., *233*, págs. 42-44, 1909.

MEYERHOFF (H. A.): *The texture of karst topography in Cuba and Puerto Rico.* J. Geomorph., t. *1*, págs. 279-295, 1938.

MONEYMAKER (B. C.): *Subriver solution cavities in the Tennessee Valley.* J. Geol., t. *49*, págs. 74-86, 1941.

PALMER (H. S.): *Lapiés in Hawaiian basalts.* Geog. Rev., t. *17*, págs. 627-631, 1927.

SANDERS (E. W.): *The cycle of erosion in a karst region (after Cvijió).* Geog. Rev., t. *11*, págs. 593-604, 1921.

SMITH (J. F., Jr.) y ALBRITTON (C. C., Jr.): *Solution effects on limestone as a function of slope.* Geol. Soc. Am., Bull. *52*, págs. 61-78, 1941.

SWEETING (M. M.): *Erosion cycles and limestone caverns in the Ingleborough district.* Geog. J., t. *115*, págs. 63-78, 1950.

SWINNERTON (A. C.): *Changes of baselevel indicated by caves in Kentucky and Bermuda.* Geol. Soc. Am., Bull. *40*, pág. 194, 1929.
— *Origin of limestone caverns.* Geol. Soc. Am., Bull. *43*, págs. 663-694, 1932.
THORP (James): *The asymmetry of the "Pepino Hills" of Puerto Rico in relation to the trade winds.* J. Geol., t. *42*, págs. 537-545, 1934.
WALCOTT (C. D.): *The natural bridge of Virginia.* Nat. Geog. Mag., t. *5*, págs. 59-62, 1893.
WOODWARD (H. P.): *Natural Bridge and Natural Tunnel, Virginia.* J. Geol., t. *44*, págs. 604-616, 1936.
WRAY (D. A.): *The karstlands of western Jugoslavia.* Geol. Mag., t. *59*, págs. 392-408, 1922.
WRIGHT (F. J.): *The Natural Bridge of Virginia.* Virginia Geol. Survey, Bull. *46*-G, págs. 53-78, 1936.

REFERENCIAS ADICIONALES

BECKMAN (H. C.) y HINCHEY (N. S.): *The large springs of Missouri.* Missouri Geol. Survey and Water Res., Bull. *29*, 2ª serie, 141 págs., 1944.
DICKEN (S. N.): *Kentucky karst landscapes.* J. Geol., t. *43*, págs. 708-728, 1935.
FRYE (J. C.) y SCHOFF (S. L.): *Deep-seated solution in the Meade Basin and vicinity, Kansas and Oklahoma.* Am. Geophys. Union, Trans. para 1942, págs. 35-39, 1942.
HUBBERT (M. K.): *Theory of groundwater motion.* J. Geol., t. *40*, págs. 785-944, 1940.
JORDAN (R. H.): *An interpretation of Floridian karst.* J. Geol., t. *58*, págs. 261-268, 1950.
LOBECK (A. K.): *The geology and physiography of Mammoth Cave national park.* Kentucky Geol. Survey, Ser. 6, Panfleto 21, págs. 1-69, 1928.
MALOTT (C. A.): *Three cavern pictures.* Proc. Indiana Acad. Sci., t. *38*, págs. 201-206, 1929.
MORGAN (A. M.): *Solution-phenomena in the Pecos basin.* Am. Geophys. Union. Trans. para 1942, págs. 27-35, 1942.
THORNBURY (W. D.): *Two subterranean cut-offs in central Crawford County, Indiana.* Proc. Indiana Acad. Sci., t. *40*, págs. 237-242, 1931.

14 · *Los glaciares: tipos y características*

INTRODUCCIÓN

En los tiempos presentes, los glaciares son de importancia menor en el modelado actual de las formas del relieve, excepto en las elevadas latitudes y altitudes, pero los que existieron durante el Pleistoceno dejaron su huella sobre muchos millones de kilómetros cuadrados de la superficie terrestre. Unos 10.350.000 km² de América del Norte, alrededor de 5.200.000 km² o más de Europa, y posiblemente un área comparable pero aún poco conocida de la Siberia, estuvieron sometidos a glacialismo. Además, muchas áreas menores estuvieron cubiertas con calotas de hielo. Existieron miles de glaciares de valle [1] en las montañas donde actualmente no los hay o son muy pequeños.

Algunos de los paisajes montañosos más hermosos de los Estados Unidos de América (y de la Argentina, los lagos del sur) son en su mayor parte producto de procesos geomórficos glaciarios, como también lo son muchas formas interesantes de las tierras bajas. Los efectos de la glaciación son particularmente importantes en las secciones densamente pobladas del este central de los Estados Unidos de América y del noroeste de Europa. Además, como se sugirió en el capítulo 2, la influencia de la edad glacial del Pleistoceno excede en mucho los efectos directos de la erosión y acumulación glaciaria.

Nuestras ideas referentes a la glaciación del Pleistoceno han cambiado grandemente desde los días de Venitz, Charpentier y Agassiz (ver pág. 9).

[1] *Glaciación:* f. La alteración de la superficie sólida de la Tierra por erosión y acumulación debida al hielo glaciario (Flint, R. F., 1947).

Glacial: adj. El período, el clima, el ciclo y las condiciones en que el hielo es el agente principal.

Glaciar: m. Es la masa de hielo.

Glaciario: adj. Relativo, característico, producido y o depositado por el glaciar. Tomado de Fernández Navarro, L., 1916. *Sobre traducción española de algunos términos frecuentemente empleados en glaciología.* Bol. Real Soc. Esp. H. N. (Notas y Comunicaciones), T. *XVI*, págs. 86-94, Madrid; y de Tapia, A., 1916. *Sobre los rasgos principales de la glaciación actual, etc.* Dir. Gral. Minas, Geol. Hidrol., Pub. 7, Buenos Aires.

Glaciarismo: m. La invasión de la Tierra por el hielo *(Glossary of Geology and Related Terms.* Am. Geol. Inst., Washington, 1957.) *(N. del T.)*

Después de muchos años de vivas discusiones, parece haber acuerdo en que la época pleistocénica constó de cuatro edades glaciales separadas por períodos interglaciales de duración probablemente mucho más larga que la de las glaciaciones. La última glaciación, o tal vez más correctamente, la última que se ha producido, si es que no deseamos descartar la posibilidad de que estemos viviendo en un tiempo interglacial, ha dejado las huellas más evidentes sobre nuestra topografía, pero los efectos de las primeras todavía aparecen en muchas áreas.

TIPOS DE GLACIARES

Siguiendo a Flint (1947) podemos definir un glaciar como una masa de hielo formada principalmente por compactación y recristalización de la nieve, que yace sobre tierra enteramente o en su mayor parte y que fluye en la actualidad o ha fluido en algún tiempo. Los glaciares presentan muchas variaciones de forma y tamaño, así como diferencias de origen; como resultado, muchos nombres diferentes han sido aplicados a los tipos individuales. Ahlmann (1948) ha dado una clasificación morfológica satisfactoria de los glaciares, a saber:

A) Glaciares constituidos por mantos continuos, cuyo hielo se puede mover en todas direcciones.
1. Glaciares continentales o hielos continentales que cubren grandes áreas.
2. Calotas glaciarias, más pequeñas que los glaciares continentales.
3. Glaciares de tierras elevadas, que cubren las porciones más altas y centrales de un área montañosa.

B) Glaciares confinados a cursos más o menos definidos, que dirigen su movimiento principal. En este grupo se incluyen tanto los glaciares independientes como los desagües del hielo de los glaciares del grupo *A*.
4. Glaciares de valle o de tipo alpino.
5. Glaciares transfluentes, que más o menos llenan un sistema entero de valle.
6. Glaciares de circo, que ocupan nichos localizados en las laderas de las montañas.
7. Glaciares encajonados, que cubren un lado del valle o parte de él.
8. Lenguas glaciarias flotantes.

C) Hielo glaciario que se esparce en mantos grandes o pequeños, semejante a tortas, sobre terreno parejo al pie de las áreas sometidas a glacialismo. En esta clase ninguno es independiente, sino que todos están en comunicación con algún otro tipo de glaciar.
9. Glaciares pedemontanos formados por la fusión de las partes inferiores de 4, 5 ó 7, mencionados precedentemente.
10. Glaciares de pie, situados en la última porción de los extremos inferiores de los tipos 4, 5 ó 7, mencionados precedentemente.
11. Hielo de plataformas.

Los glaciares se pueden clasificar según el mecanismo de su movimiento en dos grupos: corrientes de hielo y calotas de hielo. Los integrantes del grupo A precedentemente mencionado son calotas de hielo, y los del grupo B son corrientes de hielo, mientras que los del grupo C incluyen los

tipos de transición. En las calotas de hielo el movimiento se produce principalmente por presiones diferenciales dentro de su masa, es radial y no depende de la topografía subyacente, aunque puede estar influido por ella. Las corrientes de hielo avanzan principalmente bajo la influencia directa de la gravedad, y su movimiento es esencialmente lineal o vectorial y está regido por la topografía subyacente.

EL MOVIMIENTO GLACIARIO

Una exposición detallada del movimiento glaciario nos llevaría más allá del campo de la geomorfología para entrar en el ámbito de la glaciología, pero debemos incluir ciertos aspectos de la materia para poder apreciar correctamente a los glaciares como agentes erosivos y de acumulación. Los glaciares se originan en los campos de nieve o nevizas por transformación de la nieve en hielo. En muchos aspectos, esta transformación es análoga a los numerosos cambios a que están sometidos los sedimentos en su transformación en rocas sedimentarias. En particular, la estratificación es especialmente evidente en los estados intermedios entre la nieve granular de un campo de nieve y el hielo compacto de un glaciar. Este estado intermedio suele denominarse *geloide* [1, 2]. La compactación provoca un aumento de la densidad, principalmente por expulsión del aire. La nieve recién caída tiene una densidad que varía entre 0,06 y 0,16, mientras que la del geloide varía entre 0,72 y 0,84. El bandeamiento, por lo general visible en el geloide, es el resultado de las sucesivas nevadas. El hielo de un glaciar propiamente dicho tiene más densidad que el geloide, siendo de 0,9 en comparación con 0,918, que es la del hielo derivado de agua. El aire entrampado en el hielo glaciario determina esta leve diferencia. Este aire puede estar bajo una presión de hasta 10 atmósferas, y es el causante de los efectos explosivos a menudo manifestados por los témpanos. El bandeamiento también aparece en el hielo glaciario, pero por lo general no se trata de las líneas de estratificación originales que indican las nevadas sucesivas.

La transformación de la neviza en geloide y en hielo glaciario es el resultado de varios procesos, de los cuales no todos se conocen completamente. Entre ellos se cuentan la sublimación, la recristalización con el crecimiento de cristales grandes a expensas de los más pequeños, la fusión, la reconge-lación bajo presión (regelación) y la compactación bajo presión. Para que estos cambios tengan lugar parece ser necesario un determinado espesor mínimo de neviza. Se calcula que éste debe medir entre 30 y 45 m. La imposibilidad de lograr este espesor crítico, cualquiera que él sea, explica

[1] Ventisquero: Área de alimentación de un glaciar. *(N. del T.)*

[2] Para muchos autores (Wright, W. B., 1937; Flint, R. F. 1947; *Glossary of Geology and Related Terms.* Am. Geol. Inst., Washington, 1957), *névé* (neviza) y *firn* (geloide) son sinónimos, pero para Thornbury hay una leve diferencia como se desprende del texto. Se adopta geloide (firn) propuesto por Soler (en Tapia, A., *(op. cit.). (N. del T.)*

por qué algunos campos de nieve jamás desarrollan glaciares. Donde las condiciones topográficas y de exposición permiten la acumulación del mínimo espesor de nieve necesario, los glaciares se pueden formar aun por debajo de la línea de las nieves. En las montañas del oeste de los Estados Unidos de América y en Noruega, hay circos glaciarios desde 300 hasta 450 m por debajo de dicha línea de las nieves.

Durante los últimos cien años ha habido dos escuelas de pensamiento



FIG. 14.1. *Lugar de nacimiento de glaciares: el Oberland bernés, entre Meiringen y Wassen, en Suiza. (Fotografía de la Oficina de Turismo de Suiza.)*

en lo referente a la naturaleza del movimiento glaciario. Un grupo, incluyendo a hombres de ciencia tales como Hugi, Forbes y Agassiz, se aferró al concepto del flujo por cesión plástica continua. De acuerdo con este concepto, un glaciar es un "fleuve de glace" (río de hielo), como lo denominó el obispo Rendu, que presenta el flujo característico de un líquido altamente viscoso. Los proponentes de la teoría de la viscosidad encontraron apoyo para sus pretensiones en las numerosas mediciones que se efectuaron en los glaciares alpinos, que indicaban velocidades diferenciales dentro de un glaciar de valle, esencialmente similares a las de un río, salvo ser más lentos. Experimentos de laboratorio demostrativos de que el hielo triturado sometido a cámaras de presión podía fluir a través de un orificio, parecieron comprobar esta teoría.

Otro grupo, que incluía a Tyndall, T. C. Chamberlin, y R. T. Cham-

berlin, creía que los responsables principales del movimiento glaciario son la fractura y el cizallamiento acompañados por regelación. Las grietas del hielo fueron citadas como demostración de su rigidez y fragilidad. Se pensaba que el movimiento se produce por partículas individuales, en tanto que el glaciar como un todo conserva los caracteres de una masa sólida y rígida. Los proponentes de esta teoría adujeron la presencia de planos de cizallamiento, sobrecorrimientos, y "bandas azules", que son comunes en las partes inferiores de los glaciares, y que fueron interpretados como planos



FIG. 14.2. *El glaciar Aletsch, con una longitud de 24 km, en Suiza. (Fotografía de la Oficina de Turismo de Suiza.)*

de deslizamiento, aportando más pruebas en favor de la corriente por fractura y por cizallamiento.

Aunque "el enigma del movimiento glaciario" de ningún modo está dilucidado, vamos aproximándonos a su comprensión. Ha venido haciéndose cada vez más evidente que ninguna de las dos teorías pueden explicar adecuadamente el movimiento glaciario, porque existen pruebas de los dos tipos de movimiento. Demorest (1942 y 1943) expuso que había comprobado cuatro tipos de flujo, a los cuales denominó flujo de gravedad, flujo de extrusión, flujo de gravedad obstruido y flujo de extrusión obstruido. Al flujo de gravedad y al flujo de gravedad obstruido los consideró como característicos de los ríos de hielo, y al flujo de extrusión y al flujo de extrusión obstruido, como propios de las calotas de hielo.

Si el gradiente del piso del valle en que asienta una avenida de hielo es

suficiente para que el glaciar venza su resistencia friccional, aunque insuficiente para producir un salto o cascada de hielo, el glaciar de valle se mueve en forma muy parecida a un río de agua, con una línea de velocidad máxima en la superficie o cerca de ella. Este tipo de movimiento fue denominado por Demorest *flujo de gravedad*. Dondequiera que un glaciar vea su avance retardado por algún obstáculo, tal como hielo estancado o de movimiento muy lento o una obstrucción topográfica, tiende a sobrepasar dicha masa estancada o de movimiento lento. Esto lo logrará principalmente por cizallamiento. Se desarrollan planos de cizallamiento que en general se encorvan hacia arriba y afuera. Este tipo de flujo fue denominado por Demorest *flujo de gravedad obstruido*, y pensó que debería ser particularmente característico de las porciones inferiores de los glaciarios de valle o corrientes de

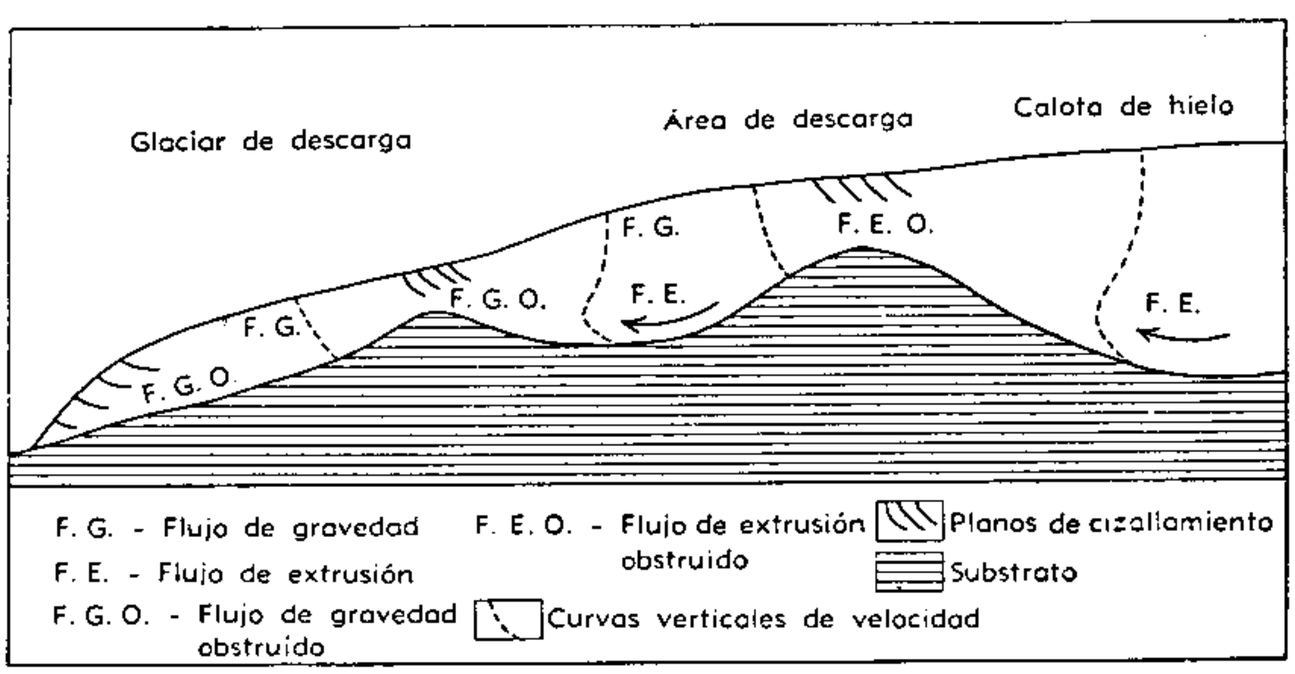


FIG. 14.3. *Diagrama esquemático de los distintos tipos de movimiento glaciario.*

hielo. Las bandas azules, tan remarcadas por R. T. Chamberlin (1928 y 1936), son prueba de este tipo de flujo. Ellas representan zonas estrechas de movimiento localizado y son el resultado de la recristalización del hielo subsiguiente al cizallamiento. Los planos de falla y los pliegues moderados en el hielo glaciario, comprueban más este tipo de flujo. Aunque los planos de cizallamiento y de falla son más comunes en la zona terminal del glaciar, se pueden encontrar en otras partes. Se forman especialmente donde la pendiente de un valle decrece hacia abajo, porque allí el movimiento del glaciar puede retardarse hasta convertirse en flujo de gravedad obstruido.

Demorest (1938), fundado en un estudio de una parte del lecho abandonado del glaciar Clements, en el parque nacional Glaciar (en los Estados Unidos de América), encontró lo que él creyó ser prueba de la existencia de otro tipo de flujo en las lenguas de hielo, al cual denominó *flujo de extrusión*. Éste tiene lugar donde el substrato es ahondado y el espesor del hielo es mayor que el general. Este tipo de movimiento es producido por

presiones diferenciales dentro de la masa de hielo y actúa en parte como flujo plástico en la posición basal del hielo. La velocidad máxima parece



FIG. 14.4. *Glaciares de descarga de la calota de hielo sobre Groenlandia, que se extienden hacia un fiordo. (Fotografía de la Fuerza Aérea.)*

estar cerca de la base del glaciar más bien que cerca de su parte superior, como ocurre en el caso del flujo de gravedad simple.

El conocimiento exacto de la mecánica del movimiento de las calotas de hielo es todavía algo conjetural, debido a la dificultad para realizar observaciones directas, excepto sobre un espesor muy limitado de hielo;

pero parece probable que el flujo de extrusión sea de importancia primordial en su movimiento. Aunque en última instancia todo el movimiento glaciario depende de la gravedad, podemos pensar que el de las calotas de hielo es provocado directamente por diferencias de presión debidas al espesor variable del hielo. Las pendientes o gradientes de la superficie del hielo determinan las direcciones y las velocidades del movimiento de una calota de hielo, más que la configuración de la topografía sobre la cual descansa. Una calota de hielo se puede mover cuesta arriba con respecto a la topografía subyacente, con tal que la pendiente de la superficie del hielo se incline en esa dirección. Está comprobado que ocurre así por los numerosos rodados glaciarios que se han recogido a decenas y centenares de metros más arriba de sus lugares de origen. Es probable que en las calotas de hielo el movimiento sea mayor en sus porciones basales o cerca de ellas y es radial, esto es, se extiende hacia las zonas marginales de las áreas de mayor altitud superficial, o sea hacia el borde del hielo que es más delgado. La topografía sobre la que descansa una calota de hielo puede determinar localmente su movimiento y contribuir a acelerarlo y acrecentar la erosión en los lugares donde los ejes de los valles o cuencas, debajo del hielo, coinciden en dirección con los gradientes superficiales de dicha calota. Esto ayuda a explicar por qué algunas áreas han sido muy erosionadas y otras no. La mayor erosión por lo general se observa donde la topografía subglaciaria ha favorecido, más que retardado, el movimiento del hielo.

De la misma manera que puede haber un flujo de gravedad obstruido en las lenguas de hielo donde los obstáculos topográficos o las masas de hielo de movimiento lento o estancadas han retardado el flujo de gravedad, también puede haber, bajo condiciones similares, *flujo de extrusión obstruido* en las calotas de hielo. Éstas pueden dar lugar a masas de hielo que se mueven primariamente por flujo de gravedad. Esto está bien ilustrado en los glaciares de descarga que se desprenden de la calota de Groenlandia. En esta calota, el movimiento quizá se produce principalmente por flujo de extrusión pero, donde el hielo choca contra el borde de la montaña que lo circunda, es de esperar el flujo de extrusión obstruido. El hielo que se mueve desde una cuenca central hacia afuera y cuesta abajo en los valles montañosos, se transforma en lenguas de hielo que avanzan por flujo de gravedad o flujo de gravedad obstruido.

EL RÉGIMEN DE LOS GLACIARES

El *régimen* de un glaciar se refiere a sus variaciones en la alimentación, en el movimiento y en el derretimiento. Los cambios en el régimen de un glaciar determinan si está en una etapa de avance, de retroceso o de estancamiento.

La alimentación de los glaciares. La alimentación de los glaciares, tal vez con la excepción de los glaciares de descarga, depende de condiciones

meteorológicas bien conocidas. Los glaciares se forman en áreas montañosas y están alimentados por nevadas orográficas. La nieve que cae directamente sobre la superficie de un glaciar representa sólo una parte de la que lo alimenta. Los campos de nieve y los glaciares son también alimentados por aludes de nieve desde los circos y las paredes de los valles circundantes, y el viento puede desplazar nieve hacia una cuenca glaciaria desde áreas de tierras altas circundantes, o también puede desplazarla por encima de las divisorias hacia los valles a sotavento, circunstancia que se comprueba por el hecho de que los glaciares a veces son más gruesos en el lado de sotavento de una cadena montañosa que a barlovento.

Si una cadena de montañas es excepcionalmente alta, la nevada más copiosa puede producirse considerablemente por debajo de su cresta; en tal caso, los glaciares bien pueden tener sus cabeceras más abajo de las cumbres de las montañas. La configuración topográfica local y la exposición al sol, determinan en gran parte que los campos de nieve logren el espesor requerido para formar glaciares. Los valles profundos, resguardados del sol particularmente durante el mediodía y primeras horas de la tarde, son los que reúnen mejores condiciones para acumular nieve en cantidad suficiente como para formar glaciares. Lewis (1938) ha indicado que el rumbo más frecuente de los glaciares está entre el nordeste y el estenordeste en el hemisferio norte.

Hay diferencias de opinión en lo referente a la forma en que los glaciares son alimentados. Hobbs (1943), impresionado por la existencia de vientos fuertes que soplaban hacia afuera sobre las calotas de hielo de Groenlandia y la Antártida, desarrolló la idea de un anticiclón glacial como el mecanismo principal por medio del cual las calotas de hielo son alimentadas. Según él, los vientos que soplan hacia afuera desde las calotas de hielo se originan en el aire descendente de las áreas permanentes de alta presión que existen sobre las grandes calotas de hielo. En lo alto, presumiblemente el aire se mueva hacia adentro para reemplazar al aire descendente. El vapor de agua se condensa a medida que el aire asciende para formar cirrus altos, compuestos por pequeñas partículas de hielo. Al descender, estas partículas son vaporizadas como resultado del calentamiento adiabático, pero al tomar contacto con la superficie fría del hielo, se produce la condensación en forma de escarcha y helada blanca. Probablemente sea esta condensación la que alimenta al glaciar. De acuerdo con Hobbs, la parte central de una calota de hielo es esencialmente inmóvil, y el movimiento queda restringido principalmente a su periferia. El hielo que se mueve hacia afuera es reemplazado por la nieve que las frecuentes ventiscas [1] acarrean desde el centro.

La mayoría de los investigadores de glaciares probablemente miren con escepticismo esta teoría. Se destacan demasiado las supuestas áreas perma-

[1] Tormentas de nieve con mucho viento; algo más riguroso que el viento blanco de la Cordillera. Traducción de *blizzard. (N. del T.)*

nentes de alta presión sobre Groenlandia y Antártida. La presión media es alta, no se puede negar, pero hasta cierto punto las áreas de alta presión son "altas estadísticas". Matthes (1946, 1950) ha indicado que numerosas expediciones a Groenlandia han observado que los ciclones en movimiento no penetran en su interior y provocan nevadas. Los períodos de calma que Hobbs destacó tanto, únicamente son característicos de los intervalos entre estas tormentas. Matthes, además, demostró que los vientos que soplan radialmente hacia afuera y que Hobbs tomó como testimonio de la existencia de un anticiclón permanente sobre el interior de la calota de hielo de Groenlandia, en realidad son vientos catabáticos o aire frío que se escurre hacia abajo por influencia de la gravedad, más bien que vientos generales radiales hacia afuera de un sistema de alta presión.

Además parece improbable que la cantidad de condensación resultante del enfriamiento de contacto pudiera alcanzar para mantener glaciares de tamaño tal como los de Groenlandia y Antártida. La precipitación no proviene del aire descendente sino del aire ascendente. El enfriamiento por contacto puede tener lugar en el aire descendente, pero la cantidad de vapor de agua que se condensa de esta manera nunca es suficientemente grande. Parece más lógico que los bordes de las masas de aire frío sobre las dos calotas de hielo actúan esencialmente como frentes polares que fuerzan a las masas de aire marino a elevarse sobre ellas y provocar precipitación ciclónica. La precipitación producida de esta manera puede ser suficiente para alimentar un manto grande de hielo.

Merma de los glaciares. Los glaciares merman principalmente por derretimiento y evaporación. La merma por estos medios se denomina *ablación*. Los glaciares que emiten lenguas de hielo en cuerpos de agua pueden mermar por fusión o calva del hielo en el agua.

Como Ahlmann (1948) y Sharp (1951) han destacado, un glaciar puede tener saldo positivo o negativo, según que la alimentación exceda o sea menor que la fusión. Ahlmann clasificó a los glaciares sobre la base de su dinámica como activos, inactivos o pasivos y muertos. A cuál de estas clases pertenece un determinado glaciar, depende principalmente de si su régimen ha sido por muchos años positivo, negativo o cabalmente equilibrado. Las consecuencias de un régimen positivo prolongado serán un glaciar activo con un frente en avance; un régimen negativo largo ocasionará el adelgazamiento del hielo, el movimiento de menos hielo hacia el área de ablación, y eventualmente un frente en retroceso. Un régimen negativo, sin embargo, no se refleja necesariamente en el retroceso frontal inmediato, porque la ablación puede ser equilibrada durante un tiempo por el hielo transportado desde el área de acumulación. Un glaciar puede permanecer activo por un tiempo, aunque esté sometido a un retroceso frontal. La persistencia de un régimen negativo conduce finalmente a un glaciar inactivo y eventualmente a un glaciar muerto. Aun el hielo muerto puede no quedar completamente

estancado, pero su posible movimiento es en un todo consecuencia de las pendientes topográficas más bien que de un régimen positivo. A veces, el hielo muerto puede estar junto a la margen de un glaciar que, por su parte, se halla en actividad.

El retroceso de un frente de hielo suele denominarse *merma retrocedente*. Como ha hecho notar Johnson (1941), este término puede conducir a la errónea idea de que la ablación solamente tiene lugar en el frente del hielo. El adelgazamiento glaciario o *merma vertical* probablemente sea más importante en todo tiempo, para producir un retroceso del frente de hielo, que la merma retrocedente. Por cierto que la ablación no está limitada a la parte terminal de un glaciar, sino que se extiende sobre toda su longitud, aunque puede ser considerablemente mayor en su porción inferior. Los estudios efectuados en el glaciar Nisqually, en el monte Rainier, revelaron un retroceso anual medio de su frente de 21 m y un adelgazamiento de 1,8 m. El glaciar Hintereisferner, en los Alpes, retrocedió 306,60 m en 24 años y adelgazó 104 m en el mismo tiempo. En ambos casos se perdió más hielo por merma vertical que por merma retrocedente. El adelgazamiento de un glaciar puede a veces conducir al estancamiento o ausencia de movimiento hacia adelante. Es dudoso que esto pueda ocurrirle a un glaciar de montaña, pero comúnmente sucede con los glaciares pedemontanos y con las calotas de hielo. Por cierto, el mero mantenimiento fijo de un frente de hielo no es ninguna prueba en contra del estancamiento. El estancamiento verdadero probablemente requiera desprendimiento de una masa de hielo del cuerpo principal en movimiento activo. En la actualidad, la mayoría de los glaciares están en retroceso. En los Estados Unidos de América las observaciones no abarcan un período suficientemente largo como para indicar con precisión cuándo comenzó el retroceso, pero en los Alpes, donde las observaciones cubren un período mucho más extenso, el retroceso se inició en la última década del siglo diecinueve y ha continuado intermitentemente hasta el presente. Han ocurrido oscilaciones menores durante las cuales los glaciares han avanzado transitoriamente, pero la tendencia general ha sido hacia el retroceso. Sin embargo, algunos individualmente pueden alejarse de la tendencia general debido a la influencia de condiciones locales. Existen circunstancias que inducen a pensar que el retroceso presente puede representar un episodio transitorio que con el tiempo será sucedido por un período de expansión. Se conocen períodos similares de retroceso y de avance dentro del tiempo histórico (Matthes, 1942). Los glaciares de los Alpes, durante la Edad Media se extendían mucho menos que ahora. Aun es dudoso que los actuales glaciares del oeste de los Estados Unidos de América sean los descendientes, en línea directa, de los glaciares del Pleistoceno. Hay abundantes indicios de que unos 4.000 a 6.000 años atrás hubo un período de clima más benigno durante el cual la mayoría de los glaciares de las latitudes medias desaparecieron. Éste ha sido denominado, no muy adecuadamente, el Óptimo Climático. Ahora

se lo denomina más comúnmente el máximo termal o la fase megatermal.

Los glaciares de hoy en día se formaron a raíz de un desplazamiento hacia climas más frescos, como resultado de lo que ha sido denominado por Matthes "pequeña edad de hielo". Las causas de estos cambios en los regímenes de los glaciares son muy poco conocidas. Es natural asociarlas con cambios climáticos, pero los intentos de correlacionarlas con los ciclos sugeridos, como el ciclo Brückner de 35 años y el ciclo de las manchas solares de 11 años, han fracasado hasta ahora, o al menos no han sido convincentes.

LA EFECTIVIDAD DE LA EROSIÓN GLACIARIA

Los procesos particulares por los cuales los glaciares erosionan fueron tratados en el capítulo 3. Nuestro propósito es presentar aquí dos ideas opuestas que se han desarrollado con respecto a la capacidad de los glaciares de modificar por erosión el paisaje sobre el cual se mueven. Durante la última parte del siglo diecinueve y las primeras décadas de este siglo, existía una decidida diferencia de opinión sobre la efectividad de los glaciares como agentes erosivos. La mayoría de los investigadores de las formas glaciarias del relieve fueron impresionados por la magnitud de la erosión que aparentemente los glaciares habían llevado a cabo, pero un pequeño grupo que con el tiempo se denominó los proteccionistas glaciarios adoptaron un punto de vista opuesto. Se sostenía que los glaciares no son agentes erosivos de tanta efectividad como los ríos y que, en realidad, son más bien protectores del terreno sobre el que descansan, al impedir una modelación más rápida por la erosión fluvial y por la meteorización.

Aun los que consideraban a los glaciares como agentes erosivos extremadamente efectivos reconocían que había zonas donde podía predominar la erosión o la acumulación. Las áreas que han estado cubiertas por un manto de hielo comúnmente muestran tres zonas bastante distintas: 1) un área central protegida donde tanto la erosión como la acumulación han sido relativamente leves: 2) una zona intermedia donde la limadura glaciaria es pronunciada; y 3) un área periférica en la cual los caracteres de acumulación son prominentes. Las abundantes superficies estriadas, pulidas y acanaladas son pruebas de una erosión efectiva. Smith (1948) ha descripto surcos gigantes en el valle del MacKenzie, que alcanzan a tener una profundidad de 30 m y un largo superior al kilómetro y medio. La carencia o escasez de suelos residuales sobre la mayor parte del área englazada ha sido empleada como un argumento para la erosión glaciaria efectiva. La composición de los depósitos glaciarios indica que ellos provienen principalmente de rocas no meteorizadas más que de rocas meteorizadas. El volumen total de los depósitos glaciarios, en la mayoría de las áreas supera en exceso al volumen de la roca meteorizada que, razonablemente, se puede presumir que haya existido en las áreas englazadas antes de la glaciación.

Un argumento positivo en favor de la erosión efectiva es la existencia de numerosas cubetas rocosas en áreas donde, de otra manera, sería difícil explicarlas, como también lo es la profundidad de muchos de los valles glaciarios.

Los que dudaron de la efectividad de la erosión glaciaria citaron en apoyo de su punto de vista que las superficies estriadas, pulidas y acanaladas

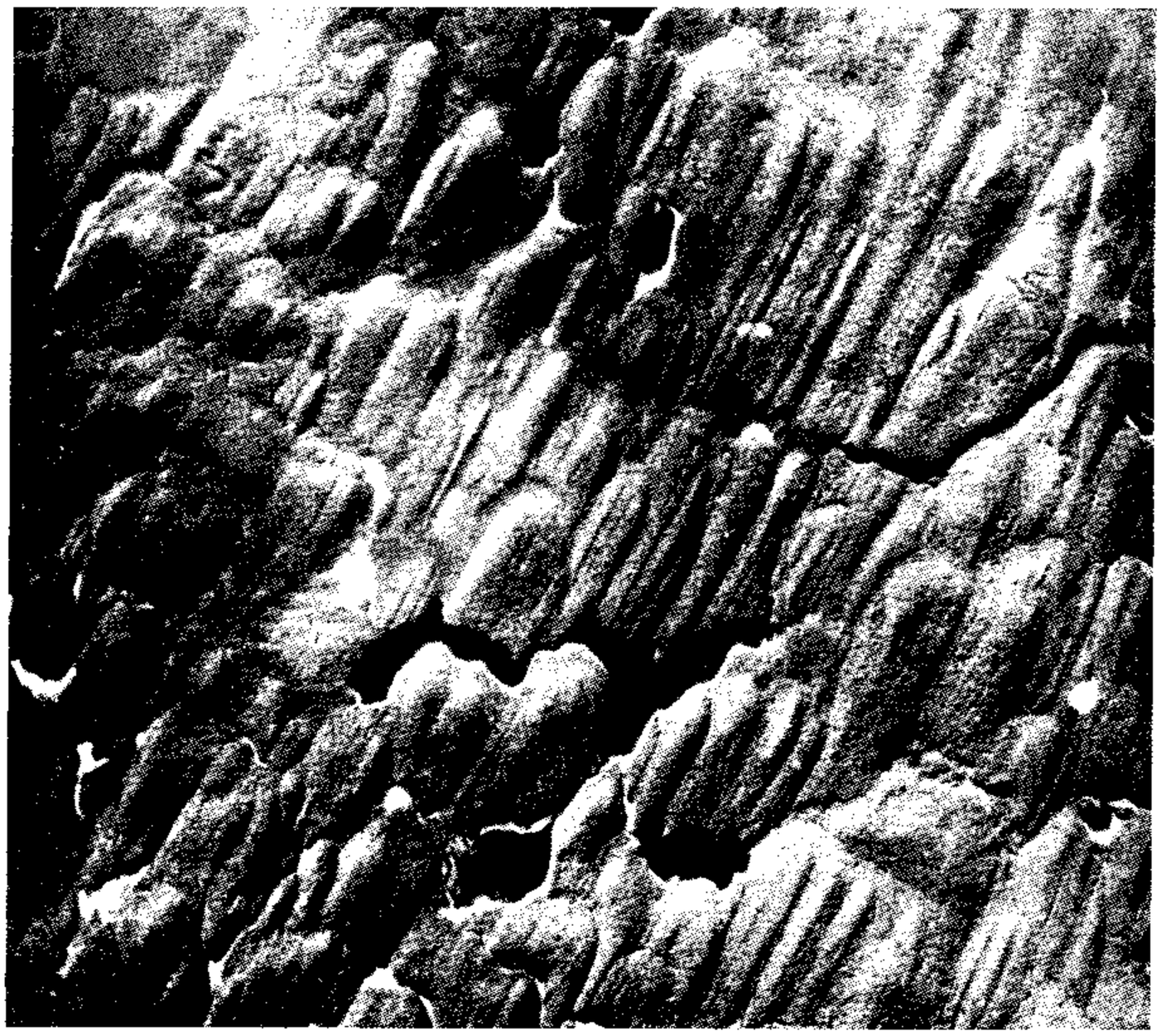


FIG. 14.5. *Fotografía vertical de una planicie glaciaria acanalada y con drumlins. (Fotografía del Servicio Geológico del Canadá.)*

en muchas áreas son escasas o faltan; que en muchos lugares la roca meteorizada preglaciaria constituye el subyacente de depósitos glaciarios suprayacentes; que en muchos lugares se encuentran depósitos glaciarios de una edad yaciendo sobre suelos antiguos desarrollados a su vez sobre materiales glaciarios más antiguos; que en el curso de los valles glaciarios muchos de los caracteres atribuidos a la erosión glaciaria había sido obra de ríos anteriores a la glaciación y que la erosión glaciaria sólo los ha modificado levemente.

La mayoría de estos argumentos se pueden citar igualmente como pruebas de erosión diferencial. Cuando intentamos visualizar el movimiento del

hielo dentro y por debajo de una calota de hielo, parecería que debiéramos esperar localización del flujo y de la erosión, determinada por variaciones de la presión del hielo e influidos y regulados por la topografía preglaciaria. Entonces no es incompatible encontrar pruebas de erosión efectiva cerca de áreas que muestren poca erosión, porque la erosión glaciaria, como otros tipos de erosión, es diferencial.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

AHLMANN (H. W.): *Glaciological research on the North Atlantic coasts.* Royal Geog. Soc., Res. ser., *1*, 80 págs. 1948.

CHAMBERLIN (R. T.): *Instrumental work on the nature of glacial motion.* J. Geol., t. *36*, págs. 1-30, 1928.

— *Glacier movement as typical rock deformation.* J. Geol., t. *44*, págs. 93-104, 1936.

DEMOREST (Max): *Ice flowage as revealed by glacial striae.* J. Geol., t. *46*, págs. 700-725, 1938.

— *Glacial thinning during deglaciation: Part I, Glacier regimens and ice movement within glaciers.* Am. J. Sci., t. *240*, págs. 31-66, 1942.

— *Ice sheets.* Geol. Soc. Am., Bull. *54*, págs. 363-400, 1943.

FLINT (R. F.): *Glacial Geology and the Pleistocene Epoch*, pág. 15. John Wiley and Sons, Nueva York, 1947.

HOBBS (W. H.): *The glacial anticyclone and the continental glaciers of North America.* Proc. Am. Phil. Soc., t. *86*, págs. 368-402, 1943.

JOHNSON (D. W.): *Normal ice retreat or downwasting?* J. Geomorph., t. *4*, págs. 85-94, 1941.

LEWIS (W. V.): *A meltwater hypothesis of cirque formation.* Geol. Mag., t. *75*, págs. 263-264, 1938.

MATTHES (F. E.): *Glaciers, Capítulo 5, en Physics of the Earth, Part IX, Hydrology.* McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1942.

— *The glacial anticyclone theory examined in the light of recent meteorological data from Greenland, Part 1.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *27*, págs. 324-341, 1946.

— *The glacial anticyclone theory examined in the light of recent meteorological data from Greenland, Part 2.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *31*, págs. 174-182, 1950.

SHARP (R. P.): *Accumulation and ablation on the Seward-Malaspina glacier system, Canada-Alaska.* Geol. Soc. Am., Bull. *62*, págs. 725-744, 1951.

SMITH (H. T. U.): *Giant grooves in northwest Canada.* Am. J. Sci., t. *246*, págs. 503-514, 1948.

REFERENCIAS ADICIONALES

AHLMANN (H. W.): *Contributions to the physics of the glaciers.* Geog. J., t. *86*, págs. 97-113, 1935.

GARWOOD (E. J.): *Features of alpine scenery due to glacial protection.* Geog. Jour., t. *36*, págs. 310-339, 1910.

GOULD (L. M.): *Glaciers of Antarctica.* Proc. Am. Phil. Soc., t. *82*, págs. 835-876, 1940.

SELIGMAN (Gerald): *The structure of a temperate glacier. Geog.* J., t. *97*, págs. 295-317, 1941.

TAYLOR (Griffith): *Physiography and glacial geology of east Antarctica.* Geog. J., t. *44*, págs. 365-382, 452-467 y 553-571, 1914.

VON ENGELN (O. D.): *Glacial geomorphology and glacier motion.* Am. J. Sci., t. *235*, págs. 426-440, 1938.

15 · *Glaciación de montaña* [1]

En la mayoría de las altas montañas del mundo las corrientes de hielo han modificado los valles tan profundamente, que sus formas son netamente distintas de las producidas por la erosión fluvial. Así como los efectos de la erosión glaciaria son muy notables, los rasgos de sus acumulaciones también son visibles y agregan un carácter distintivo al paisaje.

PRINCIPALES CARACTERES RESULTANTES DE LA EROSIÓN GLACIARIA

El circo. La forma de relieve más común en las montañas glaciadas, y probablemente la más notable, es el *circo*. Este término se aplica a cuencas parecidas a anfiteatros (el término anfiteatro no es estrictamente correcto, porque no están enteramente circundadas por paredes) que se encuentran por lo general en las cabeceras de los valles, pero que pueden no estar conectados con los mismos en sus partes distantes. La amplia distribución de los circos está atestiguada por los términos equivalentes que hay en muchos idiomas: en francés e inglés *cirque*, en alemán *kar*, en galés *cwm*, en escocés *corrie*, y los términos escandinavos *botn* y *kjedel*.

Los circos pueden mostrar diversas características, como se deduce de los numerosos términos calificativos que se les han aplicado. Se les describe variadamente como circos simples, compuestos, colgantes, tándem o de dos pisos, intersecados, y de acumulación nival. Todas estas formas están asociadas con glaciares actuales o pasados, excepto el circo de acumulación nival. Esta denominación se aplica a cuencas similares a circos que marcan los emplazamientos de bancos de nieve que jamás alcanzan a ser glaciares verdaderos. Se trata de cuencas pandas existentes en trechos planos de las tierras altas o en áreas de tundra de las regiones subpolares. Son el producto de la solifluxión y del lavaje en cavas debajo de los bancos de nieve. Carecen de las paredes empinadas que distinguen a los circos verdaderos y tampoco tienen morenas asociadas con ellos, aunque en sus partes inferiores puede haber acumulación de materiales de solifluxión confundibles con morenas. Por lo general, falta por completo el piso ahuecado, desgastado, de un circo típico.

Un circo vacío generalmente muestra tres partes distinguibles: cabecera,

[1] También se conoce como glaciación alpina. *(N. del T.)*

cuenca y umbral. La cabecera de un circo puede tener una altura de unos 600 a 900 m, y es notablemente empinada y su base está libre de escombros de talud, aun en circos vacíos. La escasez de tales escombros sugiere que los procesos ordinarios de meteorización no han desempeñado un papel importante en la formación del circo, sino que actuaba más bien algún proceso submarginal que permitió a los glaciares remover el material tan pronto como era desprendido de la cabecera. La teoría más ampliamente sostenida sobre la formación de los circos fue propuesta por Johnson (1904). Generalmente se la denomina teoría de la rimaya por la importancia que él atribuyó al trabajo de zapa o extracción en la base de la grieta, denominada *rimaya* [1], que por lo común se encuentra en la cabecera de los glaciares de valle. Johnson descendió por una rimaya abierta y quedó muy impresionado por la verificación del resquebrajamiento por congelación en la pared de la cabecera del circo.

Han surgido objeciones a la teoría de Johnson porque en los circos, las paredes de las cabeceras frecuentemente exceden en altura a cualquier profundidad de rimaya observada, y porque muchos glaciares carecen de rimayas. Bowman (1916) destacó el hecho de que muchas veces las rimayas no existen o su abertura presenta interrupciones, agregando que las paredes de las cabeceras pueden desarrollarse sin necesidad de una rimaya, por extracción y abrasión por debajo de la neviza y del hielo glaciario móvil. Más recientemente, Lewis (1938, 1940) ha presentado una modificación de la hipótesis de la rimaya, en la cual acentúa la importancia del agua de derretimiento que se introduce hacia abajo por la pared de la cabecera del circo, detrás de la neviza, y entonces se congela dentro de las rocas y las desmenuza, luego de lo cual los fragmentos sueltos son incorporados al hielo móvil. Este proceso, según él, contribuía a explicar los circos excavados profundamente, a los cuales no parece aplicable la teoría de la rimaya.

Un circo muestra generalmente un ahondamiento definido del piso que se extiende desde su cabecera hacia adelante y termina en un peldaño del substrato denominado *umbral*. En consecuencia, las cubetas de los circos comúnmente son sitios de emplazamiento de *lagos de circo* o *tarns*, como se los denomina en las islas británicas.

Vistos sobre un plano, los circos varían sus contornos desde los simples, subcirculares, hasta los compuestos, que pueden ser muy festoneados. Los circos compuestos representan una etapa más avanzada de su desarrollo y resultan del retroceso de diferentes partes de la cabecera en medida variable. Hobbs (1910a, 1910b) consideró las diferentes características de los circos principalmente como indicios de sus etapas de avance en un ciclo de glaciación de montaña. Sin duda, esto es cierto como regla general, pero las variaciones locales en la litología y en la estructura pueden también explicar, en parte, las diferencias de ancho entre unas y otras partes de los

[1] Tapia *(op. cit.)* ha propuesto la denominación *grieta circense* para reemplazar al término rimaya. *(N. del T.)*

circos. Los circos son más notables en algunas regiones que en otras, aun donde las condiciones climáticas y topográficas parecen haber sido igualmente propicias para la formación de glaciares. Las condiciones que parecen favorecer el desarrollo máximo de los circos son las siguientes: 1) distancia más bien amplia entre los valles preglaciales, lo cual permitirá el ensanchamiento cómodo de otros circos adyacentes juveniles; 2) precipitación nival suficiente como para constituir grandes campos de nieve y glaciares, pero no tan copiosa como para formar calotas de hielo; y 3) rocas bastante homogéneas que permitan la ampliación pareja del circo en cualquier dirección.

Las artesas glaciarias. Luego del circo, el rasgo topográfico más distintivo en las montañas glaciadas es la *artesa glaciaria* [1]. La mayoría de las artesas glaciarias originalmente fueron valles elaborados por los ríos, pero los glaciares por lo general los han alterado tanto, que tanto en el perfil transversal como en el perfil longitudinal se asemejan poco a los valles esculpidos por los ríos. Las características de las artesas pueden ser escasas o faltar allí donde los glaciares no fueron muy grandes o donde los valles no los alojaron durante la glaciación del Wisconsiano.

Una artesa glaciaria no comienza en la cabecera del circo sino en el borde inferior del umbral del circo. Por lo general hay un desnivel considerable desde el umbral del circo hasta el piso de la artesa, al que se ha denominado *cabecera de la artesa.* Las mismas son casi siempre mayores cuando el hielo es aportado a la artesa glaciaria por más de un circo. Son notablemente irregulares y desniveladas en su perfil longitudinal. Pocas muestran su perfil longitudinal relativamente suave, característico de los valles fluviales. El descenso del piso de la artesa tiene lugar mediante una serie de *escalones glaciarios* a los que en ocasiones se denomina *escalera glaciaria.* En general, estos escalones son más pronunciados en la parte superior que en la parte inferior de la artesa, probablemente porque el glaciar permaneció más allí. Cada escalón típicamente tiene tres partes componentes: contrahuella, mamperlán y huella. La *contrahuella* marca, aguas abajo, el extremo de cada escalón y el ascenso a él desde el escalón de abajo. El *mamperlán* es una especie de barra rocosa arriba y justamente atrás de una contrahuella. La *huella* es la superficie o piso relativamente plano de un escalón. Con frecuencia, aguas arriba tiene pendiente inversa, de lo que resulta el desarrollo de una cuenca que será el emplazamiento de un lago de cuenca o de una cadena de lagos, que, por la similitud de su disposición con las cuentas de un rosario, se denominan *lagos en rosario.*

Los escalones glaciarios presentan un problema seductor y enigmático para los geomorfólogos. Para explicarlos se han propuesto muchas teorías, pero ninguna parece ser de aceptación universal. Una teoría explicaría los

[1] En reemplazo del término artesa, Tapia *(op. cit.)* ha propuesto el de *mediacaña. (N. del T.)*

escalones como el resultado de la abrasión glaciaria diferencial en secciones estrechas y abiertas de los valles. Se arguye que donde la artesa es angosta, el espesor del glaciar aumentará, se intensificará la abrasión glaciaria y se profundizará más la artesa que en los lugares más amplios. Esta teoría puede ser aplicable a algunos escalones, pero difícilmente se podrá aplicar a todos, porque no todas las contrahuellas están asociadas con estrechuras de las artesas glaciarias.



FIG. 15.1. *Una artesa glaciaria en el distrito del río Bridge, Columbia Británica. (Fotografía del Servicio Geológico del Canadá.)*

Los escalones también han sido arribuidos a la diversidad de dureza de la roca, suponiéndose que las contrahuellas y los mamperlanes asociados indican "barras" de roca dura a través de una artesa glaciaria. Se pueden encontrar ejemplos donde parece que la litología determina la ubicación de los escalones, pero también se da el caso de que los escalones son numerosos en artesas elaboradas en rocas aparentemente homogéneas. Se ha sugerido que los escalones representan irregularidades preglaciales o resaltos de pendiente. Un punto de vista sostiene que los resaltos de pendiente resultaron de una roca más resistente y que la abrasión glaciaria o exaración simplemente los acentuó mientras mantenían una posición fija. Otro punto de vista es que la irregularidad del piso de un valle preglacial es suficiente para ocasionar el agrietamiento del hielo con el consiguiente trabajo de zapa en la base rocosa de las grietas, muy parecido a lo que Johnson sostiene para explicar el retroceso de la cabecera del circo. Las contrahuellas que se han desarrollado de esta manera no serían fijas, sino que migrarían aguas arriba por

la artesa, llegando tal vez a desaparecer si el glaciar perdurase suficiente tiempo. Matthes (1930) atribuía los escalones en el valle de Yosemite a la erosividad variable de las rocas macizas y de las diaclasadas. Las rocas muy diaclasadas o fracturadas se adaptarían más fácilmente a la extracción glaciaria y, por consiguiente, se erosionarían más rápidamente que las macizas. Creía que la erosión glaciaria ocurría principalmente por extracción, y sólo en pequeña proporción por abrasión. Como se creía que la ubicación de los escalones estaba relacionada con la estructura variable de la roca, Matthes pensó que una vez que las contrahuellas eran comenzadas, permanecerían más o menos fijas en su lugar. Los escalones también han sido atribuidos a los efectos de glaciares afluentes. El aumento en el volumen y en el peso del hielo por debajo de la unión de un glaciar afluente, presumiblemente produciría un aumento de la erosión y de la profundidad de la artesa en el punto de unión. Difícilmente puede negarse la lógica de esto pues, en la realidad, se pueden encontrar casos que sugieren este origen, aunque no todos los escalones están situados en esa forma; de la divergencia de opiniones en lo tocante a su origen se infiere que los escalones glaciarios pueden tener diversos orígenes. Aunque haya diferencias de opinión en lo referente a su origen, hay acuerdo general en que se trata de caracteres existentes a lo largo de las artesas glaciarias.

El perfil transversal de una artesa glaciaria es generalmente muy diferente del que corresponde a un valle de montaña no glaciado. Por lo común se describe tal diferencia como la distinción entre un valle en U y un valle en V. Esta comparación no es muy apropiada, porque no todas las artesas glaciarias tienen forma de U y no todos los valles fluviales de montaña se presentan con la forma de V. Probablemente la mejor descripción del perfil transversal de la artesa glaciaria es que se asemeja a una curva catenaria, como lo propuso Davis (1916). Con un trozo de hilo o cuerda sostenido por sus extremos, es posible reproducir la mayoría de los perfiles de las artesas glaciarias variando la distancia a la que se mantiene separados aquéllos. Si los extremos del hilo se mantuvieran próximos, se produciría un perfil transversal muy hondo y empinado, tal como el del valle de Yosemite. Si los extremos del hilo se mantuvieran más separados, resultarían perfiles menos profundos, más abiertos. Las diferencias en los perfiles transversales pueden estar relacionadas con factores tales como el aumento en la potencia del glaciar, la litología y la estructura de las rocas en las cuales la artesa ha sido exarada y la cantidad de veces que el valle fue glaciado.

Algunas porciones de las artesas glaciarias pueden mostrar pisos notablemente planos. Por lo común, estas secciones de piso plano resultan de la acumulación subsiguiente al desarrollo de la artesa más bien que de una erosión glaciaria uniforme. Pueden representar pisos agradados, posglaciales, aluviales, o materiales de cono de transición depositados paralelamente al retroceso glaciario, o llanuras lacustres producidas por rellenamiento de lagos.

Los valles colgantes. En contraste con los valles fluviales, cuyos valles afluentes por lo general se les unen concordando, las artesas glaciarias muy frecuentemente tienen valles afluentes que enlazan con la artesa principal sin concordancia, carácter que puede ser considerado normal. En un tiempo, los valles colgantes eran considerados casi prueba *prima facie* de la evidencia de glaciación. Actualmente sabemos que los valles colgantes se pueden producir de varias maneras. Pueden caracterizar los valles fluviales, particularmente si los ríos tributarios son transitorios y mucho más pequeños



FIG. 15.2. *Los saltos Staubbach al caer de un valle colgante al valle Lauterbrunnen, en el Oberland bernés, Suiza. (Fotografía de la Oficina de Turismo de Suiza.)*

que el río principal. La inclinación de una región puede aumentar el gradiente y acelerar la excavación de un valle principal sin un efecto correspondiente en sus valles afluentes, como Matthes (1930) ha indicado para el área de la sierra Nevada. El fallamiento también puede producir valles colgantes. Por lo general, no es difícil distinguir valles colgantes de origen no glaciario de los ocasionados por la glaciación, porque los primeros no están asociados con artesas glaciarias. No todos los empalmes de artesas son discordantes. Los glaciares de valles tributarios, cuyo tamaño sea casi igual, pueden juntarse en concordancia.

Las "arête" o crestas dentadas. A medida que los circos se agrandan por el proceso del trabajo de zapa mencionado anteriormente, los terrenos altos preglaciales han ido destruyéndose por el retroceso de las cabeceras.

Es dudoso que esto signifique una progresión cíclica, como pretendía Hobbs (1910a, 1910b). Ciertamente las tierras altas preglaciales presentan grados variables de destrucción. El punto de vista un poco extremo (Wooldridge y Morgan, 1937) de que los circos permanecen más bien estáticos en su posición y que el aguzamiento y demolición de los picos se produce por los procesos comunes de meteorización, no ha sido aceptado ampliamente. En etapas avanzadas de retroceso del circo, las divisorias de la montaña casi no aparecen. Todo lo que quede será una cresta aguda dentada, que los franceses han denominado "*arête*" (arista), y a la cual se le aplica con frecuencia la denominación de *cresta dentada.* Una "*arête*" o cresta dentada

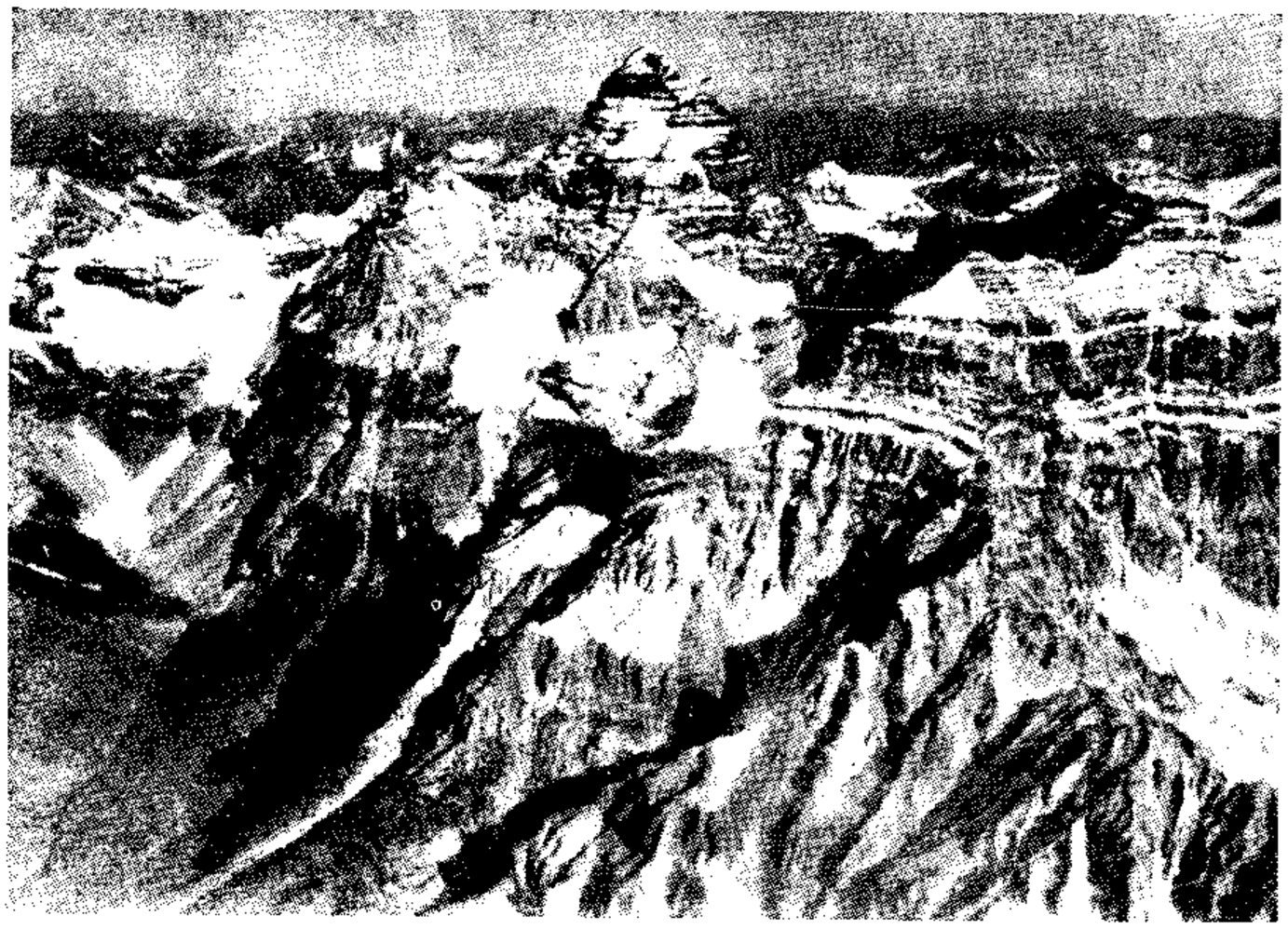


FIG. 15.3. *El monte Assiniboine, una aguja glaciaria, y los circos asociados de las Rocallosas canadienses. (Fotografía de la Real Fuerza Aérea Canadiense.)*

esencialmente es el resultado de la alternación de tollones o *cols glaciarios*, producidos por la intersección de circos opuestos, y pináculos o *agujas glaciarias*, y abarca porciones no reducidas de la cadena montañosa original. Ejemplos muy conocidos de agujas glaciarias son el Matterhorn y el Weisshorn en los Alpes. Algo relacionados en el origen con las agujas glaciarias, pero separados de las cadenas montañosas principales, son los *monumentos* o *tinds*, como se les denomina en Escandinavia. Estos se forman donde el retroceso lateral del circo corta transversalmente un espolón de tierra alta situado entre dos artesas glaciarias.

Los espolones truncados. En general, las artesas glaciarias son más derechas que los valles no glaciados. Las artesas glaciarias se amoldan al curso original del valle, pero las corrientes de hielo, o hielo encauzado, pueden enderezar sus artesas por abrasión de los extremos de los espolones, con lo cual producen los *espolones truncados* o *facetados*. Se pueden observar diferentes grados de truncamiento de los espolones, variando desde los que han sido cortados completamente hasta los parcialmente recortados, todavía reconocibles por montículos rocosos, tocones o mugrones.

Los fiordos y los lagos pedemontanos. La mayoría de los investigadores de las formas glaciarias del relieve están de acuerdo en que los *fiordos* son artesas glaciarias erosionadas por el hielo bajo el nivel del mar, pero

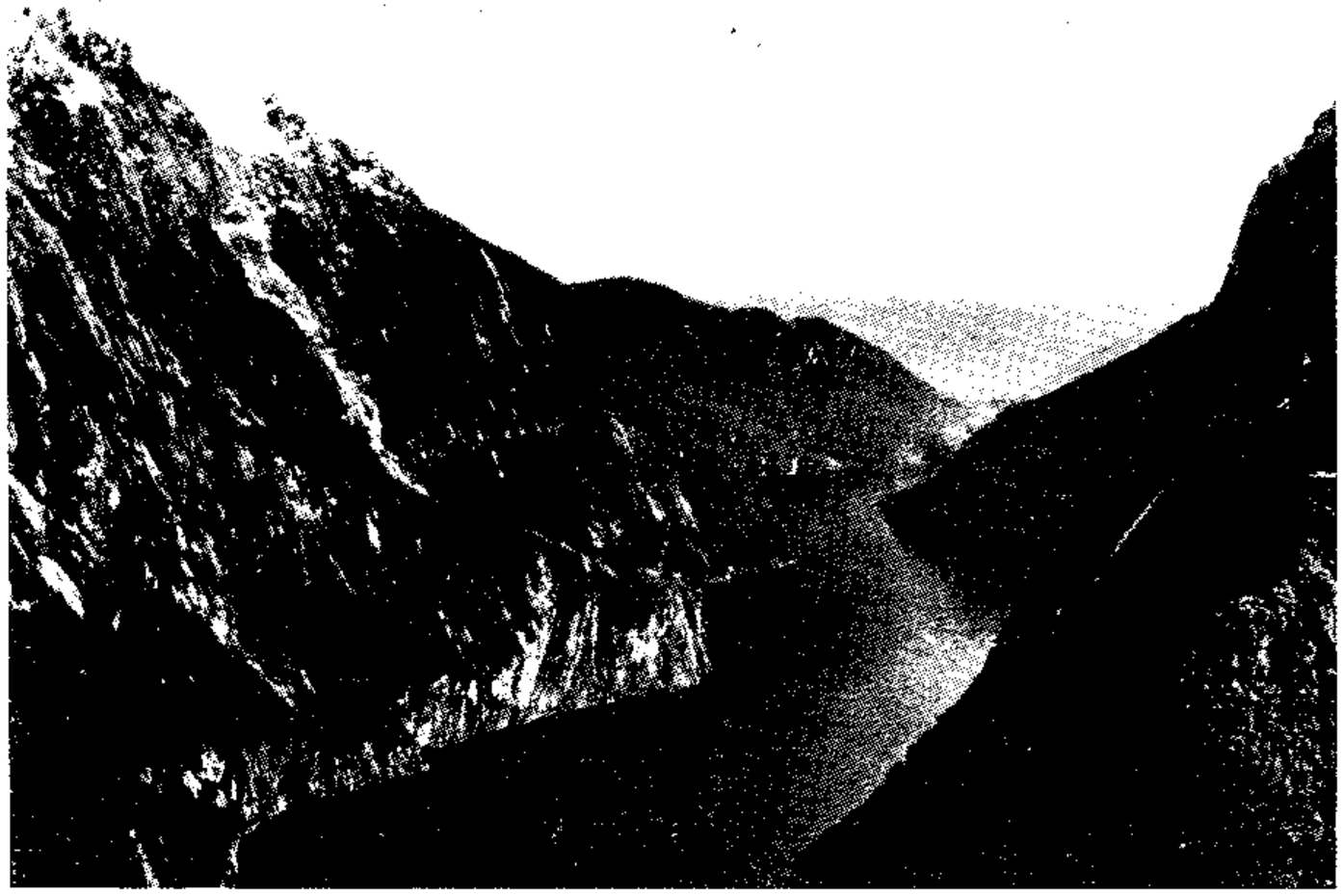


FIG. 15.4. *El estrecho de Milford, en Nueva Zelandia, un fiordo típico. El mar de Tasman aparece en el fondo. (Fotografía de Whites Aviation, Ltd.)*

unos pocos atribuyen las grandes profundidades de sus aguas a la sumersión de artesas formadas arriba del nivel del mar. Los fiordos son rasgos característicos de la línea de costa en altas latitudes y están bien desarrollados a lo largo de los litorales de Noruega, Groenlandia, Colombia Británica, Alaska, Chile y Nueva Zelandia. En un tiempo algunos sostuvieron que los fiordos eran principalmente de origen tectónico, pero esa idea prácticamente ha quedado eliminada. Es posible que los planos de algunos fiordos reflejen influencia de diaclasas o de fallas, pero parece improbable que muchos de ellos fuesen inicialmente fosas tectónicas.

Un carácter de los fiordos, que ha provocado considerable especulación, es el umbral que las más de las veces se encuentra a su terminación. La profundidad del agua allí es típicamente mucho menor que mar adentro o más hacia su cabecera. Así, un fiordo es en realidad una cuenca alargada que se convertiría en un lago si el nivel del mar bajase más que la parte superior de su umbral. Se ha sugerido que los umbrales de los fiordos son morenas terminales sumergidas, y en algunos casos esto puede ser parcialmente cierto, pero parece más probable que resulten de la erosión glaciaria mayor en la parte de los fiordos donde el hielo era más potente y erosionaba más activamente, y menor en la zona terminal, donde el hielo era muy delgado para lograr una erosión efectiva.

En la misma clase que los fiordos, pero difiriendo de ellos en que se hallan arriba del nivel del mar, están los *lagos de artesa*, alargados. Los lagos italianos de Como, Lugano y Mayor, y el lago Macdonald en el parque nacional del Glaciar (en los Estados Unidos de América), son ejemplos de lagos de artesa. Ellos poseen el ahondamiento que caracteriza a los fiordos, como también una forma alargada y gran profundidad de agua. Los lagos Finger, del oeste de Nueva York, tienen caracteres similares, pero no están incluidos en esta clase porque deben su existencia a erosión localizada desarrollada por calotas de hielo más que por corrientes de hielo de montaña.

LAS FORMAS DE RELIEVE DE ACUMULACIÓN

Las formas glaciarias. Los depósitos glaciarios, en contraste con los de los ríos alimentados por glaciares y lagos glaciarios, están marcados por la heterogeneidad de sus materiales y la carencia de estratificación. Se pueden distinguir tres tipos de depósitos glaciarios: morenas terminales [1], morenas laterales y morena de fondo, que dependen de la circunstancia de que la acumulación se haya producido en el extremo, a los costados o por debajo del glaciar. El término *morena de regresión* ha sido empleado en el pasado para denominar a morenas terminales situadas detrás de la más externa, queriendo significar que una serie de morenas terminales marcan etapas sucesivas en la posición de un frente de hielo en retroceso. En realidad, algunas pueden ser morenas de retroceso y otras pueden indicar avances parciales. Uno de los problemas más difíciles con que se tropieza al tratar de desentrañar la historia de un valle glaciado consiste en determinar cuál de éstas es la interpretación correcta.

Las oscilaciones leves de un frente de hielo, a medida que retrocede, pueden reflejarse en forma de una faja de montículos y cuencas, generalmente descriptos como *topografía de hoyos y lomadas*. Este tipo de morena terminal se debe comúnmente a calotas de hielo más que a hielo encauzado

[1] Se ha preferido *morena* a *morrena*, por los motivos que expone Tapia *(op. cit.)*. *(N. del T.)*

No todos los glaciares acumulan morenas terminales destacadas. Esto depende de los siguientes factores: del estancamiento más o menos prolongado del frente de hielo en determinado lugar; de la capacidad de los emisarios alimentados por hielo, que nacen de los glaciares, para remover el material tan rápidamente como lo reciben; y del volumen de carga que acarrean los glaciares.

Las *morenas laterales* se forman a lo largo de las márgenes del glaciar,



FIG. 15.5. *Morenas laterales (primer plano) a lo largo del valle Green, al noroeste del Lago Mono, California. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

principalmente con los materiales que proporcionan las laderas de los valles situadas a niveles superiores a los del glaciar, mediante meteorización, aludes, y otros tipos de movimientos en masa. Dos morenas laterales pueden unirse para formar una morena mediana, aunque las morenas medianas son más un carácter de la superficie del glaciar que una forma del relieve, porque no perdurará por mucho tiempo después que un río ocupe la artesa. Las morenas laterales con frecuencia aparecen en trozos y pueden o no estar presentes a ambos lados de la artesa, ya que por lo común, algunos tramos han sido removidos por la erosión fluvial posglacial. No obstante, las morenas laterales generalmente se consideran entre los caracteres más notables que pueden verse a lo largo de las artesas glaciarias. A veces se encuentran pequeñas lagunas situadas más arriba del piso de la artesa, entre una morena lateral y la pared de aquélla.

La morena de fondo (o basal) está asociada tanto con los glaciares como con las calotas de hielo. No es abundante porque la corriente de hielo es un agente erosivo particularmente activo, que carcome vigorosamente la roca del piso de su propio cauce y a la vez la transporta. Por lo tanto, en el mejor de los casos, es probable que en las artesas glaciarias la morena de fondo se presente delgada y en retazos.

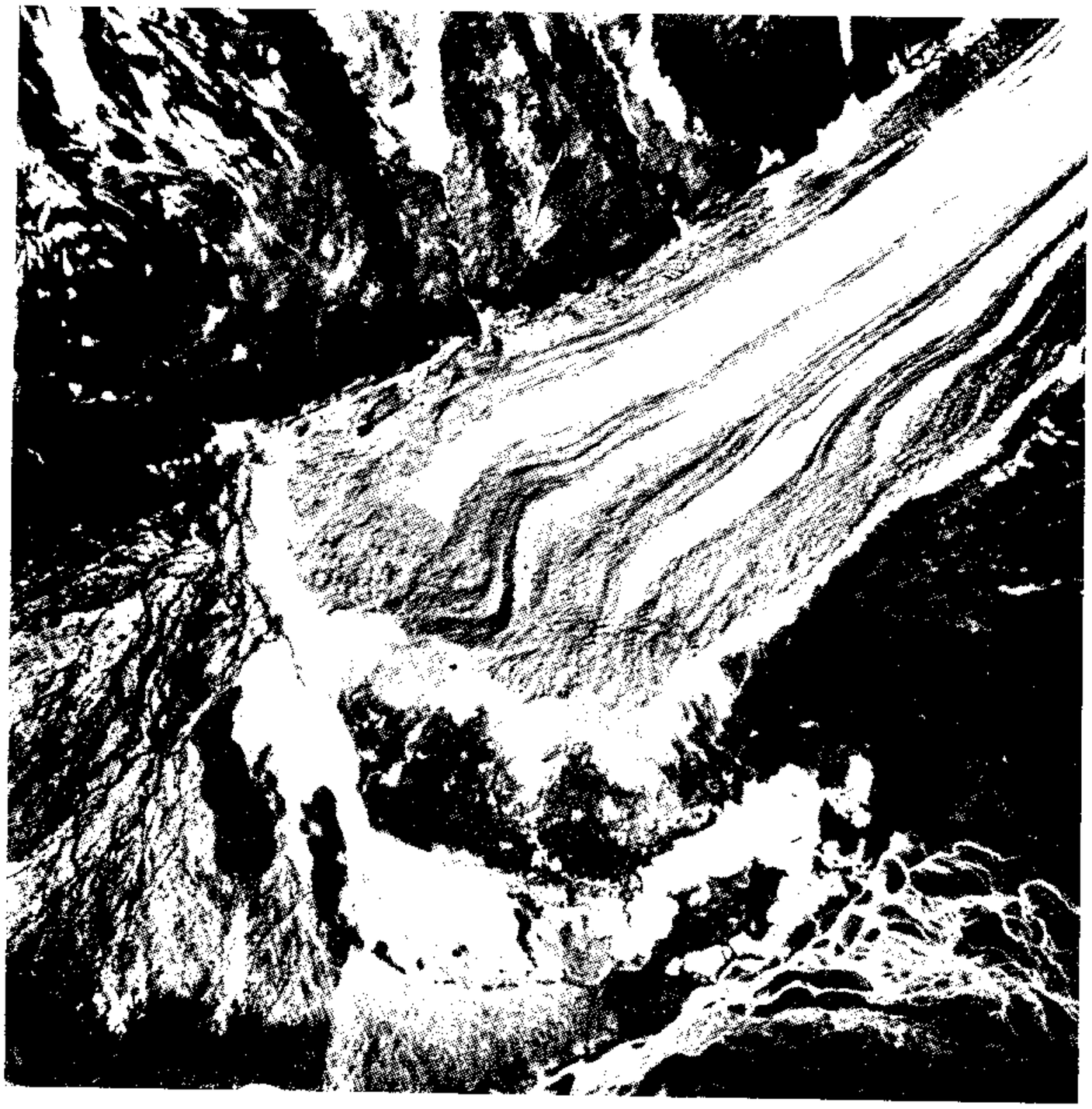


FIG. 15.6. *Terminación de un valle glaciario.* (*Fotografía de la Fuerza Aérea.*)

Formas glacifluviales. Una gran parte del material adquirido y acarreado por el glaciar es finalmente atrapado, transportado y depositado por ríos que fluyen sobre, dentro, debajo y más allá del glaciar. Los depósitos de tal origen se califican como *glacifluviales*. Pueden mantener algunas de las características del detrito glaciario, pero muestran un grado de selección y de estratificación aproximadamente proporcional con la distancia a la

que han sido transportados por los ríos. Las formas de relieve más comunes de esta clase, que se encuentran en áreas de glaciación de montaña, son los depósitos de transición encauzados, los eskers, las terrazas kame, los kames y los conos de transición o deltas.

Los *depósitos de transición encauzados* constan de arena y de grava de

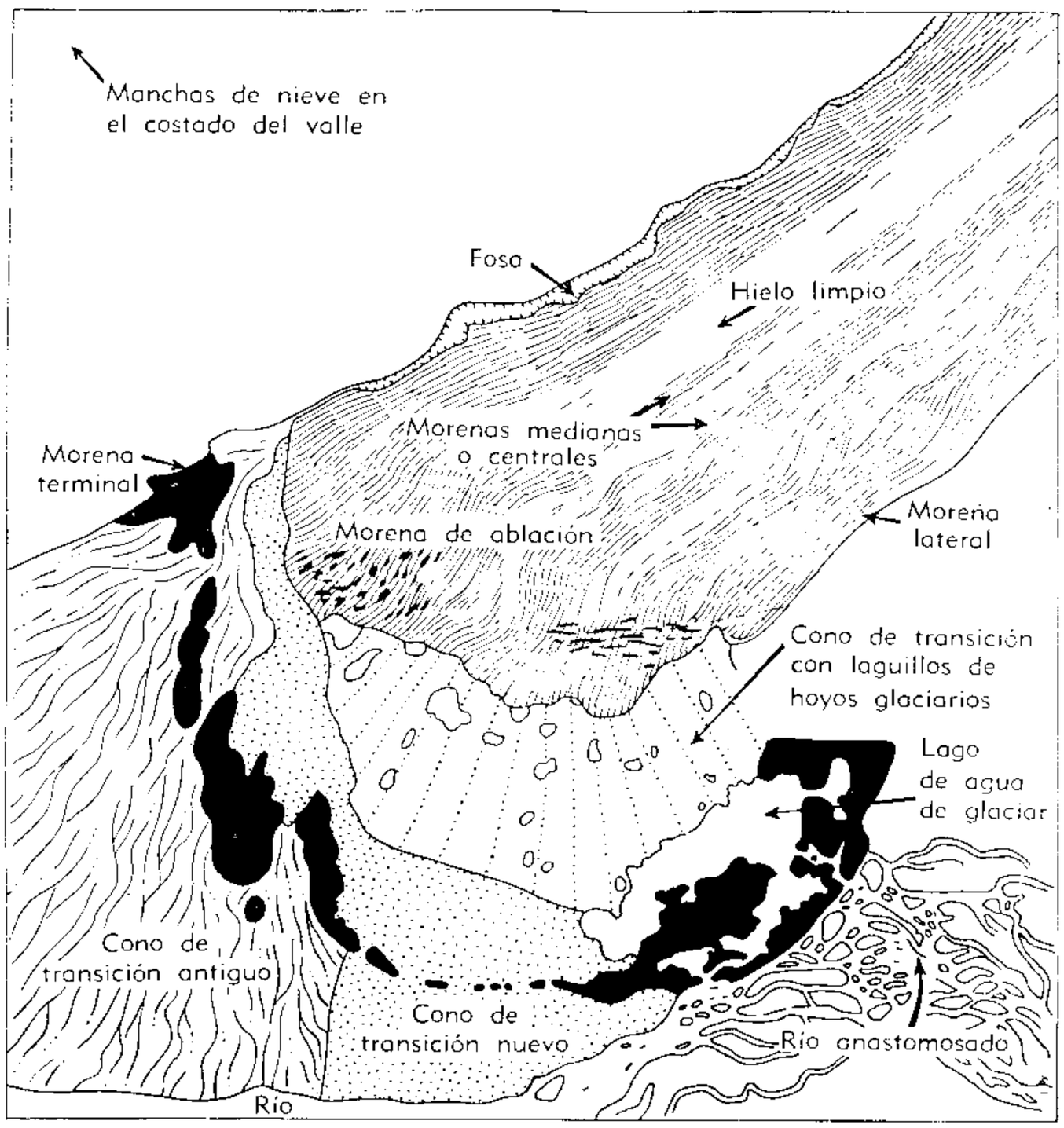


FIG. 15.7. *Explicación de la Fig. 15.6. (Tomado y modificado de Gilluly, Waters, y Woodford,* Principles of Geology, *W. H. Freeman y Co.)*

detrito glaciario, apareciendo dirigidos generalmente hacia una morena frontal o terminal y extendiéndose valle abajo a partir de ella. Exceptuando los que todavía se hallan en proceso de formación, probablemente estén representados por terrazas a niveles superiores al del actual piso de los valles. El estudio de los depósitos de transición encauzados que se extienden desde los Alpes, condujeron a Penck y a Brückner a reconocer cuatro etapas de

glaciación. Los depósitos de transición encauzados de los Alpes, desde el más alto y más antiguo hasta el más bajo y más joven, fueron denominados manto de rodados más antiguo, manto de rodados más joven, terraza alta de grava y terraza baja de grava. Aplicar el término depósito de transición encauzado al manto de rodados más antiguo, es amplificar algo la denominación, porque parece haber sido acumulado sobre una antigua superficie de erosión, posiblemente una peneplanicie, más como grandes mantos de detritos glaciarios (las denominadas llanuras de conos de transición) que como depósitos de transición encauzados y confinados dentro de las paredes del valle.

Los *eskers* [1] son sinuosas crestas de arena y grava, seleccionada y algo estratificada, que se cree representan rellenos de canales fluviales supraglaciares, interglaciares o subglaciares. Los eskers son rasgos que se forman cuando el hielo se estanca, y como en los valles glaciarios el hielo estancado es raro, son mucho más comunes en las áreas de glaciación continental que en las artesas glaciarias. Se pueden confundir con las morenas laterales, porque cualquier esker que perdure en una artesa glaciaria probablemente se encuentre en o cerca de sus costados. En contraste con los eskers, las morenas laterales constan de materiales sin selección.

Las *terrazas kame* se pueden formar en las artesas glaciarias, pero eso no es lo común. Ellas, junto con los eskers y los kames, pertenecen a una clase denominada rasgos de contacto con hielo, así llamadas porque los materiales que entran en su composición fueron acumulados contra una superficie de hielo. Las terrazas kame son rellenos o rellenos parciales de las depresiones formadas entre un glaciar y los costados de su artesa. Estas depresiones llevan el nombre de *fosas glaciarias* y deben su existencia a la mayor rapidez de derretimiento que tiene lugar allí por el efecto sumado del calor absorbido o el reflejado por los costados del valle. Las fosas glaciarias pueden ser los emplazamientos de lagos cortos o pueden tener cursos de ríos que las recorren. Los materiales de la terraza kame son menos seleccionados que los del esker, porque no han estado sometidos a largo acarreo. Las superficies de la mayoría de las terrazas kame son irregulares, aunque algunas pueden ser planas y tener pendiente cuesta abajo, bastante semejante a la terraza de los depósitos de transición encauzados, y aun pueden unirse aguas abajo a depósitos de transición encauzados. Las terrazas kame se pueden distinguir de las terrazas de los depósitos de transición encauzados por el grado menor de selección de sus materiales y por el hecho de que las muescas de sus frentes, que marcan la superficie de contacto con el hielo, no tienen ninguna relación con el tamaño de las puntas o salientes que desarrollaría un río al cortar un depósito de transición encauzado. La mayoría de las terrazas kame son más bien cortas y discontinuas. Se

[1] Esker es término irlandés, equivalente al sueco ås, cuyo plural es åsar. *(N. del E.)*

pueden confundir con las morenas laterales, pero el examen de sus materiales generalmente permitirá distinguir una de la otra.

El término *kame* [1] fue introducido en la literatura geológica por Jamieson en 1874, y ha sido aplicado a tantos tipos diferentes de depósitos glaciarios y glacifluviales que algunos han argüido que es tan ambiguo que debería ser abandonado. Cook (1946) pensó que el término debería ser desechado, y sugirió la denominación *depósitos de perforación* para los montículos aislados de arena y grava, y *complejo kame* para las áreas con relieve de depresiones y protuberancias. Holmes (1947) defendió la utilidad del término, aunque admitió que algunos rasgos denominados kame tienen origen diverso. Muy parecido al caso del derrubio glaciario, que ya no tiene su sentido original, aunque todavía es un término muy útil, kame ha sido sometido a un cambio desde su significado original, pero todavía es útil cuando no deseamos particularizar en lo tocante al origen de un determinado depósito de arena y grava. Es difícil definir un kame, pero casi todos concuerdan en que es un montículo o montecillo integrado generalmente por materiales mal seleccionados y depositados por agua. La mayoría de ellos probablemente sean formas de contacto de hielo cuyos materiales se acumularon en íntima relación con una superficie de hielo, aunque pueden haber sufrido modificaciones por desmoronamientos subsiguientes al derretimiento del hielo. Algunos provienen de molinos (pozos circulares o subcirculares que penetran en un glaciar) o de rellenos de grietas. Otros pueden ser el tipo de los denominados por Cook depósitos de perforación. Cook pensó que tales depósitos se acumulan en pozos o cisternas del hielo, que gradualmente van descendiendo hacia abajo dentro de éste, sin comunicarse con el lecho del glaciar como se supone lo hacen los molinos. Muchos kames se han formado como pequeños conos deltaicos o depósitos de abanico en las pequeñas entradas a lo largo del frente de hielo o contra las caras de una masa de hielo estancado, y posteriormente se han desmoronado al derretirse éste. Otros, como ha sido sugerido por Holmes (1947), pueden representar rellenos de fosas alrededor de las cumbres de los cerros libres de hielo, durante la merma final producida por el descenso de una masa de hielo estancado. Los kames de este origen pueden pasar gradualmente a terrazas kame o a eskers.

El término complejo kame es útil si lo restringimos a un conjunto de kames y no lo aplicamos a cualquier área topográfica de depresiones y protuberancias. Los kames a veces son tan numerosos en las morenas terminales (o frontales) como para determinar que las morenas sean denominadas *morenas kame;* pero aun allí es más probable que el till sea más abundante que los materiales acumulados por el agua.

Los rasgos glacilacustres. Los lagos, actuales o extintos, son rasgos comunes en los valles glaciados. Los tipos más comunes son: lagos en las

[1] Kame es término escocés. *(N. del E.)*

cuencas rocosas de los circos y sobre las huellas de los escalones glaciarios; lagos detrás de las morenas terminales (frontales) y laterales (marginales); lagos formados por el endicamiento de los valles tributarios por depósitos de transición encauzados en un valle principal; y lagos que se presentan en las cuencas con relieve de hoyos y lomadas. Los lagos son formas de relieve efímeras, y sus emplazamientos pronto se transforman en *llanuras lacustres* por rellenamiento con aluvión o rebajamiento de sus desagües por erosión. Las pequeñas llanuras lacustres que a menudo se encuentran en los valles de montaña glaciados con frecuencia son notables, debido a que su llanura contrasta bruscamente con sus inmediaciones.

Las formas de relieve que se han descripto arriba como características de los valles de montaña glaciados se disponen en una secuencia un poco sistemática. En la cordillera de las Fachadas de Colorado, es evidente la siguiente secuencia aguas abajo (Jones y Quam, 1944): una serie de circos cerca de la cresta de la cadena; artesas glaciarias limadas que se extienden desde estos circos cuesta abajo, hasta una distancia considerable; más abajo de éstas, cuencas o "parques" (llanuras lacustres) amplios, de piso plano, rellenos con aluvión, delimitados por morenas laterales (o marginales); zonas de morenas terminales (o frontales); y a continuación de éstas, remanentes aterrazados de depósitos de transición encauzados que se extienden más allá de los límites de la glaciación y con frecuencia sobrepasan el frente de la montaña llegando al pie de monte adyacente. Secuencias semejantes se observan en la mayoría de las áreas con glaciación de montaña.

LA GLACIACIÓN DE MONTAÑA MÚLTIPLE

Todavía no está definitivamente establecido que los episodios de la glaciación de montaña hayan sido exactamente iguales en número y en duración a los de las áreas de la glaciación continental, pero existen pruebas abundantes de glaciación múltiple en la mayoría de las altas montañas. Es lógico suponer que las mayores expansiones de los glaciares ocurridas en los valles de montaña hayan coincidido, aproximadamente, con las de las calotas de hielo en las áreas de tierras bajas, y la mayoría de los intentos de correlacionar las etapas de la glaciación de montaña se han basado sobre tal suposición. Arduo problema es el de correlacionar las etapas de la glaciación de montaña con las de la glaciación continental, o el de etapas de glaciación de montaña en áreas separadas. Aun en los Alpes mismos, donde se han realizado los estudios más intensos, hay diferentes opiniones en cuanto a si hay rastros de cuatro o quizá seis etapas de glaciación de montaña.

A continuación se expondrán algunos de los motivos por los cuales es más difícil distinguir y datar las etapas de la glaciación de montaña que las de la glaciación continental: 1) en regiones montañosas, los perfiles de los depósitos glaciarios por lo común revelan suelos inmaduros o incompletos, y sus materiales por lo general no son calcáreos; por eso, no se puede

aplicar el criterio de las profundidades comparativas de meteorización y eluviación tan efectivamente como para llegar a determinar la edad, tal como se hace con muchas áreas de glaciación continental; 2) raras veces se encuentran zonas de suelos, depósitos interglaciales, loess, u otros indicios estratigráficos, que a menudo separan los mantos de derrubio glaciario de los glaciares continentales; 3) generalmente hay una falta de variación en la textura, la litología y el color de los depósitos de etapas diferentes, porque en un valle de montaña un glaciar erosiona las mismas rocas durante todas las glaciaciones; 4) es probable que las corrientes de hielo destruyan más los testimonios de glaciaciones anteriores que las calotas de hielo, porque están confinadas a una sola ruta de marcha. Las calotas de hielo muestran fluctuaciones en las direcciones de movimiento máximo, de tal manera que algunas áreas no están glaciadas más que una vez. Únicamente si el primer avance de los glaciares de montaña fue el que alcanzó la distancia mayor, y durante cada etapa subsiguiente el hielo no avanzó tanto en el valle como en la etapa precedente, podríamos encontrar depósitos conservados de cada una de ellas.

A pesar de las dificultades inherentes con que se tropieza, hay varios métodos que se pueden emplear para distinguir las etapas de la glaciación de montaña. Blackwelder (1931) y Sharp (1938) han tratado este problema en detalle y enumerado los criterios siguientes. Las relaciones topográficas de las morenas son sugerentes, particularmente las que marcan etapas de glaciación. Las morenas más tempranas están a mayor altitud que las subsiguientes, aunque esto no sea cierto en el caso de las que marcan subetapas. Las morenas más antiguas pueden hallarse valle abajo, pero esto no es forzosamente cierto.

El relieve de las morenas también proporciona datos sobre sus edades. Las morenas de las etapas posteriores muestran más nítidamente sus caracteres glaciarios, afectan más formas de montecillos, están menos disectadas y menos aplanadas por los efectos de la remoción en masa. Las morenas más antiguas carecen de caracteres bien definidos de topografía glaciaria. Puede haber dificultad en distinguir las morenas más antiguas de los depósitos de solifluxión y de los productos heterogéneos de deslizamientos, salvo que haya afloramientos de los materiales que se extiendan por varios metros. Las morenas laterales o marginales son a menudo los únicos restos que perduran de los depósitos glaciarios más antiguos. Estos depósitos se encuentran mucho más diseminados que los de las etapas posteriores. Un valle o porción de valle no glaciado durante el tiempo del Wisconsiano, pero glaciado durante una glaciación prewisconsiana, mostrará un grado mayor de modificación posglacial que uno glaciado en el tiempo del Wisconsiano. Es arriesgado el empleo de las profundidades variables de la incisión fluvial posglacial como medida del tiempo transcurrido desde que se produjo la glaciación, porque la dureza de la roca y la estructura geológica variables pueden dar cuenta de las diferencias. De la misma manera

que las morenas de una glaciación posterior están más conservadas que otras más antiguas, igual característica revisten los circos. La cantidad de vegetación en un circo puede ser indicio de su edad, pero este criterio debe emplearse con cautela y aplicarse solamente a los circos excavados en rocas de tipo semejante.

La extensión en que una morena terminal o frontal transversal ha sido destruida por un río que la cruza da indicios de su edad. Las morenas terminales jóvenes pueden estar sólo entalladas o parcialmente destruidas mientras que las más antiguas estarán más o completamente erosionadas. El mismo sistema se aplica al grado de destrucción de los llanos lacustres que indican los emplazamientos de etapas diferentes. El grado de conservación de las superficies estriadas y pulidas puede tener algún valor para indicar edades relativas, con tal que la comparación se establezca entre rocas de tipo semejante. La presencia de tales caracteres en las rocas granitoides o en mármoles, generalmente sugiere una edad posterior, porque no se conservan por mucho tiempo en estas rocas.

La edad de las morenas a veces se puede determinar relacionándolas con otros caracteres topográficos o geológicos de edad establecida, tales como fallas, terrazas de lagos, playas, deltas, y terrazas cortadas por ríos que se encuentran más allá de las morenas.

El estudio cuidadoso de los tipos de bloques sobre las morenas y su grado de meteorización puede ser útil. Los bloques erráticos son menos comunes en las morenas antiguas y están constituidos principalmente por los tipos de rocas más resistentes. Las morenas más jóvenes muestran mayor número de bloques en la superficie, y los bloques de rocas no resistentes serán tan comunes como los de las rocas resistentes. Las morenas jóvenes tienen, poco más o menos, los mismos porcentajes de tipos diferentes de rocas en la superficie que en profundidad, mientras que las morenas más antiguas muestran un porcentaje más alto de rocas resistentes en la superficie que en profundidad. El espesor de las costras de meteorización en los bloques puede ser empleado ventajosamente, siempre que se comparen rocas de tipos semejantes. Los efectos de la meteorización de la roca se extienden a una profundidad mayor en las morenas más antiguas. En estas morenas, las rocas granitoides a menudo se quiebran fácilmente con martillo, lo que no ocurre en las morenas más jóvenes.

A pesar del hecho de que los perfiles de suelo están menos desarrollados en los depósitos de los glaciares de valle que en los de los mantos de hielo, pueden ser útiles para determinar la edad de materiales de edades diferentes. Richmond (1950) ha indicado la posibilidad de distinguir depósitos de las subetapas del Wisconsiano, comparando el espesor del horizonte oxidado y colorado en los perfiles desarrollados en materiales de edades diferentes.

Una aplicación cuidadosa de estos criterios generalmente permitirá al geólogo reconocer las señas características de más de una etapa o subetapa de glaciación dentro de un área particular, pero todavía puede ser difícil

correlacionarlas con las de otras áreas. La mayoría de las correlaciones entre áreas diversas reflejan consciente o inconscientemente un intento de encontrar pruebas de la misma cantidad de etapas de glaciación en las montañas que en las tierras bajas, particularmente en el caso de la correlación de las subetapas del Wisconsiano. Además, se presume que los máximos y mínimos glaciarios fueron contemporáneos en las montañas y en las tierras bajas. Quizá surja alguna duda respecto de si hubo una correlación tan estrecha entre las subetapas en las montañas y en las tierras bajas como generalmente se presume, porque los glaciares de montaña pueden haberse mantenido en un tamaño relativamente constante, mientras en las tierras bajas tuvo lugar un importante retroceso del hielo.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

BLACKWELDER (Eliot): *Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin ranges.* Geol. Soc. Am., Bull *42*, págs. 865-922, 1931.

BOWMAN (Isaiah): *The Andes of southern Peru.* Am. Geog. Soc., Publ. 2, págs. 274-313, 1916.

COOK (J. H.): *Kame-complexes and perforation deposits.* Am. J. Sci., t. *244*, págs. 573-583, 1946.

DAVIS (W. M.): *The Mission Range, Montana.* Geog. Rev., t. *2*, págs. 267-288, 1916.

HOBBS (W. H.): *The cycle of mountain glaciation.* Geog. J., t. *35*, págs. 146-163 y 268-284, 1910a.

— *Studies of the cycle of glaciation.* J. Geol., t. *29*, págs. 370-386, 1910b.

HOLMES (C. D.): *Kames.* Am. J. Sci., t. *245*, págs. 240-249, 1947.

JOHNSON (W. D.): *The profile of maturity in Alpine glacial erosion.* J. Geol., t. 2, págs. 569-578, 1904.

JONES (W. D.) y QUAM (L. O.): *Glacial landforms in Rocky Mountain National Park, Colorado.* J. Geol., t. *52*, págs. 217-234, 1944.

LEWIS (W. V.): *A meltwater hypothesis of cirque formation.* Geol. Mag., t. *75* págs. 249-265, 1938.

— *The function of meltwater in cirque formation.* Geog. Rev., t. *30*, págs. 64-83, 1940.

MATTHES (F. E.): *Geologic history of Yosemite Valley.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *160*, págs. 94-98, 1930.

RICHMOND (G. M.): *Interstadial soils as possible stratigraphic horizons in Wisconsin chronology.* Geol. Soc. Am., Bull. *61*, pág. 1497, 1950.

SHARP (R. P.): *Pleistocene glaciation in the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada.* J. Geomorph., t. *1*, págs. 296-323, 1938.

WOOLDRIDGE (S. W.) y MORGAN (R. S.): *The Physical Basis of Geography*, págs. 377-378. Longmans, Green, and Co., Londres, 1937.

REFERENCIAS ADICIONALES

ATWOOD (W. W.) y MATHER (K. F.): *Physiography and Quaternary geology of the San Juan Mountains, Colorado.* U. S. Geol. Survey Profess. Paper *166*, 171 págs., 1932.

COTTON (C. A.): *The longitudinal profiles of glaciated valleys.* J. Geol., t. *49*, págs. 113-128, 1941.

— *Climatic Accidents.* Capítulos 13-21. Whitcombe and Tombs, Ltd., Wellington, 1942.

KERR (F. A.): *Glaciation in northern British Columbia and Alaska.* J. Geol., t. *44*, págs. 681-700, 1936.

MATTHES (F. E.): *Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming.* U. S. Geol. Survey, 21st. Ann. Rept., Pt. 2, págs. 167-190, 1900.

RUSSELL (R. J.): *Alpine land forms of western United States.* Geol. Soc. Am., Bull. *44*, págs. 927-950, 1933.

SHARP (R. P.): *Studies of superglacial debris on valley glaciers.* Am. J. Sci., t. *247*, págs. 289-315, 1949.

TUCK (Ralph): *Asymmetrical topography in high altitudes resulting from glacial erosion.* J. Geol., t. *43*, págs. 530-538, 1935.

WENTWORTH (C. K.) y DELO (D. M.): *Dinwoody glaciers, Wind River Mountains, Wyoming: with a brief survey of existing glaciers in the United States.* Geol. Soc. Am., Bull. *42*, págs. 605-620, 1931.

16 · *Las calotas de hielo y sus efectos topográficos*

En páginas precedentes se dijo que las diferencias fundamentales entre las calotas de hielo y los glaciares de valle son: los respectivos lugares de desarrollo, la manera de alimentación y la mecánica del movimiento. Otras diferencias consisten en el tamaño y espesor del hielo. No se dispone de datos exactos sobre el espesor de los mantos de hielo pleistocénico, pero en su centro cada uno debe de haber tenido una potencia de miles de metros. Las calotas de hielo ciertamente se mueven con menos rapidez que los glaciares. El centro de una calota de hielo puede parecer inmóvil, pero esto no excluye movimiento en profundidad. Las lenguas de las calotas de hielo, que se extienden por los valles, pueden alcanzar un grado de movilidad comparable con el de los glaciares. Los movimientos más rápidos que se han medido son los de algunos glaciares de descarga en Groenlandia, donde se han observado velocidades de hasta 30 m por día.

Un rasgo destacable de las zonas marginales de los mantos de hielo que existían sobre América del Norte y Europa, es el grado notable de lobulación que mostraban. Los bordes de estas calotas de hielo probablemente nunca fueron rectilíneos a lo largo de una distancia considerable, sino que además de sus numerosas entradas pequeñas y proyecciones a lo largo de sus márgenes, formaron abundantes protuberancias más grandes o *lóbulos de hielo* hacia las tierras bajas. En el centro de los Estados Unidos de América, fueron ejemplos de tales lóbulos los de Michigan, Erie y Superior, que existían en las tierras bajas preglaciales, ahora ocupadas por los Grandes Lagos. Como resultado de la lobulación, las morenas terminales que marcan las posiciones anteriores del frente del hielo generalmente describen un diseño encorvado. El conocimiento de la lobulación ayuda a explicar la aparentemente anómala área no glaciada de partes de Wisconsin, Minnesota, e Iowa.

Tres hechos ayudan a explicar por qué esta área escapó a la glaciación. Primero, hay un área de tierras altas, las Alturas del Superior, al norte de ella, que interfirió el avance del hielo hacia el sur; segundo, las tierras bajas situadas al oeste y al este de esta área de alturas, en las cuencas ahora ocupadas por el lago Superior, la bahía Green y el lago Michigan, facilitaron el despliegue del hielo a lo largo de ellas, en vez de continuar directa-

mente hacia el sur por arriba de las Alturas del Superior; y el desplazamiento de los centros a partir de los cuales avanzaba el hielo dio como resultado que el área nunca fuera invadida desde varias direcciones al mismo tiempo.

LOS CARACTERES PRODUCIDOS POR LA EROSIÓN DE CALOTAS DE HIELO

Las *planicies glaciarias limadas (o exaradas)* tal vez constituyan el rasgo más típico de la erosión efectuada por las calotas de hielo. Se hallan bien ejemplificadas en el área del escudo canadiense y en partes de Escandinavia



FIG. 16.1. *Porción del escudo canadiense que estuvo sometida a glacialismo, Territorios del Noroeste, Canadá. (Fotografía de la Real Fuerza Aérea del Canadá.)*

y Finlandia. No es tanto una forma de relieve como un conjunto de formas, la mayoría de las cuales son de origen erosivo. Las superficies estriadas, acanaladas y pulidas, las cuencas rocosas y las protuberancias rocosas redondeadas, denominadas rocas aborregadas, se observan esparcidas entre asomos de derrubio glaciario.

En las áreas donde la superficie sobre la cual se movieron las calotas de hielo era montañosa, como en los Adirondacks, montes Verdes y montes Blancos del este de los Estados Unidos de América, el resultado no fue una planicie glaciaria exarada, sino una suavización o perfil aerodinámico de

la topografía. Los numerosos *bosses* graníticos de Nueva Inglaterra lo muestran en grado notable y forman un tipo especial de topografía, bien calificada como *superficie mamilar*.

En general, los efectos de la erosión glaciaria fueron perjudiciales. Gran parte del suelo preglacial fue removido, y áreas extensas tienen hoy en día poco valor agrícola. El dilatado escudo canadiense, entre las áreas deprimidas del San Lorenzo y las provincias de la Pradera, con la excepción de algunas áreas extensas de suelos lacustres fértiles, campos mineros aislados y lugares para pesca deportiva en el verano y para esquiar en el invierno, adolece de escasez de población. En buena parte ello es consecuencia de la glaciación, aunque puede ponerse en tela de juicio que esta área de rocas ígneas y metamórficas, aun sin glaciación, pueda mantener una población comparable con la de las fajas de rocas sedimentarias de otras partes del Canadá.

LOS CARACTERES PRODUCIDOS POR LA ACUMULACIÓN GLACIARIA

La consecuencia regional de la acumulación por las calotas de hielo que condujo a sepultar por completo la topografía preglacial, han sido las *llanuras de till*. Donde la cubierta no fue completa, subsiste una topografía modificada por los glaciares, la cual, en general, es en su mayor parte un reflejo del substrato. El conjunto de las formas topográficas que constituyen una llanura de till consta de *depósitos morénicos y materiales asociados* acarreados por el agua. En algunos lugares se pueden distinguir fácilmente los dos tipos de depósitos; en otros parajes pueden estar asociados entre sí tan íntimamente que es difícil trazar una línea de contacto entre ellos.

Till glaciario y sus características. Para aprender a conocer mejor los rasgos peculiares de las llanuras de till, es indispensable saber distinguir sus características físicas. Los términos till [1] y derrubio glaciario [2] deben emplearse con sumo cuidado, estableciendo las correspondientes diferencias en las descripciones de los depósitos glaciarios. El término *derrubio glaciario* proviene de los tiempos en que lo que ahora sabemos son depósitos glaciarios eran considerados como material transportado por los témpanos durante el diluvio de Noé. El término sobrevive, aunque ha perdido su acepción original. En realidad, es un término que en ocasiones conviene tener a mano, particularmente si deseamos proceder con cautela e indicar simplemente que en alguna área existen materiales de origen glaciario, sin especificar si fueron depositados por el agua o por el hielo. Sin embargo, deberíamos restringir el término *till* a los depósitos acumulados por hielo. Los

[1] *Till* es voz escocesa que hoy en día reemplaza con más propiedad a la voz inglesa *boulder clay*. *(N. del T.)*

[2] Derrubio glaciario es la traducción de *drift*. *(N. del T.)*

términos glacifluvial, glacicólico, glacilacustre y glacimarino deberían aplicarse a los depósitos de materiales de origen glaciario y depositados por los agentes mencionados.

Un carácter sobresaliente del till es su heterogeneidad granulométrica. En él no hay selección de tamaño y no se observa ningún indicio de estratificación. Por lo general, el grosor del material es el de la arcilla, del limo, o de la arena, pero puede haber cantos rodados y bloques enormes. Los tills con alto contenido de arcilla pueden mostrar un poco de laminación o fisilidad, ocasionada por la compactación bajo la presión del hielo, la que puede confundirse con estratificación. Las capas alternantes, de textura y composición levemente diferentes, también pueden producir el efecto de una pseudoestratificación.

La heterogeneidad litológica y mineralógica caracterizan a los tills, porque la mayoría de ellos fueron derivados de varios tipos de rocas. A pesar de esto, por lo general los tills muestran cierta consistencia en la litología que hace posible describirlos como tills arcillosos, arenosos, con gravas, o pedregosos. La litología del till por lo común está relacionada con el substrato local, y en la mayoría de los lugares la mayor parte del material que lo integra proviene del substrato próximo y no de rocas alejadas cientos de kilómetros. Las áreas de till de rocas granitoides, como las de Nueva Inglaterra, característicamente son guijosas y con bloques; en regiones de arenisca el till es arenoso, y el till que yace sobre lutitas, dolomitas y calizas, típicamente es till arcilloso, aunque donde hay calizas y dolomitas, mucho del material del tamaño de la arcilla es caliza pulverizada o harina de roca dolomítica.

Las lentes intercaladas de arena y grava son comunes, y su presencia viene a recordar que no hay una diferenciación neta entre materiales acumulados por el hielo y por el agua. La mayoría de las lentes de arena y de grava son de extensión local, y pueden comunicarse con la superficie, como se deduce de la facilidad con que pueden obtenerse en ellas pozos de agua, aun en áreas de till arcillosos. Algunas capas de arena y de grava del subsuelo tienen gran extensión horizontal, y la mayoría de éstas constituyen depósitos interglaciales de detrito glaciario, que fueron cubiertos y finalmente sepultados.

Frecuentemente un corte de till muestra dos tipos diametralmente diferentes de material; una parte inferior, compacta y de textura fina, y una parte superior de la cual falta la mayor parte de las fracciones de arcilla y limo. A veces, éstos son considerados como tills de distinta edad, cuando en realidad son contemporáneos. La porción compacta inferior es el *till basal* que se cree fue depositado por acumulación debajo del hielo. El material inmediatamente superior, menos compacto y más permeable, es denominado *till supraglaciario* o *morena de ablación*, y se supone que fue acumulado durante la merma final del hielo producida por el descenso. La

gran cantidad de agua que resultó del derretimiento por descenso arrastró la mayor parte de las fracciones de arcilla y de limo, dejando un till de textura gruesa.

LAS LLANURAS DE TILL Y SUS CORRESPONDIENTES CARACTERES

El término morena, tal como fue empleado originariamente por los campesinos franceses, fue aplicado a terraplenes de depósitos glaciarios, similares a crestas, acumulados en los valles alpinos, a los que ahora se denomina morenas terminales o frontales. Desde entonces, su empleo se ha extendido a los materiales glaciarios que no presentan una forma semejante a la de



Fig. 16.2. *Llanura de till cerca de Clark Hill, Indiana. (Fotografía de Chicago Aerial Survey Co.)*

una cresta. Básicamente hay dos clases de morenas. La que es acumulada en mantos sobre el terreno y carece de la forma conspicua semejante a crestas, es denominada *morena de fondo*, y la que muestra formas parecidas a crestas se denomina *morena frontal o terminal*.

La morena de fondo. La morena de fondo puede constar de till tanto basal como supraglaciaria. Si es potente, su expresión fisiográfica típica es una *llanura de till*. En varios de los estados del medio oeste la morena

de fondo es suficientemente potente como para enmascarar completamente la topografía preexistente. En Ohio, Indiana, Illinois e Iowa su espesor probablemente exceda, término medio, los 30 m, y localmente, sobre valles preglaciarios, el centenar de metros.

Las diferencias litológicas de los tills se reflejan en los rasgos topográficos de sus llanuras. Los tills arcillosos dan lugar a llanuras planas o superficies onduladas que han sido descriptas como *relieve de montículos y pantanos.* Una llanura de till puede ser tan plana que no sea posible observar a simple vista ningún relieve. Es difícil comprender cómo los glaciares pudieron dejar acumulaciones con superficie tan nivelada. Una llanura plana de till no es simplemente una superficie plana preexistente de substrato que ha sido cubierta con una película de till. Los registros de las perforaciones con frecuencia muestran la presencia de un relieve de substrato de varios centenares de metros por debajo de la llanura más plana de till. Las llanuras planas de till por lo general están en áreas de till arcilloso y de glaciación múltiple. Las glaciaciones más tempranas probablemente ocultaron la mayor parte del relieve preglacial. Los depósitos finales de till arcilloso pueden haber estado tan saturados de agua que podían fluir y esparcirse con uniformidad sobre el paisaje. La remoción en masa posglacial probablemente haya ayudado a borrar muchas irregularidades topográficas menores, removiendo material desde las áreas altas a las bajas. Si en la morena de fondo las gravas, los guijarros y los bloques son abundantes, no es probable que se desarrolle una llanura de till, pero en cambio se desarrollará una topografía de hoyos y lomadas, porque para estos materiales los ángulos de reposo son mucho más altos que para el till arcilloso.

Las morenas terminales o frontales. Las morenas terminales con frecuencia añaden diversidad y relieve a una llanura de till. Varían en carácter desde crestas sobresalientes hasta mínimos cerrillos. En las morenas terminales los materiales pueden acumularse en tres formas: por amontonamiento, por empuje, o por descarga (Flint, 1947), y sobre esta base se pueden denominar *morenas de amontonamiento, de descarga* y *de empuje.* Las morenas terminales compuestas por till pedregoso son, por lo general, más elevadas que las de till arcilloso. Las morenas terminales integradas por till arcilloso son más bien amplias y planas antes que semejantes a crestas. Las morenas anchas compuestas por till pedregoso muestran una topografía de hoyos y lomadas con numerosos lagos o pantanos en las cuencas cerradas. Las morenas de till arcilloso, anchas, pueden tener pendientes tan suaves que sin mapas topográficos casi es imposible percatarse de que sobrepasan el nivel general de la morena de fondo o basal adyacente. Las morenas terminales pocas veces son continuas por distancias grandes, ya que generalmente están segmentadas por las rupturas hechas por los emisarios a través de ellas, por la falta de coherencia del frente de hielo, o por la escasez local de detritos en el glaciar. La línea en forma de media luna o encorvada de las

morenas terminales, relacionada con la lobación del hielo, no siempre es visible en el campo, pero generalmente aparece bien en las fotografías aéreas y en los mapas topográficos.

Muchas de las morenas terminales han sido clasificadas como morenas de retroceso por sus posiciones detrás de otra morena terminal. Esta denominación puede ser engañosa, porque algunas marcan pausas de un frente de hielo en retroceso y otras marcan nuevos avances. Únicamente un estudio cuidadoso en el campo permitirá hacer la diferenciación de los dos tipos, pero probablemente la mayoría de las morenas denominadas de retroceso, en realidad han marcado nuevos avances del hielo. Si se pueden encontrar



FIG. 16.3. *Morena central al norte del Lago Ontario, con dos* kames *de origen de molino en primer plano. (Fotografía de Conrad Gravenor, Servicio Geológico del Canadá.)*

afloramientos de till sobre detrito glaciario o depósitos lacustres de una edad más temprana, o si se presenta una zona meteorizada entre los dos tills, ello indica un nuevo avance. Las morenas de contornos suaves sugieren acumulación durante un nuevo avance, porque un frente de hielo probablemente sea irregular durante el desgaste retrocedente, pero esto de ninguna manera constituye una prueba concluyente.

Las *morenas interlobulares* forman una entrada entre dos lóbulos de hielo. Ejemplo bien conocido es la famosa morena Kettle de Wisconsin, que se formó entre los lóbulos de la bahía Green y el lago Michigan. La morena Packerton de Indiana, que se formó entre los lóbulos del Saginaw y del Erie, es otro ejemplo. La mayoría de las morenas terminales tienen asociadas con ellas cantidades variables de material acumulado por agua, mientras que las morenas interlobulares, en particular, es muy probable que contengan grandes cantidades de materiales acumulados por agua. Esto es

comprensible si tenemos en cuenta que el desagüe de dos frentes de hielo está dirigido hacia el área ocupada por una morena interlobular.

Otro tipo de morena terminal es el que suele denominarse *morena kame*, por la asociación de numerosos kames con ella. Algunos creen que este tipo de morena se depositó en agua procedente del desgaste descendente de una masa de hielo estancado. En las morenas terminales son tan comunes los mogotes de gravas acumuladas por agua parecidos a kames, que es discutible que los numerosos kames indiquen hielo estancado.

El relevamiento areal de las regiones glaciadas generalmente da lugar a la delineación de las morenas terminales y su distinción de las morenas de fondo y de otras formas glaciarias parecidas a crestas. Ciertos caracteres invariables ayudan a reconocerlas. La forma de cresta de una morena es transversal a la dirección del movimiento del hielo. En las áreas de till pedregoso, las morenas terminales generalmente constan de un complejo de formas de relieve menor, "cerrilladas" o protuberancias y cuencas cerradas u hoyos glaciarios de trazado irregular. Esto no es tan característico de las morenas de till arcilloso. Las cumbres de las morenas generalmente carecen de uniformidad en su nivel, y donde existen materiales estratificados, por lo general son gruesos y pobremente seleccionados y están íntimamente asociados con el till.

Los drumlins. Los cerros notablemente aerodinámicos que se encuentran en algunas llanuras de till se denominan *drumlins* [1] Hasta el día de hoy no se ha alcanzado a desentrañar por qué en algunas partes hay drumlins y en otras no. La mayoría de los drumlins están compuestos de till, pero algunos tienen materiales estratificados en forma de cubierta superficial o de lentes por debajo del till. Un drumlin típico presenta la forma de un semielipsoide, como una cuchara invertida, pero existen muchas variaciones. Se pueden encontrar formas dobles o triples dispuestas en escalón. Generalmente los drumlins muestran un paralelismo notable en su disposición. Los drumlins varían en altura desde 6 a 60 m o más, y en longitud desde algunos centenares de metros hasta varios kilómetros. Se presentan en grandes cantidades o enjambres, y raramente se encuentran solos.

En América del Norte hay cuatro fajas principales de drumlins: un área en Nueva Inglaterra, el sur de Nueva Hampshire y el este de Massachusetts; una faja en Nueva York y en Ontario, al sur y al norte del lago Ontario; otra está en Nueva Escocia; y una cuarta incluye partes de Wisconsin, Iowa y Minnesota. También existen drumlins en Irlanda, Inglaterra, Alemania y Suiza [2]. Probablemente el drumlin más famoso del mundo es el Bunker

[1] *Drumlin* es un término en uso en Irlanda, derivado de la voz celta "*druim*" que significa cresta de un cerro. *(N. del T.)*

[2] En la República Argentina están muy bien representados en Tierra del Fuego. *(N. del T.)*

Hill. Este, junto con Breed's Hill, otro drumlin, desempeñaron papeles históricos en la guerra civil.

Los drumlins, característicamente, están situados varios kilómetros detrás de las morenas terminales. Algunos los consideran como caracteres de erosión, y otros los atribuyen a la acumulación glaciaria. Los que están a favor de su origen erosivo arguyen que son el resultado de la remodelación de



FIG. 16.4. *Un* drumlin *parcialmente sumergido, en Chester, Nueva Escocia. (Fotografía de la Real Fuerza Aérea del Canadá.)*

morenas terminales formadas anteriormente. Parece haber tres circunstancias en contra de tal origen. Carecen del perfil de las rocas aborregadas asociadas con la erosión glaciaria; el ancho de las fajas de drumlins es demasiado amplio para representar morenas terminales anteriores; y generalmente están compuestos por el derrubio glaciario más joven de la zona. Sus formas aerodinámicas sugieren la acumulación del till, con el subsiguiente cobijamiento y remodelación por el hielo. Su desarrollo típico detrás de las morenas terminales, posiblemente puede estar relacionado con el adelgazamiento rápido del hielo en esa zona. El glaciar puede haber quedado obstruido con

derrubio glaciario y entonces, viéndose obligado a sobrepasar parte de su carga, de ese modo le dió forma de drumlin. Sus formas alargadas, paralelas a la dirección del movimiento del hielo, ciertamente sugieren un origen erosivo.

LOS CARACTERES GLACIFLUVIALES

Las formas de acumulación

Las formas proglaciarias. Las formas de relieve proglaciarias son aquellas construidas por ríos que corren delante del frente de hielo. En este grupo se incluyen los conos de transición, los deltas y batientes [1], depósitos de transición encauzados, y llanuras de conos de transición tanto hoyadas como no hoyadas. Innumerables emisarios construyen conos de transición o batientes locales más allá del frente de hielo o de la morena terminal. Si había un lago proglaciario inmediatamente afuera del límite del hielo, los ríos acumulaban sus cargas en él como deltas glacifluviales.

Por las líneas principales de avenamiento o *canales de desagüe* se producía un lavaje más extenso y continuado, dando lugar a la formación de depósitos de transición encauzados que se extendían por varios kilómetros en las áreas no glaciadas. A medida que el hielo retrocedía, los depósitos de transición encauzados se extendían hacia sus cabeceras, mientras que los canales de desagüe continuaban recibiendo las aguas del derretimiento glaciario. Así, algunos depósitos de transición encauzados tienen una longitud de varios centenares de kilómetros. Del mismo modo que en áreas de glaciación de montaña, la mayoría de los depósitos de transición encauzados se conservan todavía como remanentes de terrazas a lo largo de los antiguos canales de desagüe. Tales terrazas son caracteres comunes a lo largo de los ríos Misisipí, Misurí, Illinois, Wabash, Ohio, y en muchos otros valles menores de América del Norte; también se encuentran a lo largo de muchos de los valles de la llanura europea del norte. Las porciones de las cabeceras de los depósitos de transición encauzados constan principalmente de arena y grava, pero el detrito glaciario se torna progresivamente más fino valle abajo y pasa gradualmente a limos y arcillas en el tramo inferior de los valles. Sin embargo, a lo largo de los canales de desagüe, los limos y las arcillas, en su mayor parte, pueden haber sido transportados al mar.

Las llanuras glacifluviales se forman por la unión de una serie de conos de transición o batientes. Las que están formadas en áreas no glaciadas o que no han sido glaciadas recientemente, carecen de hoyos. Su superficie puede alojar depresiones pandas producidas por el derretimiento de pequeños bloques de hielo incorporados al detrito glaciario o por la deflación antes del establecimiento de la vegetación sobre la llanura glacifluvial. Un

[1] Batiente es una acumulación glacifluvial, mientras que la llanura aluvial corresponde a una acumulación fluvial. *(N. del T.)*

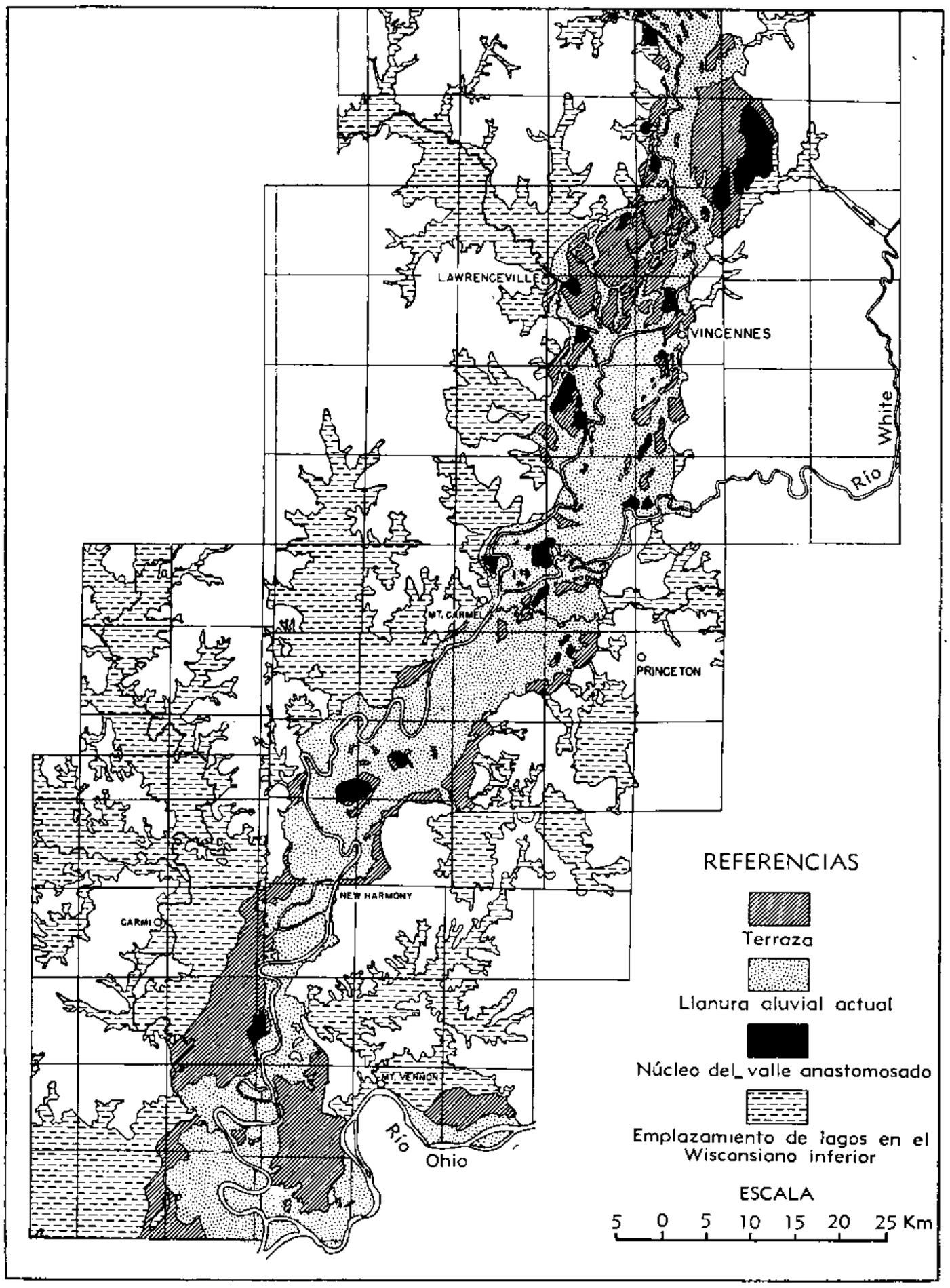


FIG. 16.5. *Mapa de las áreas lacustres en el valle inferior del Wabash, que señala los emplazamientos de lagos anteriores, formados en los valles tributarios del Wabash, como resultado de su endicamiento por materiales de transición encauzados del Wisconsiano. Las altitudes de las llanuras lacustres decrecen valle abajo, de acuerdo con la inclinación de los depósitos de transición encauzados. (Tomado de M. M. Fidlar,* Indiana State Geol. Survey, Bull. 2.)

ejemplo bien conocido de llanura no hoyada de conos de transición es la que se extiende por la parte sur de la isla Long, al sur de la morena de Ronkonkima.

Las *llanuras hoyadas de conos de transición* se forman en aquellos lugares donde los bloques de hielo han sido sepultados debajo del detrito glaciario. El derretimiento subsiguiente del hielo da como resultado el hundimiento del material suprayacente para formar *hoyos glaciarios*. Excesivos hoyos denotan que las arenas y las gravas del detrito glaciario se acumularon sobre una



FIG. 16.6. *Llanura de conos de transición con hoyos en Cabo Cod, Massachusetts. (Fotografía del Fairchild Aerial Surveys, Inc.)*

masa casi continua de hielo estancado de espesor irregular. A veces los hoyos glaciarios se alínean, constituyendo cadenas, que pueden marcar valles preglaciales o interglaciales en los cuales perduraban bloques de hielo.

Una llanura hoyada de conos de transición difiere de otros tipos fisiográficos con los cuales se puede confundir, tales como morenas kame y morenas monticulosas terminales, en que su material está mejor seleccionado que en las morenas kame y su superficie muestra un horizonte más nivelado que el de las morenas terminales. Las llanuras de conos de transición hoyadas son particularmente comunes en los mantos de derrubio glaciario del Wisconsin superior en Minnesota, Wisconsin, Michigan, y norte de Indiana e Illinois.

Los eskers. Localmente, los eskers pueden constituir rasgos notables en áreas de glaciación continental. Los eskers numerosos y prominentes probablemente indican que el hielo estaba estancado en el tiempo de su formación. Algunos de los más perfectos de los Estados Unidos de América están en Maine. Uno de estos eskers puede ser seguido por más de 160 km.

Muchos muestran eskers tributarios empalmados al principal. La mayoría están asociados definidamente con morenas terminales y se hallan dentro de ellas o son sus tributarios. Por lo general están segmentados, y se ha afirmado que los segmentos individuales corresponden a depósitos anuales de frentes de hielo en retroceso. Los eskers se pueden unir en sus extremos más alejados con deltas, kames, o llanuras de conos de transición.

Mannerfelt (1945) consideró a los eskers como prueba de estancamiento glaciario. Distinguió tres tipos de eskers: 1) los acumulados completamente



FIG. 16.7. *Un* esker *cerca de Fort Ripley, Minnesota. (Fotografía de W. S. Cooper.)*

en túneles obstruidos bajo hielo estancado; 2) los formados en la desembocadura de los túneles subglaciares, donde las aguas de derretimiento glaciario, bajo presión hidrostática, fluían dentro de agua estancada; y 3) los formados en zanjas subaéreas en la superficie del hielo.

Algunos eskers se extienden cerro arriba y a través de divisorias y drumlins, sugiriendo que, al menos éstos, fueron bajados sobre la morena de fondo y representan rellenos en canales de ríos intraglaciarios o supraglaciarios.

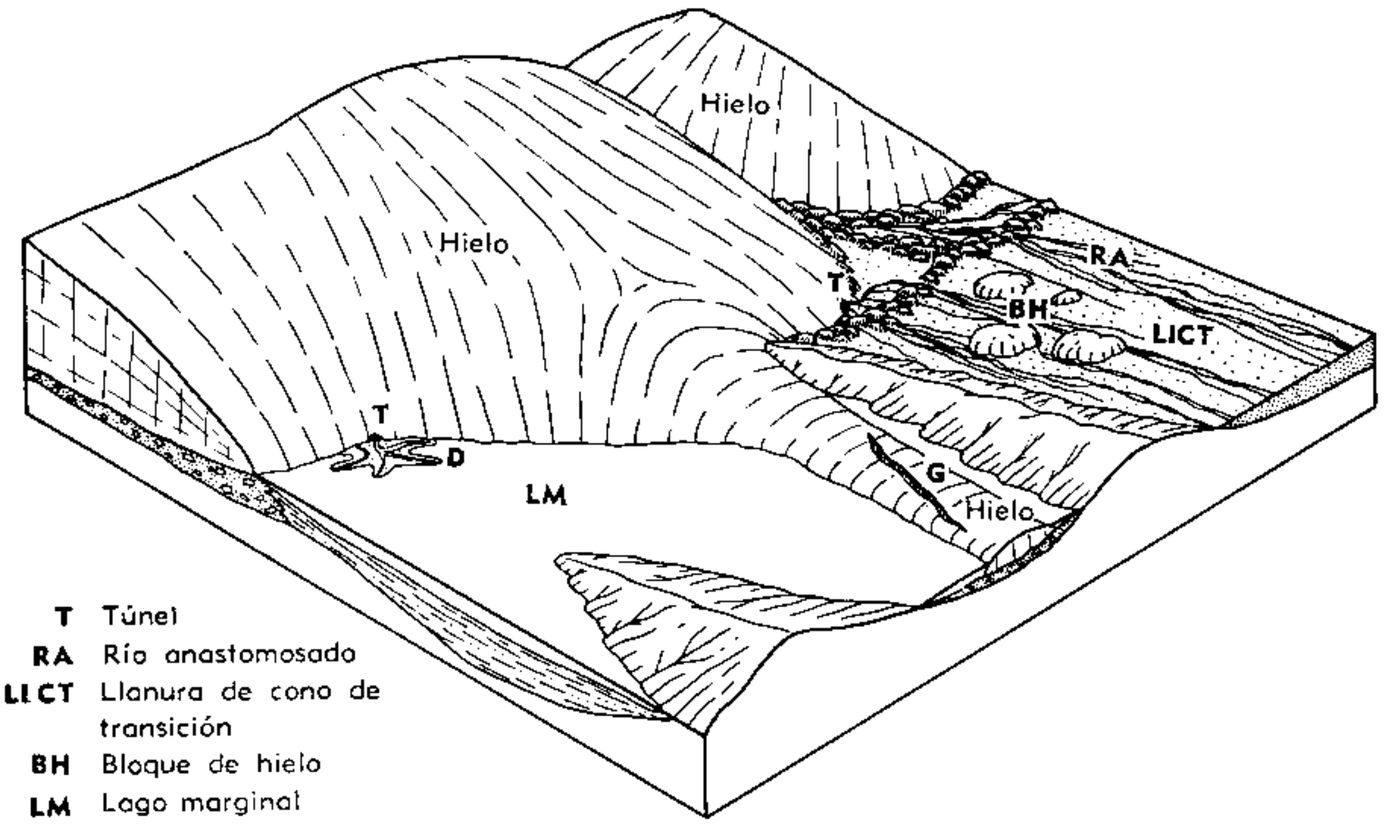
Los kames y las terrazas kame. Los kames y las terrazas kame son rasgos frecuentes en áreas de glaciación continental. Fueron tratados en el capítulo precedente, y sólo es necesario mencionarlas. Una variedad de kame, merecedora de atención especial, es la denominada comúnmente *relleno de grieta.* Esta variedad de kame es parecida a una cresta, en contraste con los otros tipos de kames. En cierta manera los rellenos de grieta se asemejan a los eskers, excepto que por lo general son más pequeños y, donde están en grupos, se pueden extender en cualquier dirección más bien que paralelamente a la del movimiento del hielo, como lo hacen la mayoría de los eskers. Las relaciones entre sí no son tales como para inferir que forman parte de un sistema lineal único, como los eskers. Flint (1928) creyó que constituyen rellenos hechos en las grietas o cerca de la margen de una masa de hielo estancada.

Los caracteres glacifluviales tienen formas distintivas, por lo que generalmente se destacan en los mapas topográficos y en las fotografías aéreas. La textura del desagüe es típicamente más potente sobre ellos que sobre las formas topográficas compuestas por till. Esto usualmente permitirá el relevamiento exacto de los contactos entre ellos y la morena de fondo con la cual están asociados.

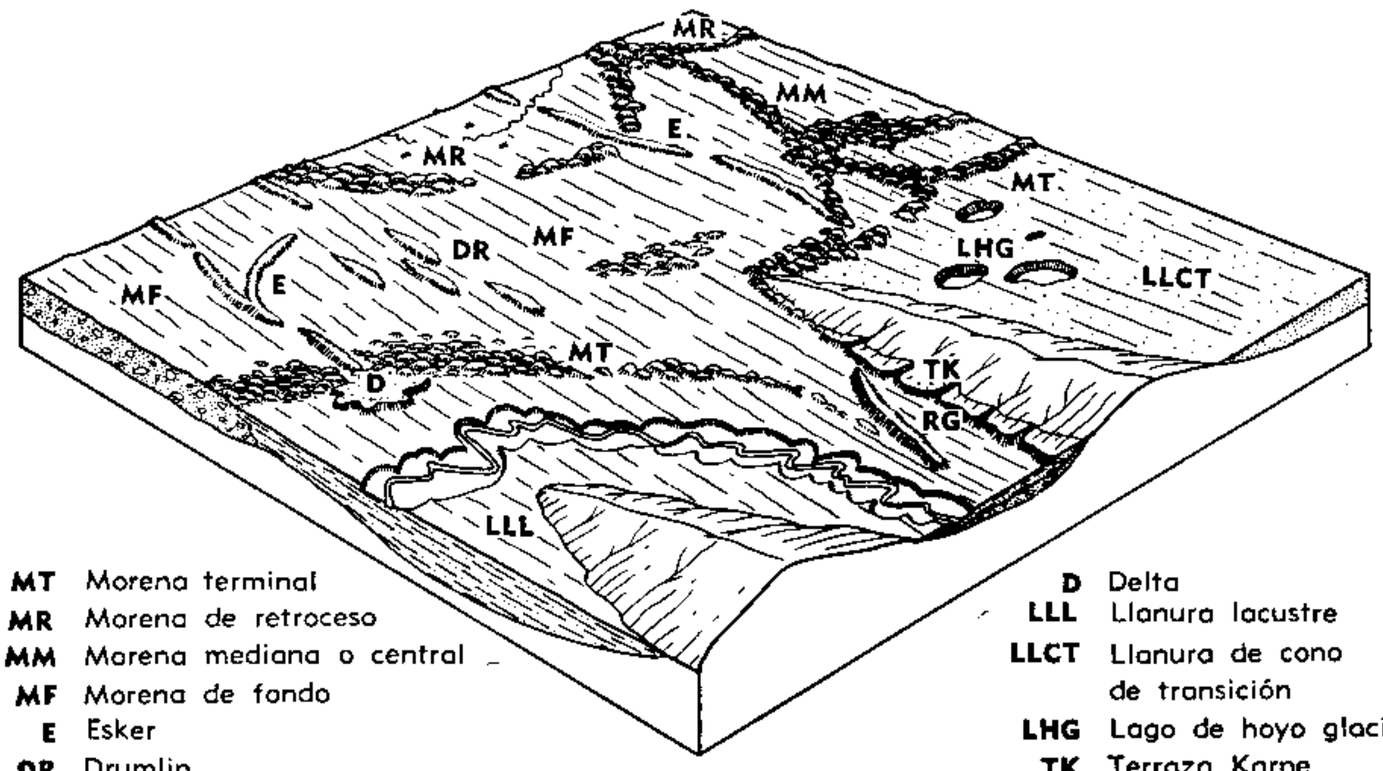
LOS RASGOS PRODUCIDOS POR EL DERRETIMIENTO DEL HIELO ESTANCADO

En la actualidad se reconoce que en varias regiones, particularmente en Nueva Inglaterra (Flint, 1929) y en las montañas de Noruega y Suecia (Mannerfelt, 1945), el hielo estuvo estancado durante el derretimiento final. Los rasgos topográficos y los tipos de depósitos formados bajo estas condiciones son notablemente diferentes de los que se observan donde el hielo se hallaba en movimiento durante su derretimiento. El till comprende la parte más pequeña de los depósitos en comparación con los materiales acumulados por el agua. Las morenas terminales son pequeñas o faltan por completo. No hay morenas terminales verdaderas del tipo de empuje, pero pueden existir morenas pequeñas de descarga, formadas por el deslizamiento hacia abajo sobre una superficie de hielo de una morena de ablación. Sin embargo, se encontrarán como cerritos aislados más que como crestas lineales. La morena de ablación, depósitos de contacto de hielo tales como kames, terrazas kame, rellenos de grietas, eskers y sistemas de eskers, los deltas extramarginales y las llanuras de conos de transición, los depósitos lacustres, las líneas de desagüe y las vías de derrame marginales y laterales del hielo están entre los caracteres más comunes que se encuentran donde el hielo se consumió mientras estaba estancado.

Mannerfelt (1945) ha dado el resumen siguiente de las formas producidas por el derretimiento del hielo estancado.



T Túnel
RA Río anastomosado
LLCT Llanura de cono de transición
BH Bloque de hielo
LM Lago marginal
G Grieta
D Delta



MT Morena terminal
MR Morena de retroceso
MM Morena mediana o central
MF Morena de fondo
E Esker
DR Drumlin

D Delta
LLL Llanura lacustre
LLCT Llanura de cono de transición
LHG Lago de hoyo glaciario
TK Terraza Karne
RG Relleno de grieta

FIG. 16.8. *Diagramas idealizados para mostrar el origen de algunas de las formas de relieve glaciarias más comunes. (Dibujos de W. C. Heisterkamp.)*

El ambiente de la formación	*Rasgos característicos*
Supraglaciaria	Rellenos de grietas. Eskers subaércos. Deltas supraglaciarios. Morena de ablación.
Lateral	Canales de desagüe laterales. Serpentinas laterales (canales de desagüe sinuosos intercomunicantes). Terrazas laterales.
Subglaciaria	Canales de desagüe subglaciarios. Eskers ahocinados subglaciariamente. Eskers coleccionantes subglaciarios. Redes de eskers. Morenas de hielo muerto subglaciarias.
Frontal y extramarginal	Cárcavas "col" o canales deprimidos. Canales de desagüe de lagos de hielo (emisarios). Líneas de ribera erosionadas. Líneas de ribera de acumulación. Sedimentos de lagos de hielo. Deltas. Sanders (llanuras de conos de transición) [1]. Morenas de hielo muerto submarginales o marginales. Morenas terminales.

LOS RÍOS DE HIELO MARGINAL Y PROGLACIARIOS

La glaciación fue la causante de muchas modificaciones del avenamiento en Europa y en América del Norte. Las aguas de derretimiento de las calotas de hielo generalmente fluían hacia el exterior como ríos proglaciarios, pero algunas aguas de derretimiento provenían principalmente de las márgenes del hielo. A medida que los frentes de hielo retrocedían, los cauces primitivos fueron abandonados por rutas nuevas y en algunas partes se desarrolló una red de canales de desagüe. Muchas de estas anteriores líneas de desagüe tienen poca o ninguna relación con los cursos de ríos actuales. Hasta pueden cruzar las actuales divisorias de aguas por pasos o surcos, como en el caso de los denominados Rinnentäler de Europa. Algunos de estos cursos abandonados pueden haber sido excavados por ríos subglaciarios, pero más frecuentemente representan sucesivas líneas de avenamiento aproximadamente paralelas al frente retrocedente del hielo. Tales son los Urstrontäler de la llanura septentrional europea. Los "valles de pasaje transversal" al sur de la región del lago Finger en el estado de Nueva York, son ejemplos de vías glaciarias de desagüe abandonadas que conducían el agua del derretimiento glaciario cuando el hielo había cruzado la divisoria

[1] *Sander* deriva del término islandés *sandur*, cuyo plural es *sandar*, introducido por Keilhack en 1886. (Baulig, Henri - Obra citada). *(N. del E.)*

entre las aguas del Atlántico y del golfo de San Lorenzo (Holmes, 1952). Ejemplos notables de "valles unilaterales" se encuentran en los alrededores de la margen oeste de los Adirondacks, que son comprensibles únicamente cuando se reconoce que el hielo sirvió como un lado de estas líneas de desagüe. Bretz (1943) ha descripto un sistema extenso de zanjas de desagüe (coulees) en las llanuras del sur de Alberta. En casi cualquier llanura glaciaria es probable encontrar vertederos abandonados que transitoriamente condujeron aguas de derretimiento glaciario.

En los Estados Unidos de América, cuatro sistemas principales de ríos muestran marcadamente los efectos de la glaciación en sus cursos y en los rasgos topográficos a lo largo de ellos. Éstos son, el Misisipí, el Misurí, el Ohio y el Columbia. Los ríos Ohio y Misurí están relacionados tan estrechamente en posición con el límite glaciario que se los puede considerar esencialmente como ríos de hielo marginal. Los ríos Misisipí y Columbia se consideran como ríos proglaciarios que sufrieron modificaciones importantes como resultado de la glaciación.

La historia del río Misurí. En América del Norte el río Misurí es el mejor ejemplo de lo que fue un río de hielo marginal. Generalmente se está de acuerdo con que en tiempo preglacial el río Misurí superior, junto con el Yellowstone y el Little Misurí, desaguaban hacia el norte en un sistema fluvial (probablemente el Souris-Assiniboine) que desembocaba en la bahía de Hudson (Todd, 1914). De acuerdo con Flint (1949a), los ríos preglaciales Grand, Moreau, Cheyenne, Bad, y White de Dakota del Sur, que se unen al Misurí desde el oeste, se extendían más al este que en el presente, para unirse a un río que fluía hacia el norte por las tierras bajas del río James. El segmento del río Misurí desde la ciudad de Kansas hasta su unión con el Misisipí probablemente sigue el mismo curso preglacial del río Kansas.

En la actualidad no se conocen suficientes detalles para esclarecer todas las desviaciones del desagüe que tuvieron lugar hasta el establecimiento del curso presente del Misurí, como tampoco se conocen las fechas de los diversos cambios. Warren (1952) ha presentado indicios que sugieren que el segmento del río Misurí de Dakota del Sur adquirió su curso presente como resultado de la glaciación illinoiana más bien que con la del Kansaiano, como supone Flint. Cuando se desentrañe la historia completa, bien puede ser que el Misurí actual sea el resultado de numerosos cambios de desagüe efectuados durante varias si no todas las etapas glaciales.

La historia del río Ohio. El río Ohio actual nació como resultado de la anarquía de varias arterias de desagüe ocasionadas por hielo en movimiento hacia el sur. Su parte inferior es el Ohio preglacial; su porción media consta de parte del desagüe de un río preglacial que Tight (1903) denominó Teays, y su parte superior es una porción del Allegheny-Monon-

gahela, que en tiempos preglaciales fluía a la cuenca de desagüe del golfo de San Lorenzo.

El Ohio preglacial tenía sus cabeceras en alguna parte del sudeste de Indiana (Wayne, 1952) o del sudoeste de Ohio. El Teays preglacial tenía

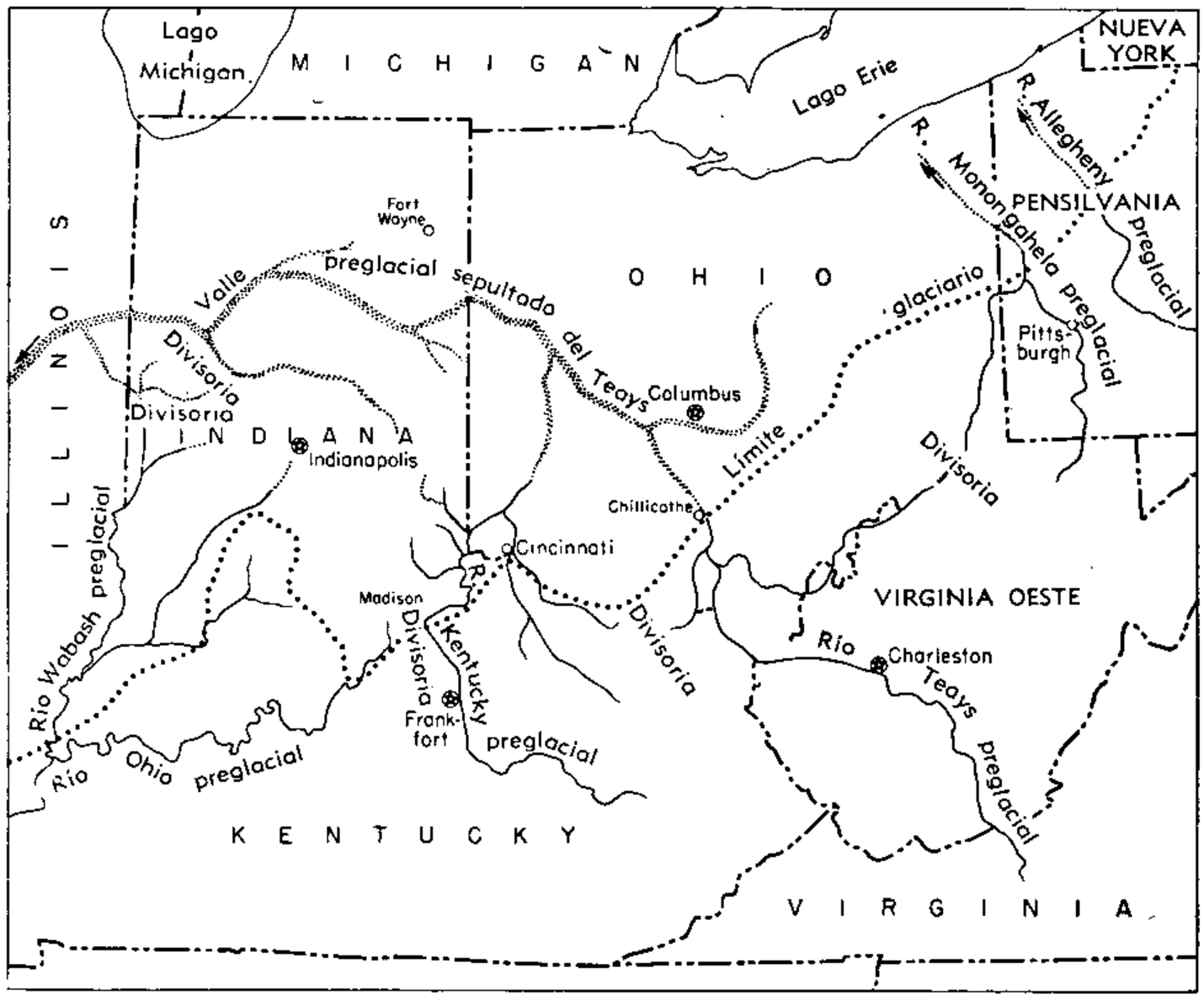


FIG. 16.9. *Mapa que muestra las líneas preglaciales de desagüe, a partir de las cuales evolucionó el río Ohio. (Tomado de Horberg, Leverett, Malott, Tight, et al.)*

sus cabeceras en los montes Azules o el Piedmont de Carolina del Norte y Virginia, y fluía hacia el noroeste por Virginia Occidental y Ohio, y desde allí levemente hacia el sudoeste a través de Indiana, para entrar en Illinois central (Horberg, 1945, 1950), donde seguía aproximadamente el curso presente del río Illinois hasta el Misisipí. El curso sepultado del valle del Teays por Ohio, Indiana e Illinois está indicado por muchos pozos que penetraron un espesor anormal de derrubio glaciario. El Allegheny-Monongahela preglacial desaguaba al norte hacia unas tierras ahora bajas, ocupadas por el lago Erie, y desde allí al golfo de San Lorenzo. Algunos de los valles preglaciales de este sistema están reflejados a través del derrubio glaciario. En la hoja topográfica de Meadville, Nueva York, se puede

observar uno de éstos. Hay acuerdo general con respecto a la desviación del anterior desagüe al norte, hacia el Ohio preglacial, pero los pareceres difieren en lo relativo al tiempo en que ello ocurrió. Parece cierto que tuvo lugar en tiempo preilloniano, porque el detrito glaciario illoniano está presente en el valle del Ohio, pero se duda si fue producido por el hielo nebraskaiano o kansaiano. Uno de estos mantos de hielo se movió a través de las líneas de desagüe del Teays y del Allegheny-Monongahela, las obstruyó y endicó y provocó el rebasamiento por las divisorias intermedias y la comunicación con el Ohio preglacial, para formar un cauce principal de avenamiento aproximadamente paralelo al frente de hielo. En la región de la meseta apalachiana de Virginia Occidental y de Pensilvania hay muchos valles con una potente acumulación aluvial, que como resultado de este endicamiento fueron parcialmente rellenados con limos y arcillas. Muchos de los ríos actuales de esta región guardan poca relación con los valles preglaciales. El valle Teays, que aparece en las hojas topográficas de Milton y Saint Albans, Virginia Occidental, es uno de los ejemplos de valles preglaciales prácticamente abandonados por los ríos actuales.

Los terrenos costrosos de la meseta de Columbia. Una de las regiones topográficas más interesantes de América del Norte, si no del mundo, es la acanalada región denominada terreno costroso (scabland [1]), situada al sudoeste de Spokane, en el este de Washington. Allí, en un área circundada por los ríos Columbia, Spokane y Snake, de tamaño mayor que el estado de Maryland, se encuentran algunos de los rasgos topográficos más singulares producidos por las aguas de derretimiento glaciario. La denominación "terreno costroso" proviene de los grandes costurones que desfiguran la superficie de la meseta basáltica del este de Washington y la despedazan en un laberinto de pedestales, mesas y cañones. Los trechos entre los cañones generalmente están cubiertos con un manto de depósitos de arena eólica o loess. Bretz (1923, 1928), quien publicó muchos trabajos sobre esta región, enumeró por lo menos veinte rasgos topográficos distintos que se pueden observar allí. Entre los más notables se cuentan: canales entrelazados y reticulados; cañones abandonados o "coulees", como se les denomina en la región; cascadas y cataratas secas; mesas y pedestales de paredes abruptas en medio de los canales; cuencas con márgenes rocosas; valles colgantes; depósitos de grava en forma de barras; terrazas de gravas; depósitos de aguas quietas en valles tributarios; sistemas de desagües y espolones y divisorias encajonados. Todos los observadores están de acuerdo en lo caprichoso de las formas topográficas, pero no lo están con respecto a sus orígenes. El único punto en el cual hay concordancia general es que los terrenos costrosos fueron producidos por aguas de derretimiento glaciario. Y aun en esto hay falta de unanimidad, porque Hobbs (1943) arguyó que los terrenos costrosos

[1] *Scabland.* Denominación que se aplica en el oeste de los Estados Unidos de América a tierras costrosas, desnudas. *(N. del E.)*

fueron producidos por la abrasión de un lóbulo de hielo, al cual denominó el lóbulo Scabland.

Bretz llegó a la conclusión de que el agua del derretimiento glaciario ocupó en tal cantidad los valles preexistentes al norte del trecho del terreno costroso, que rebasó la divisoria y constituyó una vasta inundación, aunque de corta duración, de carácter catastrófico, a la que denominó la inundación Spokane. Supuso que la "inundación" tenía una profundidad de hasta 240 m

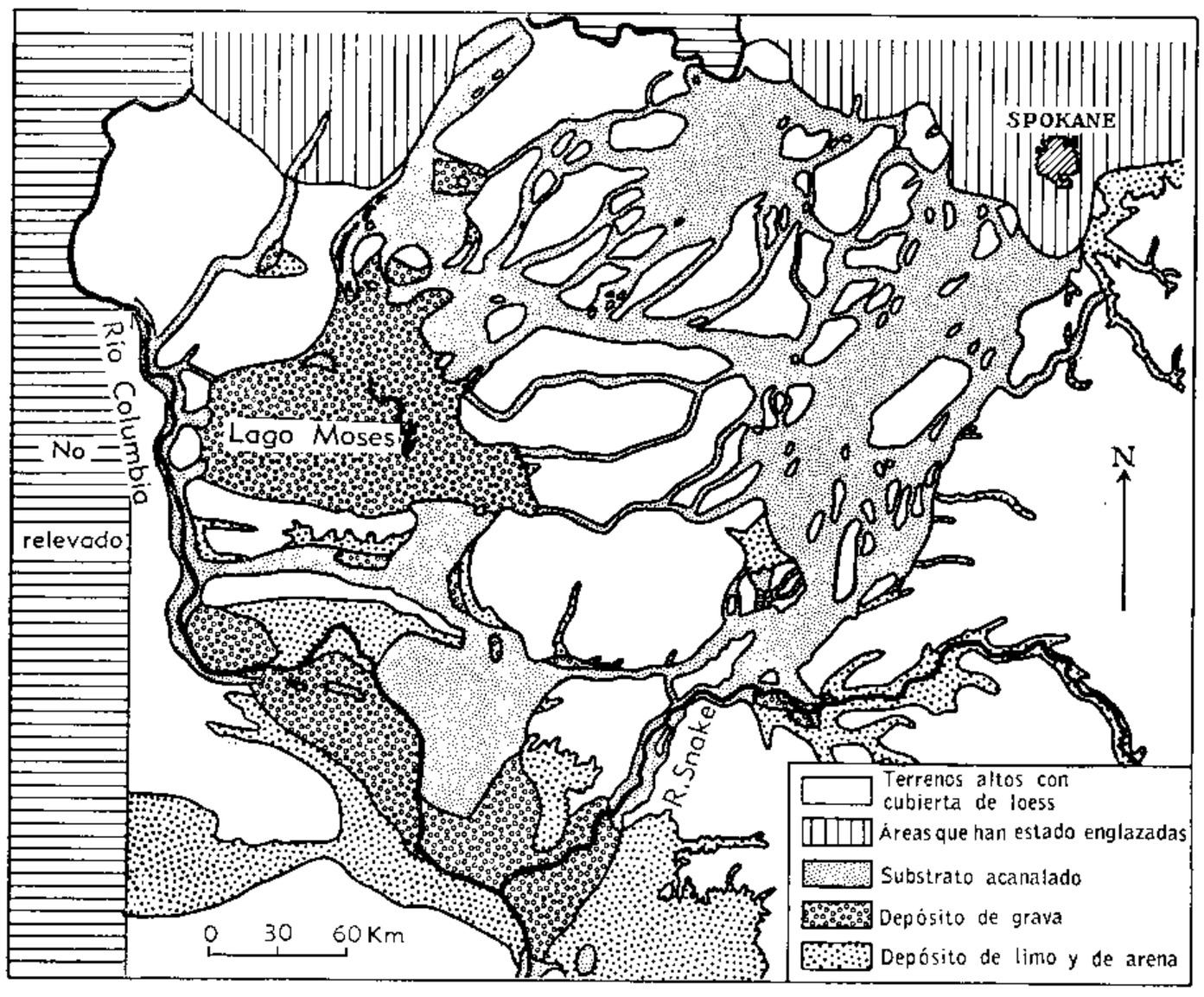


FIG. 16.10. *El área de terreno costroso del este del estado de Washington. (Tomado de J. H. Bretz, por gentileza de la American Geographical Society.)*

en algunas partes. Los grandes ríos de agua que constituyeron la "inundación" presumiblemente edificaron la estructura de grandes barras, que se proyectaban más arriba del fondo de los "coulees" y luego bajaron más bien rápidamente, y mientras bajaban excavaron los "coulees" y otros notables rasgos de erosión. No ha podido explicar tal inundación, pero mantuvo que las comprobaciones de campo indicaban que ella había ocurrido. Esta teoría representa un retorno al catastrofismo, y muchos geólogos se resisten a admitirla.

La explicación de Flint (1938) de la zona de los terrenos costrosos consiste en que el avance de los lóbulos de hielo a través de la divisoria de aguas del

borde septentrional de la meseta dio como resultado que grandes volúmenes de aguas de derretimiento glaciario fluyeron por la meseta hacia el sur. Esta agua de derretimiento, siguiendo a grandes rasgos las líneas de desagüe preglacial, elaboró cañones y "coulees" en los basaltos. Los ríos glaciarios gradualmente rellenaron sus cauces con limo, arena, y grava de detrito glaciario, a medida que al sudoeste, en la cuenca Pasco, el nivel del lago Lewis crecía, para formar un relleno potente que aumentaba verticalmente y hacia las cabeceras. A medida que el nivel de este relleno crecía, muchos ríos atravesaron divisorias anteriores, abriendo cortes en las mismas y labrando escarpas en el manto de loess de las tierras altas. El desagüe del lago Lewis fué seguido por una disección progresiva del relleno, dejando porciones como terrazas (las denominadas barras de Bretz). Cuando el frente de hielo retrocedió al norte de la divisoria, por derretimiento retrógrado, el abastecimiento del agua fue interrumpido y los terrenos costrosos se secaron, con la excepción del desagüe alóctono de los ríos Columbia y Snake.

Allison (1933) cree que las pruebas de campo propenden a indicar una "inundación" que le pareció producida por el endicamiento de las aguas de derretimiento a causa de una obstrucción de hielo en el desfiladero del río Columbia, el Wallula Gateway, donde se inicia el desfiladero del Columbia a través de la cadena de las Cascadas. La elevación de las aguas del río Columbia comenzó en la estrechura y presumiblemente fue creciendo hacia sus cabeceras, en el este de Washington. A medida que las aguas iban endicándose a niveles progresivamente más altos, el hielo las desviaba por diferentes rumbos a través de divisorias secundarias, y así se produjeron las barras de gravas y las caprichosas formas del terreno costroso. Su idea de la "inundación" es que no fue de corta y catastrófica duración, como lo había sugerido Bretz, sino más bien de larga duración y de corriente moderada.

La historia del río Misisipí. El río Misisipí era un río proglaciario más que de hielo marginal, pero en vista de que varios cambios de importancia de su curso superior son resultado de la glaciación, se dará un breve esbozo de la historia del Misisipí superior. No se sabe con certeza dónde estaban las cabeceras del Misisipí, pero se supone que probablemente se hallaban en alguna parte del área general en la que se encuentran en la actualidad. Su región de origen en Minnesota tiene tantos mantos potentes de depósitos glaciarios que el curso actual de sus ríos guarda muy poca relación con las rutas preglaciales. Leverett (1921) pensó que desde unos 25 km al sur de St. Paul hasta Hastings –Minnesota–, el valle actual del Misisipí sigue el curso de un tributario preglacial, y que desde Hastings hasta Clinton –Iowa–, el curso del río presente coincide esencialmente con su curso preglacial. La sección del río Misisipí entre Clinton y el punto donde se le une el río Illinois, al norte de St. Louis, parece haber sido abierta como resultado de la obstrucción de su recorrido anterior desde Clinton a través de Illinois hasta cerca de Hennepin –Illinois–, y desde allí hacia el sur por

la ruta del río Illinois actual. Shaffer (1952) ha presentado argumentos demostrativos de que esta desviación del cauce del Misisipí por Illinois tuvo efecto durante la subetapa tazewelliana del Wisconsiano. Es posible que esta porción del río Misisipí sufriera varios desplazamientos de trazados orientales hacia trazados más occidentales a medida que los lóbulos de hielo avanzaban alternativamente desde el noroeste y el nordeste.

El río Misisipí, cerca del lugar donde se le une el río Ohio, fue sometido a varios desplazamientos que acompañaban la agradación con detritos glaciarios de su valle. Originariamente su curso fue considerado como más occidental que en la actualidad, en lo que se denomina la tierra baja Drum (Fisk, 1944). Esta ruta fue agradada hasta que llegó a mayor nivel que la tierra baja Advance, situada al este, y el río se derramó desde la tierra baja Drum a la Advance; la agradación continuada provocó el derrame posterior desde la tierra baja Advance a la tierra baja Morehouse, aún más al naciente. Una mayor agradación de su valle condujo al abandono de la tierra baja Morehouse y al establecimiento de su ruta presente por el abra de Thebes. Los efectos de la alternancia entre condiciones glaciales e interglaciales del Pleistoceno sobre el Misisipí inferior serán tratados posteriormente.

LOS RASGOS GLACILACUSTRES

Es, sin duda, exacto que la glaciación ha dado margen a la formación de más lagos que todos los otros procesos geomórficos combinados. El estado de Minnesota es conocido como el "estado de los 10.000 lagos". En Wisconsin, Michigan y Canadá, existen otros miles, y en el noroeste de Europa los hay en cantidades comparables [1].

Los orígenes de los lagos glaciarios. Los lagos glaciarios no sólo existen en grandes cantidades, sino que también tienen variados orígenes. La clasificación siguiente de los lagos y cuencas lacustres se basa pricipalmente sobre la propuesta por Zumberge (1952) para los lagos de Minnesota, pero ha sido modificada para que pueda tener una aplicación más general.

A) Lagos que resultan de la acumulación glaciaria o glacifluvial.
1. Lagos en cuencas resultantes de la acumulación irregular del till.
2. Lagos por endicamiento morénico.
3. Lagos de hoyos glaciarios o lagos en cuencas de bloques de hielo.
   a) Cuencas de bloques de hielo a lo largo de valles preglaciales o interglaciales.
      1. Cuencas de bloques de hielo en conos de transición.
      2. Cuencas de bloques de hielo en till.

[1] En la República Argentina son abundantes en el sector cordillerano, entre los paralelos 38° y 42° S, en las provincias de Neuquen y Río Negro. Hacia el sur son más escasos, pero se encuentran hasta en Tierra del Fuego. *(N. del T.)*

b) Cuencas de hoyos glaciarios o de hielo en bloques sin relación con los valles.
1. Cuencas en los conos de transición.
a) En llanuras hoyadas de conos de transición.
b) En artesas adyacentes a los eskers.
2. Cuencas de bloques de hielo en till.
3. Cuencas de bloques de hielo en till y conos de transición.

4. Lagos detrás de los depósitos de transición encauzados.
a) En áreas glaciadas previamente.
b) En áreas no glaciadas.

B) Lagos en cuencas producidas por erosión glaciaria.
1. Lagos en cuencas del substrato.
a) Localizadas en valles preglaciales o interglaciales.
b) Sin relación aparente con valles preglaciales o interglaciales.
c) A lo largo de artesas glaciarias.
d) En circos.

C) Lagos en cuencas producidas por erosión y acumulación glaciaria.
1. Cuencas del substrato parcialmente endicadas por derrubio glaciario.

D) Lagos de hielo marginal.
1. Donde la topografía tiene declive hacia un manto de hielo.
2. En valles tributarios de un valle principal a lo largo del cual se extiende una lengua de hielo.

Las formas lacustres. Los lagos son de vida corta, y muchos de los lagos glaciarios menos profundos y más pequeños ya han desaparecido. Sus emplazamientos están ahora marcados por llanuras lacustres o áreas de suelos con cieno o pantanos, si es que no se han extinguido por completo. Las líneas de ribera de los lagos extintos más grandes están indicadas por playas, barras y dunas. Una llanura lacustre probablemente sea la forma topográfica más plana que exista, y por lo general se la reconoce con facilidad. Las llanuras lacustres tienen un subyacente integrado principalmente por arcillas y limos, que pueden mostrar una laminación bien desarrollada. En las fotografías aéreas están marcadas por la regularidad del trazado de los caminos que las cruzan y por el tono uniforme de su color, aunque las áreas limosas, las barras y las playas pueden destacarse por su color más claro.

Los depósitos acumulados debajo de algunas llanuras lacustres constan de pares alternantes de capas claras y oscuras denominadas *varves* [1]. Cada par de varves consta típicamente de una fina capa de arena o limo de color claro, cubierta por una capa de arcilla más oscura. Es creencia común que cada varve representa la acumulación de un año, y en ella la capa limosa de color más claro corresponde a la acumulación del verano, mientras que la más oscura, de arcilla, es la del invierno. En la suposición de que las varves se acumulaban en sucesivos lagos de hielo marginal, formados a lo largo de un frente de hielo en retroceso, se han empleado los cómputos de varves como una base para estimar el tiempo requerido para el retroceso de los mantos de

[1] *Varve.* Voz escandinava que significa *hoja arcillosa.* (Dicc. de Geol. y Cienc. Afines - Editorial Labor - Madrid). *(N. del E.)*

hielo en Europa y América del Norte. Contando las varves que se depositaron en cada lago y midiendo sus espesores, y trasladando los datos al papel, se obtienen gráficos de varves para cada lago en particular. Comparando los gráficos obtenidos de dos lagos adyacentes, es posible reconocer porciones de una serie de varves común a los dos, y extendiendo este procedimiento a lagos sucesivos es posible llegar a una estimación del total del tiempo registrado por las varves. Antevs (1928, 1945), empleando este método en los Estados Unidos de América, llegó a estimar que se requirieron de 20.000 a 25.000 años para el retroceso del hielo a partir del avance máximo durante la subetapa del Mankatoiano. Este método, por el que se han hecho estimaciones de la cronología del Pleistoceno, ha sido objeto de algunas críticas. En primer lugar, comprende una gran cantidad de interpolaciones y extrapolaciones, que exponen a posibles errores. Segundo, hay algunas dudas referente a si las varves son en realidad depósitos anuales. Deane (1950), fundado en sus estudios de las varves de la región del lago Simcoe, en Ontario, llegó a dudar seriamente que las varves representan depósitos anuales, y se inclinaba más a pensar que representan depósitos de períodos menores. Los resultados del carbón radiactivo para datar los depósitos del Wisconsiano superior no concuerdan en un todo con las edades a que se ha llegado sobre la base de la cuenta de las varves, pero son lo suficientemente semejantes como para inferir que las varves probablemente sean depósitos anuales (De Geer, 1951).

ALGUNOS GRANDES LAGOS DEL PLEISTOCENO

Los Grandes Lagos. El esclarecimiento de la historia de los Grandes Lagos es un ejemplo destacado de la interpretación de una serie de hechos, en extremo complejos, mediante un minucioso trabajo de campo llevado a cabo por una gran cantidad de investigadores. No todos los detalles han sido aclarados, pero se ha llegado a saber lo suficiente como para poder trazar el cuadro básico de sus fases sucesivas (Leverett y Taylor, 1915). Los Grandes Lagos desarrollaron su evolución durante el Cariano y el Mankatoiano. Por lo que se sabe hasta ahora, no había lagos prepleistocénicos, aunque es probable que durante uno o más de los períodos interglaciales existieran lagos. En el tiempo preglacial, los emplazamientos de los actuales lagos eran valles o tierras bajas desarrolladas en su mayor parte en fajas de rocas débiles. Las cuencas del lago Ontario, de la bahía Georgian, el canal Norte del lago Hurón, y la bahía Green, están en rocas del Ordovícico. La cuenca principal del lago Hurón y la del Michigan están en rocas devónicas. La cuenca del lago Superior parece deber su presencia, en parte, a plegamiento y fracturación hacia abajo.

Es problemático determinar la medida en que los glaciares profundizaron estas tierras bajas preglaciales. Shepard (1937) pensó que la erosión glaciaria había contribuido significativamente a la formación de las cuencas,

pero este punto de vista no tuvo amplia aceptación. El fondo de todos los lagos, con la excepción del Erie, acusa mayor profundidad que el nivel del mar, pero esto puede deberse a depresiones de la tierra bajo grandes cargas de hielo, más que a la limadura glaciaria.

Los Grandes Lagos comenzaron su evolución como una serie de lagos pequeños de hielo marginal, tras el retroceso de éste al norte de la divisoria de aguas entre el golfo de San Lorenzo y el golfo de México. La complejidad de su evolución se ha de explicar en términos de cuatro factores variables: un frente de hielo oscilante; irregularidades en la topografía descubierta; variaciones en las direcciones del retroceso y del nuevo avance del frente de hielo; y ascenso diferencial durante y después de la disipación del hielo.

Su historia ha sido elaborada siguiendo los caracteres topográficos que marcan la ubicación de anteriores niveles de lagos y desagües. Tales caracteres incluyen: acantilados erosionados por las olas y rasgos asociados tales como arcos y grutas, playas y barras asociadas, depósitos lacustres; dunas, detrás de líneas de antiguas riberas; y vertederos o desagües excavados en el substrato o en depósitos glaciarios, ocupados hoy por ríos desproporcionadamente menores, que en algunos de sus afluentes abandonados alojan acumulaciones de turba o cieno. Las playas varían grandemente en aspecto, en relación, por una parte, con el tiempo que una determinada playa estuvo cubierta y, por otra parte, con la fuerza de las olas resultante de la importancia del lago. Algunas playas han sido parcial o totalmente borradas porque en fases posteriores los niveles del lago superaron el de ellas. En general, las playas terminaban en el este, el norte o el oeste, contra un frente de hielo o morena terminal. Sólo durante la fase relativamente más reciente del Nipissingiano se desarrollaron playas en todos los costados de los lagos. Los niveles de las playas pueden correlacionarse con los de las salidas o vertederos para determinar cuál o cuáles desagües estuvieron en actividad durante una fase particular. Al desentrañar la historia de los lagos se tropieza con la complicación de que las playas son horizontales hasta cierto punto, denominado línea de bisagra, pero a partir de allí son inclinadas. Esta inclinación se produjo como consecuencia del ascenso de la tierra que acompañó la descarga durante la contracción del manto de hielo. Además, las playas no tienen un orden topográfico de sucesión que responda al orden de su desarrollo.

Los numerosos lagos pequeños que representaron las fases iniciales de lo que ulteriormente evolucionó hacia los cuerpos de agua de hoy en día, han sido distinguidos con nombres particulares. Así, el lago Maumee fue el antepasado del lago Erie del presente; el Chicago, del Michigan; el Duluth, del Superior; el Iroquois, del Ontario; el Saginaw, del Hurón; y el lago Nioclet, de la bahía Green.

Como consecuencia de sus contornos y altitudes variadas, los lagos se vaciaban por numerosos desagües. Algunos de sus más importantes desagües fueron: el de Fort Wayne a lo largo del valle Wabash; el del lago Chicago

al río Des Plaines y desde allí al río Illinois; el desagüe del lago Duluth al río Misisipí; el Huron Mountain a través del Michigan superior; el de Imlay, del lago Maumee, a través de Michigan hasta el lago Chicago; el desagüe Ubly por el Michigan; el del río Grand, por el Michigan, al lago Chicago; los desagües de Syracuse al río Hudson, siguiendo el valle Mohawk; el desagüe del Rome al Hudson; el desagüe del valle Trent por el Ontario;

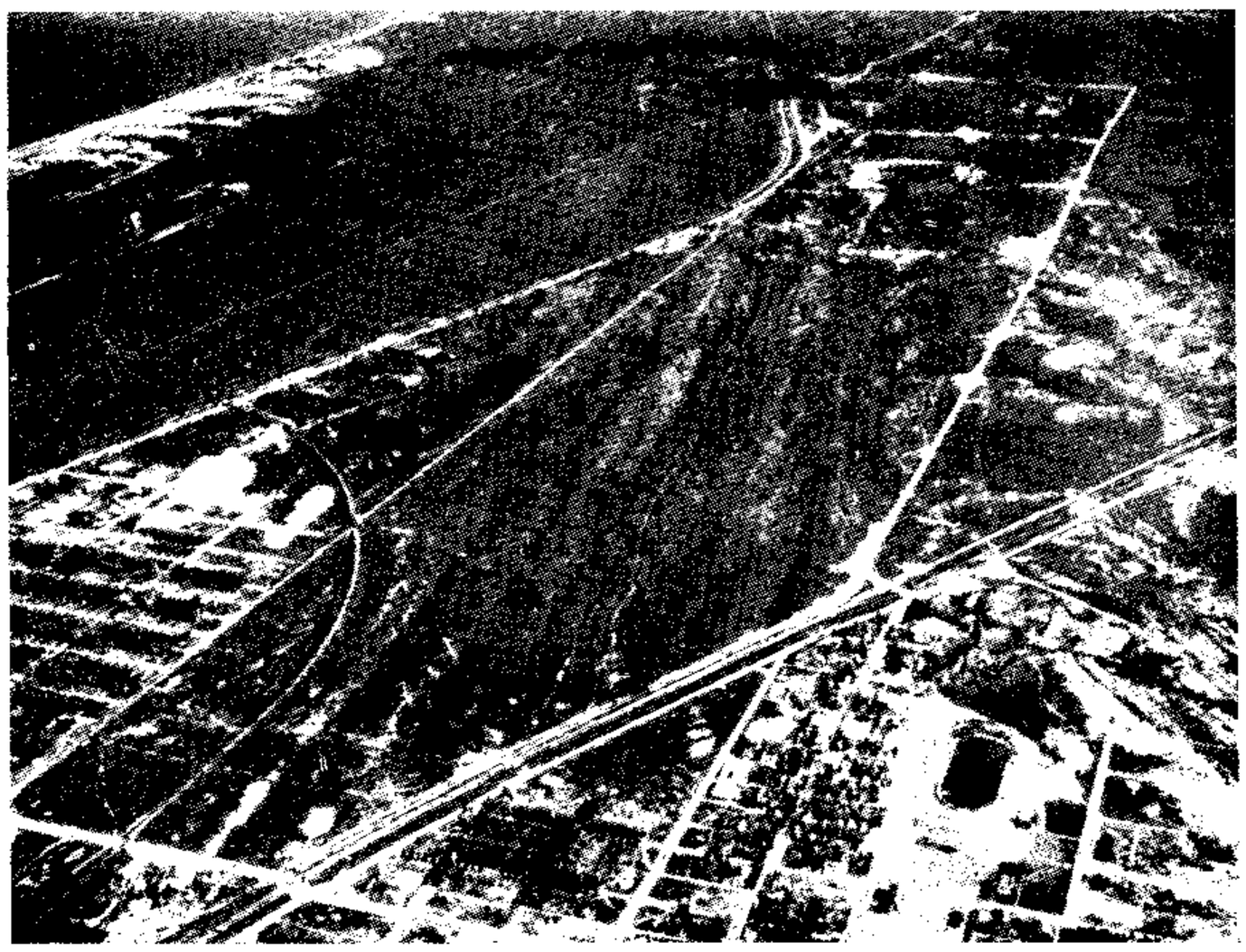


FIG. 16.11. *Médanos y crestas de playa a lo largo del lago Michigan, en Gary, Indiana. Los médanos próximos al ángulo superior izquierdo provienen de la playa del Lago Michigan actual; los que están a la derecha señalan la línea de ribera de una fase del lago Chicago del Pleistoceno. Las crestas de playa entre las dos fajas de médanos se formaron durante el descenso del lago Chicago. (Fotografía de Chicago Aerial Survey Co.)*

el desagüe de Kirkfield a través del Ontario; y el desagüe de la bahía North- río Ottawa al río San Lorenzo (véase Fig. 16.12).

Los lagos Finger. En el oeste de Nueva York hay un grupo de once lagos que, debido a sus formas alargadas y disposición digitada, es conocido como los lagos Finger. Ocupan artesas profundas, alargadas, de paredes empinadas, y desaguan hacia el norte. El lago Cayuga tiene su espejo a una altitud de 116 m, pero su fondo está a 16 m bajo el nivel del mar. El lago Séneca tiene su superficie a una altitud de 135 m y su fondo a 53 m por debajo del nivel del mar, pero una perforación llegó a 183 m más sin llegar al substrato. Parece muy probable que estas grandes profundidades

sean el resultado de la erosión glaciaria concentrada en valles preglaciales, pero no hay acuerdo general sobre este punto. Tampoco hay acuerdo en la dirección del desagüe preglacial. La evolución de los lagos Finger fue paralela y contemporánea con la de los Grandes Lagos, pero en una escala mucho menor. A medida que aparecía más topografía por el retroceso del frente de hielo, se constituyeron una serie de lagos de hielo marginal. Al

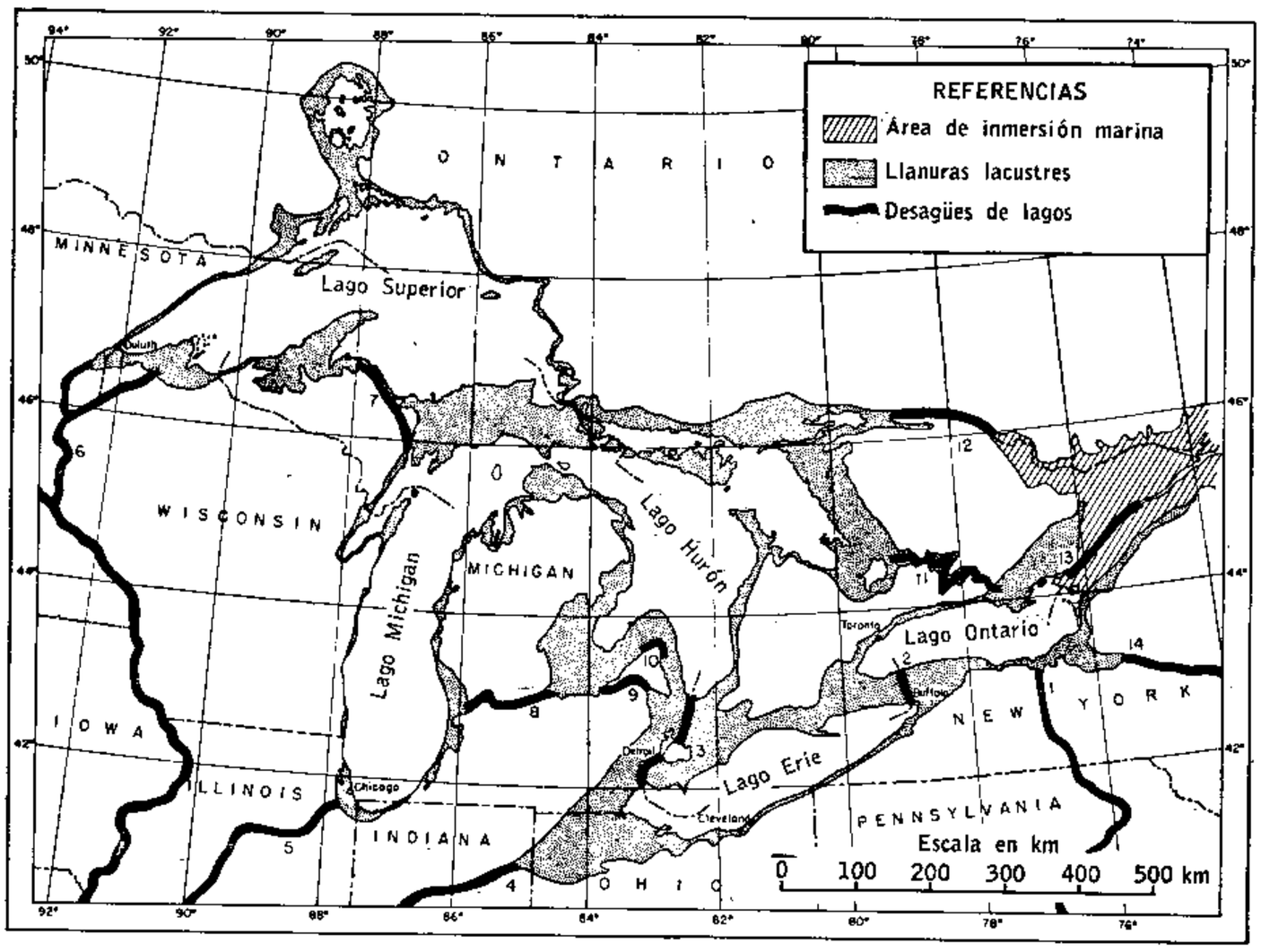


FIG. 16.12. *Mapa de las áreas lacustres de los Grandes Lagos del Pleistoceno y los desagües principales de estos lagos durante su evolución hacia los Grandes Lagos actuales.* 1. Río Susquehanna. 2. Río Niágara. 3. Río St. Clair-Detroit. 4. Río Wabash. 5. Río Des Plaines Illinois. 6. Río St. Croix. 7. Canales Hurón Mountain. 8. Río Grand. 9. Desagüe del Imlay. 10. Desagüe del Ubly. 11. Desagüe del Kirkfield. 12. Río Ottawa. 13. Río St. Lawrence. 14. Río Mohawk. *(Tomado de Frank Leverett y F. B. Taylor*, U. S. Geol. Survey, Mon. 53).

principio había un lago independiente en cada valle, pero posteriormente éstos coalescieron en una vasta extensión de agua retenida por el frente de hielo en el norte. Al disiparse la represa de hielo se constituyeron los lagos presentes.

El lago Agassiz. El más grande de todos los lagos de hielo marginal fue el lago Agassiz, que existió durante la subetapa mankatoiana en el área del río Red en Dakota del Norte, Manitoba, Saskatchewan y al oeste de Ontario. Una extensa llanura lacustre marca su emplazamiento, junto con unas 50 playas (Johnston, 1946). Durante la mayor parte de su existencia el desagüe del lago Agassiz se dirigió hacia el sudeste por el río Minnesota,

o río Warren como fué denominado por Upham (1896), hasta el río Misisipí. La historia del lago parece que tuvo dos fases principales netamente relacionadas con un retroceso y nuevo avance del hielo (Johnston, 1916), como parece indicarlo la discordancia en los sedimentos del lago. En qué paraje estuvo el desagüe del lago Agassiz después de descender su nivel más abajo del desagüe del río Minnesota, es cosa desconocida, pero Johnston (1946), sobre la base de un estudio de las playas de ese lago, llegó a la conclusión de que, al noroeste de Ontario, podría haber utilizado varios desagües hacia el este.

Otros lagos de hielo marginal. Durante algún tiempo, en el oeste de los Estados Unidos de América y del Canadá, existieron varios otros lagos de hielo marginal. El lago Dakota ocupaba la tierra baja del río James, en Dakota del Sur, y desaguaba hacia el sur, sobre un umbral, en Mitchell, Dakota del Sur. El lago Souris se formó aproximadamente al mismo tiempo, o fue levemente posterior, en Dakota del Norte y Saskatchewan, entre la morena Altamont (Mankatoiano) y el frente del hielo del norte. Al principio desaguaba hacia el sur, hacia el río Misurí, y posteriormente al este, al lago Agassiz. Sus playas se extendían por una distancia vertical de 150 m o más. Coexistente con el lago Souris existía el lago Regina, al noroeste, en la cuenca del río Saskatchewan. Por un tiempo fue un lago independiente, con un desagüe al lago Souris, pero posteriormente también se unió al lago Agassiz. Contemporáneamente con la fase nipissingiana de los Grandes Lagos existieron los lagos Ojibway y Barlow, en el norte de Ontario y de Quebec. La faja de arcilla al sur del extremo de la bahía James revela sus emplazamientos. Sus historias no han sido resueltas completamente en detalle, pero es posible que se hayan comunicado con el lago Agassiz durante parte de su existencia. Los actuales peces de los lagos del oeste de Ontario muestran una afinidad más estrecha con los del río Misisipí que con los de los ríos que fluyen hacia el Atlántico (Deevey, 1949). La explicación más lógica de esto es que los peces entraron en el lago Agassiz por su desagüe al Misisipí (río Warren), y luego entraron en Ontario occidental siguiendo una comunicación del lago Agassiz con los lagos Ojibway y Barlow.

Los cuerpos de agua del Báltico. En el noroeste de Europa se desarrollaron una serie de cuerpos de agua de hielo marginal, semejantes en muchos aspectos a los grandes lagos del Pleistoceno (Daly, 1934). Sin embargo, un frente de hielo oscilante en Escandinavia tuvo como resultado una alternancia entre aguas dulces y marinas, dependiendo de si la comunicación entre la cuenca báltica y el mar del Norte estaba abierta o cerrada. Las líneas de playa alabeadas indican que hubo cuatro fases principales. La primera de éstas fue un lago de agua dulce denominado *lago glacial Báltico*. Fue seguido por el *mar de Yoldia*, así denominado por su molusco característico, *Yoldia arctica*. A través del sur de Suecia se había abierto una conexión con el mar del Norte, permitiendo la invasión de la cuenca báltica

por las aguas marinas. Un ascenso cerró la comunicación con el mar del Norte y formó el *lago Ancylus*, así denominado por su molusco característico de agua dulce, *Ancylus fluviatilis*. A continuación se produjo otra invasión marina para dar lugar a lo que se ha denominado *mar de Littorina* por algunos y el *mar de Tapes* por otros. Esta presentación muy simplificada no tiene otro objetivo que el de sugerir los mayores cambios que tuvieron lugar. Hubo oscilaciones en los contornos y en las altitudes de los cuerpos de agua durante cada fase, que están reflejadas en los múltiples límites de playa, pero en general las condiciones eran análogas a las de las cuencas de los Grandes Lagos, con la excepción de la alternancia entre cuerpos de agua dulce y de agua marina.

LOS EFECTOS TOPOGRÁFICOS DE LOS CAMBIOS DE NIVEL DEL MAR EN EL PLEISTOCENO

Los efectos topográficos de los cambios de nivel del mar durante el Pleistoceno superior y el tiempo posglacial son de extensión mundial. Se han hecho estimaciones variables de cuánto ha subido el nivel del mar desde la disipación de los hielos, pero las cantidades citadas más comúnmente son aproximadamente 91 m. Las pruebas en favor de niveles anteriores más altos son, en parte, topográficas, y, en parte, de naturaleza biológica. En varias regiones del mundo se presentan límites de playa y terrazas elevadas



FIG. 16.13. *Límites de playa emergidos en el monte Pelley, isla Victoria, Territorios del Noroeste, Canadá, resultado del ascenso del terreno que acompañó y siguió al deshielo. (Fotografía de A. L. Washburn.)*

que se cree tienen un origen marino. Si éstos fueron fenómenos locales, sus posiciones por arriba del nivel del mar podrían ser explicadas como el resultado del diastrofismo local, pero alcanzan una distribución mundial tan amplia que parecen estar relacionados con ascensos eustáticos del nivel del mar, más que con ascensos locales. Se han realizado varios intentos para correlacionar las diversas terrazas con las etapas interglaciales o, en el caso de algunas de las terrazas bajas, con los altos niveles intermedios de las subetapas del Wisconsiano, pero hay falta de acuerdo en cuanto a sus cantidades y edades.

Se han descripto numerosas terrazas a lo largo de la costa atlántica de los Estados Unidos de América, desde Nueva Jersey hasta el golfo de México. Cooke (1945), quien ha sostenido que se pueden reconocer por lo menos siete terrazas, las ha clasificado de la manera siguiente:

Terraza Brandywine	82 m	Aftoniano
Terraza Coharie	65 m	Yarmouthiano
Terraza Sunderland	52 m	
Terraza Wicomico	30 m	Sangamoniano
Terraza Penholoway	21 m	
Terraza Talbot	13 m	
Terraza Pamlico	8 m	Retroceso en el Wisconsiano medio

Trabajando en la llanura costanera de Alabama, Carlston (1950) no encontró indicios de la terraza Brandywine, pero reconoció la Coharie entre los 58 y 64 m, la terraza Sunderland entre los 46 y 49 m, la Wicomico entre los 27 y 33 m, la Penholoway entre los 18 y 21 m, y la Pamlico entre los 6 y 9 m. No intentó ninguna correlación de edad entre ellas. Trabajando en Georgia y Florida, MacNeil (1950) reconoció cuatro terrazas marinas a las que de primera intención atribuyó las siguientes edades:

Okefenokee	46 m	Yarmouthiano
Wicomico	30 m	Sangamoniano
Pamlico	8 a 11 m	Retroceso glacial en el Wisconsiano medio
Silver Bluff	2 a 3 m	PosWisconsiano

Flint (1940) era escéptico respecto de que se pudieran reconocer tantos anteriores niveles de mar a lo largo de la costa atlántica. Creía que al sur del río James las observaciones de campo indicaban dos escarpas marinas principales, a las que denominó escarpas Suffolk y Surry. La escarpa Suffolk, la más joven e inferior, tiene su base entre 6 y 9 m sobre el nivel del mar y se extiende hasta los 18 m. Calculó que podía seguir hacia el sur hasta Florida. La escarpa Surry, la más alta y antigua, tiene su base entre los 27 y 30 m sobre el nivel del mar. En general, está entre unos 16 y 80 km por detrás de la escarpa Suffolk y es menos distinguible y más discontinua.

Los indicios topográficos de anteriores niveles bajos de mar son más difíciles de obtener porque o han sido destruidos o están debajo del mar. Se han descripto escarpas submarinas, las cuales han sido interpretadas como

límites de playa sumergidos. En la costa este de América del Norte, desde la latitud de Filadelfia hasta el sur de la bahía de Chesapeake, existe una denominada Franklin Shore. Se ha notado una escarpa semejante en el delta del Ródano, y se ha descripto un límite de playa sumergido cerca de la costa de Alaska, en las proximidades de Nome. No es seguro que estas interpretaciones sean correctas, porque hay posibilidades de que tengan otros orígenes, tales como fallamiento o erosión submarina.

Los valles ahogados de la terraza continental ofrecen indicios convincentes de niveles de mar más bajos. Éstos no se deben confundir con los denominados "cañones submarinos", que serán tratados en un capítulo posterior. Ejemplos bien conocidos son los valles del Hudson, del Rin, y del Sonda (véase pág. 497). Turba enterrada, troncos y colmillos de mamuts que han sido sacados del fondo del mar del Norte, demuestran con certeza que en un tiempo fue tierra firme. En el mar de la China se ha verificado bien la existencia de un sistema sumergido de valles. En las Bermudas (Sayles, 1931), pozos verticales en calizas, de una profundidad de 60 m, atestiguan disolución en los tiempos en que esa región se hallaba a alturas superiores al nivel del mar. La gran cantidad de arena calcárea acarreada por el viento o colianita existente en Bermudas no corresponde a un origen actual, y sugiere, en cambio, que tales depósitos se formaron cuando estaba aflorando una amplia plataforma hoy sumergida.

Considerables pruebas biológicas indican que en el pasado el nivel del mar era más bajo. La fauna y la flora de Tasmania y de Australia son tan semejantes que acreditan que estas dos áreas terrestres antiguamente estaban unidas. Un descenso del nivel del mar de 75 m las comunicaría. En Borneo y Sumatra, los peces de agua dulce son tan parecidos que indican una comunicación terrestre entre estas dos islas. Las faunas de Barbuda y Antigua, en las Indias Occidentales, que están separadas por 50 km, son semejantes, y el agua que las separa sólo tiene una profundidad de 20 m.

LOS EFECTOS DE LA GLACIACIÓN SOBRE LAS ÁREAS MARGINALES DE LAS CALOTAS DE HIELO Y ALLENDE ELLAS

Aparte de los cambios mundiales en los niveles del mar, la alternancia entre condiciones glaciales y no glaciales tuvo numerosos efectos de vasto alcance sobre áreas allende los mantos de hielo. Estos efectos serán tratados bajo los títulos siguientes: fenómenos periglaciarios, efectos sobre los regímenes de los ríos y fluctuaciones de los lagos en las áreas no glaciadas.

Los fenómenos periglaciarios. El término *periglaciario* fue introducido por Lozinski en 1909 para referirse a: áreas adyacentes a los bordes de los mantos de hielo del Pleistoceno; características climáticas de estas áreas; y, por extensión, fenómenos inducidos por este tipo de ambiente. Un clima periglacial se caracteriza por temperaturas bajas, muchas fluctuaciones

por arriba y por debajo del punto de congelación, y una fuerte acción del viento, al menos en ciertas estaciones. La denominada estructura del suelo o suelos estructurales, tratada en el capítulo 4, es particularmente indicativa de este ambiente. Los caracteres topográficos y los procesos geomórficos asociados con los climas periglaciarios del presente, se encuentran en las regiones subpolares y en elevadas altitudes, pero numerosos caracteres relacionados con condiciones anteriores de pergelisol y acción intensificada de la escarcha, han sido descriptos en áreas que eran periglaciarias durante el Pleistoceno.

La comprensión de que los procesos geomórficos dominantes no son los mismos en las regiones periglaciarias que en las templadas húmedas, ha avanzado lentamente. Matthes (1900) reconoció el significado de la nivación como un proceso geomórfico, y Andersson (1906), como se ha manifestado en el capítulo 4, llamó la atención sobre la importancia de la solifluxión en las latitudes altas. Cairnes (1912), sobre la base de estudios en Alaska, reconoció la importancia de la dilatación por congelación en la formación de los paisajes de las regiones subpolares. Propuso el término *equiplanación* para aplicar a los procesos que actúan en las latitudes altas y que tienden a la nivelación del terreno sin necesidad de que intervenga el nivel de base. Eakin (1916), fundado en observaciones efectuadas en Alaska, se impresionó por la importancia que en ese lugar tienen la solifluxión y las pendientes de solifluxión, y aplicó la denominación de *terraza de altiplanación* a "ciertas formas de terrazas, cumbres y pasos aplanados que esencialmente son acumulaciones de materiales sueltos de roca". Por inferencia definió los procesos involucrados en su formación como *altiplanación.* Muchos de los caracteres descriptos por los investigadores mencionados precedentemente son estructuras del suelo, como los denominamos hoy en día. De Terra (1940), al tratar el paisaje de la meseta del Tibet, área donde prevalecen las condiciones necesarias para las heladas durante casi todo el año, notó la abundancia de estructuras del suelo, del movimiento en masa, y de detritos angulosos producidos por meteorización física, llegando a la conclusión de que el proceso dominante en la aplanación de esta área fué la meteorización física.

Bryan (1946) sugirió el término *crioplanación* para describir la reducción del terreno por los procesos de la acción intensa de la helada. Al mismo tiempo, propuso una terminología más bien extensa para los numerosos procesos y caracteres asociados con la acción intensa de la helada y con las áreas de suelo permanentemente congelado. La mayoría de estos términos no ha sido aceptada, pero algunos se van empleando cada vez más y parece probable que han de llegar a ocupar un lugar permanente en la terminología aplicada a los procesos periglaciarios y a sus resultados. El término *crioturbación* fué propuesto por Bryan para describir "un cuerpo de material perturbado por la acción de la helada". Incluiría materiales

conocidos variamente como *alabeo (warp* [1]*), cola (trail), cabeza (head), estrechura entre cerros (coombe)* y tierra revuelta. Las superficies de crioturbación asumen las diversas formas descriptas por Sharp (1942) como estructuras del suelo. El término *resquebrajamiento por congelación (congelifraction* [2]*)* fue empleado por Bryan para denominar los procesos de fragmentación de la roca por hendimiento o resquebrajamiento debidos a congelación, y a la masa de la roca fragmentada la denominó *congelifracto* o *resquebrajado por congelación.*

Peltier (1950) pensó que hay suficientes pruebas para indicar que existe un ciclo periglaciario en el cual predomina la crioplanación, y que ésta es a las regiones subpolares lo que la peneplanización es a las regiones templadas húmedas. Además sugirió las características siguientes para la juventud, la madurez y la senectud en el ciclo periglaciario:

Juventud

1. Remanentes de las tierras altas sin disectar, suavemente redondeados, cubiertos con crioturbación.
2. Acantilados mellados, resquebrajados por congelación, en la base de los cuales se ha formado un talud con fragmentos angulosos, destrozados por la helada.
3. Acantilados cuyas pendientes son continuación de la parte superior del talud, y que presentan valles entrantes de laderas empinadas, con un manto de crioturbación.
4. Remanentes aislados de paredes abruptas, resquebrajadas por congelación, rodeados por una superficie de crioplanación, con pendientes suaves y con un manto de crioturbación.

Madurez

1. Pendientes largas, suaves, parejas, sin disectar, con una cubierta de crioturbación.
2. Cimas y crestas de cerros ampliamente redondeadas.
3. Valles amplios, con laderas suaves, y cubiertos con un manto de crioturbación, o valles planos, amplios, rellenados con crioturbación y aluvión grueso derivado de éste.
4. Ausencia de acantilados y de remanentes del ciclo previo.

Senectud

1. Meteorización mecánica continuada del agua subterránea.
2. Movimiento continuado del crioturbación cuesta abajo, que ha con-

[1] Los términos *warp, trail, head, coombe*, son los nombres que se dan en Inglaterra a los materiales superficiales de origen periglaciario. *(N. del E.)*

[2] Como sinónimo de "*congelifraction*" se usa también *crioclastismo. (N. del E.)*

ducido a la destrucción de cerros con pendientes de hasta menos de 5 grados.

3. Crioturbación completamente molido, producto del resquebrajamiento por congelación.

4. La acción del viento puede ser importante en cuanto a los tamaños del limo y la arena, resultando depósitos de loess y arenales, y pavimentos de guijarros barridos por el viento.

Peltier llegó a la conclusión de que el ciclo periglaciario merece consi-



FIG. 16.14. *El Devil's Racecourse, al oeste de Gladhill, Pensilvania, un río de bloques, probablemente formado bajo condiciones periglaciarias. (Fotografía de G. W. Stose, Servicio Geológico de Estados Unidos de América.)*

derarse, lo mismo que el ciclo fluvial, el árido y otros, como un tipo distinto de denudación resultante de las condiciones climáticas particulares de las regiones subpolares y de alta latitud. Parece que en los paisajes periglaciarios se pueden distinguir tres tipos de topografía: superficies de merma descendente o de denudación producidas por la crioturbación; superficies de aplanamiento lateral resultantes del resquebrajamiento por congelación y crioturbación concentrados; y superficies de erosión fluvial, que comúnmente están sedimentadas o con escombros esparcidos producidos por los procesos precedentes.

Correspondientes a muchos lugares de Europa y de América del Norte, se han descripto caracteres relicto atribuibles a la existencia de condiciones periglaciarias en épocas pasadas. Ejemplos estabilizados de campos de bloques o

canchales han sido descriptos por Smith (1949) en Wisconsin y por Smith (1948) y Denny (1951) en Pensilvania. Peltier (1950) reconoció lo que él consideró caracteres periglaciarios relicto en las montañas St. Francois, de Misurí. Antes de que rasgos tales como campos de bloques, ríos de piedras y escombros de talud sean interpretados como testimonios de anteriores condiciones periglaciarias, debería comprobarse si en la actualidad se hallan en situación estable. Las pruebas de esta estabilidad serían: crecimiento de vegetación sobre ellos, particularmente de árboles; efectos secundarios de la meteorización sobre los bloques de roca, para indicar la descomposición en el mismo lugar; formación inicial de un perfil de suelo; presencia de otros tipos de depósitos suprayacentes en posición normal.

La suposición que a veces se hace, de que la zona periglaciaria se caracteriza en todas partes por suelo permanentemente congelado, no es necesariamente real, como lo ha señalado Flint (1947). Indudablemente, muchas áreas periféricas de los mantos de hielo tenían temperaturas inferiores en muchos grados a las que prevalecen hoy en esos mismos lugares. Sin embargo, se han descripto muy pocos caracteres de esta naturaleza que se pueden asimilar a suelos anteriores permanentemente congelados o a resquebrajamientos intensificados por congelación, correspondientes a los estados de Ohio, Indiana e Illinois. La observación parece más bien sugerir que las condiciones climáticas en estos estados no eran mucho más rigurosas durante los tiempos de la glaciación que hoy en día. Los análisis de polen llevados a cabo con material de los pantanos de esas partes de los Estados Unidos de América (Potzger y Wilson, 1941) indican que no había una faja periférica de tundra rodeando a los mantos de hielo, como parece que fue el caso de Europa central. Las comprobaciones demuestran que las coníferas llegaban hasta los mantos de hielo. La existencia de rasgos periglaciarios en Wisconsin, Pensilvania, y Misurí, si son tales, probablemente pueda ser explicada por las altitudes superiores de las zonas en que ellos se encuentran.

Los regímenes de los ríos. Generalmente se reconoce que la alternancia entre condiciones glaciales e interglaciales tuvieron efectos pronunciados sobre los regímenes de los ríos que desaguaban los mantos de hielo. El Misisipí y sus tributarios, el Misurí y el Ohio, avenaban regiones cubiertas por mantos de hielo, y sus valles tienen huellas de períodos alternantes de agradación y de degradación. Parece haber pocas dudas de que en las áreas vecinas a los mantos de hielo, la agradación de los valles era dominante durante los máximos glaciarios y que durante los mínimos prevalecía el encajonamiento de los mismos. La mayoría de los investigadores de la fisiografía del medio oeste de los Estados Unidos de América no creen que los cambios eustáticos del nivel del mar tuvieran efecto apreciable sobre los regímenes de los ríos en el valle superior del Misisipí. Como se ha manifestado en el capítulo 6, Fisk (1944) y los integrantes de su escuela han interpretado la fisiografía del valle inferior del Misisipí principalmente como

efectos del ascenso y descenso del nivel del mar. Han descripto cuatro terrazas en el valle inferior del Misisipí (véase fig. 6.3) y las han explicado como el resultado de la alternancia entre períodos de rellenamiento del valle durante los tiempos interglaciales y excavación del valle durante los tiempos glaciales. De acuerdo con ellos, durante los tiempos glaciales, los más bajos niveles de mar produjeron la excavación del valle, y el ascenso del nivel del mar durante los tiempos interglaciales ocasionó el rellenamiento de los valles. Se pensó que un ascenso continuado del valle inferior del Misisipí explicaba la razón por la cual las terrazas eran más bajas en cada etapa interglacial.

Leighton y Willman (1950) objetaron vigorosamente esta interpretación de las terrazas del valle inferior del Misisipí, pero Fisk (1951) ha defendido con energía su interpretación. Se acepta que en un gran valle los efectos de la glaciación y de la disipación pueden ser diferentes en la porción de tierra adentro y en la parte cercana al mar. El tramo superior de un río proglaciario puede estar sujeto al ritmo climático de la erosión interglacial y a la acumulación glaciaria que cambian desde una carga menor a una mayor, mientras que el tramo inferior de ese mismo río está sujeto al ritmo eustático de la acumulación interglacial, acompañando el ascenso del nivel del mar, y a la erosión durante los tiempos glaciales, consecuente con un descenso del nivel del mar.

Peltier (1949) ha descripto seis terrazas a lo largo del valle del Susquehanna, y las interpretó como remanentes de depósitos de transición encauzados, construidos en este valle anteriormente, durante los tiempos glaciales. Cuatro de las terrazas fueron consideradas como del Wisconsiano, y las otras dos se tomaron como del Illoniano más antiguo y más reciente. Asociadas con estas terrazas se encuentran pendientes cubiertas por rocas fragmentadas, que consideró eran producidas por crioturbación en la zona periglaciaria. Llegó a la conclusión de que había manifestaciones como para deducir que cada etapa glacial estaba señalada por agradación del valle y que cada etapa o subetapa interglacial se revelaba por el encajonamiento del valle.

Las fluctuaciones de los lagos en las áreas sin glacialismo. La provincia de Cuencas y Cadenas de los Estados Unidos de América contiene muchas cuencas cerradas que, durante el Pleistoceno, experimentaron alternativamente clima lluvioso y árido, coincidiendo con las etapas glaciales e interglaciales. Durante las etapas glaciales se formaron lagos en las cuencas circundadas, o las ya existentes se agrandaron, y durante las etapas interglaciales tuvo lugar la reducción o el desecamiento de los lagos. Se ha desentrañado la historia de unos pocos lagos, pero la mayoría de ellos todavía deben ser estudiados. El más grande y mejor conocido es el Bonneville, cuya historia fue descripta por Gilbert (1890) en un informe clásico. Ocupaba una cantidad de cuencas coalescentes en Utah, Nevada, e Idaho, y durante su extensión máxima cubría cerca de 50.000 km^2 y tenía una

profundidad superior a los 300 m. Los actuales lagos Gran Salado, Utah y Sevier son sus remanentes. Sus anteriores líneas de ribera, barras y deltas asociados son rasgos notables del paisaje de hoy en día. Se han reconocido cuatro límites de playa distintos: el Bonneville a los 300 m, el preBonneville

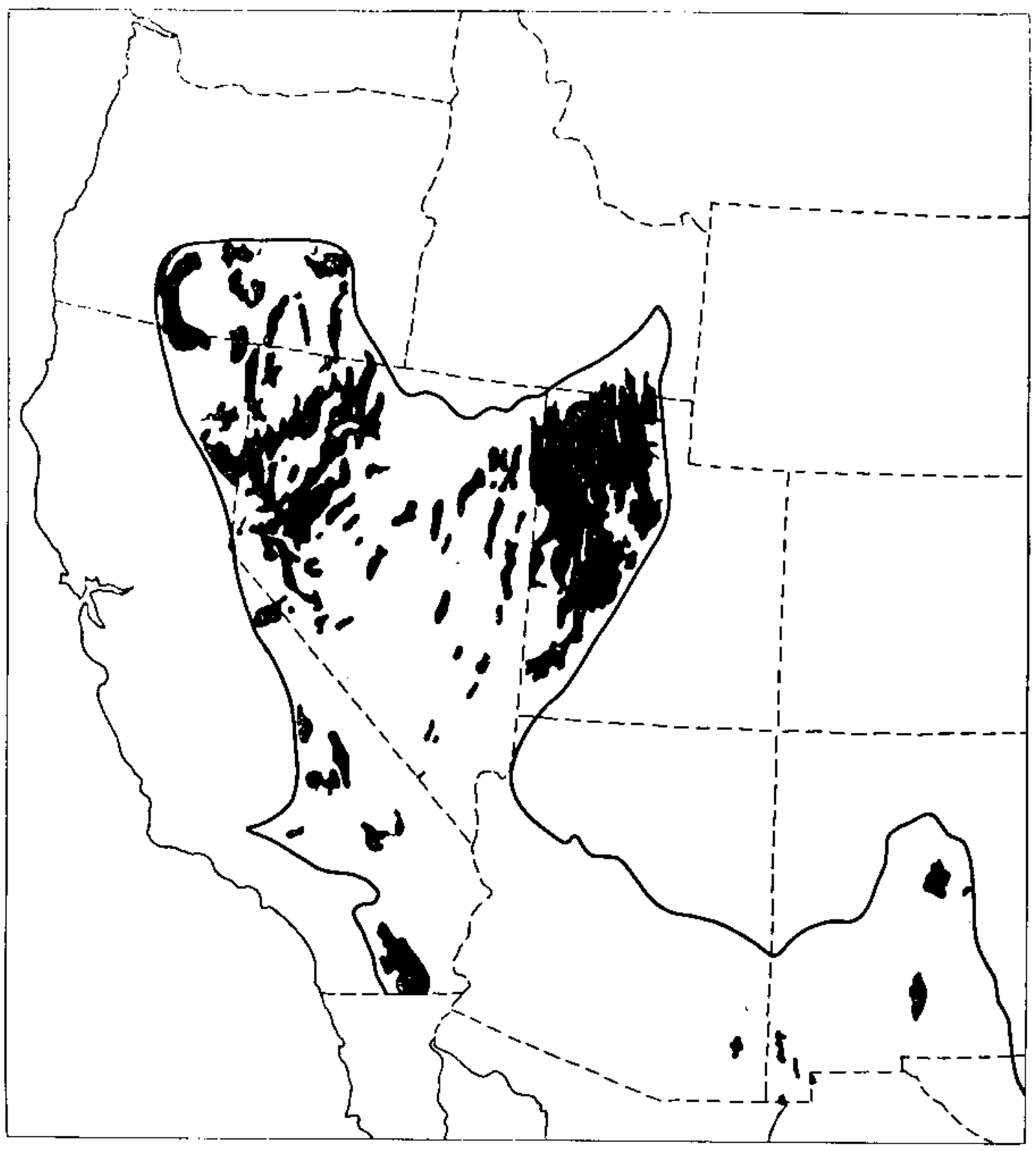


FIG. 16.15. *Emplazamientos de lagos pleistocénicos en la región de la Gran Cuenca. (Tomado de O. E. Meinzer.)*

a 277 m, el Provo a 190 m y el Stansbury a 100 m por arriba del lago Salado actual. La primera etapa de aguas altas está señalada por el límite de playa preBonneville, que se formó durante el Illoniano, según se cree. Durante el interglacial sangamoniano, la desecación parece haber obliterado al lago. A principios del Wisconsiano (presumiblemente Iowaniano), se desarrolló

un lago nuevo que ascendió por arriba del nivel del lago anterior. Tenía un desagüe por Red Rock Pass hacia el norte, al río Snake. Aunque el límite de playa Provo está a unos 87 m por debajo de la playa Bonneville, se cree que representa una fase posterior del mismo lago. Durante la fase

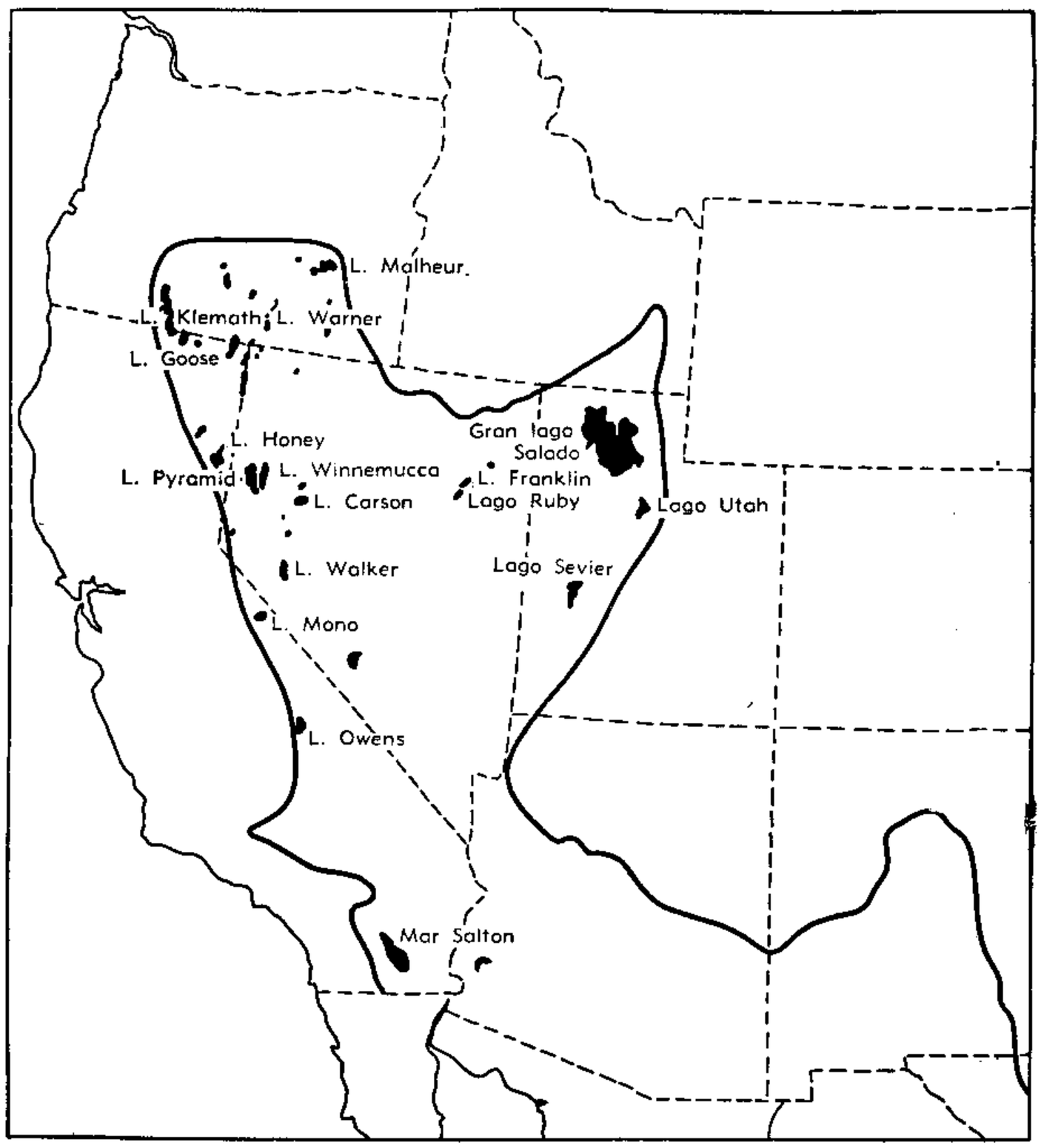


FIG. 16.16. *Lagos actuales en la región de la Gran Cuenca. (Tomado de O. E. Meinzer.)*

Bonneville tuvo lugar una profundización rápida de su desagüe hasta dar en un substrato duro constituido por un filón capa, que estabilizó el nivel del lago y permitió el labrado del límite de playa Provo. El límite de ribera Stansbury, aún más bajo, probablemente se formó durante una de las subetapas posteriores del Wisconsiano. Antevs (1945), sin embargo, creyó

que los límites de playa Provo y Stansbury fueron cubiertos dos veces durante la historia del lago. Pensó que los límites de playa Bonneville y Provo se desarrollaron originariamente durante el Iowaniano y que el límite de playa Stansbury representaba un nivel mínimo posterior. Además creyó que durante la subetapa posterior del Mankatoiano, las playas Provo y Stansbury fueron invadidas nuevamente.

El lago Lahontan era un lago del Pleistoceno que se extendía sobre unos 22.000 km² de Nevada, California, y Oregón. Sus relictos presentes son los lagos Pirámide, Winnemucca, Carson y Walker. Tenía una profundidad máxima de 152 m y se reconocen tres límites de playa principales, que se supone pertenecen a una sola fase. Otro lago pleistocénico fue el Russell, en el este de California (Putnam, 1950), y su remanente presente es el lago Mono. Su línea de ribera más alta está a 199 m más arriba del lago actual y se han reconocido por lo menos dos fases de nivel alto, el Tahoe y el Tioga. Durante la fase Tahoe probablemente estaba en comunicación con el valle Owens, y desde allí con el valle de la Muerte. En el valle de la Muerte había un lago, denominado Manley, y su nivel más alto puede haber rebasado hacia el río Colorado.

Hay muchos ejemplos fuera de los Estados Unidos de América del agrandamiento de lagos durante las etapas lluviosas glaciales. El lago Texcoco, en México, estaba a unos 52 m más alto que en el presente; el Titicaca, en América del Sur, estaba 91 m más alto; el mar Muerto se hallaba 427 m más alto, y se han observado unos quince límites de playa abandonados; el mar Caspio estaba unos 76 m más alto y aparentemente era confluente con el mar de Aral, por el este, y el mar Negro, por el oeste; en la colonia de Kenya y en Abisinia –África– los lagos eran mucho más grandes, como también lo era el lago Eyre en Australia. Con pocas excepciones, se conocen únicamente historias del Wisconsiano o Wisconsiano más reciente y posglacial, pero hay razones para suponer que durante las etapas glaciales e interglaciales anteriores los efectos fueron semejantes a los que se han reconocido.

CRITERIOS PARA DISTINGUIR LAS ETAPAS Y LAS SUBETAPAS DE LA GLACIACIÓN CONTINENTAL

No todos los métodos empleados para distinguir las etapas y subetapas de la glaciación continental se apoyan en testimonios geomórficos, pero varios tienen ese fundamento y, puesto que un geomorfólogo debe poder distinguir los depósitos y rasgos topográficos de una etapa glacial de los de otra, se tratarán aquí, resumidos, los métodos para individualizarlas.

La manifestación topográfica. Generalmente hay una diferencia topográfica señalada entre los depósitos glaciarios del Wisconsiano y los de una etapa anterior. La topografía glaciaria del Wisconsiano tiene una frescura en las formas que los rasgos más antiguos han perdido por erosión y remo-

ción en masa. Las morenas terminales son débiles o están ocultas en los mantos de derrubio glaciario preWisconsiano. Los depósitos del preWisconsiano generalmente están más disectados por erosión fluvial, aunque los materiales del Wisconsiano inferior pueden mostrar una disección considerable en las áreas vecinas a los valles fluviales principales. Los lagos y cuencas cerradas casi siempre están restringidas a las subetapas posteriores del Wisconsiano.

Por lo común, es difícil diferenciar los depósitos del Nebraskaiano, Kansaiano e Illoniano entre sí, fundados solamente en las diferencias topográficas, aunque por lo general se pueden distinguir de los materiales del Wisconsiano. Cuanto más dispersos estén los materiales glaciarios, tanto más antiguos serán; pero este criterio pocas veces permitirá una determinación específica de su edad. Las subetapas del Wisconsiano se pueden distinguir hasta cierto punto sobre la base de la frescura de la topografía glaciaria. La abundancia de lagos sugiere una edad cariana o posterior, como también lo sugieren las numerosas cuencas cerradas. Las líneas de desagüe son mucho más extensas y mejor integradas en los derrubios glaciarios del Iowaiano y del Tazewelliano, que en los derrubios glaciarios más jóvenes del Cariano y del Mankatoiano (Ruhe, 1952).

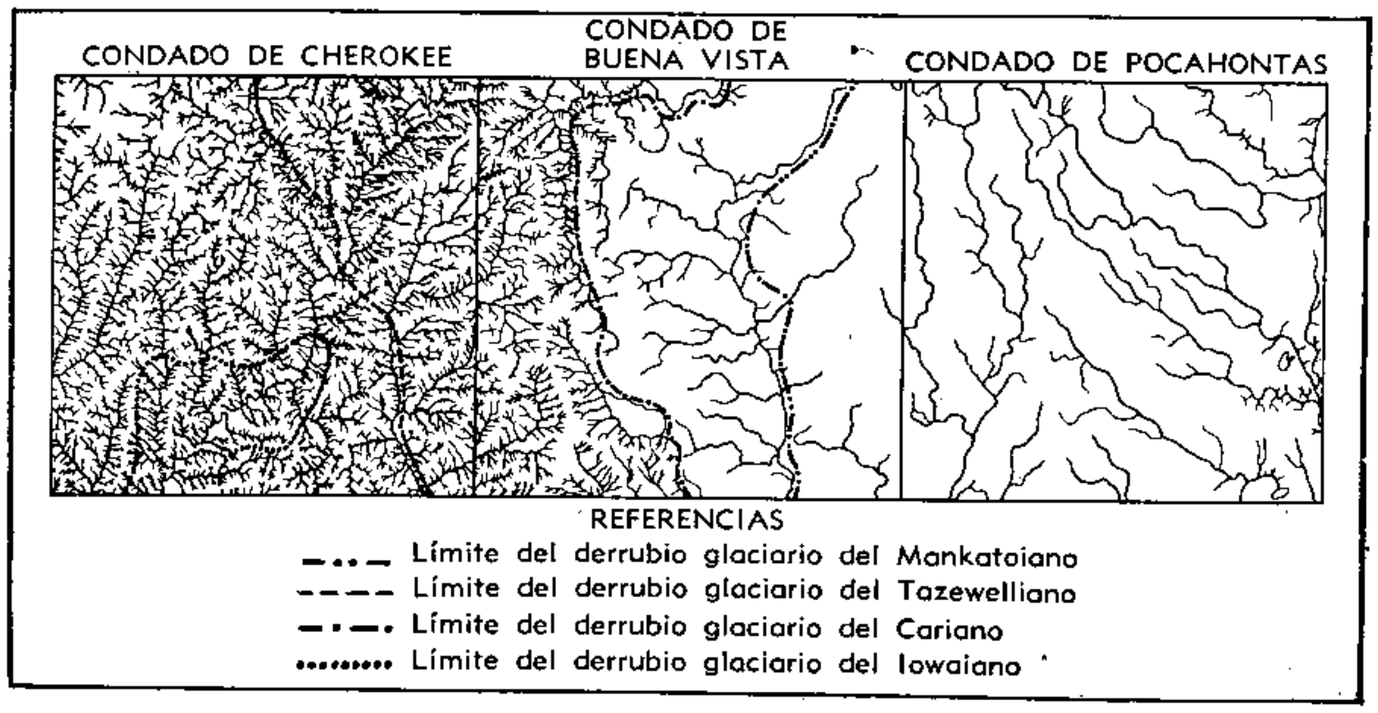


FIG. 16.17. *Mapa que muestra los diseños de avenamiento y textura sobre till de cuatro subetapas del Wisconsiano, en Iowa. Hay una firme presunción que los derrubios glaciarios del Iowaiano y Tazewelliano estén estrechamente relacionados en edad, de la misma manera que lo están los del Cariano y el Mankatoiano, porque existe una marcada discordancia topográfica a lo largo del contacto entre los derrubios glaciarios del Tazewelliano y del Cariano. (Tomado de R. V. Ruhe.)*

Los fenómenos de meteorización. Se han empleado tres métodos, que se valen del grado comparativo de la meteorización, para fijar edad a los materiales glaciarios, uno de ellos por comparación de las profundidades

de la eluviación. Este es efectivo y útil donde los tills son calcáreos, pero no lo es en el caso de tills no calcáreos. La profundidad de eluviación está en función de varios factores (Flint, 1949b), entre los cuales los más importantes son: composición y textura de la roca madre; clima, particularmente el factor cantidad de precipitación; topografía, en la forma en que está relacionada con la inclinación de la pendiente y la situación del nivel freático; cantidad y tipo de vegetación; y el tiempo durante el cual ha actuado la eluviación. Bajo condiciones semejantes de topografía, clima,



FIG. 16.18. *Un corte a través de* loess *mostrando la línea de contacto entre* loess lixiviado *y no* lixiviado. *Esto se puede observar en raras ocasiones. Es debido a circunstancias especiales que este contacto se ve tan bien en la fotografía.*

roca madre y vegetación, el factor tiempo adquiere importancia. Los lugares para determinar las profundidades comparativas de los carbonatos deberán seleccionarse con cuidado. Debe optarse por áreas de tierras altas planas, donde la erosión del suelo es mínima. Hay que prescindir de terrenos pantanosos y cuencas, porque en esos lugares el lavaje hacia adentro incrementa el espesor del perfil del suelo, y la profundidad hasta los carbonatos resultará demasiado grande. El till del Wisconsiano inferior, en el medio oeste de los Estados Unidos de América, generalmente está aluviado hasta una profundidad de 1,2 a 1,5 m, en comparación con la de 3 a 4,6 m para el till del Illoniano. Los tills del Kansaiano y del Nebraskaiano están aluviados hasta profundidades mucho mayores. Las profundidades de los carbonatos

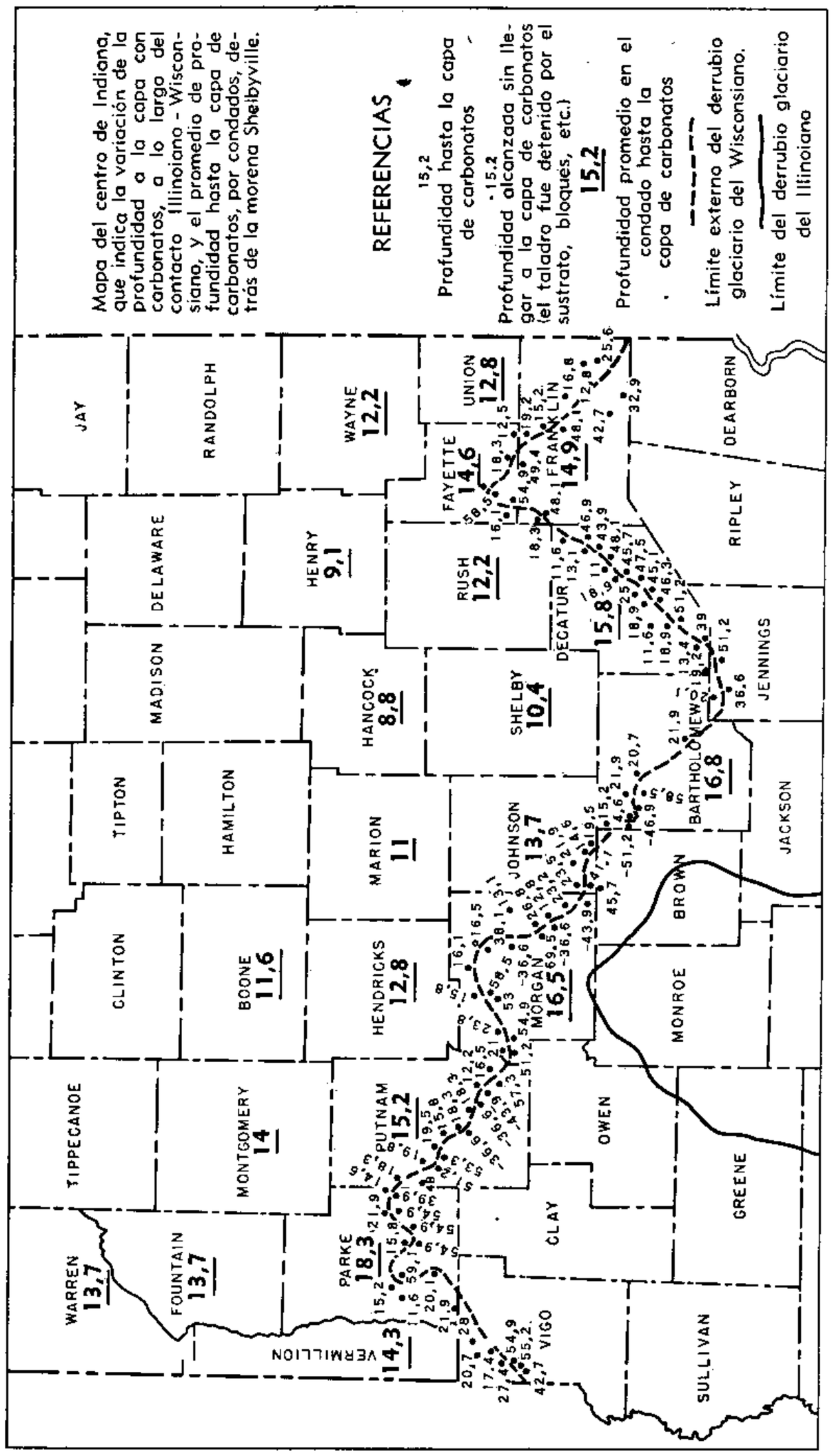


FIG. 16.19. *Mapa de Indiana central que muestra el límite entre los derrubios glaciarios del Wisconsiano y del Illinoiano, de acuerdo con lo indicado por la diferencia en la profundidad de la lixiviación.*

no se pueden comparar con seguridad con las de regiones apartadas entre sí, porque de las diferencias climáticas y de las litologías variables del till pueden resultar profundidades diferentes de eluviación.

Aunque en los depósitos de las diversas subetapas del Wisconsiano hay una disminución progresiva en la profundización de las zonas eluviadas, generalmente los cambios son graduales y no abruptos, y raramente se presta este método para la delimitación exacta de los contactos entre las subetapas. Las profundidades típicas de los carbonatos de las diversas subetapas del Wisconsiano en el medio oeste de los Estados Unidos de América son aproximadamente las siguientes: Iowaiano 1,5 a 1,8 m; Tazewelliano, 1,2 a 1,5 m; Cariano, 0,9 a 1,2 m; y Mankatoiano, 0,6 a 0,9 m. En Nueva Inglaterra y en el sector septentrional de los Grandes Llanos se han obtenido valores representativos diferentes. Los intervalos entre las subetapas del Wisconsiano fueron relativamente cortos; por consiguiente, los otros factores que influyen en la profundidad de la eluviación se tornan tan significativos como el factor tiempo para determinar la profundidad de los carbonatos.

Todos los mantos de till, con excepción del correspondiente al Wisconsiano, han alcanzado una etapa de meteorización tan avanzada, que en su horizonte *B* se ha desarrollado un material profundamente meteorizado denominado gumbotil, mesotil o limotil, según sea su textura (Leighton y MacClintok, 1930). Los espesores relativos de este horizonte se pueden utilizar para determinar la edad de un till, porque será más potente en los tills más antiguos que en los más jóvenes.

En las áreas de derrubio glaciario no calcáreo, para determinar su edad tal vez sea necesario emplear métodos tales como medida de los espesores de la corteza de meteorización en los bloques, junto con el grado general de la meteorización mostrada por toda la masa del till. Cuando se miden los espesores de la corteza de meteorización se debe tener cuidado de comparar bloques de tipos de rocas semejantes.

Los depósitos interglaciales y los horizontes de suelo sepultados. Un suelo o zona de meteorización sepultado entre dos tills, es uno de los medios más efectivos para diferenciar dos mantos de till. No siempre será posible determinar con seguridad la edad de un till sepultado, salvo que se haya conservado un perfil completo del suelo. Donde se encuentran tales perfiles, la profundidad del perfil o el espesor de gumbotil u horizonte correlativo en el perfil, puede permitir la determinación de la edad del till sepultado por comparación con perfiles de suelo típicos conocidos en tills cuyas edades son conocidas.

Los depósitos intertill, tales como loess, materiales lacustres, arenas y detritos glaciarios acarreados por el viento, todos sepultados, pueden ser útiles para diferenciar dos o más tills. Estos materiales son particularmente provechosos cuando en ellos tienen desarrollados perfiles de suelo que se produjeron durante los tiempos interglaciales. Se debe tener cuidado de

no confundir las numerosas lentes locales de arena y de grava, que se encuentran en la mayoría de los tills, con mantos extensos de detritos glaciarios. El detrito glaciario sobrepasado es especialmente útil, pues indica los tills depositados durante los nuevos avances. Las diferencias litológicas en los mantos de till también pueden ser útiles para los diagnósticos.

Determinación de la edad mediante el carbón radiactivo. Mediante el carbón radiactivo se han podido realizar determinaciones de edad más exactas de algunos depósitos glaciarios (Flint y Deevey, 1951). Madera, huesos, turba y otros tipos de materiales carbonizados se pueden emplear para establecer la edad de los depósitos en los cuales se encuentran. En la actualidad, este método es aplicable únicamente a las subetapas posteriores del Wisconsiano, pero se están realizando progresos en las técnicas que eventualmente permitirán su aplicación a cualquier material del Wisconsiano.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

ALLISON (I. S.): *New version of the Spokane flood.* Geol. Soc. Am., Bull. *44*, págs. 675-722, 1933.

ANDERSSON (J. G.): *Solifluction, a component of subaerial denudation.* J. Geol., t. *14*, págs. 91-112, 1906.

ANTEVS (Ernest): *The last glaciation.* Am. Geog. Soc., Research Series, Nº 17, págs. 105-171, 1928.

— *Correlation of Wisconsin glacial maxima*, Am. J. Sci., 243-A, págs. 1-39, 1945.

BRETZ (J. H.): *The channeled scablands of the Columbia River plateau.* J. Geol., t. *31*, págs. 617-649, 1923.

— *The channeled scablands of eastern Washington.* Geog. Rev., t. *18*, págs. 446-477, 1928.

— *Keewatin end moraines in Alberta, Canada.* Geol. Soc. Am., Bull. *54*, págs. 31-52, 1943.

BRYAN (Kirk): *Cryopedology - The study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions of nomenclature.* Am. J. Sci., t. *244*, págs. 622-642, 1946.

CAIRNES (D. D.): *Differential erosion and equiplanation in portions of Yukon and Alaska.* Geol. Soc. Am., Bull. *23*, págs. 333-348, 1912.

CARLSTON (C. W.): *Pleistocene history of coastal Alabama.* Geol. Soc. Am., Bull. *61*, págs. 1119-1130, 1950.

COOKE (C. W.): *Geology of Florida.* Florida Geol. Survey, Bull. *29*, págs. 12-13 y 245-248, 1945.

DALY (R. A.): *The Changing World of the Ice Age*, págs. 51-80. Yale University Press, 1934.

DEANE (R. E.): *Pleistocene geology of the Lake Simcoe district, Ontario.* Geol. Survey, Canada, Mem. *256*, págs. 36-41, 1950.

DEEVEY (E. S., Jr.): *Biogeography of the Pleistocene.* Geol. Soc. Am., Bull. *60*, pág. 1393, 1949.

DE GEER (E. H.): *De Geer's chronology confirmed by radioactive carbon, C 14.* Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., t. *73*, págs. 517-518 y 557-570, 1951.

DENNY (C. S.): *Pleistocene frost action near the border of the Wisconsin drift in Pennsylvania.* Ohio J. Sci., t. *51*, págs. 116-125, 1951.

DE TERRA (Hellmut): *Some critical remarks concerning W. Penck's theory of piedmont benchlands in mobile mountain belts.* Assoc. Am. Geog., Anns., t. *30*, págs. 241-246, 1940.

EAKIN (H. M.): *The Yukon-Koyukuk region, Alaska.* U. S. Geol. Survey, Bull. *631*, págs. 67-82, 1916.

FISK (H. N.): *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River.* Mississippi River Commission, Vicksburg, 78 págs., 1944.

— *Loess and Quaternary geology of the lower Mississippi Valley.* J. Geol., t. *59*, págs. 333-356, 1951.

FLINT (R. F.): *Eskers and crevasse fillings.* Am. J. Sci., t. *215*, págs. 410-416, 1928.

— *Stagnation and dissipation of the last ice sheet.* Geog. Rev., t. *19*, págs. 256-289, 1929.

— *Origin of the Cheney-Palouse scabland tract, Washington.* Geol. Soc. Am., Bull. *49*, págs. 461-524, 1938.

— *Pleistocene features of the Atlantic coastal plain.* Am. J. Sci., t. *238*, págs. 757-787, 1940.

— *Glacial Geology and the Pleistocene Epoch.* John Wiley and Sons, Nueva York, 1947.

— *Pleistocene drainage diversions in South Dakota.* Geograf. Annaler, t. *31*, págs. 56-74, 1949a.

— *Leaching of carbonates in glacial drift and loess as a basis for age determination.* J. Geol., t. *57*, págs. 297-303, 1949b.

FLINT (R. F.) y DEEVEY (E. S., Jr.): *Radiocarbon dating of late-Pleistocene events.* Am. J. Sci., t. *249*, págs. 257-300, 1951.

GILBERT (G. K.): *Lake Bonneville.* U. S. Geol. Survey, Mon. *1*, 438 págs., 1890.

HOBBS (W. H.): *Discovery in eastern Washington of a new lobe of the Pleistocene glacier.* Science, t. *98*, págs. 227-230, 1943.

HOLMES (C. D.): *Drift dispersion in west-central New York.* Geol. Soc. Am., Bull. *63*, págs. 993-1010, 1952.

HORBERG (Leland): *A major buried valley in east-central Illinois and its regional significance.* J. Geol., t. *53*, págs. 349-359, 1945.

— *Bedrock topography of Illinois.* Illinois Geol. Survey, Bull. *73*, págs. 67-72, 1950.

JOHNSTON (W. A.): *The genesis of Lake Agassiz: a confirmation.* J. Geol., t. *24*, págs. 625-638, 1916.

— *Glacial Lake Agassiz, with special reference to the mode of deformation of the beaches.* Can. Dept. Mines and Resources, Geol. Survey, Bull. 7, págs. 1-20, 1946.

LEIGHTON (M. M.) y MACCLINTOCK (Paul): *Weathered zones of the drift sheets of Illinois.* J. Geol., t. *38*, págs. 28-53, 1930.

LEIGHTON (M. M.) y WILLMAN (H. B.): *Loess formations of the Mississippi Valley.* J. Geol., t. *58*, págs. 599-623, 1950.

LEVERETT (Frank): *Outline of Pleistocene history of Mississippi Valley.* J. Geol., t. *29*, págs. 615-626, 1921.

LEVERETT (Frank) y TAYLOR (F. B.): *The Pleistocene of Indiana and Michigan and the history of the Great Lakes.* U. S. Geol. Survey, Mon. *53*, págs. 316-518, 1915.

MACNEIL (F. S.): *Pleistocene shore lines in Florida and Georgia.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *221-F*, págs. 95-106, 1950.

MANNERFELT (C. M.): *Några glacialmorfologiska formelement.* Geograf. Annaler, t. 27. págs. 3-239, 1945.

MATTHES (F. E.): *Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming.* U. S. Geol. Survey, 21st Ann. Rept., Pt. 2, pág. 183, 1900.

PELTIER (Louis): *Pleistocene terraces of the Susquehanna River, Pennsylvania.* Penn. Geol. Survey, Bull. G-23, 4th series, 147 págs. 1949.

— *The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology.* Assoc. Am. Geog., Anns., t. *40*, págs. 214-236, 1950.

POTZGER (J. E.) y WILSON (I. T.): *Post-Pleistocene forest migration as indicated by sediments from three deep inland lakes.* Am. Midland Naturalist, t. *25*, págs. 270-289, 1941.

PUTNAM (W. C.): *Moraine and shoreline relationships at Mono Lake, California.* Geol. Soc. Am., Bull. *61*, págs. 115-122, 1950.
RUHE (R. V.): *Topographic discontinuities of the Des Moines lobe.* Am. J. Sci., t. *250*, págs. 46-56, 1952.
SAYLES (R. W.): *Bermuda during the ice age.* Proc. Am. Acad. Arts Sci., t. *66*, págs. 381-468, 1931.
SHAFFER (P. R.): *Tazewell glacial substage of western Illinois and eastern Iowa.* Geol. Soc. Am., Bull. *63*, pág. 1296, 1952.
SHARP (R. P.): *Soil structures in the St. Elias Range, Yukon Territory.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 274-301, 1942.
SHEPARD (F. P.): *Origin of the Great Lakes basins.* J. Geol., t. *45*, págs. 76-88, 1937.
SMITH (H. T. U.): *Periglacial boulder field in northeastern Pennsylvania.* Geol. Soc. Am., Bull. *59*, págs. 1352-1353, 1948.
— *Periglacial features in the driftless area of southern Wisconsin.* J. Geol., t. *57*, págs. 196-215, 1949.
TIGHT (W. G.): *Drainage modifications in southeastern Ohio and adjacent parts of West Virginia and Kentucky.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *13*, 108 págs. 1903.
TODD (J. E.): *The Pleistocene history of the Missouri River, Science,* t. *39*, págs. 263-274, 1914.
UPHAM (Warren): *The glacial Lake Agassiz, U.S.* Geol. Survey, Mon. 25, 1896.
WARREN (C. R.): *Probable Illinoian age of part of the Missouri River, South Dakota,* Geol. Soc. Am., Bull. t. *63*, págs. 1143-1156, 1952.
WAYNE (W. J.): *Pleistocene evolution of the Ohio and Wabash valleys,* J. Geol., t. *60*, págs. 575-485, 1952.
ZUMBERGE (J. H.): *The lakes of Minnesota – their origin and classification,* Minn. Geol. Survey, Bull. t. *35*, págs. 10-48, 1952.

REFERENCIAS ADICIONALES

ANDERSEN (S. A.): *The waning of the last continental glacier in Denmark as illustrated by varved clays and eskers.* J. Geol., t. *39*, págs. 609-624, 1931.
BLACK (R. F.): *Permafrost,* págs. 247-275, *en Trask's Applied Sedimentation.* John Wiley and Sons, Nueva York, 1950.
COOKE (C. W.): *Correlation of coastal terraces.* J. Geol., t. *38*, págs. 577-589, 1930.
DE GEER (G. J.): *Geochronologia Suecica Principles.* Almqvist y Wiksells Boktryckeri A.-B., Estocolmo, 1940, (En inglés.)
DINES (H. G.): *The mapping of head deposits.* Geol. Mag., t. 77, págs. 198-226, 1940.
GOLDTHWAIT (R. P.): *Development of end moraines in east-central Baffin Island.* J. Geol., t. *59*, págs. 567-577, 1951.
GOULD (L. M.): *Glaciers of Antarctica.* Proc. Am. Phil. Soc., t. *82*, págs. 835-877, 1940.
GWYNNE (C. S.): *Swell and swale pattern in the Mankato lobe of the Wisconsin drift plain in Iowa.* J. Geol., t. *50*, págs. 200-208, 1942.
HOLMES (C. D.): *Till fabric.* Geol. Soc. Am., Bull. *52*, págs. 1299-1354, 1941.
KRUMBEIN (W. L.): *Textural and lithological variations in glacial till.* J. Geol., t. *41*, págs. 383-408, 1933.
LEIGHTON (M. M.) y POWERS (W. E.): *Evaluation of boundaries in the mapping of glaciated areas.* J. Geol., t. *42*, págs. 77-87, 1934.
LOUGEE (R. J.): *Deglaciation of New England.* J. Geomorph., t. *3*, págs. 189-217, 1940.
SPEIGHT (R.): *Ice wasting and glacier retreat in New Zealand.* J. Geom., t. *3*, p. 131-143, 1940.
TABER (S.): *Perennially frozem ground in Alaska.* G. Soc. Am., *54*, p. 1433-1548, 1943.
THORNBURY (W. D.): *Weathered zones and glacial chronology in southern Indiana.* J. Geol., t. *48*, págs. 449-475, 1940.
THWAITES (F. T.): *The origin and significance of pitted outwash.* J. Geol., t. *34*, págs. 308-319, 1926.
— *Outline of Glacial Geology.* Edwards Brothers, Ann Arbor, 1946.

17 · *Geomorfología de las costas*

LOS MOVIMIENTOS DEL AGUA EN LOS OCÉANOS Y EN LOS LAGOS

La siguiente exposición trata principalmente de las líneas de ribera oceánicas, pero en gran parte es también aplicable a las orillas de los lagos. Los lagos y los océanos son cuerpos de agua estancada solamente en el sentido de que sus márgenes y posiciones están fijas, sujetas en el caso del océano a oscilaciones menores producidas por el flujo y reflujo de las mareas. El movimiento del agua se produce prácticamente en forma constante, tanto en superficie como en profundidad. No nos ocuparemos de la circulación en gran escala, por medio de la cual hay intercambio de agua entre la superficie y la profundidad, o del movimiento lento latitudinal de las aguas oceánicas. Los tres tipos de movimientos que efectúan el trabajo gradacional son las olas, las corrientes y las mareas, y estas últimas raramente tienen importancia geomórfica.

El viento no es la única causa generadora de olas, pero es, sin duda, la más importante. El viento genera y afecta el movimiento de la ola por fricción sobre una superficie de agua, por "empuje" contra la parte trasera de una ola y "tira" en su frente, y por succión sobre la cresta y compresión en el seno de una ola. La *longitud de ola* es la distancia horizontal entre crestas o senos vecinos, y *altura de ola* es la distancia vertical entre ellos. El *período de ola* es el tiempo entre el pasaje de dos crestas o senos consecutivos por un punto dado, y la *velocidad de ola* es la velocidad con que avanza una ola. El tamaño de una ola está relacionado con la velocidad del viento que la genera, pero se logra el tamaño máximo únicamente en agua lo suficientemente profunda como para que el fondo del océano no interfiera en el movimiento ondulatorio del agua, y aun entonces, sólo después que el viento haya estado soplando durante un tiempo considerable. Hasta ahora, las alturas de olas más grandes, medidas exactamente, fueron de alrededor de 16 m. Se ha informado sobre alturas mayores, pero su realidad es dudosa. La altura de la ola está determinada no solamente por la velocidad del viento, sino también por la extensión del agua sobre la cual puede soplar el viento. Esto se denomina el *alcance de ola.* Olas extremadamente grandes sólo se pueden desarrollar cuando el alcance de ola es extenso, lo cual explica por qué tales olas no se pueden desarrollar en lagos o brazos de mar cerrados.

Kuenen (1950) manifestó que para producir las olas más grandes que se han observado se requerirá un alcance de ola de por lo menos 1.000 km.

Además de la velocidad del viento y del alcance de ola, otro factor que afecta la altura de la ola es la duración del viento. Los estudios llevados a cabo en el Instituto de Oceanografía Scripps, en La Jolla, California, durante la segunda guerra mundial, indicaron que con una velocidad de viento de 105 km por hora y un alcance de ola de 1.500 km, teóricamente era posible una altura de ola de 20 m, pero, para lograrla, se requeriría que el viento soplara continuamente durante 50 horas.

El tipo de ola que hemos estado tratando es el que se desarrolla en agua suficientemente profunda como para permitir el libre movimiento orbital. Éste se denomina *ola de oscilación*. En él, el movimiento principal del agua es aproximadamente circular, con el agua moviéndose hacia adelante en la cresta, hacia arriba en el frente, hacia atrás en el seno, y hacia abajo en el lomo. También hay un lento movimiento en masa del agua hacia adelante, en la dirección de la propagación de la ola, principalmente porque las partículas de agua se están moviendo hacia adelante a una velocidad mayor en la cresta que en el seno. Después de haber completado sus órbitas, las partículas de agua se encuentran algo adelante con respecto a su posición anterior, y de esta manera, sin influencia del viento, logran un movimiento de avance. Este movimiento en masa hacia adelante del agua es mayor en las olas altas que en las olas bajas.

En contraste con las olas de oscilación están las *olas solitarias* u *olas de traslación*, en las cuales el agua se mueve en la dirección de la propagación de la ola sin compensar esta traslación con un movimiento hacia atrás. Este tipo de ola es una unidad sola e independiente, diferente de las olas de oscilación, que se desarrollan en cadenas. En la superficie, las partículas de agua se mueven siguiendo una trayectoria parabólica, pero hacia abajo se aplanan, hasta que en el fondo siguen líneas rectas. Las olas solitarias pueden ser generadas en el mar o en agua poco profunda por la rompiente de olas de oscilación. No muestran las crestas y senos notables de las olas de oscilación, sino que más bien se asemejan a ribetes separados por superficies de agua prácticamente planas. Entre las olas de oscilación y las solitarias existen formas de transición, pero éstas no son bien conocidas. Las olas solitarias son más efectivas que las olas de oscilación para mover hacia adelante material del fondo del mar y para llevar a cabo trabajo geológico, porque toda su energía es llevada hacia adelante.

Como lo indicó Shepard (1948), las olas de oscilación pueden mostrar dos fases distintas de desarrollo. En una, sus características están directamente reguladas por el viento. Las olas en este estado de desarrollo son conocidas con los nombres siguientes: *olas eólicas*, *olas impelidas* u *olas marinas*. Ninguno de estos términos es especialmente apropiado, pero sirven para indicar olas que están creciendo activamente en altura bajo la influencia directa del viento, en contraste con el *mar de leva* u *olas libres*, que fueron

generadas por el viento, pero han viajado más allá de un área de tormenta y están disminuyendo de altura. Tal vez sea imposible distinguir las dos, pero el mar de leva o las olas libres son menos complejas que las olas impelidas, y constan de un tipo de movimiento con alternancia de ascenso y descenso del agua, menores alturas de olas, mayores longitudes de olas y menos rompiente de las crestas de las olas. El mar de leva da la razón de

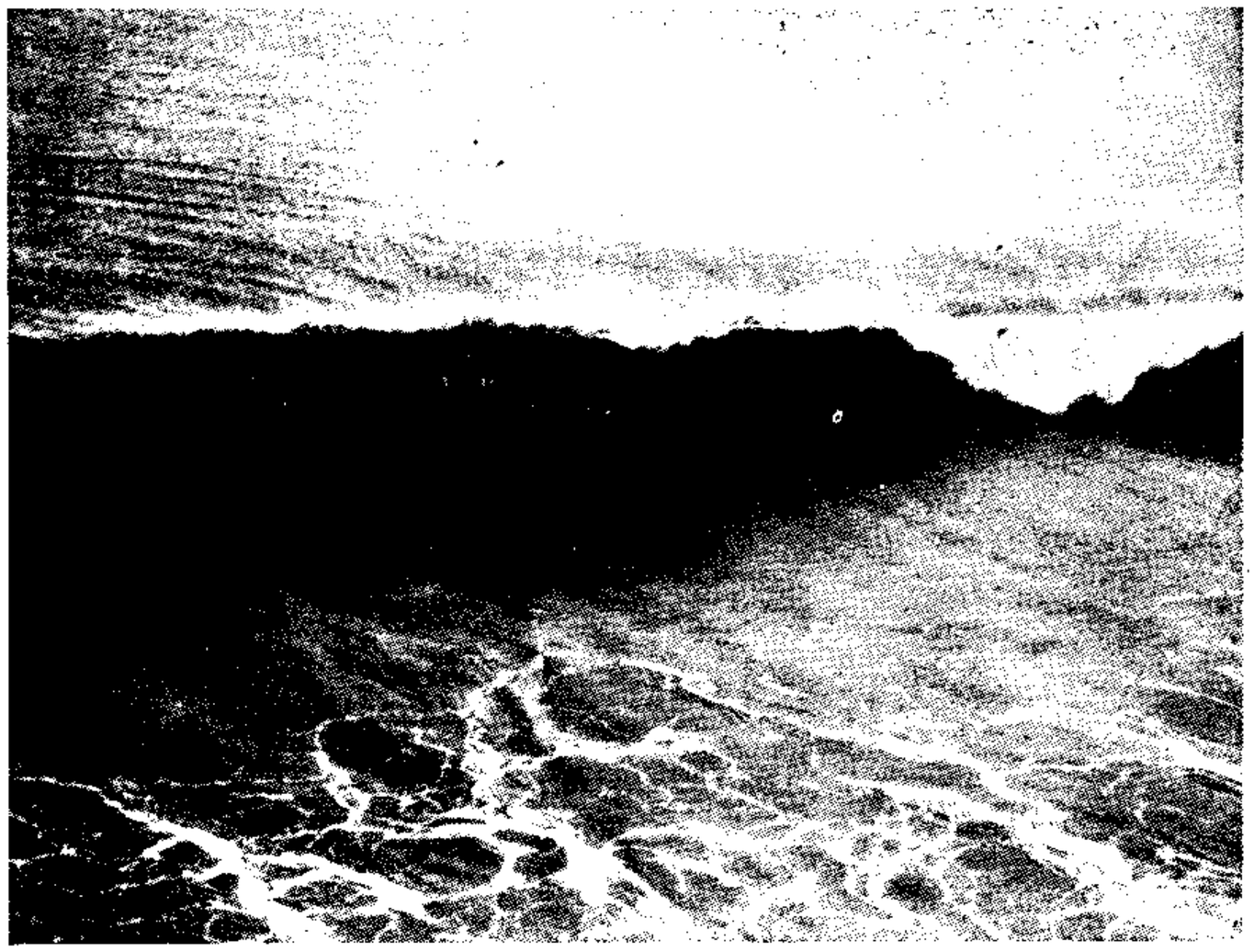


FIG. 17.1. *Una ola que rompe en voluta, en La Jolla, California. (Fotografía de F. P. Shepard.)*

la acción fuerte de la ola a lo largo de la costa en los días en que el aire está relativamente calmo.

A medida que las olas se mueven hacia aguas poco profundas, hay un decrecimiento de la velocidad con el consecuente amontonamiento de las olas y el empinamiento de sus frentes. Donde la velocidad orbital de la cresta de la ola excede la del movimiento de la ola hacia adelante, se desarrolla una ondulación en la parte superior del frente de ola, la cual, careciendo de agua suficiente para llenar la cavidad por debajo de ella, se abalanza hacia adelante o se rompe para formar la *rompiente*. Las olas de oscilación, al romper, se transforman en olas de traslación, que se lanzan hacia adelante sobre la ribera como *embestida*. Después que la embestida alcanza su máxima posición hacia adelante, el agua fluye por la pendiente hacia el mar como *retroceso*.

Los *tsunamis* son olas producidas por terremotos submarinos, erupciones volcánicas o deslizamientos y desmoronamientos. A menudo se les denomina olas de marea, pero en ningún sentido están relacionados con las mareas. Tienen longitudes de ola del orden de 160 km y se desplazan a velocidades de 640 km por hora o más. En mar abierto, sus alturas pueden ser de solamente 0,3 ó 0,6 m, pero cuando llegan a una ribera pueden desarrollarse en olas de alturas extraordinarias. Según Kuenen (1950), a lo largo de las costas del Japón y de Chile, los tsunamis han logrado alturas de 30 a 40 m. Shepard (1948) comunicó la destrucción de un faro por tsunamis en el cabo Dutch, Alaska, a 30 m por arriba del nivel del mar. A lo largo de una orilla los tsunamis pueden efectuar mayor erosión en un período muy breve que las olas comunes en años. Sin embargo, son muy poco frecuentes, aun en esas áreas donde las condiciones geológicas permiten su formación.

Las *corrientes* difieren de las olas en que hay un movimiento continuo y progresivo del agua hacia adelante. Las corrientes se pueden originar de varias maneras, pero trataremos solamente las que tienen importancia geomórfica.

Los vientos son los responsables directos o indirectos de las corrientes oceánicas superficiales mayores; por consiguiente, en cuanto a su dirección, tienen una relación definida con las fajas planetarias de viento, modificadas, no obstante, por los efectos de desviación de la rotación de la tierra y la configuración de los continentes. Donde las corrientes chocan contra tierra firme están obligadas a desviarse, y como consecuencia de esto, las direcciones de algunas corrientes están determinadas en gran parte por los contornos de los continentes. Ésta es una de las causas de las *corrientes marginales o litorales*, un tipo de corriente que puede tener efectos geomórficos importantes. Las corrientes marginales también se generan cuando las olas rompen oblicuamente en la ribera. Las corrientes eólicas de desplazamiento pocas veces afectan aguas cuya profundidad exceda de 90 m. Sus velocidades, pocas veces son lo suficientemente grandes como para producir acción erosiva significativa, pero pueden mover material a lo largo del fondo del mar y de ese modo contribuir directa e indirectamente al desarrollo de los caracteres de acumulación a lo largo de las orillas. El *desplazamiento marginal* efectuado por las corrientes no debe ser confundido con un tipo diferente de acarreo marginal, denominado por Johnson (1919) *desplazamiento de playa*. Si una ola se aproxima a la ribera oblicuamente, su avance físico o embestida subirá por ésta en la dirección de la propagación de la ola, pero su retroceso se moverá por la pendiente más empinada bajo la influencia de la gravedad. Generalmente éste se produce en ángulo recto respecto de la ribera y, en consecuencia, las partículas que son movidas por el avance físico y el retroceso, siguen trazados parabólicos que gradualmente mueven las partículas a lo largo de la ribera en una dirección paralela al frente de las rompientes de las olas. Donde el desplazamiento de playa

coincide en dirección con una corriente marginal, puede resultar un movimiento pronunciado de los materiales de la ribera; si, no obstante, el desplazamiento de playa se realiza en una dirección opuesta a la corriente marginal, resultará que el material de playa más fino se desplazará en la dirección de la corriente marginal y el material más grueso en la dirección del desplazamiento de playa. El desplazamiento de playa probablemente acarree tanto



FIG. 17.2. *Fotografía vertical donde se observan corrientes de resaca extendiéndose hacia el mar, en el condado de Marino, California. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

material a lo largo de la ribera como las corrientes marginales. Si los sedimentos son gruesos el desplazamiento de playa tendrá más importancia en su transporte.

Localmente, las corrientes de marea pueden lograr velocidades suficientes como para transportar material, pero generalmente son de significado geomórfico menor. El lago Erie tiene una fluctuación de marea de alrededor de 8 cm, y en el mar Báltico, la variación de marea escasamente es de 2 cm (Kuenen, 1950). En bahías con forma de embudo, la variación de la marea puede ser grande por la acumulación de agua. En la bahía de Fundy, entre

Nueva Escocia y Nueva Brunswick, la fluctuación de la marea es entre 9 y 15 m y el flujo de la marea comúnmente está marcado por un frente de agua que avanza, denominado *ola de marea,* que puede llegar hasta una altura de 1,8 m. Olas de mareas semejantes se forman en los estuarios de los ríos Severn y Trent en el sur de Inglaterra, y del Amazonas se han descripto olas de marea de una altura de 5 m; aún más altas se han citado para el río Tsientan de la China (Kuenen, 1950). Es dudoso, sin embargo, que las olas de marea lleven a cabo mucho trabajo erosivo. Johnson (1925) llegó a la conclusión de que en la bahía de Fundy había más evidencia de acumulación que de erosión mediante las mareas. Las corrientes de marea localmente pueden transportar una cantidad considerable de detritos y aun actuar con una acción de limadura. El movimiento del agua se extiende hacia abajo a profundidades mayores que en las corrientes inducidas por el viento y pueden concentrarse marcadamente a causa de los caracteres topográficos. Según Shepard (1948), las mareas son responsables del más rápido movimiento conocido del agua de mar. En los estrechos de Seymour, entre la isla de Vancouver y la costa de Columbia Británica, se han registrado corrientes de marea con una velocidad de 12 nudos (22 km por hora).

Generalmente se supone que el agua que es llevada hacia la tierra firme por las olas, regresa hacia el mar principalmente por el flujo de fondo denominado *resaca.* Algunos (Shepard, Emery y LaFond, 1941) han sostenido que las corrientes de resaca son más importantes que la resaca para devolver el agua al mar. Las *corrientes de resaca* consisten en senderos o líneas de agua que se mueven hacia el mar en contraste con el flujo no localizado de la resaca. También se les ha denominado marea de resaca, pero es un nombre equivocado, porque de ninguna manera se relacionan con las mareas. La presencia de las corrientes de resaca a lo largo de una costa está indicada por caracteres tales como: *a)* rayas pardas de agua cargada con sedimento; *b)* rayas de agua de color verde, como resultado de que las corrientes de resaca se forman en agua de mayor profundidad; *c)* líneas de agua agitada; *d)* intervalos en la línea de rompientes; *e)* fajas de espumas, especialmente donde el fondo es rocoso; y *f)* movimiento hacia el mar de los objetos flotantes. A menudo, los canales someros en el fondo del mar atestiguan su presencia. Es probable que las corrientes de resaca representen un método más significativo de acarrear hacia el mar abierto sedimentos suspendidos de lo que generalmente se supone.

EROSIÓN MARINA

Las olas son los agentes de erosión marina más importantes, particularmente las olas de tormenta y los tsunamis. Las olas más pequeñas, tales como las asociadas con la rompiente, pueden efectuar atrición del material y cantidades menores de abrasión, pero, de la misma manera que un río durante una sola creciente puede realizar más trabajo geológico que el que

hará durante meses o años de períodos de agua baja, así también las olas de tormenta pueden efectuar más cambios durante un período corto que las olas comunes en meses. Las corrientes probablemente sean agentes erosivos relativamente sin importancia, con excepciones locales menores, como en los estrechos, pero son importantes medios de transporte.

Los factores condicionantes. Hay varios factores que influyen sobre la intensidad con que actúa la erosión marina, aparte de las variaciones en la fuerza de la ola. Entre los factores determinantes de mayor importancia tenemos:

a) El tipo y la dureza de la roca a lo largo de la línea de ribera.
b) Los caracteres estructurales de la roca, particularmente su posición y grado de diaclasamiento y fracturación.
c) La estabilidad de la posición de la orilla.
d) Lo expuesta al ataque a que se halla una costa.
e) La profundidad del agua en las proximidades de la ribera.
f) La abundancia y el tamaño de los materiales.

Los procesos de la erosión marina. La erosión marina es más efectiva donde hay disponibles abundantes elementos de erosión, pero el choque de la ola misma, particularmente sobre rocas altamente diaclasadas y fracturadas, puede ejercer gran presión. Johnson (1919) informó de presiones medidas con dinamómetros, a lo largo de la costa escocesa, de más de 29.300 kg/m^2. La enorme fuerza ejercida por las olas al romper está atestiguada por los movimientos de masas registrados, que pesan miles de kilos. En las diaclasas y en las grietas el aire es comprimido repentinamente y se comporta como si se clavara una cuña en ellas. El retroceso del agua está acompañado por una expansión súbita del aire con una fuerza explosiva. Este empuje del agua en las grietas no solamente ejerce gran presión mecánica, sino que en rocas solubles puede acelerar mucho la disolución.

El proceso más efectivo de la erosión marina es la acción corrasiva o abrasiva de la arena, de la grava, y de los cantos rodados movidos por las olas contra la ribera. Esto incluye lo que se ha denominado el "ametrallamiento" de los materiales arrojados contra la roca sólida y la acción corrasiva, más común pero menos espectacular, a medida que las partículas de rocas son movidas de aquí para allá sobre el substrato. Faltando los materiales, la abrasión marina puede ser ineficaz, como está demostrado por la conservación de las estrías glaciarias a lo largo de algunas costas. La atrición contribuye indirectamente a la abrasión marina, reduciendo las partículas de rocas a tamaño tal que pueden ser transportadas mar adentro por la resaca y las corrientes de resaca.

En lo que se refiere hasta qué profundidad se puede extender el ataque efectivo de la ola, las opiniones difieren. El término *base del tren de olas* es empleado por algunos para denominar al límite inferior de la acción de las olas. Johnson (1919) llegó a la conclusión de que la acción de la ola

oscilatoria se puede extender hasta profundidades de 180 m con suficiente fuerza como para agitar las partículas finas en el fondo del mar, y que la erosión efectiva de la ola puede alcanzar profundidades de hasta 60 m. Otros, como Shepard (1948), opinan que la acción erosiva de las olas no se extiende a profundidades mayores que 9 ó 12 m, según lo indican los movimientos de la arena durante las tormentas.

EL PERFIL DE LA RIBERA

Hasta ahora hemos empleado los términos ribera, orilla o línea de ribera y costa sin definirlos. Un examen ulterior requiere la aclaración de estos términos. La zona que se extiende desde las bajamares hasta el límite de la acción efectiva de la ola, hacia la tierra, se suele denominar *ribera* [1]. Se puede hacer una diferencia técnica entre la ribera y la orilla o línea de ribera: *orilla* o *línea de ribera* [2] marca la posición del nivel del agua en cualquier tiempo dado y varía entre las posiciones de orilla de pleamar y de bajamar, pero generalmente es difícil hacer esta distinción sin mucho palabrerío; por lo tanto, en la exposición siguiente la ribera y la orilla serán empleados como términos esencialmente sinónimos. Para mucha gente, costa tiene el mismo significado que ribera u orilla, pero hay una distinción geológica real entre ellas. La *costa* es una zona de un ancho algo indeterminado que se extiende tierra adentro desde una ribera u orilla. El límite entre esta zona y la ribera es la *línea de costa.* En muchos lugares el límite de una costa hacia el mar está marcado por una escotadura o escarpa, que resulta de la erosión de ola y se denomina *acantilado marino.* Generalmente hay una terraza producida por la erosión de ola que se denomina *terraza de erosión de ola* y que se extiende desde la base del acantilado marino hacia el mar. Esta terraza puede ser de roca denudada o puede estar cubierta por un depósito transitorio de arena, grava y cantos rodados, denominado *playa.* Una playa es un carácter de acumulación sobre una terraza de erosión de ola y no es permanente, sino que está compuesta por materiales más o menos en tránsito. Una terraza de erosión de ola puede terminar abruptamente o puede pasar gradualmente a una superficie algo más plana, que resulta de la abrasión prolongada de olas y corrientes, denominada *plataforma de abrasión.* No hay una demarcación aguda entre la terraza de erosión de ola y la plataforma de abrasión, y las

[1] Ribera es la traducción del término inglés *shore.* Se ha preferido ribera a litoral porque en el original este último tiene otra acepción, correspondiendo a una zona más amplia. Dicha acepción concuerda con el sentido que se le da en la República Argentina, como puede comprobarse en el trabajo de Casal (Casal, P. S., 1957. *Oceanografía* en *Geografía de la Rep. Argentina.* Soc. Arg. Est. Geog. Gaea, T. VII, 1 parte, Buenos Aires, págs. 87-262.) donde el autor define cordón litoral, zona costanera, playa, etc. (págs. 108-113 y figura 3 de pág. 103). La ribera corresponde a lo que Casal ha definido como playa. Como en el libro se da otra definición de playa *(beach)* este término no se puede emplear como traducción de *shore. (N. del T.)*

[2] Orilla o línea de ribera corresponde a *shore-line. (N. del T.)*

dos en conjunto constituyen una *terraza de erosión marina*. A partir de la terraza de erosión marina, mar afuera, generalmente hay una *terraza de acumulación marina*, o lo que Johnson (1919) ha denominado *terraza continental*, la cual consiste en materiales removidos por la erosión de la terraza de erosión marina. El conjunto de la plataforma de abrasión y la terraza de acumulación marina constituyen lo que comúnmente se denomina *plataforma continental*.

Teniendo presente estas definiciones, podemos proceder al examen



FIG. 17.3. *Afloramiento de una plataforma de erosión de ola cortada en un sinclinal, en Green's Haven, cerca de Berwick, Inglaterra. (Fotografía del Servicio de Informaciones Británico.)*

de las ideas convencionales sobre el desarrollo del perfil de la ribera. Para simplificar nuestra exposición supondremos que la orilla inicial es una que se ha producido por la sumersión reciente de una región costanera con pendientes moderadas, y además que el nivel del mar permanece fijo por un largo período de tiempo geológico. Bajo estas condiciones, el perfil de costa inicial será uno con pendientes moderadas que descienden por debajo del mar pero no con profundidades tan grandes que las olas lleguen a la ribera y sean reflejadas sin romper. La erosión marina pronto comienza a excavar una hendidura en la tierra firme e inicia un acantilado marino, y de este modo comienza el desarrollo de una terraza de erosión de ola. El material proveniente de la erosión de esta terraza se acumulará en su borde más próximo al mar como un tipo de derrubio submarino, y así

comienza una terraza de acumulación marina. Esto representa el estado juvenil en el desarrollo de un perfil de ribera. En muchos aspectos presenta condiciones análogas con los de juventud en el ciclo fluvial. La acción de la ola es vigorosa; tanto el poder erosivo como el de transporte es grande, y la pendiente sobre la cual los materiales erosionados se desplazan hacia el mar todavía está sin gradar. A medida que las olas excavan más hacia tierra adentro, su ataque erosivo sobre el acantilado marino decrece, porque cruzan una extensión cada vez mayor de agua somera sobre una terraza de erosión marina que se ensancha. Esta pérdida de poder erosivo es análoga a la

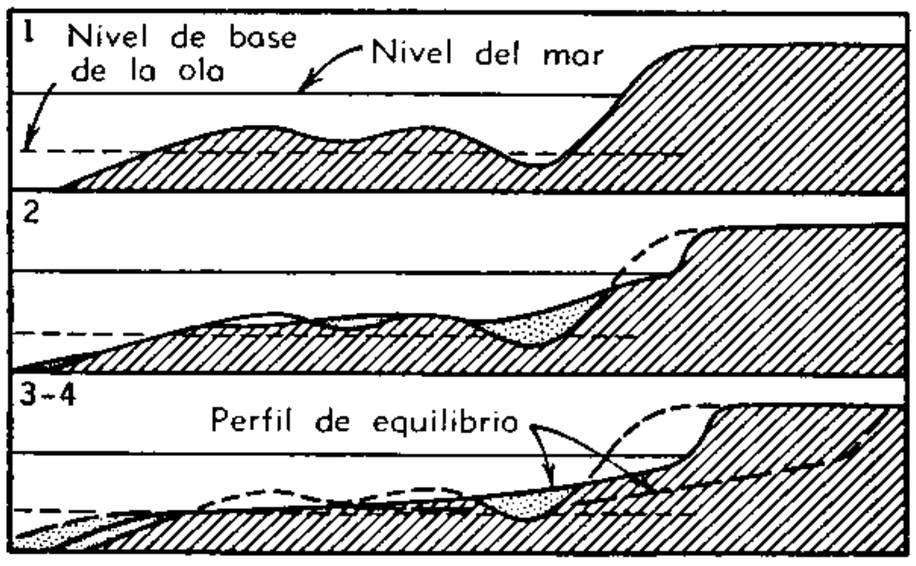


FIG. 17.4. *Etapas en el desarrollo de un perfil de equilibrio a lo largo de una costa abrupta. (Tomado de Ph. H. Kuenen,* Marine Geology. *John Wiley and Sons.)*

pérdida del poder corrasivo de un río a medida que profundiza su valle y reduce su gradiente.

La abrasión de ola continuada, con el tiempo reducirá la terraza de erosión de ola a una pendiente que es justo lo suficiente para el desplazamiento hacia el mar del material proveniente del acantilado marino y de la ribera hasta el borde delantero de la terraza de acumulación marina. Esto marca el logro del perfil de equilibrio. El perfil así logrado es cóncavo en la parte que todavía está sometida activamente a la erosión, casi plana a partir de la terraza de erosión de ola hacia el mar, y convexo donde tiene lugar acumulación activa en el borde delantero de la terraza de acumulación marina. En muchos aspectos es similar al perfil de equilibrio de los ríos, salvo la porción convexa en su extremo alejado. Cuando se llega a esta etapa, se puede decir que se ha logrado la madurez. La creación de una playa también caracteriza a la madurez. Al aumentar la distancia desde el acantilado marino hasta el agua profunda, y al decrecer la efectividad de la acción de ola en aguas menos profundas, resulta que el material permanece transitoriamente estacionado a lo largo de la ribera antes de ser llevado a aguas profundas. La playa adquiere mayor espesor durante los tiempos de ataque menos activo de las olas, pero puede ser destruida completamente durante

períodos de olas de tormentas muy fuertes. Es dudoso que alguna vez se logre un perfil de equilibrio como el que se acaba de esbozar. Debido a las complicaciones introducidas en el nivel del mar por los cambios diastróficos y eustáticos, por las corrientes marginales, y por la acumulación de sedimentos de ríos y glaciares, algunos geólogos, entre los que se destaca Shepard, han pensado que representa más bien una condición teórica que una realidad.

En verdad, el concepto de senectud, en la medida en que está represen-

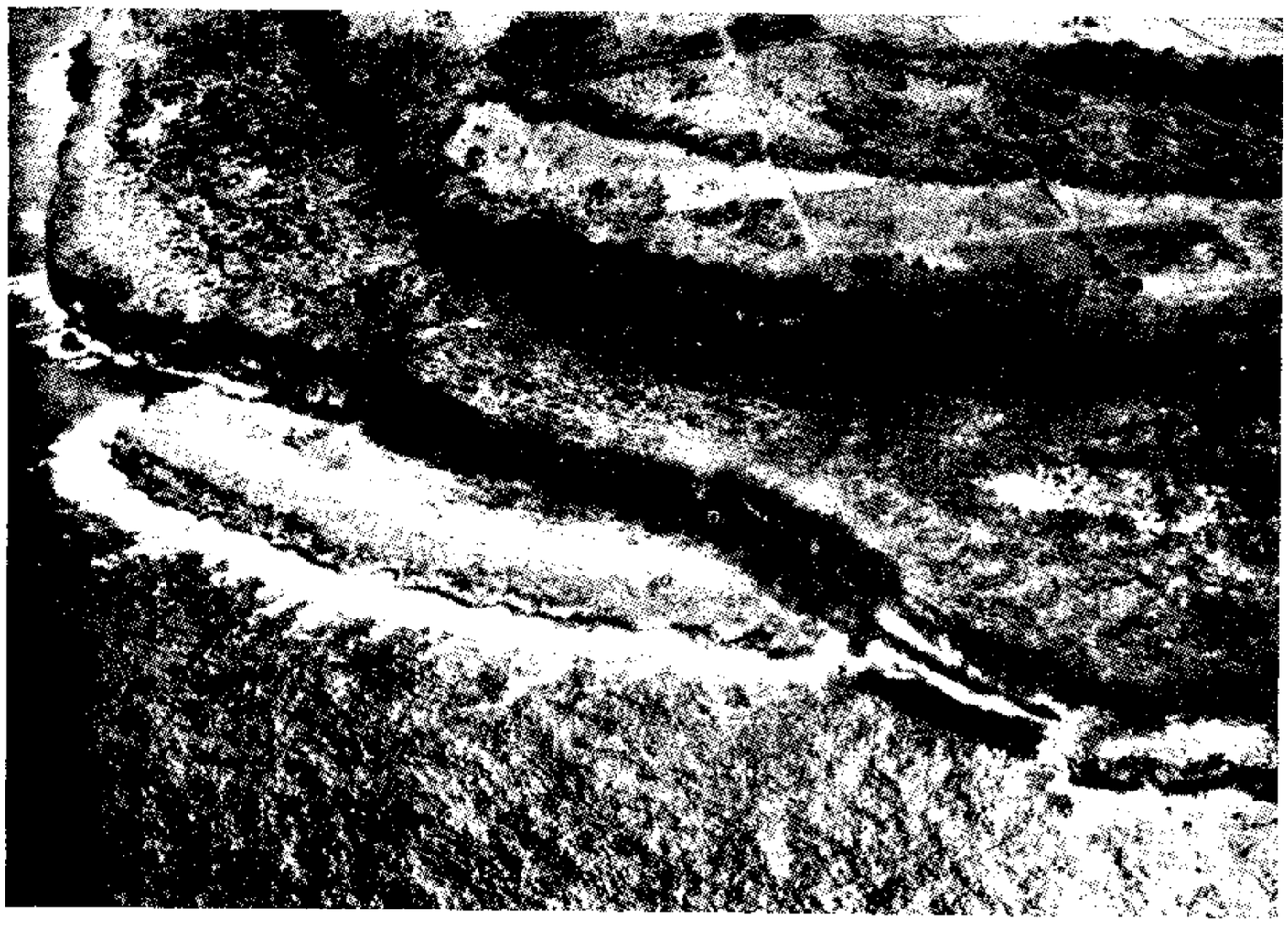


FIG. 17.5. *Terraza marina en la isla Aguijan, en las Marianas. El escalón inferior probablemente corresponda a una plataforma de marea alta elaborada por olas de tormenta. (Fotografía de la Fuerza Aérea.)*

tado por un acantilado marino con una pendiente débil, por una amplia terraza de erosión de ola vecina a otra de acumulación de ola, formada con los escombros suministrados tan lentamente por la tierra firme que la terraza de erosión de ola permanece en gran parte denudada, es una abstracción teórica en cuanto se refiere a las líneas de ribera actuales. Sin embargo, todavía hay quienes creen en la capacidad del océano para excavar planicies costaneras de denudación, comparables en extensión con las peneplanicies y otras superficies extensas de erosión. En diferentes partes del mundo se encuentran numerosos ejemplos de terrazas marinas elevadas, pero por lo general tienen unos pocos kilómetros de ancho en el mejor de los casos. A lo largo de la costa de África hay terrazas marinas con un ancho de hasta

20 km, y el Strandflat, a lo largo de la costa occidental de Noruega, que según algunos es de origen marino, tiene un ancho máximo de 65 km. No obstante, los frecuentes cambios del nivel del mar durante el Pleistoceno han impedido, dentro del tiempo geológico reciente, el desarrollo de planicies marinas extensas.

La erosión marina está tan localizada a lo largo de una faja estrecha de tierra, que el entallamiento de una extensa planicie de abrasión marina requeriría un tiempo tan grande de tranquilidad del nivel del mar, que parece aún menos probable de lograr que la etapa de peneplanicie en un

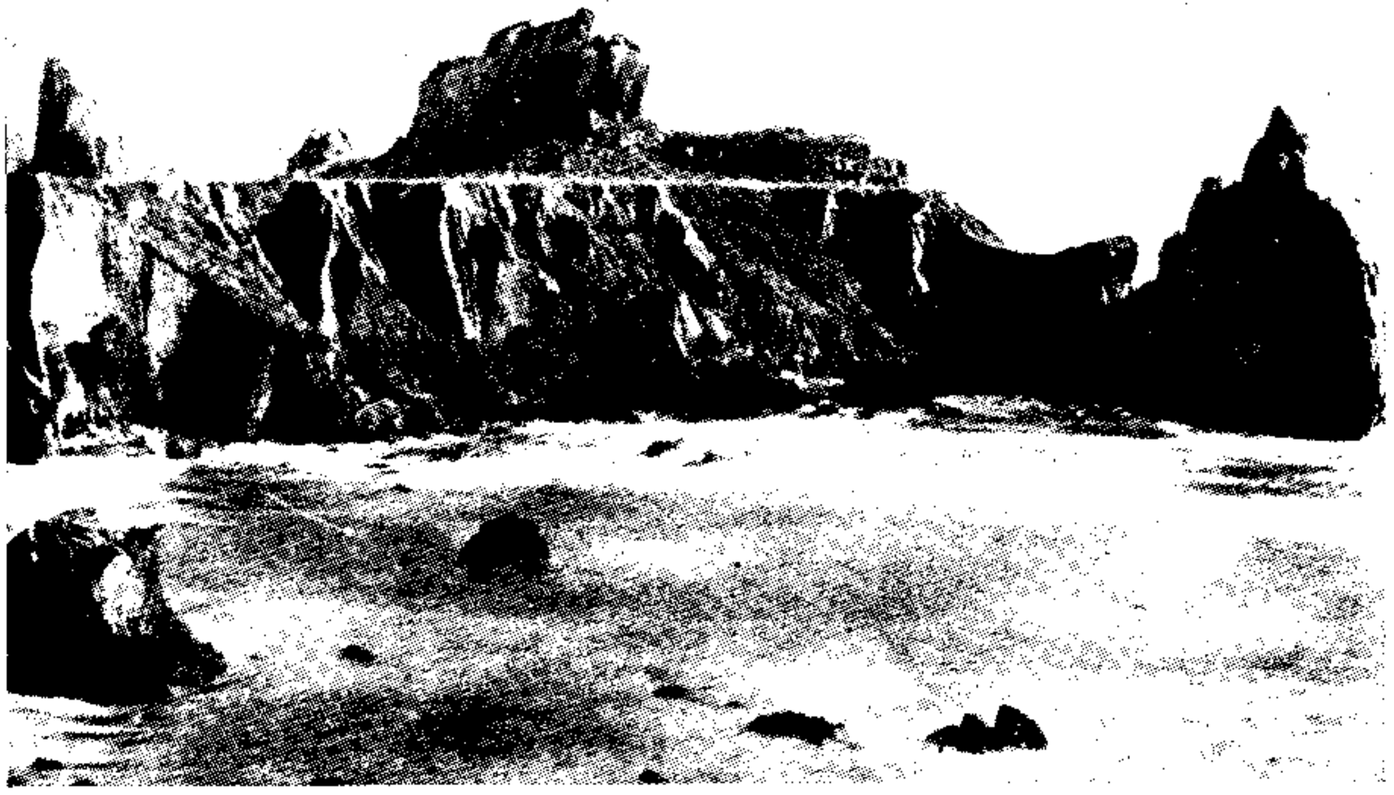


FIG. 17.6. *Un acantilado y una terraza marina elevada que muestra un antiguo peñasco, en Port Harford, California. (Fotografía de G. W. Stose, del Servicio Geológico de Estados Unidos de América.)*

ciclo fluvial. Wooldridge y Morgan (1937) destacaron la diferencia entre la erosión marina y los otros tipos, comparando la erosión marina con el aserramiento horizontal, en contraste con el lijado y limado por el viento y el agua corriente sobre una superficie terrestre. Un ascenso de la tierra de solamente 3 a 6 m puede reiniciar todo el ciclo marino, mientras que con el agua corriente únicamente se acelera la velocidad de la erosión. La condición más probable para favorecer la formación de una planicie marina extensa sería la de una masa de tierra hundiéndose lentamente o un nivel de mar que se elevara lentamente, como la que marcó las grandes transgresiones marinas del Cretácico; pero aun entonces es probable que las olas solamente añadieran la nivelación final a áreas que ya casi habían sido destruidas por la erosión subaérea.

LOS CARACTERES TOPOGRÁFICOS RESULTANTES DE LA EROSIÓN MARINA

Los acantilados marinos y las terrazas de erosión de ola son los dos caracteres más comunes creados por la erosión marina. Los detalles de los acantilados marinos varían mucho, dependiendo de la estructura, tipo y disposición de las rocas en las cuales son excavados. La configuración de un acantilado elaborado en rocas con inclinación hacia el mar será diferente de los modelados en rocas que se inclinan hacia la tierra firme, y todavía diferente del que es entallado en rocas con estratificación horizontal; los acantilados modelados en granito difieren en apariencia de los excavados en basaltos; y los acantilados labrados en material fácilmente erosionable, como till glaciario o depósitos terciarios no endurecidos, serán escarpados y caracterizados por el gran desmoronamiento y deslizamiento de tierra.

Por arriba de la base de un acantilado marino se puede encontrar una terraza o *plataforma de pleamar* que debe su existencia principalmente a la espuma del mar o a la salpicadura de las olas de tormenta, con la cooperación de la meteorización subaérea y del lavaje pluvial. La presencia de una plataforma de pleamar parece depender de que los procesos de nivelación realizados por el agua de la pleamar se mantengan por delante del proceso más general del aterrazamiento marino en la zona de las rompientes. Cotton (1945) ha indicado que las condiciones óptimas para el desarrollo de una plataforma de este tipo son logradas en las bahías cerradas, donde la acción normal de la ola no es muy efectiva, pero estas plataformas también se encuentran a lo largo de costas abiertas y, por consiguiente, parece que son caracteres normales de las líneas de ribera. Se debe tener cuidado de no interpretar a las plataformas de pleamar como terrazas marinas expuestas por emersión reciente de la línea de ribera.

Una línea de ribera que se está extendiendo tierra adentro por el ataque de las olas se considera como *retrocedente*. Durante el retroceso, la retirada del acantilado marino se realizará a distintas velocidades a lo largo de la costa, dependiendo de la dureza de las rocas y de lo expuesto de la ribera al ataque de las olas. Así, las escotaduras menores de una costa pueden ser el resultado de la erosión marina diferencial. Estas escotaduras son conocidas como *ensenadas*, *bahías* o *caletas*. Sin embargo, es dudoso que el ataque de la ola sea en alguna ocasión responsable de la formación de las bahías grandes y de los estuarios. Éstos han resultado de la sumersión de la topografía producida de otras formas. En áreas de rocas más resistentes quedarán *promontorios*. Los promontorios sujetos al ataque de ola desde dos lados pueden tener *arcos marinos* o *grutas* excavados en ellos. Las porciones del promontorio separadas de la línea de costa se denominan *peñascos*, *pilares*, etc.

El retroceso de una línea de ribera puede evolucionar tan rápidamente

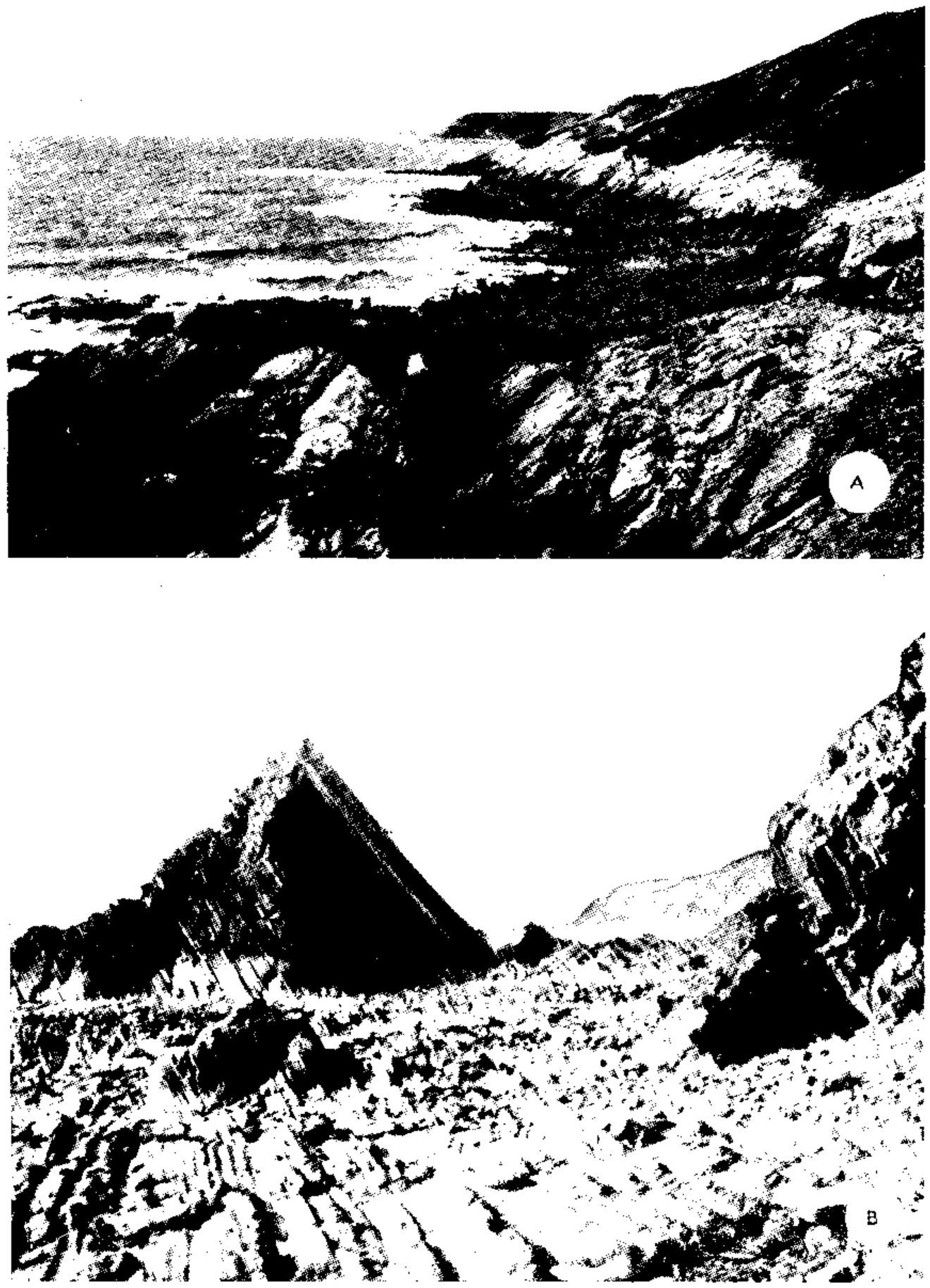


FIG. 17.7. *A. Línea de ribera en rocas inclinadas hacia el mar, en la Bahía Langland, Glamorgan, Gales. (Fotografía Oficial Británica). B. Cormorant Rock, un peñasco sobre una plataforma ribereña modelada en rocas inclinadas tierra adentro. (Fotografía del Servicio de Informaciones Británico.)*

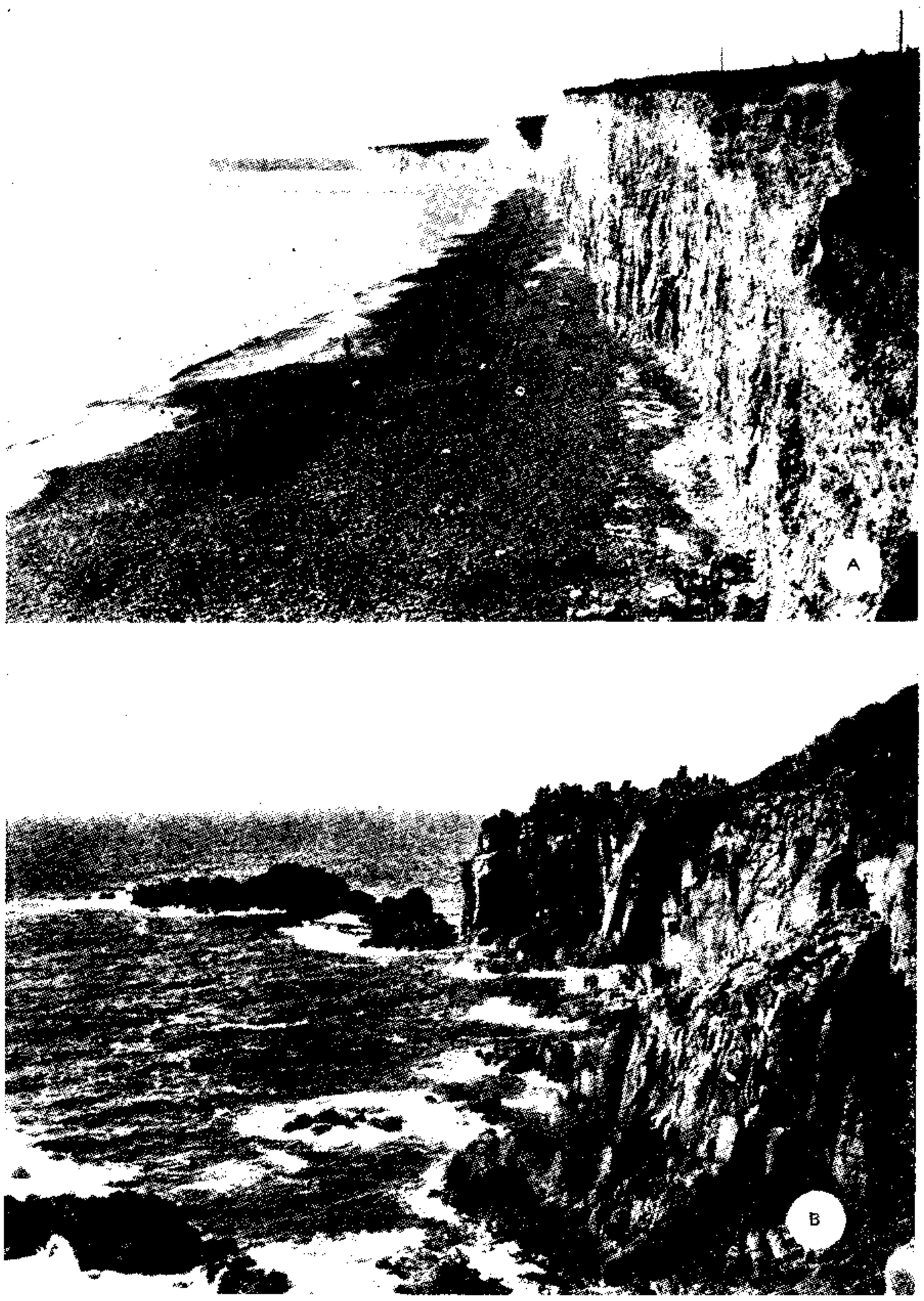


FIG. 17.8. A. *Acantilados de creta en Birling Gap, Sussex, Inglaterra, una línea de ribera sobre rocas casi horizontales. (Fotografía Oficial Británica.)* B. *Una línea de ribera granítica, en Lands End, Cornualles, Inglaterra. (Fotografía Oficial Británica.)*



FIG. 17.9. *A. Los acantilados West, en Sheringham, Norfolk, Inglaterra, una línea de ribera en depósitos glaciarios. (Fotografía Oficial Británica.)* B. *La costa de Keane, en la isla de Maui, Hawaii, una línea de ribera en rocas volcánicas. (Fotografía del Hawaii Visitor's Bureau.)*

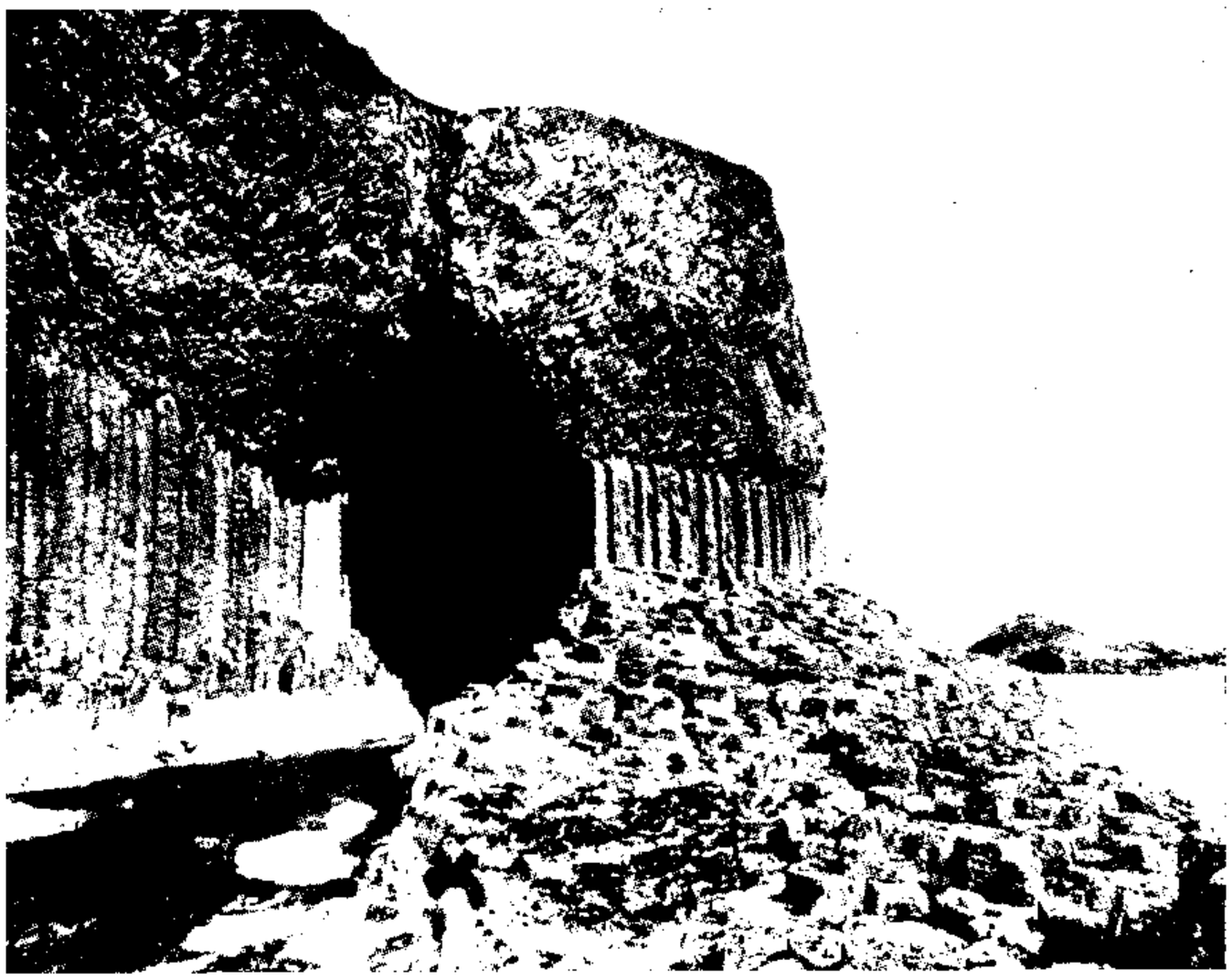


FIG. 17.10. *La Cueva de Fingal en la isla de Staffa, Escocia, una cueva de rompiente en basalto columnar. (Fotografía del Servicio Británico de Informaciones.)*

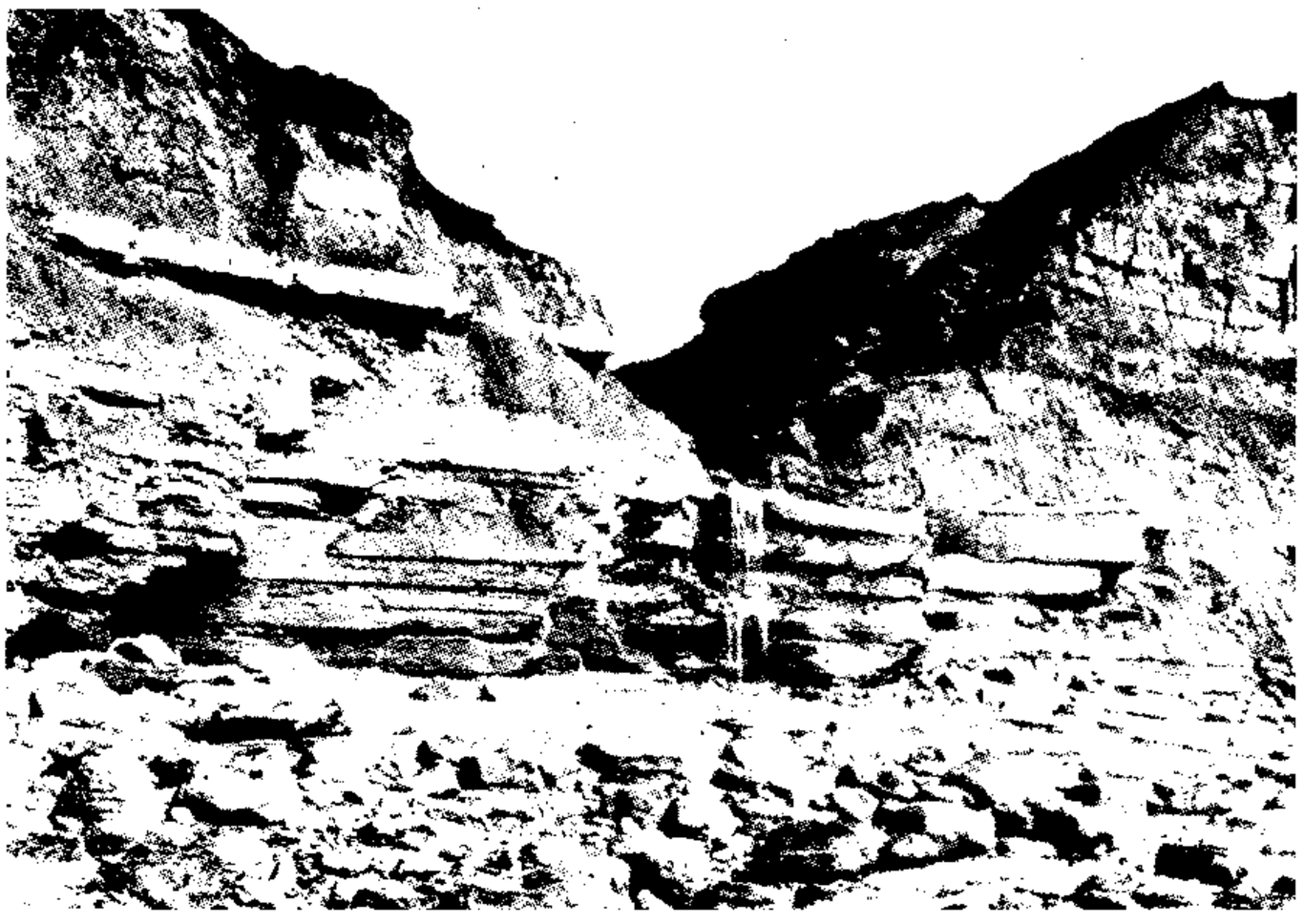


FIG. 17.11. *El hocino Ecclesbourne, en Hastings, Inglaterra, un valle colgante producido por la erosión marina. (Fotografía del Servicio Británico de Informaciones.)*

que los ríos pequeños no puedan correr parejo en la profundización con la velocidad del retroceso del acantilado marino. Como resultado, estos ríos entran en el mar mediante valles colgantes. Éstos son comunes a lo largo de los acantilados de creta a ambos lados del estrecho de Dover.

Una línea de ribera que está retrocediendo a través de una cubierta de materiales sedimentarios sobre una masa subyacente de rocas más antiguas, puede exhumar o resurrectar parte de la topografía sepultada. Se dice entonces que la línea de ribera es *contrapuesta* (Clapp, 1913). Sus características pueden estar sometidas a cambios notables cuando las olas encuentran la masa subyacente resistente. La contraposición de una línea de ribera es análoga a la sobreimposición de los valles. Clapp citó ejemplos de varias etapas de contraposición cerca de Victoria, Columbia Británica, donde el derrubio glaciario cubría una topografía preglacial desarrollada sobre rocas cristalinas. En varios lugares donde la erosión de ola ha excavado en el derrubio glaciario hay un cambio de características de línea de ribera madura a condiciones juveniles en las rocas cristalinas exhumadas.

LOS CARACTERES TOPOGRÁFICOS QUE RESULTAN DE LA ACUMULACIÓN MARINA

Playas. Como se sugirió precedentemente, el término playa debería restringirse a la película transitoria de detrito de roca que se acumula a lo largo y sobre una terraza de erosión de ola. Su inestabilidad necesita ser acentuada, porque el visitante casual es probable que lo considere como un carácter permanente. Las playas se pueden extender continuamente por cientos de kilómetros a lo largo de la ribera, como sucede a lo largo de la costa del sudeste de los Estados Unidos de América, o pueden ser deshilvanadas. Las playas a lo largo de riberas escabrosas están limitadas principalmente a fajas en las cabeceras de las bahías o de las ensenadas, y se denominan variamente como *playas de cabeceras de bahías*, *playas de bolsillo* o *playas en media luna*, pero también puede haber fajas de materiales de playa en las puntas de los promontorios, los cuales se conocen como *playas de promontorio*. La mayor frecuencia de playas en las cabeceras de las bahías que en las puntas de los promontorios resulta del hecho de que las olas convergen sobre los promontorios y divergen en las bahías, ocasionando una intensificación de la erosión de ola en los promontorios y una disminución en las bahías. Las corrientes marginales y el desplazamiento de playa también tienden a mover la arena hacia las bahías a ambos lados de un promontorio.

El movimiento del material de playa se produce constantemente, pero la reducción del espesor de la playa es más notable durante los períodos de olas de tormentas extremas, mientras que el crecimiento de una playa

tiene lugar principalmente durante períodos de aguas tranquilas. Shepard y LaFond (1940) notaron que en La Jolla, California, la destrucción o disminución de la playa caracterizaba a los meses de invierno y de primavera, y el crecimiento de la playa a los meses de verano y de otoño. Las olas producidas por tsunamis y huracanes son especialmente destructivas de las playas y pueden dar como resultado un movimiento pronunciado hacia tierra firme del material de playa, o la remoción completa de una playa. El término *playa de tormenta* es aplicado frecuentemente al material de playa apilado por las olas cuando están en su mayor altura. A lo largo de una línea de ribera retrocedente, los caracteres de playa son formas particularmente efímeras, pero a lo largo de una línea de ribera que está avanzando hacia el mar, o sea que está *en avance*, pueden ser de carácter semipermanente.

Los materiales de una playa provienen tanto del mar como de la tierra firme. Probablemente la mayor parte provenga de la tierra firme, siendo aportado por los ríos, deslizamientos, meteorización del acantilado marino, erosión marina de dicho acantilado y lavaje de pendiente. Sin embargo, parece que parte del material de playa proviene del mar. Ciertamente, las olas solitarias u olas de traslación pueden mover material hacia la tierra firme, y Grant (1943) llegó a la conclusión de que las olas de oscilación pueden transportar materiales por el fondo del mar en la dirección de su propagación, porque hay una preferencia de sus velocidades hacia adelante y hacia atrás en favor del movimiento hacia tierra firme. Johnson (1919) citó un ejemplo notable de este movimiento de material hacia tierra firme, en el cual lastre de grava de playa y de creta, que fue echado al mar, a unos 11 a 16 km de la costa de Sunderland, Inglaterra, en agua con una profundidad de hasta 36 m, había sido llevado a la ribera por olas de tormenta.

Bancos y barras [1]. El término barra se puede emplear en un sentido genérico para incluir a los diversos tipos de obstrucciones sumergidas o emergidas, de arena y de grava, que se forman en el fondo del mar por la acción de las olas y de las corrientes. Las diversas formas individuales han recibido denominaciones específicas, las que dependen de su forma y de su posición. Uno de los tipos de barra más comunes es el denominado *espiga*. Fue definida por Evans (1942) como "una cresta o terraplén de sedimento unido a la tierra firme por un extremo y terminando en agua abierta por el otro". Por lo común, el eje de una espiga se extenderá en línea recta paralelamente a la costa, pero donde las corrientes son desviadas hacia tierra firme, o donde hay mareas extraordinariamente fuertes, el crecimiento de una espiga puede ser desviado hacia tierra firme, con la creación resultante de

[1] En la Argentina, banco se emplea para denominar a las obstrucciones más o menos paralelas a las costas o al cauce, mientras que barra se reserva para las que son transversales a la desembocadura. En el texto se empleará la palabra barra, por su semejanza con el término empleado en el original. *(N. del T.)*

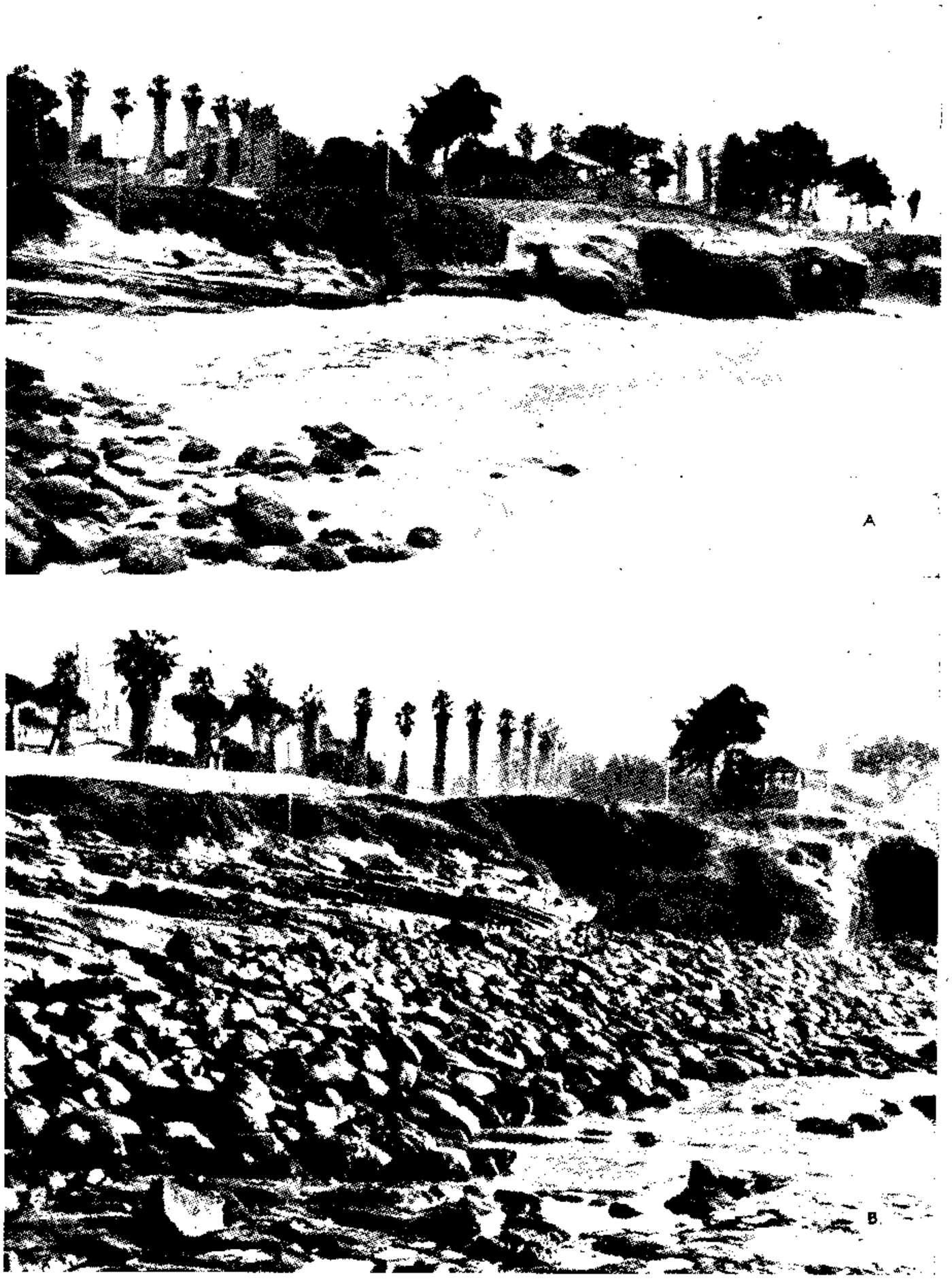


FIG. 17.12. *Condiciones de la playa de La Jolla, California.* A, *en verano, y* B, *en invierno. (Fotografías de F. P. Shepard.)*

una *espiga encorvada* o *gancho*. Varias etapas de desarrollo de gancho marino pueden producir una *espiga encorvada compuesta* o *gancho compuesto*. Las espigas pueden estar fijadas a ambos lados de los promontorios para formar lo que se denomina un *promontorio alado*.

Si una espiga se ha unido o casi unido a tierra o a otra espiga ligada con tierra por sus dos extremos, probablemente se la denominará simplemente



FIG. 17.13. *La espiga de la isla Fire, en isla Long, Nueva York.* (*Fotografía del Fairchild Aerial Surveys, Inc.*)

barra. El término barra puede ser empleado aun cuando haya pequeñas escotaduras entre el extremo distante de una espiga y la tierra vecina o entre las puntas extremas de dos espigas que casi se han unido. Las barras formadas en o a través de bahías se pueden denominar *barra de cabecera de bahía*, *barra en el medio de la bahía* o *barra de desembocadura de bahía*, dependiendo el nombre de su posición. En algunas ocasiones las islas tienen espigas en sus márgenes hacia tierra firme, las que con el tiempo se unen, para formar *barras en lazo*. La convergencia de dos espigas cerca de la costa,

o el encorvamiento de una espiga simple o compuesta hasta que se fije a la costa produce una *barra en media luna.* El crecimiento progresivo, mar adentro, de sucesivas barras en media luna puede provocar el avance de una línea de ribera, y el área de tierra ampliada que así se forma se denomina *saliente en media luna.* Las islas se pueden ligar entre sí o con la tierra firme por crecimiento de una o más espigas. Tales barras se denominan *tombolos* [1]. Las barras que están completamente separadas de la costa se denominan *barras libres.*

El origen de las espigas y de las barras. Las espigas comúnmente han sido atribuidas al movimiento y acumulación de materiales por corrientes marginales, particularmente del tipo que Johnson (1919) denominó *corrientes de ola.* Éstas son corrientes producidas por olas, tanto de oscilación como de traslación, que llegan a la ribera oblicuamente. Johnson se refirió al movimiento de los materiales producido de este modo como *desplazamiento ribereño,* en el que incluyó al desplazamiento de playa. El movimiento de material en agua somera, mar adentro desde la costa, comúnmente se denomina desplazamiento marginal. Localmente, las corrientes, que son una parte de la circulación planetaria del océano o remolinos dentro de ella, como también las corrientes de marea, pueden ayudar al desplazamiento marginal. De acuerdo con una opinión, la formación de una espiga tendrá lugar cuando una corriente, al pasar por un promontorio, mantiene un curso recto en vez de adaptarse a las irregularidades de la línea de costa. En la dirección del movimiento de la corriente gradualmente se formará una terraza de acumulación. Los cambios de dirección de las corrientes explican las espigas encorvadas y otras formas curvas. Las corrientes de marea parecen ser de importancia menor en la producción de barras, como lo indican la presencia de barras que se extienden en una dirección opuesta a las corrientes de marea y la presencia de espigas en lagos donde no hay corrientes de marea.

Lewis (1931, 1932) creyó que las espigas se forman de una manera diferente a la que se acaba de describir. Según él, las corrientes marginales pueden proporcionar el material con el cual se forma una espiga, pero su construcción es el resultado del avance espasmódico de olas que chocan oblicuamente en tiempos de tormentas grandes. Pensó que son principalmente las olas de tormentas grandes las que contribuyen a la parte permamente de una barra y que ésta se extiende por sí sola en una dirección en ángulo recto con la línea dominante de aproximación de estas olas. Las olas que son más eficaces en la formación de las barras son las que provienen de la dirección del alcance de ola máximo. Al explicar el crecimiento de las espigas como el resultado de la acción de las olas antes que de las

[1] El término italiano *tombolo* (del latín "tumulus") se aplica específicamente a las dunas sobrepuestas a la espiga; por extensión se aplica el mismo nombre a la espiga (H. Baulig. Ob. cit.) *(N. del E.)*

corrientes, destacó la diferencia entre los efectos de las olas con una frecuencia alta y una longitud de onda corta y el de aquellas con frecuencia más baja y longitud de onda más larga. Se sostenía que con olas de frecuencia alta hay un ineficaz desarrollo de la embestida y el retroceso del material de la playa es importante, dando como resultado la remoción de mucho material de la ribera, mientras que con olas de frecuencia baja hay un marcado desarrollo del avance físico con el movimiento resultante de los guijarros sobre la playa. De esta manera, las olas de tormentas, con sus frecuencias altas y longitudes de ondas cortas, dominan la configuración de una espiga.

Steers (1948) creyó que el desplazamiento de playa, más que cualquier otro proceso, contribuía al movimiento de los materiales de playa y al crecimiento de las espigas. El desplazamiento de playa acarrea material al extremo de la espiga y lo descarga allí. Con el tiempo, este material constituye crestas por la acción de las olas, y la punta de la espiga se extiende más en la dirección del desplazamiento dominante de la playa.

El origen de las barras libres. No hay opiniones uniformes sobre si las barras libres son formadas principalmente por las olas o por las corrientes. Gilbert (1890), al tratar los caracteres asociados con el lago Bonneville, manifestó: "Donde el fondo sublitoral del lago tiene una inclinación sumamente suave, las olas rompen a una distancia considerable del margen del agua. La agitación más violenta del agua tiene lugar a lo largo de la línea de rompientes; y el desplazamiento ribereño, que para su transporte depende de la agitación, sigue la línea de rompientes en vez de seguir la margen del agua. De esta manera se forma una cresta continua algo alejada de la margen del agua. Será conveniente hablar de esta cresta como una barrera (barra libre)". Atribuyó las barras libres a materiales suministrados por las corrientes marginales. Johnson (1919) aceptó la teoría propuesta originariamente por De Beaumont en 1845, y posteriormente elaborada por Davis (1909), que los materiales de una barra libre provienen del fondo del mar por ataque de las olas. Johnson llegó a esta conclusión mediante el estudio de los perfiles que se extendían mar adentro desde las barras libres. Le parecía que había un perfil nuevo del lado del mar desde una barra libre que había resultado de la abrasión de las olas, y que si se proyectara hacia la tierra firme, cortaría el nivel del mar tierra adentro de la *albufera* o cuerpo de agua entre la barra libre y la costa. Él sostenía que si la hipótesis de Gilbert, de que las barras libres son formadas en el fondo del mar por acumulación de las corrientes, es correcta, la proyección del perfil del fondo del mar enfrente de una barra libre daría como resultado su intersección con el nivel del mar en la margen interna del lado del mar de la albufera, dado que en la parte posterior de la misma el perfil sería una continuación, tierra adentro, del perfil del fondo del mar sobre el cual se formó la barra. De acuerdo con las ideas de Johnson, una barra se forma por arriba del nivel del mar

por aumento de la cantidad de material en la barra hasta que comienza a asomar intermitentemente por encima del nivel del mar, apareciendo al principio, tal vez, como una cadena de islas. Estas islas aumentan de tamaño, de longitud y cantidad, hasta que eventualmente se forma una barrera completa entre el mar abierto y la albufera por detrás de la barra.

LAS CLASIFICACIONES DE LAS COSTAS Y DE LAS LÍNEAS DE RIBERA

Una considerable diferencia de opinión, así como también una gran confusión, caracteriza a las actuales clasificaciones de las costas y de las líneas de ribera. Parte de la confusión proviene del hecho de que unos han clasificado las costas y otros las líneas de ribera. Sin embargo, la mayor parte de la dificultad con que se tropieza para llegar a una clasificación satisfactoria emana del hecho de que relativamente pocas de las líneas de ribera de la actualidad son simples. Predominan las líneas de ribera compuestas o multicíclicas, principalmente como resultado de las oscilaciones del nivel del mar que han imperado durante los últimos cientos de miles de años de tiempo geológico. A lo largo de la mayoría de las líneas de ribera se encuentran caracteres asociados con niveles de mar alto y bajo, relacionados con el crecimiento y decrecimiento de los grandes mantos de hielo. La geomorfología costanera del presente, excepto en áreas de diastrofismo activo, está determinada principalmente por el ascenso posglacial del nivel del mar. No es probable que se formule ninguna clasificación satisfactoria si no se toma en cuenta la *emergencia relativa dominante* o la *relativa sumersión dominante* y, aun entonces, puede ser difícil decidir cuál ha sido la más significativa a lo largo de una costa específica. Como Cotton (1951) ha manifestado, "la clasificación de las costas está en el crisol". Está por verse cuál demostrará eventualmente ser la base más satisfactoria para una clasificación.

La clasificación de las líneas de ribera de Johnson (1919), que ha sido aceptada ampliamente y empleada en los libros de texto elementales, reconoce cuatro clases de líneas de ribera: de emergencia, de sumersión, neutral y compuestas. Las *líneas de ribera de emergencia* son aquellas cuyos caracteres son el resultado de la emergencia relativa dominante de un fondo de océano o de lago; *líneas de ribera de sumersión* son aquellas cuyos caracteres son el resultado de la sumersión relativa dominante de una masa terrestre; los caracteres de las *líneas de ribera neutral* no dependen ni de la sumersión ni de la emergencia; las *líneas de ribera compuestas* son aquellas cuyos caracteres presentan una combinación de dos o más de los tipos precedentes. Entre las líneas de ribera de sumersión, Johnson reconoció dos tipos: la *línea de ribera de rías*, formada por la sumersión parcial de un área que estaba disectada por erosión subaérea, y la *línea de ribera de fiordos*, produ-

cida por la sumersión parcial de artesas glaciarias. Dentro de las *líneas de ribera neutral* se reconocieron seis tipos: líneas de ribera de delta, de llanura aluvial, de llanura de conos de transición, volcánica, de arrecifes coralinos, y de falla. Esta clasificación es esencialmente genética, tomando en consideración los dos factores principales que influyen sobre la configuración de la línea de ribera: el carácter inicial o forma del relieve contra el cual el



FIG. 17.14. *Una línea de ribera de emergencia con barra libre y una albufera detrás, en la playa de Daytona, Florida. (Fotografía de la Cámara de Comercio de Daytona Beach.)*

mar viene a apoyarse; y que el cambio dominante del nivel del mar sea tal como para producir emergencia o sumersión

La clasificación de Johnson tiene mucho de aceptable. Lucke (1938), al defenderla, enumeró los siguientes detalles en su favor: *a)* da orden a las caóticas clasificaciones anteriores; *b)* tiene sencillez; *c)* puede ser aplicada fácilmente (un punto que es debatible); *d)* es completa; y *e)* es de naturaleza genética. Ciertamente, es deseable una clasificación genética. A la clasificación de las líneas de ribera de Johnson se le han hecho objeciones, particularmente por Shepard (1937, 1938), principalmente porque pensó que la clasificación de Johnson denotaba que las barras libres son características de líneas de ribera de emergencia. Aparentemente, esta consecuencia no fue pensada por Johnson, pero algunas personas que han utilizado erróneamente su clasificación, han presumido que la presencia de una barra

libre, junto con la rectitud de las líneas de ribera, son caracteres propios de las líneas de ribera de emergencia. Shepard ha sostenido que prácticamente todas las líneas de ribera muestran evidencia tanto de emergencia como de sumersión y, en consecuencia, son líneas de ribera compuestas, de acuerdo con la clasificación de Johnson. Además, sostuvo que las líneas de ribera de delta, que fueron por Johnson clasificadas como neutrales, en muchas localidades han demostrado ser áreas donde domina la sumersión.



FIG. 17.15. *El puerto de Whangaroa, al nordeste de Auckland, Nueva Zelandia, una costa sumergida. (Fotografía de Whites Aviation, Ltd.)*

El área del delta del Misisipí es un ejemplo de este caso. Shepard también sostuvo que Johnson no reconoció el significado de los cambios eustáticos del nivel del mar que acompañaban a la glaciación y al desenglazamiento, y que, como resultado de los mismos, prácticamente todas las líneas de ribera y las costas proporcionan pruebas tanto de emergencia como de sumersión. Admitió que era más fácil encontrar fallas en las clasificaciones existentes que idear una clasificación libre de ellas. La última clasificación propuesta por Shepard (1948), que se da a continuación, es una que comprende tanto a las costas como a las líneas de ribera y representa una revisión de una clasificación propuesta previamente en 1937.

I. Costas y líneas de ribera primarias o juveniles, cuya configuración fue producida principalmente por agentes no marinos.

A) Las modeladas por erosión en tierra y subsiguientemente ahogadas como re-

sultado del ascenso del nivel del mar por desenglazamiento o alabeamiento hacia abajo.
1. Costas de ríos ahogados (costas de rías).
2. Costas glaciadas ahogadas.

B) Las modeladas por depósitos hechos en tierra firme.
1. Costas de acumulación fluvial.
   a) Costas deltaicas.
   b) Llanuras aluviales ahogadas.
2. Costas de acumulación glaciaria.
   a) Morenas parcialmente sumergidas.
   b) Drumlins parcialmente sumergidos.
3. Costas de acumulación eólica.
4. Costas ampliadas por la vegetación.

C) Las costas modeladas por la actividad volcánica.
1. Costas sobre coladas de lava recientes.
2. Líneas de ribera determinadas por desplome o explosión volcánica.

D) Las costas modeladas por el diastrofismo.
1. Costas de escarpas de falla.
2. Costas sobre rocas plegadas.

II. Costas y líneas de ribera secundarias o maduras, cuya configuración es principalmente el resultado de agentes marinos.

A) Las líneas de ribera modeladas por la erosión marina.
1. Líneas de ribera rectificadas por erosión marina.
2. Líneas de ribera hechas irregulares por la erosión marina.

B) Las costas y líneas de ribera modeladas por la acumulación marina.
1. Líneas de ribera rectificadas.
2. Líneas de ribera de avance.
3. Líneas de ribera con barras libres y espigas marginales.
4. Costas de arrecifes coralinos.

Shepard admitió que su clasificación puede ser incompleta, pero sostuvo que evitaba la confusión que tan frecuentemente resulta al intentar denominar a una línea de ribera como de emergencia o de sumersión. Lucke (1938) pensó que había cuatro objeciones principales a la clasificación de Shepard: 1) es más bien una clasificación de costas que de líneas de ribera; 2) fue ideada principalmente sobre la base de un estudio de las cartas de costas, que dan información insuficiente para una clasificación adecuada; 3) es incompleta; y 4) no da una idea de los cambios evolutivos a que son sometidas las líneas de ribera; en consecuencia, no dará ninguna indicación de la etapa de desarrollo de una costa.

Al aludir a las críticas de su clasificación, Johnson (1938a) manifestó que las falsas interpretaciones surgieron como consecuencia de no distinguir entre *características* y *criterios* al evaluar los caracteres que determinan el tipo de una línea de ribera particular. Un carácter tal como una barra libre puede caracterizar a diferentes tipos de costas, pero tal vez no sea un criterio de valor definitivo tal como para determinar por sí sola el tipo de línea de ribera. En otra contestación (1938b) a las críticas de su clasificación

manifestó: [1] ... "ni el autor ni otros que emplean esta clasificación han enseñado alguna vez, y mucho menos establecido, la teoría de que las barras libres se pueden encontrar únicamente en una línea de ribera de emergencia ... Al contrario ... las barras libres han sido citadas por ellos como rasgos característicos, aunque no inevitables, de ciertos tipos de líneas de ribera compuestas; y como caracteres posibles, aunque no necesarios, de varios tipos de líneas de ribera neutral". Además manifestó que "la ... clasificación fue desarrollada con entero conocimiento de ... las oscilaciones repetidas y frecuentes del nivel del mar, y ... que el control glacial era un factor principal en estas oscilaciones. Para que la clasificación pueda aplicarse igualmente: *a)* a líneas de ribera resultantes del ascenso y del hundimiento de la tierra; *b)* a líneas de ribera resultantes del ascenso y del descenso del nivel del mar; y *c)* a líneas de ribera que resulten de la elevación y del descenso de niveles de lagos; las palabras "elevación", "hundimiento", "ascenso", "descenso", "positivo", "negativo", y todo término semejante que denote cualquier sugestión referente a si los movimientos de tierra o agua fueron los responsables de las líneas de ribera observadas, fueron excluidos específicamente del esquema de la clasificación desarrollada. En su lugar se introdujeron los términos "sumersión", "emergencia", "neutral" y "compuesto", precisamente porque estos términos no involucraban ningún significado referente a si fue la tierra o el agua quien había cambiado de nivel o permanecido estacionario".

Aunque los términos emergencia y sumersión pueden abarcar las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno, uno busca en vano en el libro de Johnson, *Shore Processes and Shoreline Development*, para una exposición de sus efectos sobre el desarrollo de la línea de ribera. En el libro *New England-Acadian Shoreline*, del mismo autor, se dedican unas cuatro páginas a los efectos de la glaciación sobre el desarrollo de la línea de ribera. Por supuesto, es cierto que los efectos del Pleistoceno sobre los niveles mundiales del mar, en la fecha que estos libros fueron escritos, eran mucho menos comprendidos que hoy. Se ha hecho más evidente que los cambios pleistocénicos en el nivel del mar fueron numerosos y complejos. La comprensión de esto destaca todavía más que las distinciones entre líneas de ribera de emergencia y de sumersión se pueden hacer únicamente determinando si los caracteres de la ribera reflejan el efecto dominante de la sumersión o de la emergencia.

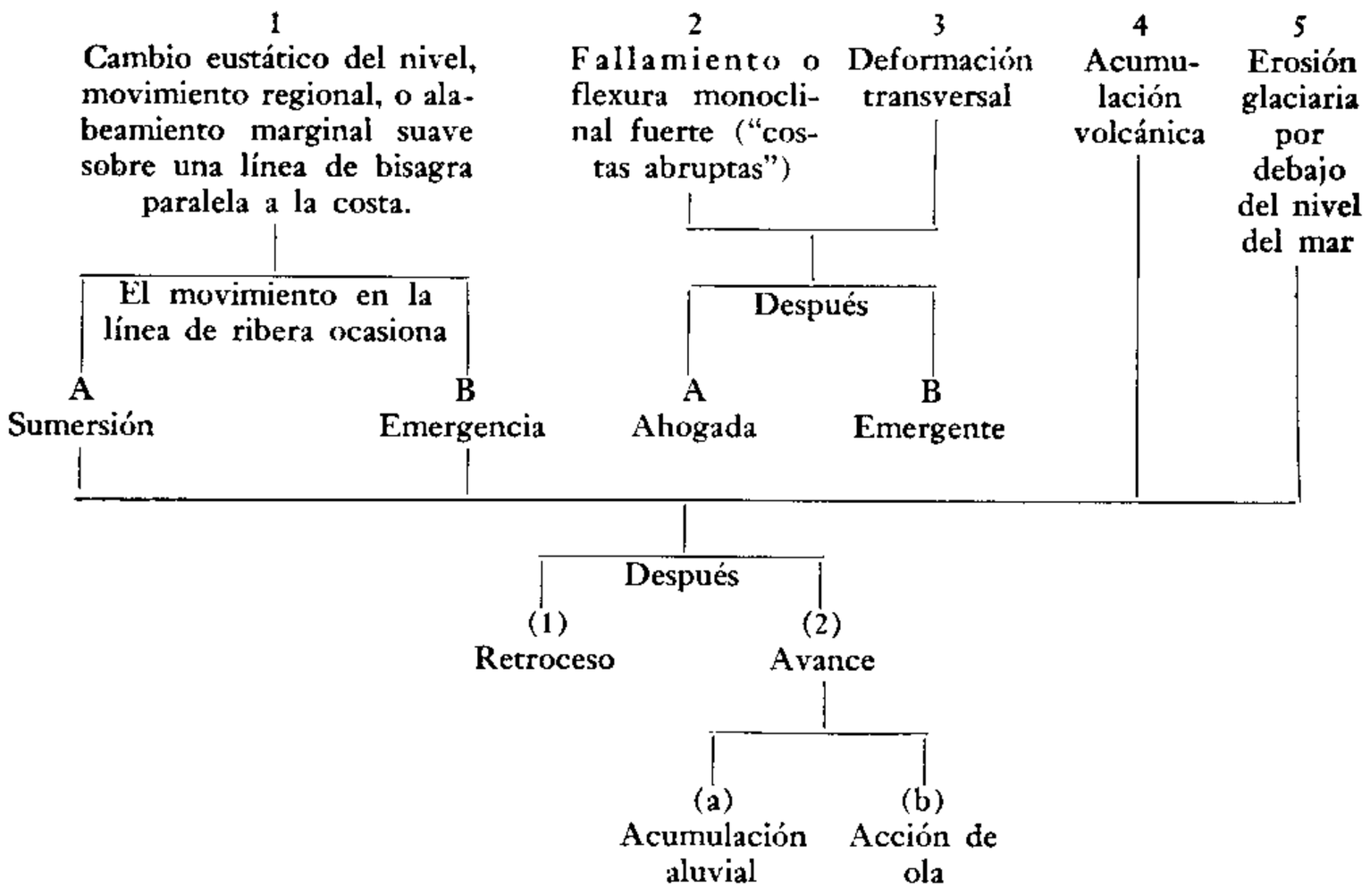
Aunque Cotton (1945), en su *Geomorphology*, se refirió a costas de sumersión y de emergencia, escasamente mencionó las costas neutrales y compuestas, y en toda su explicación parece preferir la clasificación de costas a la de líneas de ribera. Cotton siguió la clasificación de costas que se acompaña, la que había sido propuesta anteriormente por él mismo (1942).

[1] Citado con autorización de Columbia University Press, de Johnson Douglas, Offshore bars and eustatic changes of sea level, *J. Geomorph.*, I. p. 273-274.

Es aparente que los intentos de clasificación de las costas y de las líneas de ribera en cierto grado se superponen, y puede ser, como Wooldridge y Morgan (1937) han destacado, que sea inoportuno e impracticable mantener los caracteres de las líneas de costa y de las líneas de ribera separados por completo. A lo largo de las líneas de ribera que están marcadas por sumersión, las formas geomórficas y las estructuras geológicas de la costa están destinadas a prevalecer sobre los caracteres menores en las líneas de ribera en la determinación de la configuración de la misma, mientras que a lo largo de las líneas de ribera de emergencia, los caracteres dominantes son aquellos que resultan de los procesos marinos. Tal vez nunca sea posible desarrollar una clasificación que separe satisfactoriamente los caracteres de las costas de los de las líneas de ribera.

Clasificación de las costas iniciales

Las costas iniciales resultan de:



EL DESARROLLO DE LA LÍNEA DE RIBERA

A lo largo de costas sumergidas. La línea inicial de ribera de una costa que ha estado sometida a una sumersión reciente, probablemente esté señalada por una gran irregularidad. Las excepciones se hallarán donde se han sumergido llanuras aluviales planas, deltaicas o glaciarias. Los valles ahogados caracterizan a una costa de sumersión, y la costa es del tipo de ría o

de fiordo, dependiendo de que la sumersión haya afectado la topografía "normal" o "glaciaria". El ahogamiento de una costa puede dar como resultado el desmembramiento de las porciones inferiores de los sistemas de ríos. Esto está bien ilustrado en la región de la bahía Chesapeake, donde ríos tales como el James, el Rappahannock y el Potomac, ahora son ríos independientes, mientras que anteriormente eran afluentes del Susquehanna.

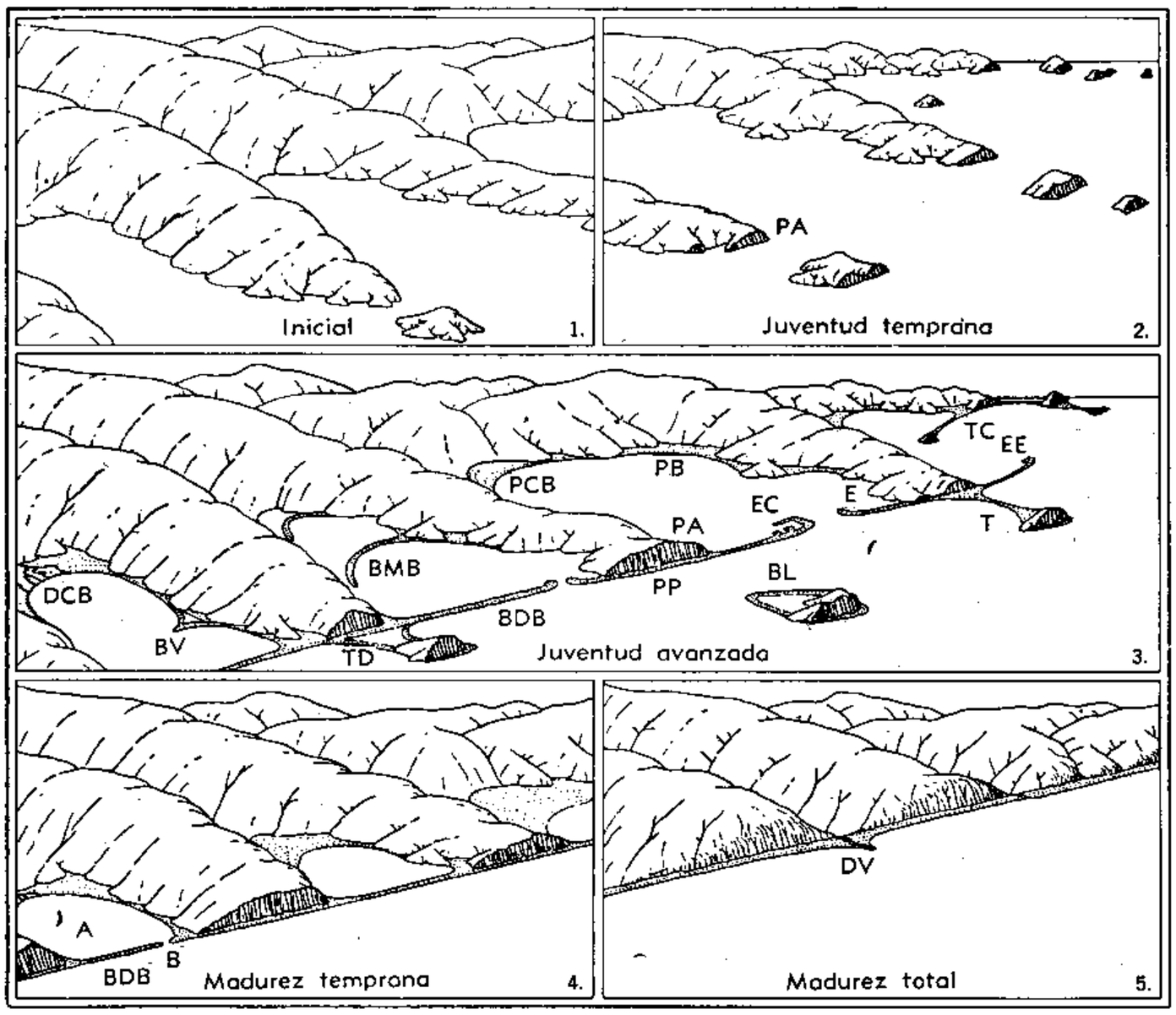


FIG. 17.16. *Etapas en el desarrollo de una línea de ribera de sumersión. T, tombolo; E, espiga o flecha; EE, espiga encorvada o gancho; EC, espiga o gancho compuesto; TC, tombolo compuesto; BL, barra en lazo; PA, promontorio acantilado; TD, tombolo doble; PP, playa de promontorio; BDB, barra de desembocadura de bahía; BMB, barra del medio de la bahía; BV, barra en media luna o en V; PCB, playa de cabecera de bahía; PB, playa del costado de la bahía; DCB, delta de cabecera de bahía; A, albufera; B, boca; DV, delta en media luna o en V. (Tomado de A. N. Strahler,* Physical Geography, *John Wiley and Sons.)*

Las crestas interfluviales se prolongan en el mar como promontorios, o, si están casi sumergidas, las partes más altas constituyen un grupo de islas alineadas. La refracción de ola concentra la erosión sobre los promontorios y las islas. En general el dibujo de la costa puede describirse como dentado. Los acantilados marinos y las formas erosivas asociadas son muy características de una línea de ribera de sumersión en estado juvenil. Al principio,

el perfil de la ribera no tiene pendiente; pero, con el desarrollo de una terraza de erosión de ola y por delante una terraza de acumulación marina, se logra un perfil inclinado. Ahora comienza el enderezamiento o rectificación de la línea de costa. Esto se efectúa mediante la incisión de los promontorios e islas, y la formación de espigas y barras a través de las entradas de la costa. En realidad, durante las primeras etapas del desarrollo de la barra existen dos líneas de ribera: una externa, delante de la barra, y otra interna, detrás de la barra a lo largo de la costa inicial; pero cuando una barra de desembocadura de bahía ha cerrado una entrada costanera, la línea de costa interna cesa de funcionar y el cuerpo de agua cerrado se convierte en una albufera o bañado. Este estado, que está marcado por promontorios que retroceden y bahías casi cerradas, se puede denominar como submaduro.

En general, se considera que hay dos caracteres que señalan el logro de la madurez a lo largo de una línea de costa de sumersión: primero, la obtención de un perfil de equilibrio de la ribera, y segundo, el retroceso de la ribera hasta que quede detrás de las cabeceras de los valles inicialmente ahogados. Aunque en la madurez una línea de costa tal vez no sea recta, está marcada por una regularidad mucho mayor que en la juventud. Además, una línea de ribera madura se distingue de una juvenil en que toda la costa está ahora en retroceso, aunque no necesariamente a la misma velocidad en todas partes, debido a la variación en la resistencia de la roca. En este estado, las influencias estructurales y litológicas serán evidentes en el retroceso más rápido de las fajas de rocas más débiles.

Como se sugirió anteriormente, se cuestiona que una línea de ribera senil sea algo más que una abstracción teórica, porque es dudoso que la estabilidad del nivel del mar se mantenga durante suficiente tiempo como para que se desarrollen planicies de denudación marina de extensión continental.

A lo largo de costas emergidas. Es común creer que el dibujo inicial de una costa emergente será simple y recto, pero Shepard (1948) ha sostenido que en algunas regiones hay suficientes irregularidades en la plataforma continental como para que la emergencia en realidad aumente la irregularidad de las líneas de costa. La evolución geomórfica de la línea de costa emergente depende en sumo grado de que en las proximidades de la ribera las pendientes sean suaves o empinadas. La evolución geomórfica de una línea de costa emergente, tal como fué bosquejada por Johnson (1919), se aplica principalmente a una línea de costa delimitada por pendientes suaves cercanas a la ribera. Bajo tales condiciones, las olas no podrán atacar vigorosamente a una línea de ribera, porque las más grandes romperán antes de llegar a la misma. A una distancia de la ribera, determinada por la rapidez con que el agua se hace menos profunda, se desarrollará una terraza de acumulación, la que con el tiempo emergerá como una barra libre o línea de barras libres, con una albufera detrás de ella. En la barra libre se mantendrán numerosas aberturas como bocas de marea, particularmente en oposición a las des-

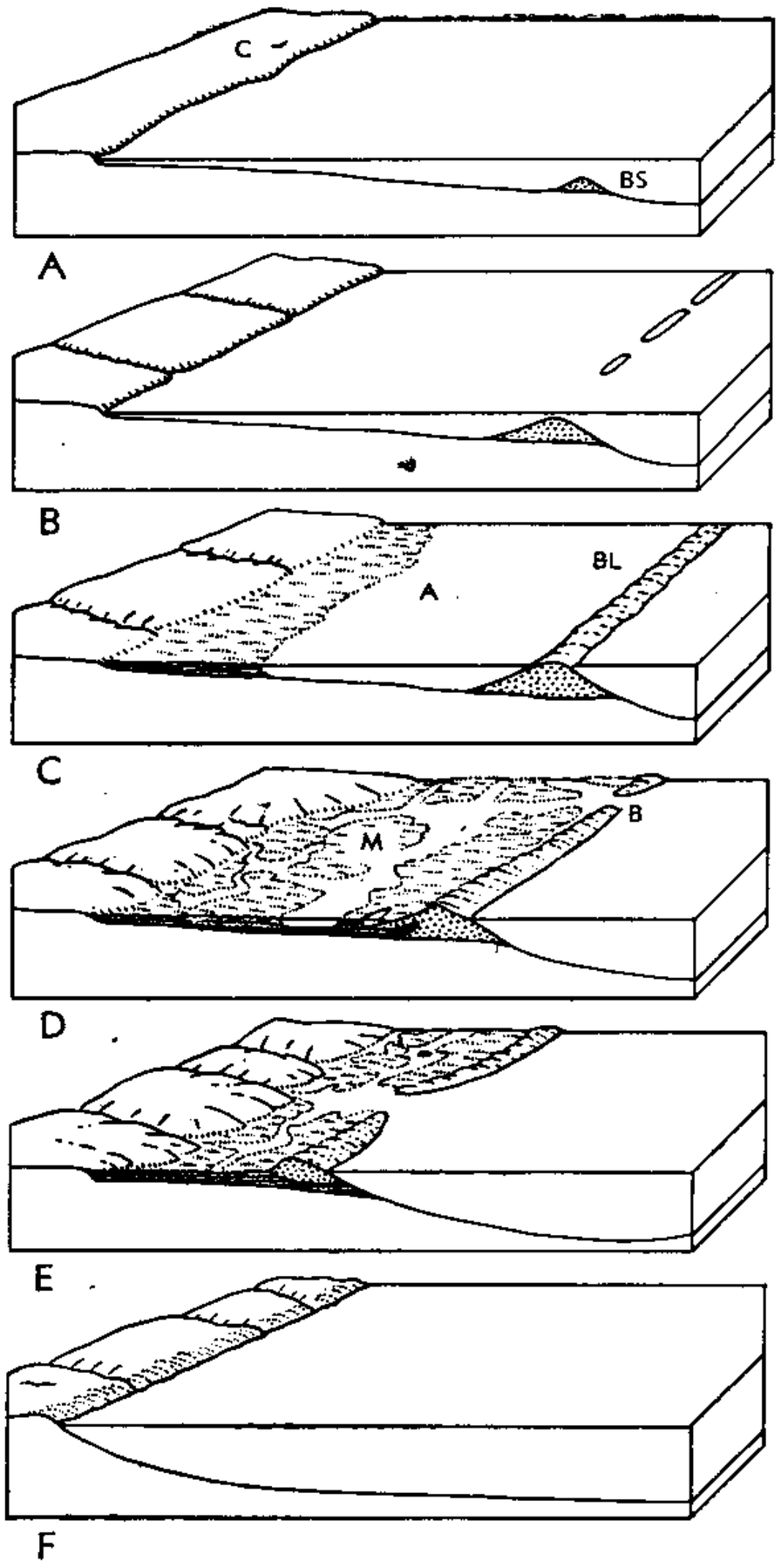


FIG. 17.17. *Etapas en el desarrollo de una línea de ribera de emergencia del tipo de planicie costanera, que comprende la formación, la migración, y la destrucción de una barra libre. C, cantil; BS, barra submarina o restinga; A, albufera; BL, barra libre; B, boca; M, marisma de marea. (Tomado de A. N. Strahler,* Physical Geography, *John Wiley and Sons.)*

embocaduras de los ríos principales. Por estas bocas las mareas crecerán y menguarán, y a lo largo de los ríos con poca pendiente sus efectos podrán sentirse lo suficientemente lejos como para endicar temporariamente los ríos aguas arriba. Así, las partes inferiores de tales ríos, en determinados momentos, son esencialmente ríos de marea. Durante la marea baja, detrás de las barras libres pueden quedar expuestos extensos llanos de marea.

El cambio más significativo a lo largo de una línea de ribera emergente con aguas ligeramente inclinadas, involucra la migración de su barra libre. La barra puede crecer transitoriamente hacia el mar, pero su movimiento principal es hacia la tierra firme, a medida que retrocede bajo el ataque de las olas que han sido en parte, si no principalmente, las responsables de su formación. La madurez es lograda cuando la barra libre haya migrado hacia la tierra firme hasta que alcance una posición coincidente con la línea de costa original y cuando las albuferas y las marismas detrás de ella hayan sido eliminadas. Desde este punto en adelante, el progreso del desarrollo de una línea de ribera es esencialmente paralelo al que se esbozó precedentemente para las costas de sumersión durante la madurez.

Ahora se reconoce que hay regiones donde existen costas de emergencia que en sus condiciones iniciales no encuadran con las descriptas arriba. Ellas están a lo largo de las denominadas costas empinadas, que son particularmente prevalecientes alrededor del océano Pacífico. Putnam (1937) ha descripto el ciclo probable de una línea de ribera de tal costa como tipificada en la vecindad de Ventura, California. Allí la costa es de emergencia, delimitada hacia la tierra firme por terrazas de erosión de ola con una altura de hasta 427 m por arriba del nivel del mar, y hacia el mar, por aguas profundas. La juventud temprana está marcada por la incisión de un acantilado marino y el encajonamiento de los ríos consecuentes en un fondo marino expuesto. La juventud avanzada está caracterizada por un acantilado marino notable cuya altura depende de la cantidad del ascenso original. Por ahora, los ríos más grandes ya han profundizado sus cursos hasta cerca del nivel del mar, y los ríos más cortos han formado conos aluviales en sus desembocaduras que han sido truncados por la erosión de ola, con el resultado de la presencia de un acantilado marino compuesto, parte en el substrato y parte en el aluvión reciente. En este estado se ha alcanzado el equilibrio entre avance y retroceso. Putnam consideró que la madurez llega cuando una línea de ribera ha retrocedido a la posición que ocupaba antes del ascenso. En esta etapa, la terraza expuesta por ascenso habrá sido consumida y las olas estarán atacando de nuevo al acantilado marino original. Esta etapa es análoga a la que se presenta a lo largo de las líneas de ribera suavemente inclinado cuando una barra libre ha migrado a la posición de la ribera original y cuando las olas están atacando nuevamente esa ribera. Desde este punto en adelante, el desarrollo será semejante a lo largo de los dos tipos de líneas de ribera emergente.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

CLAPP (C. H.): *Contraposed shorelines.* J. Geol., t. *21*, págs. 537-540, 1913.

COTTON (C. A.): *Shorelines of transverse deformation.* J. Geomorph., t. *5*, págs. 45-48, 1942.

— *Geomorphology*. págs. 396-492. John Wiley and Sons, Nueva York, 1945.

— *Seacliffs of Banks peninsula and Wellington: some criteria for coastal classification (Part 1)*. New Zealand Geographer, t. 7, págs. 103-120, 1951.

DAVIS (W. M.):*The outline of Cape Cod*. Geographical Essays. págs. 707-710, Ginn and Co., Nueva York, 1909.

EVANS (O. F.):*The origin of spits, bars, and related structures.* J. Geol., t. *50*, págs. 846-865, 1942.

GILBERT (G. K.): *Lake Bonneville.* U. S. Geol. Survey, Mon. *1*, pág. 40, 1890.

GRANT (U. S.): *Waves as a sand-transporting agent.* Am. J. Sci., t. *241*, págs. 117-123, 1943.

JOHNSON (D. W.): *Shore Processes and Shoreline Development.* John Wiley and Sons, Nueva York, 1919.

— *The New England-Acadian Shoreline*. págs. 507-510, John Wiley and Sons, Nueva York, 1925.

— *Criterion or characteristic*. J. Geomorph., t. *1*, págs. 181-183, 1938*a*.

— *Offshore bars and eustatic changes of sea level.* J. Geomorph., t. *1*, págs. 273-274, 1938*b*.

KUENEN (Ph. H.): *Marine Geology*. John Wiley and Sons, Nueva York, 1950.

LEWIS (W. V.): *The effect of wave incidence on the configuration of a shingle beach.* Geog. J., t. *78*, págs. 129-143, 1931.

— *The formation of Dungeness foreland*. Geog. J., t. *80*, págs. 309-324, 1932.

LUCKE (J. B.): *Marine shorelines reviewed.* J. Geol., t. *46*, págs. 985-995, 1938.

PUTNAM (W. C.): *The marine cycle of erosion for a steeply sloping shoreline of emergence.* J. Geol., t. *45*, págs. 844-850, 1937.

SHEPARD (F. P.): *Revised classification of marine shorelines.* J. Geol., t. *45*, págs. 602-624, 1937.

— *Classification of marine shorelines: a reply*. J. Geol., t. *46*, págs. 996-1006, 1938.

— *Submarine Geology*. Harper and Brothers, Nueva York, 1948.

SHEPARD (F. P.) y LAFOND (E. C.): *Sand movements along the Scripps Institution pier.* Am. J. Sci., t. *238*, págs. 272-285, 1940.

SHEPARD (F. P.), EMERY (K. O) y LAFOND (E. C.): *Rip currents: a process of geological importance.* J. Geol., t. *49*, págs. 337-369, 1941.

STEERS (J. A.): *The Coastline of England and Wales*. págs. 44-70. Cambridge University Press, Londres, 1948.

WOOLDRIDGE (S. W.) y MORGAN (R. S.): *The Physical Basis of Geography*. pág. 361. Longmans, Green and Co., Londres, 1937.

REFERENCIAS ADICIONALES

COTTON (C. A.): *Accidents and interruptions in the cycle of marine erosion.* Geog. J., t. *117*, págs. 343-349, 1951*a*.

— *Atlantic gulfs, estuaries and cliffs*. Geol. Mag., t. *88*, págs. 113-128, 1951*b*.

— *The Wellington coast: an essay in coastal classification.* New Zealand Geographer, t. *8*, págs. 48-62, 1952.

EDWARDS (A. B.): *Wave action in shore platform formation.* Geol. Mag., t. *88*, págs. 41-49, 1951.

JUTSON (J. T.): *Shore platforms near Sydney, New South Wales.* J. Geomorph., t. *2*, págs. 237-250, 1939.

MUNK (W. H.) y TRAYLOR (M. A.): *Refraction of ocean waves: a process linking underwater topography to beach erosion.* J. Geol., t. *40*, págs. 1-26, 1947.

PUTNAM (W. C.), MUNK (W. H.) y TRAYLOR (M. A.): *Prediction of longshore currents.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *30*, págs. 337-345, 1949.

Además de las referencias anteriores, hay numerosas publicaciones del "Beach Erosion Board" (Comisión de Erosión de Playa) que pueden interesar a las personas que se dedican a los procesos de las riberas.

18 · *La topografía de los fondos oceánicos*

INTRODUCCIÓN

El siglo presente ha visto el surgimiento de una nueva rama de la geología, la geología submarina, la cual, aunque todavía en su infancia, ha revolucionado nuestras ideas respecto de la topografía de los fondos oceánicos. La antigua idea de que los fondos de las cuencas oceánicas forman principalmente vastas llanuras monótonas con poco relieve ha debido modificarse. Extrañamente, los geólogos mostraron poco interés por el estudio de los fondos oceánicos, y la mayor parte del trabajo previo ha sido llevado a cabo por los oceanógrafos. Que los geólogos se están interesando por esta rama de la ciencia lo indica la publicación de dos obras sobre esta materia, escritas principalmente por geólogos: *Submarine Geology* [1], por Shepard (1948), y *Marine Geology* [2], por Kuenen (1950). El interés cre-

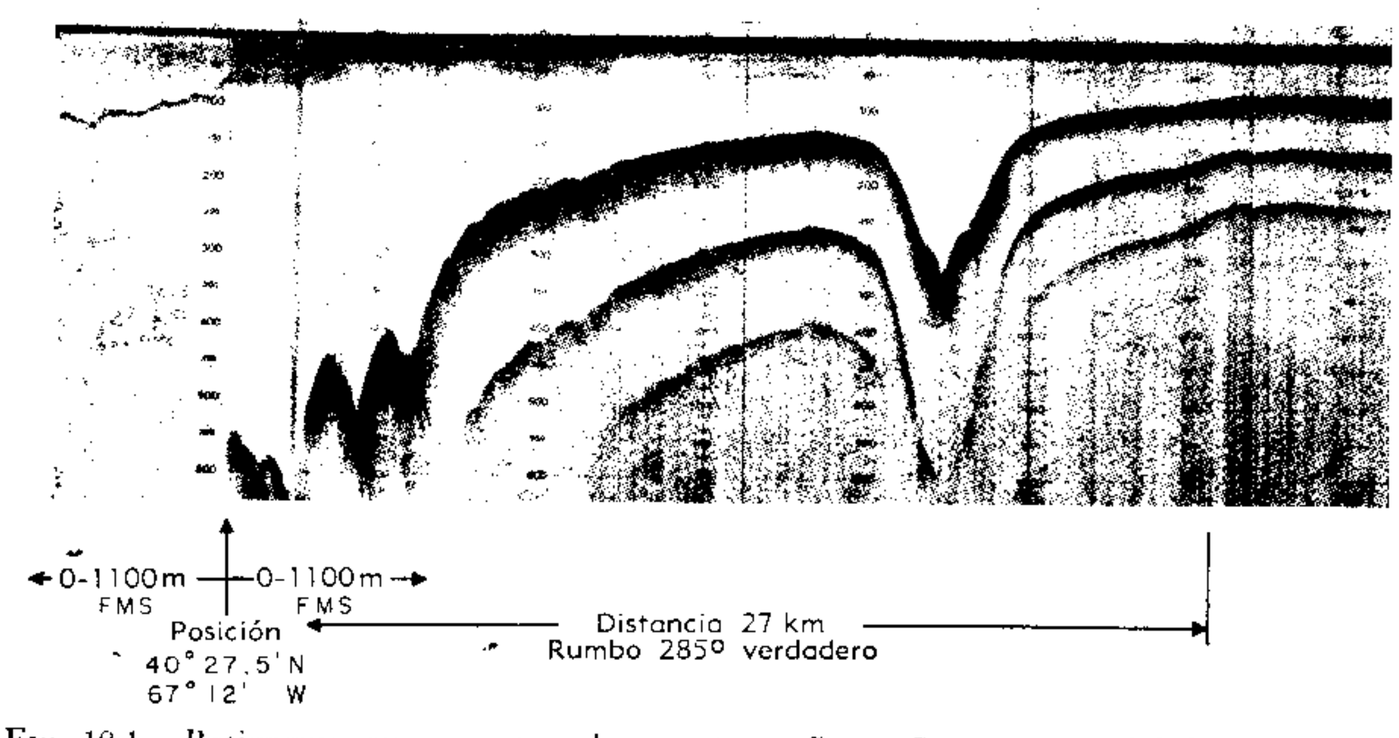


FIG. 18.1. *Batigrama que muestra algunos pequeños cañones cerca del banco George, a la latitud 40° 27' norte y longitud 67° 12' oeste. La escala de profundidad es de 0 a 1.100 m. (Gentileza del Instituto Oceanográfico Woods Hole.)*

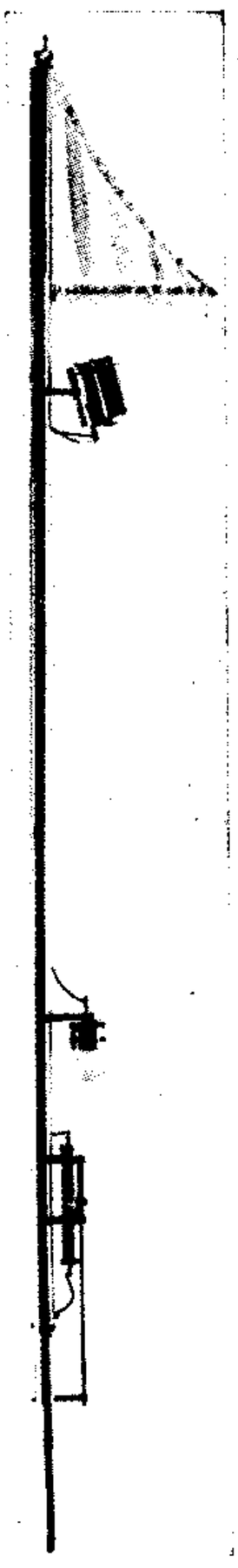
[1] Geología submarina.

[2] Geología marina.

ciente de los geólogos petroleros en las posibilidades de la plataforma continental como fuente de petróleo, con seguridad conducirá al estudio y conocimiento más detalllado de esta parte de los fondos oceánicos.

Mientras el conocimiento de la topografía de los fondos oceánicos dependió de los sondeos que se realizaban mediante una pesa colgada de un cable, el progreso fue excesivamente lento y laborioso. El viaje histórico del *Challenger*, entre 1872 y 1876, que bien puede ser considerado como el punto de partida de la geología submarina, llegó a obtener un total de 504 sondeos profundos, según Vetch (1937); el *Blake*, barco del Relevamiento de la Costa y Geodesia, pudo llevar a cabo solamente 3.195 sondeos entre 1874 y 1879. Con el desarrollo del sondeo acústico y supersónico poco después del fin de la primera guerra mundial, fue posible obtener miles de sondeos en pocas semanas en vez de años. Las profundidades de agua ahora se obtienen determinando el tiempo requerido por las ondas acústicas y supersónicas en recorrer la distancia desde la superficie del agua hasta el fondo del mar y regresar al aparato registrador. La velocidad del sonido en el agua es casi constante, siendo alrededor de 1.463 m por segundo. El registro continuo de las profundidades del fondo marino que se obtiene por un barco en movimiento se denomina *batigrama* [1]. Todavía se tropieza con dificultades para poder determinar exactamente las posiciones sucesivas del barco y para la interpretación de los datos obtenidos donde las pendientes de los fondos marinos son tan empinadas que los ecos provienen de los acantilados más que del fondo más plano del océano, pero estas dificultades se están superando y se obtienen resultados cada vez más exactos.

Otro avance importante ha sido el desarrollo de un método práctico para obtener fotografías del fondo del océano, ideado por Ewing y sus colaboradores. La máquina fotográfica submarina Ewing puede usarse tanto con película común como con la de colores. La película en colores da mejores detalles del fondo marino, pero tiene la desventaja



[1] También se denomina *fathograma* (de *fathom:* braza y *gramma:* línea) porque dichas bandas generalmente están graduadas en *fathoms* (braza inglesa). Un *fathom* equivale a 1,83 m. *(N. del T.)*

FIG. 18.2. *Máquina fotográfica Ewing, para tomar fotografías bajo el agua. La vela de la parte superior es para retardar el movimiento rotativo; abajo de la misma está la máquina fotográfica y por debajo la caja de la lámpara; más abajo hay una pila y parte del mecanismo disparador; en el fondo, un tubo para testigos y el resto del mecanismo disparador. (Gentileza de Maurice Ewing.)*

de que los resultados no se obtienen tan rápido como con película común. Las fotografías submarinas muestran los detalles del fondo marino, y sobre ellas se puede determinar si el fondo es rocoso o está sedimentado. Se pueden reconocer óndulas y otros caracteres como guijarros, bloques y depósitos de arena. La fotografía submarina probablemente probará ser cada vez más útil en los estudios de las plataformas continentales.

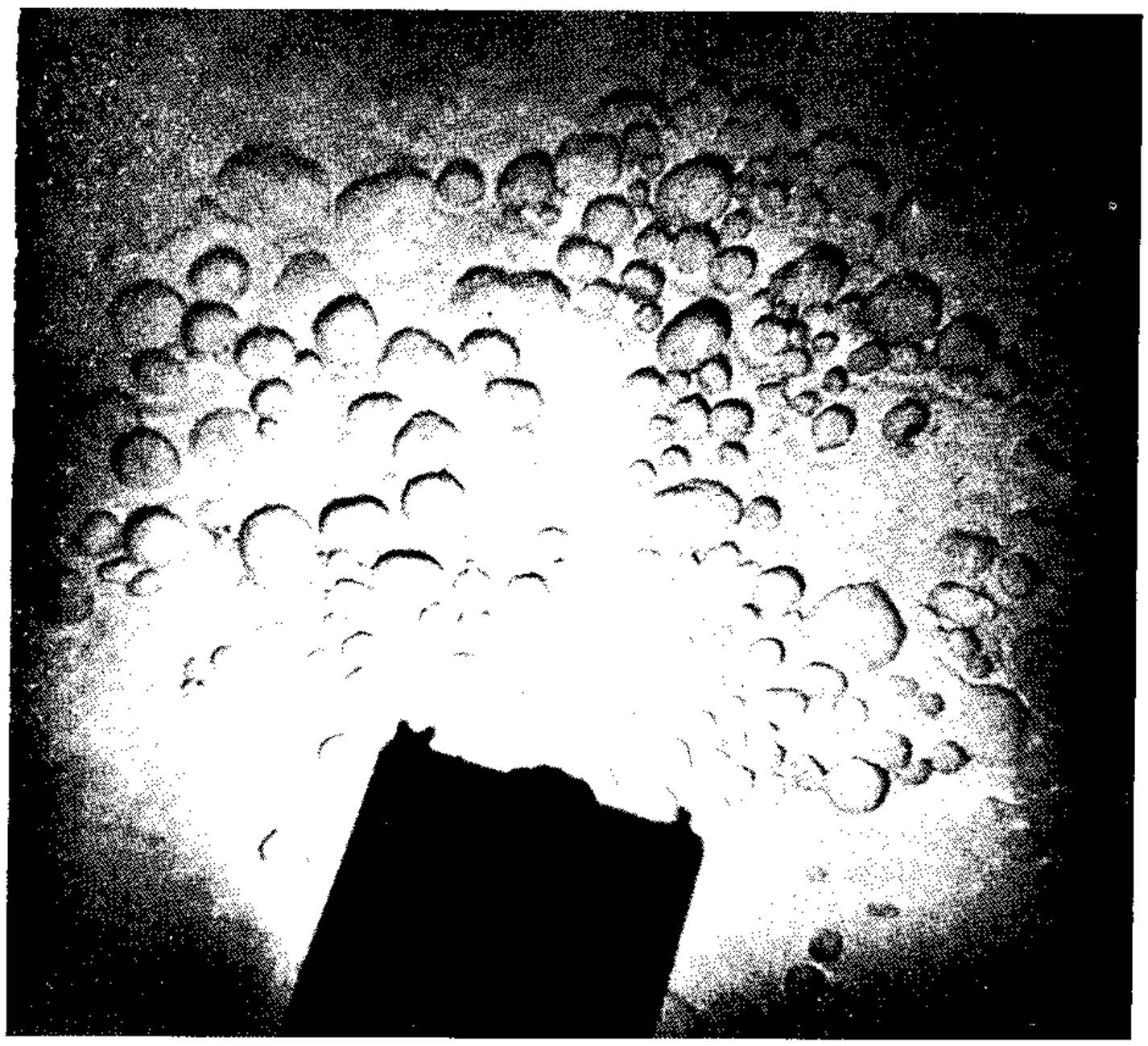


FIG. 18.3. *Fotografía submarina tomada desde el buque de investigación* Atlantis, *a una profundidad de 5.500 m, al sudeste de Bermuda, a la latitud 30° 27' norte y longitud 59° 07' oeste. Los objetos más grandes que se observan tienen un diámetro de unos 12 cm y se supone que son esponjas. (Fotografía de D. M. Owen, Instituto Oceanográfico Woods Hole.)*

Se han llevado a cabo los adelantos correspondientes en los dispositivos empleados para obtener muestras del fondo marino. Se han obtenido testigos de hasta 21 m de largo. La pistola Piggot, que emplea pólvora para disparar un tubo en el fondo oceánico, fue usada en 1939 para obtener una línea de testigos a través del Atlántico Norte. Hoy en día se dispone de mejores dispositivos para dragar el fondo oceánico, y de medidores perfec-

cionados de las corrientes de grandes profundidades. Ewing y otros han sido los precursores en la determinación de los espesores de los sedimentos del fondo oceánico por refracción sísmica.

LOS CARACTERES DE LAS PLATAFORMAS Y TALUDES CONTINENTALES

Las plataformas continentales. Entre los fondos de las cuencas oceánicas propiamente dichas y el borde del mar existe una terraza submarina de ancho variable, comúnmente denominada *terraza continental.* Esta terraza consta de dos partes componentes: una grada relativamente plana denominada *plataforma continental,* y un plano inclinado desde ella hasta las profundidades oceánicas, llamado *talud continental.* Sobre la plataforma continental el agua es relativamente poco profunda. Suele decirse que su borde delantero se halla, aproximadamente, donde la profundidad del agua es de unos 183 m, pero ahora se sabe que esto dista mucho de ser uniforme. Según Shepard (1948), la profundidad promedio del agua en ese borde de la plataforma continental es de alrededor de 132 m, pero puede llegar hasta los 457 m. La idea, aceptada durante mucho tiempo, de que la superficie de la plataforma continental es un declive relativamente parejo que desciende gradualmente hacia el borde superior del talud, es real en algunos parajes, pero no lo es en tantos como para que pueda considerársela característica. Donde se han levantado mapas topográficos exactos, como en el golfo de Maine (Murray, 1947), se ha comprobado la existencia de formas de relieve detalladas. Shepard (1948) habla de elevaciones de 18 m o más en el 60 % de los perfiles transversales de las plataformas continentales, y de depresiones de 18 m o más en el 35 % de estos mismos perfiles. La irregularidad del perfil es particularmente característica cerca de las costas que fueron glaciadas. En general, las plataformas son más profundas cerca de las costas delimitadas por cadenas de montañas jóvenes. La plataforma continental puede variar en ancho desde cero hasta 1.200 km. Al sur de Corea, en el mar Amarillo, alcanza un ancho de 1.200 km, como también en el mar de Barents, cerca de la costa ártica de Europa. Shepard estimó su ancho promedio en unos 67 km.

Hay divergencias de opinión en cuanto al origen de la plataforma continental. Durante largo tiempo muchos han sostenido la opinión de que es el resultado de la extensión hacia tierra de la terraza de erosión de ola, combinada con el crecimiento hacia el mar de la terraza de acumulación de ola. La supuesta profundidad uniforme de unos 183 m para el borde delantero, se dice que representa la base de la acción de ola efectiva. Shepard (1948) considera que la plataforma continental es principalmente el resultado de la erosión marina producida por olas y corrientes. Aunque admitiendo que algunas plataformas se hallan constituidas por sedimentos, le llama la atención las numerosas áreas sin acumulación (Shepard, 1941)

donde, en vez de sedimentos, la superficie de la plataforma está constituida por roca firme. Además afirma que existen pocas pruebas indicativas de una gradación del material de más grueso a más fino al internarse en el mar sobre las plataformas, como sería de esperar si el material de que se compone fuera acarreado desde la tierra. Investigaciones a lo largo de las llanuras costaneras del Atlántico y del golfo de México han indicado que la plataforma continental tiene allí un subyacente de varios miles de metros de sedimentos, lo cual sugiere que la acumulación tuvo lugar en lo que esencialmente es un geosinclinal. Cerca de otras costas, sin embargo, se ha comprobado que las plataformas no están integradas por sedimentos. Shepard y Emery (1941) propusieron el término *borde continental* para describir al tipo de plataforma que se presenta cerca de la costa de California, donde hay una serie de cuencas y crestas submarinas, semejantes en origen a las estructuras falladas de tierra firme próximas a ellas. Éste es un tipo de plataforma diferente del cercano a la costa del Atlántico, pero no se pueden establecer con certeza cifras sobre su frecuencia.

Podemos llegar a la conclusión de que las plataformas continentales probablemente no son tan sencillas en su forma topográfica y en su origen como se pensaba en un tiempo. Las plataformas de diversas regiones pueden diferir notablemente en sus características con respecto a la historia geológica de la costa que delimitan. No se puede asegurar si son principalmente el resultado de la erosión o de la acumulación.

El talud continental. La pared que desciende desde el borde de la plataforma continental hasta el fondo de las profundidades marinas constituye el talud continental. Shepard (1948) comunicó los siguientes datos de significación sobre éste. Su altura promedio es de alrededor de 3.660 m, pero en algunas partes puede llegar hasta los 9.150 m. Típicamente su declive es más abrupto en los 1.800 m superiores. Los diagramas de los libros de texto generalmente exageran la diferencia entre las pendientes de la plataforma y del talud continentales, pero existe una neta diferencia. La pendiente promedio de la plataforma continental ha sido estimada en 0°07′ en comparación con una inclinación de 4°17′ en los primeros 9.150 m del talud continental. Hay una gran variación en el empinamiento del talud continental, bien ilustrada en Australia, donde cerca de su costa noroeste el declive es inferior a 1°, mientras que en las proximidades de la costa sudoeste llega hasta los 27°. Según Shepard, estas variaciones parecen estar relacionadas con la naturaleza de la línea de costa; frente a ríos con deltas grandes, tiene un promedio de 1°20′; delante de las costas estables que carecen de ríos grandes, el promedio es de 3°; cerca de las costas con montañas jóvenes, es de 4°40′; y en las proximidades de las costas falladas, es de 5°40′. La superficie del talud continental de ninguna manera es pareja. Numerosos cañones y surcos submarinos, que se tratarán más adelante, le imprimen un pronunciado relieve, y en muchas partes está interrumpida por cerros y

crestas, pero en general, es más bien bastante llana o a lo sumo ondulada. El talud continental representa la línea de unión entre las plataformas continentales y las cuencas oceánicas, y, por consiguiente, es uno de los



FIG. 18.4. *Fotografía submarina de una escarpa en el borde de la plataforma continental del golfo de México, al oeste de Florida, a la latitud 27° 18' norte y longitud 85° 30' oeste. La fotografía fue tomada desde el buque* Atlantis *a una profundidad de 2.040 m. La escarpa tiene una pendiente hasta de 35° y un relieve vertical de hasta 1.220 m. El objeto ramificado que se ve en primer plano es un crinoideo con un largo de 30 cm. (Fotografía de D. M. Owen, Instituto Oceanográfico Woods Hole.)*

rasgos más importantes de la superficie terrestre. Este pasaje de un nivel a otro generalmente tiene lugar sobre una distancia horizontal que varía entre 16 y 32 km.

En lo que respecta al origen del talud continental las opiniones difieren mucho; en buena parte influye en ellas el punto de vista personal sobre el origen de la plataforma continental. Algunos consideran al talud continental como el borde delantero de una terraza formada por las olas y las crecientes, con detritos acarreados al mar por los ríos u obtenidos de la porción de la plataforma continental erosionada por las olas. Otros lo explican como el resultado de un alabeamiento hacia abajo de antiguas masas de tierra que tal vez fueron peneplanizadas antes de ser inclinadas. Esta idea ha sido aplicada particularmente al talud continental cerca de la costa del Atlántico de América del Norte, que es considerada por algunos como el borde de una antigua masa de tierra de Apalachia. Shepard (1948), Holtedahl (1950) y otros pensaron que el talud continental representa una importante zona de falla de la corteza terrestre. Está fuera del campo del geomorfólogo explicar un rasgo topográfico tan imponente como el talud continental, pero es importante que reconozca sus características sobresalientes y tenga presentes las diversas teorías que se han propuesto para explicarlo, así como también a la plataforma continental.

LOS RASGOS GEOMÓRFICOS DE LAS PLATAFORMAS Y TALUDES CONTINENTALES

Por razones obvias, la topografía detallada de las plataformas y taludes continentales no es tan bien conocida como la de los continentes, pero se dispone de suficiente información como para poder indicar que sobre estas dos grandes formas de relieve se desarrollan numerosos rasgos topográficos que en muchas partes les imparten una diversidad comparable con la que se encuentra en tierra firme.

Dondequiera que se hayan efectuado sondeos detallados de las plataformas y de los taludes continentales, se ha visto que revelan una cantidad sorprendente de relieve. Relevamientos detallados del golfo de Maine (Murray, 1947), donde se efectuaron más de 155.000 sondeos en un área de 23.000 km^2 con una equidistancia de 9 m, mostraron numerosas barras, dorsales, colinas, umbrales y cuencas. La diversidad del relieve puede ser en parte atribuida a depósitos morénicos y cuencas limadas por los glaciares. Parece probable que muchas otras áreas de la plataforma continental, si se relevaran en detalle, mostrarían una diversidad de superficie semejante o mayor. Todavía no se sabe lo suficiente sobre esta topografía como para poder decir cuántas de las formas de relieve presentes sobre el nivel del mar existen en las plataformas continentales. Mientras tanto, se considerarán algunas de las que se conocen. Kuenen (1950a) dividió los rasgos negativos de las plataformas y de los taludes continentales en dos clases principales: canales de la plataforma y cañones submarinos, y distinguió tres tipos de canales de la plataforma: valles de ríos ahogados, canales que resultan de la limadura de las mareas y artesas glaciarias ahogadas.

Los valles ahogados. El término valle ahogado se emplea aquí restringido a aquellos valles que se hallan sobre la plataforma continental, y que se pueden tomar sin duda alguna como porciones sumergidas de valles formados en tierra por los procesos de la erosión subaérea. Se sabe que hay muchos. Probablemente el ejemplo mejor conocido sea el del río Hudson, que se extiende como un canal levemente sinuoso, desde cerca de Sandy Hook por una distancia de 190 km mar adentro. Lewis (1935) ha descripto un valle ahogado que se extiende hacia el norte por debajo del mar del

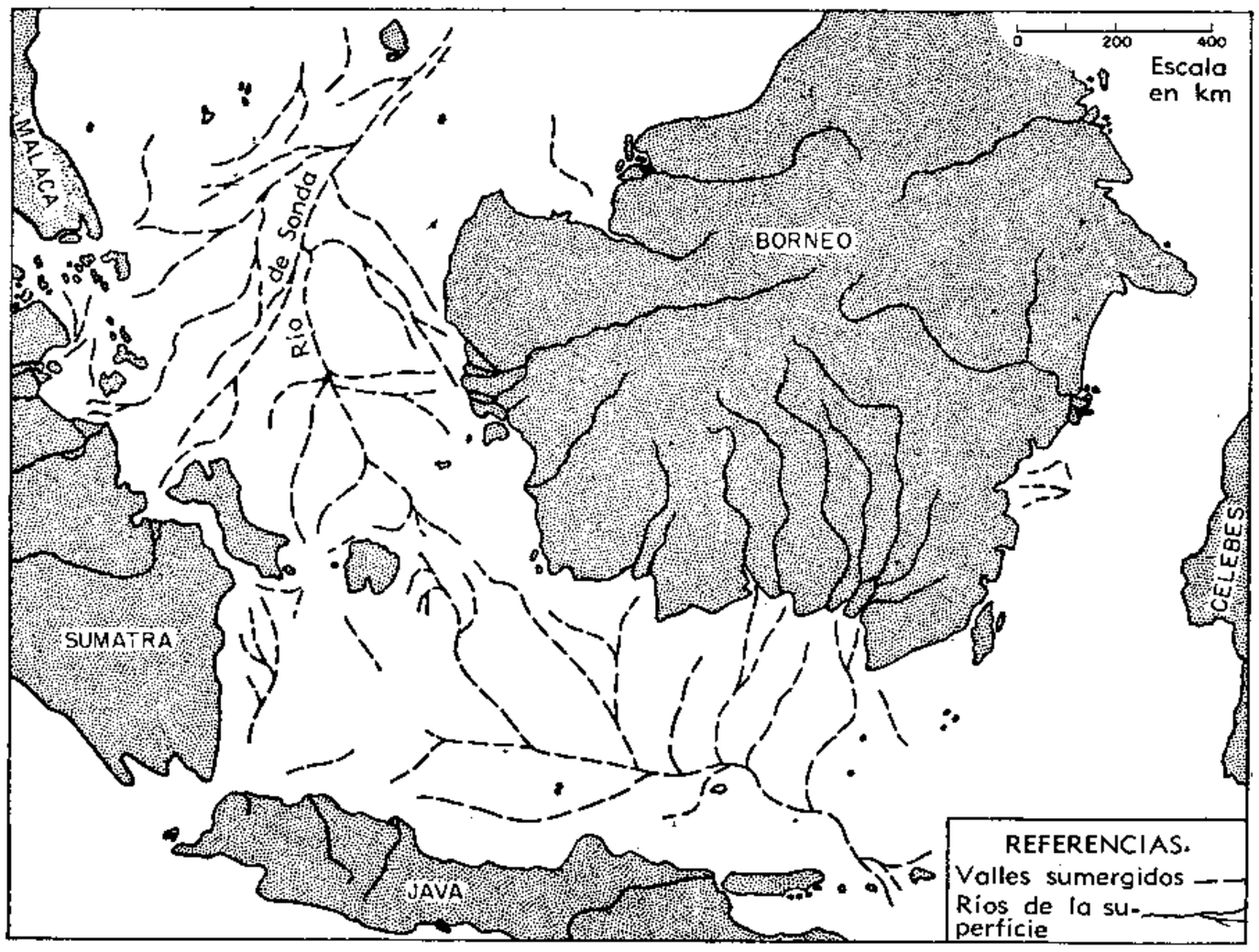


FIG. 18.5. *Los valles sumergidos del mar de Sonda. (Tomado de Ph. H. Kuenen,* Marine Geology, *John Wiley and Sons.)*

Norte hasta la latitud de las islas Orcadas. Este valle representa el curso anterior del Rin cuando estaba por arriba del nivel del mar y el río Támesis era un afluente. Los canales sumergidos de los ríos Elba y Weser, que un sistema de canales de ríos sumergidos en la plataforma de Sonda, entre aparentemente eran afluentes del valle sumergido del Rin, se pueden seguir hacia el norte hasta la latitud de Edimburgo. Kuenen (1950a) ha descripto Borneo y Sumatra, que ha sido denominado río Sonda. Valles semejantes, sumergidos hasta una profundidad de alrededor de 85 m, se conocen de los mares de Java y del sur de China. Estos cauces de ríos sumergidos no presentan problemas serios, porque su sumersión no es demasiado grande

como para no poder ser explicada por el ascenso del nivel del mar que acompañó al desenglazamiento.

Los canales de marea. En numerosos lugares, tales como en el mar de Sonda, cerca de la costa sudeste del mar del Norte, y a lo largo de la costa oriental de los Estados Unidos de América, entre las islas hay canales sumergidos, que aparentemente no son valles de ríos sumergidos, sino más bien canales excavados por la limadura de la marea. Generalmente tienen una extensión horizontal limitada y, probablemente, sean porciones de valles de ríos anteriores, profundizados por la limadura de la marea.

Las artesas glaciarias ahogadas. Además de los fiordos que caracterizan muchas líneas de costa en las altas latitudes y generalmente son considerados como artesas glaciarias sumergidas, en las plataformas continentales



FIG. 18.6. *Fotografía vertical tomada cerca de la costa de Mozambique, África, que muestra cubetas, barras, canales de marea, y otros detalles de la topografía próxima a la costa. (Gentileza de Gulf Oil Corporation.)*

hay algunas depresiones semejantes a artesas, sobre cuyo origen han surgido ciertas divergencias. Shepard, Holtedahl, Nansen y otros han sostenido que son artesas glaciarias excavadas por el hielo por debajo del nivel del mar o cortadas en las plataformas cuando el mar se había retirado de éstas y posteriormente sumergidas nuevamente. Muchas de estas supuestas artesas glaciarias ahogadas se comunican con fiordos, pero difieren de ellos en que son más anchos y menos profundos que los fiordos típicos. Los que creen que son el resultado de la erosión glaciaria afirman: sus perfiles longitudinales no presentan declive, pero frecuentemente muestran cubetas y pendientes inversas; por los costados penetran valles colgantes y sus cursos carecen de la sinuosidad que caracteriza a los valles de ríos ahogados.

Los diferentes puntos de vista, en cuanto al origen de estos rasgos, pueden ser ilustrados mediante una breve exposición de la topografía del golfo de San Lorenzo y de la bahía de Fundy. Shepard (1931) sostiene que, desde un punto cercano a la desembocadura del río Saguenay hasta el borde de la plataforma continental –unos 1.200 km–, en el golfo de San Lorenzo hay una cubeta que principalmente es el resultado de la erosión glaciaria. Admite que su curso puede haber sido iniciado por la erosión fluvial, pero sostuvo que su formación final se debe a la erosión glaciaria. La lengua de hielo que se supone excavó esta cubeta, presumiblemente se extendió entre la península de Gaspé y la isla de Anticosti, y por el estrecho de Cabot entre Nueva Escocia y Terranova, hasta el borde de la plataforma continental. Shepard (1930, 1942) también afirma que la bahía de Fundy es principalmente el resultado de la excavación de una lengua de hielo que se extendía por ella.

Johnson (1925) cree que el golfo de San Lorenzo es esencialmente una tierra baja sumergida, excavada principalmente por la erosión fluvial, apenas modificada por la glaciación, y que el rasgo denominado por Shepard artesa glaciaria es nada más que un valle fluvial ahogado. Johnson (1925) y Koons (1941, 1942) describen la bahía de Fundy como una tierra baja sumergida, desarrollada por la erosión fluvial sobre las rocas débiles del Triásico, que constituyen el subyacente, y que está delimitada hacia el norte mediante una escarpa de línea de falla. Aunque admiten que la glaciación podría haberla modificado incidentalmente, creen que es principalmente el resultado de la erosión subaérea y sumersión posterior. Shepard niega la existencia de aquella escarpa a lo largo del borde septentrional y lo que se considera como tal lo atribuye a la erosión glaciaria. Aunque no es posible solucionar definitivamente esta cuestión, la prueba parece inclinarse hacia el origen subaéreo de estas dos cubetas. El punto de vista de Shepard de que en las altas latitudes las plataformas continentales han sido modificadas grandemente por la erosión glaciaria generalmente no es aceptado. Holtedahl (1950) cree en la existencia de artesas glaciarias sobre la plataforma continental, pero estima que las fallas han desempeñado un papel importante tanto en la ubicación de ellas como en la de los fiordos.

Los cañones submarinos. Se denominan *cañones submarinos* a las numerosas estrías grandes o zanjas, parecidas a valles, excavadas principalmente en los taludes continentales, pero que se pueden extender un poco hacia atrás por las plataformas continentales. El término cañón, por lo general, está restringido a las más grandes y más profundas. Existen numerosas acanaladuras menores, denominadas *surcos* por Daly (1936). Al parecer, fue Lindenkohl (1891) el primero en notar la existencia de estos rasgos

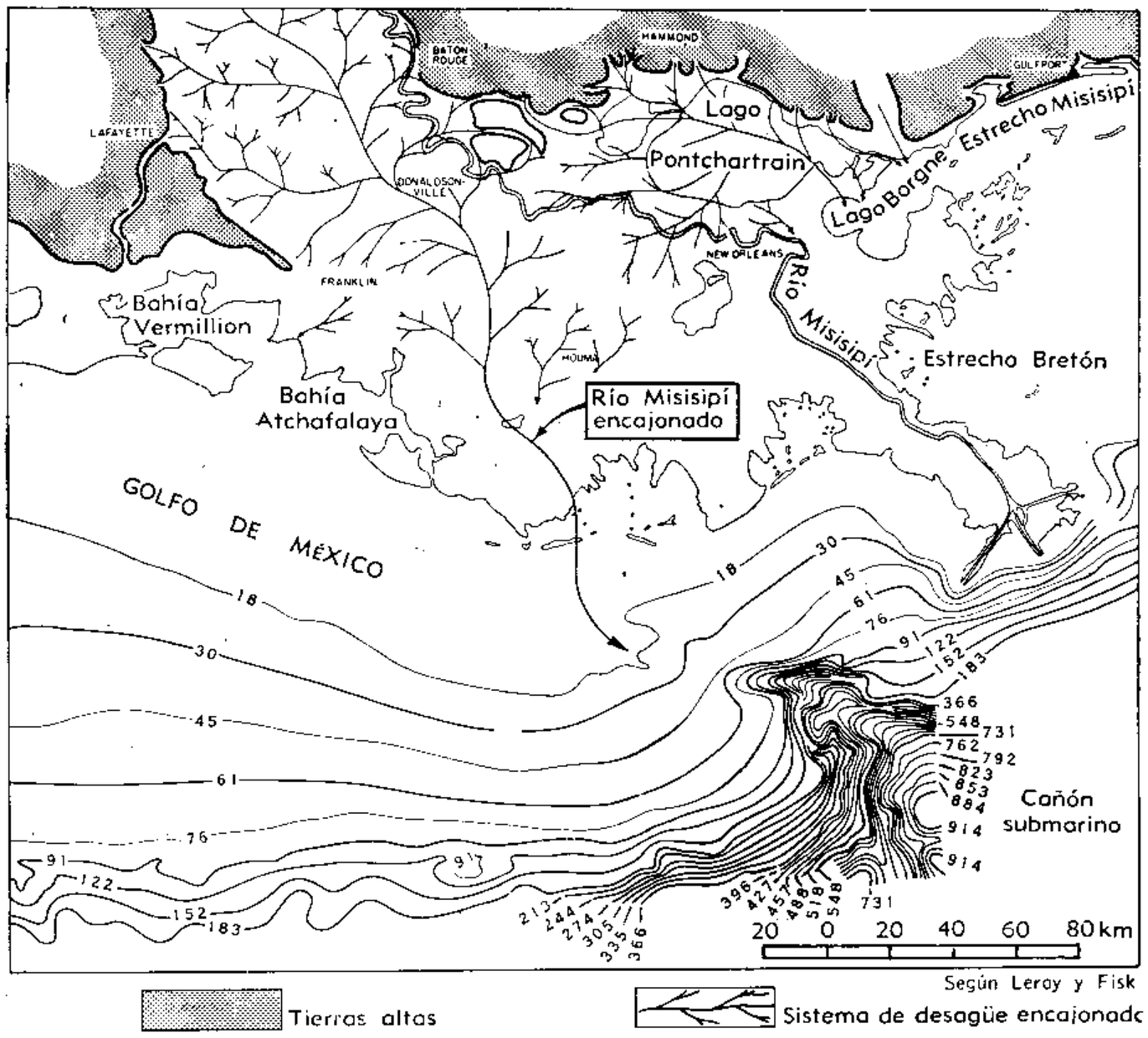


FIG. 18.7. *Mapa que muestra las posibles relaciones del valle encajonado del Misisipí con el río actual y el cañón submarino del golfo de México. (Tomado de T. E. Leroy y H. N. Fisk.)*

en 1889, cuando, al seguir el valle ahogado del río Hudson por la plataforma continental, observó que a 156 km de la tierra firme y a la profundidad de sólo 73 m, repentinamente comenzaba a asumir la forma de cañón, continuando hacia el mar por una distancia adicional de 37 km, hasta los 897 m de profundidad. Al describir los numerosos valles ahogados alrededor de las márgenes del Atlántico Norte, Spencer (1903) llama la atención sobre la existencia de una cantidad de estos cañones, haciendo constar, además,

que el cañón del Hudson se extiende por lo menos unos 225 km por el talud continental. De investigaciones más recientes parece deducirse que el valle ahogado del Hudson en realidad no se comunica con el cañón del Hudson. Tolstoy (1951) dice que sondeos recientes realizados por el barco *Atlantis* revelan que el cañón del Hudson se extiende por lo menos unos 480 km mar adentro, donde la profundidad del agua alcanza a 4.572 m.

Antes de entrar a la exposición de algunas de las teorías propuestas para explicar los cañones submarinos, bien podemos considerar algunas de sus circunstancias generales, en lo posible basándonos en datos reales, y que cualquier teoría que trate de encontrarles una explicación debe tener en cuenta.

1. A medida que se han llevado a cabo sondeos más detallados de los cañones submarinos se ha hecho visible que muchos, si no la mayoría de los cañones submarinos, constan de tres partes bien distintas e intercomunicadas: 1) valles pandos en la plataforma continental; 2) cañones o surcos profundos, con paredes de roca, en el talud continental; y 3) valles anchos pandos, en el fondo de las cuencas oceánicas.

2. Por lo que parece, son de distribución mundial. Se sabe que están cerca de todos los continentes, con excepción de la Antártida. El hecho de que no se los haya comprobado cerca de la

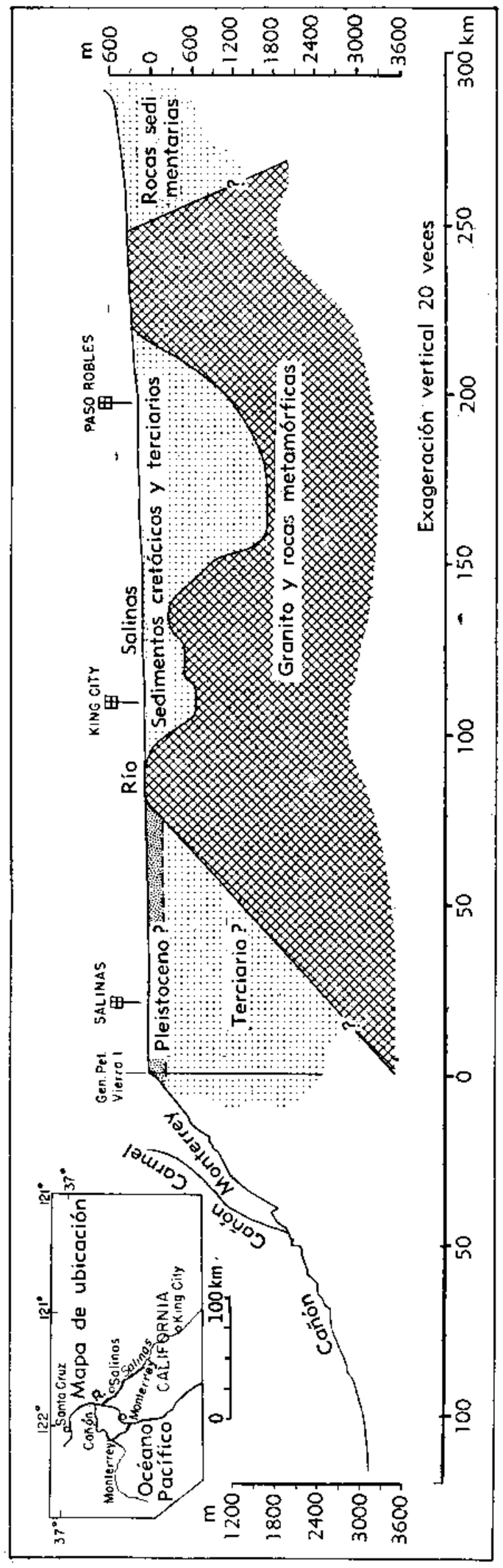


FIG. 18.8. *Perfiles del río Salinas, del cañón Monterrey, y de su tributario, el cañón Carmel. (Tomado de A. O. Woodford.)*

Antártida, probablemente obedezca a que no se han realizado suficientes sondeos y a la falta de informaciones, más que a su inexistencia.

3. La mayoría de los cañones se hallan, mar adentro, en las líneas axiales de los ríos de tierra, y se pueden seguir por la plataforma continental hasta los estuarios de los ríos, o más correctamente, hasta los valles ahogados en estos estuarios [1]. Sin embargo, hay ejemplos de cañones que parecen no tener ninguna relación genética con los ríos de tierra firme.

4. Los cañones profundos alternan irregularmente con surcos y dorsales y parecen estar restringidos principalmente a los taludes continentales.

5. Los cañones submarinos son, por lo común, de edad geológica reciente. Rocas de edad pliocena han sido extraídas de las paredes de algunos cañones, y las cabeceras, por lo menos de algunos, están excavadas en depósitos pliocénicos.

6. La mayoría de los cañones están elaborados en rocas sedimentarias. Según Shepard (1948), la pared sudeste del cañón Monterrey, cerca de la costa de California, a una profundidad de 914 m, proporcionó granito, y el cañón Carmel, afluente del cañón Monterrey, está excavado también en granito; pero Woodford (1951) ha demostrado que es improbable que el Monterrey esté elaborado en granito. El granito puede haber sido extraído de una dorsal granítica sepultada, cortada por el cañón durante su excavación. En cuanto al cañón Carmel, parece indudable que está elaborado en granito.

7. Los cañones son escasos o no los hay donde los taludes continentales tienen menos de 2°.

8. Los cañones, al parecer, no guardan relación con las diversas historias geológicas de las costas. Se encuentran frente a costas de sumersión, costas de emergencia, costas montañosas tanto jóvenes como antiguas, cerca de costas glaciadas, y costas deltaicas y aluviales.

9. Aparentemente tiene muchas semejanzas notables con los cañones de tierra firme, tales como su perfil transversal en V, grandes profundidades, cursos sinuosos, paredes de roca y cañones afluentes que comúnmente se unen a los principales en concordancia. Sin embargo, es prudente precaverse antes de llegar a la conclusión de que en todos sus aspectos son semejantes a los cañones de tierra firme. En primer lugar, el contorno de la mayoría de los cañones es seguido sobre la base de medios que están lejos de ser adecuados para diseñar un plano detallado de ellos. En segundo lugar, el personal que sigue el contorno puede estar influido, consciente o inconscientemente, por el trazado de las curvas de nivel, debido a que los únicos cañones con los cuales estaban familiarizados son los que se formaron subaéreamente. Hasta que no se realicen relevamientos más adecuados, no podemos estar seguros de todas las características topográficas de los caño-

[1] En la plataforma argentina son ejemplos los ríos Colorado y Negro. *(N. del T.)*

nes. Pocos de éstos han sido contorneados con suficiente detalle como para dar una idea exacta de sus formas, excepto algunos cercanos a las costas de los Estados Unidos de América.

10. Aunque los perfiles transversales de los cañones submarinos parecen semejantes a los de los cañones de tierra firme, existe una diferencia de importancia entre los de unos y otros. Los perfiles longitudinales de los cañones del talud continental presentan declives unas diez veces más agudos, en promedio, que los cañones de tierra firme.

11. Parece que cerca de algunas islas oceánicas y bancos submarinos existieran cañones submarinos, pero la información respecto de éstos es escasa y por ello se presta a dudas, pudiéndose tratar quizá de valles de ríos ahogados.

12. Los cañones se extienden mar adentro hasta profundidades que exceden los 3.700 m.

Las teorías que explican los cañones submarinos. No se intentará considerar todas las teorías que han sido propuestas para explicar los cañones submarinos. Se tratarán únicamente las que han sido consideradas serias. Muchas de las teorías primitivas sugerían que los cañones eran de origen diastrófico, y que podían ser explicados como resultado del fallamiento y hundimiento local de bloques estrechos. Posiblemente la ubicación de los cañones puede estar localmente relacionada con fallas o zonas de falla, pero parece improbable que el fallamiento haya podido ser un factor principal de su desarrollo. Su curso sinuoso y el diseño dendrítico que aparentemente tienen ellos y sus afluentes, sus perfiles longitudinales con declive, su presencia en áreas donde el fallamiento no es de importancia, como cerca de la costa del Atlántico, y su tendencia, en muchas áreas, de atravesar la disposición estructural, todo parece indicar un origen distinto.

En vista de las numerosas semejanzas aparentes entre los cañones submarinos y los terrestres, y de la común ubicación de los cañones, opuestos a los ríos de tierra, era natural que se supusiera un origen subaéreo. La explicación de cómo los cañones fueron sumergidos centenares de metros por debajo del agua oceánica ha asumido dos formas. Primero se sugirió que fueron formados en tierra firme y luego sumergidos por alabeo hacia abajo o por inclinación. Mientras se conocieron solamente unos pocos, esta teoría no pareció muy irrazonable; pero ahora, sabiendo que existen cerca de la mayoría de las costas, esta explicación es escasamente sostenible. Dado que los cañones están abiertos en sedimentos del Terciario superior y del Cuartario, es natural que las plataformas continentales han de haber estado por debajo del nivel del mar durante esos tiempos para poder recibir los sedimentos que están en su yacente, luego ascendidos universalmente, lo suficiente como para permitir que se elaboraran en ellos cañones con cientos de metros de profundidad, y durante el Pleistoceno superior sumergidas

cientos de metros. Tal comportamiento de las plataformas continentales no parece compatible con nuestro conocimiento del diastrofismo.

Una segunda teoría de origen subaéreo intenta eludir las dificultades diastróficas mencionadas arriba, suponiendo que no fue la tierra firme la que subía y bajaba, sino el nivel del mar, como resultado de los cambios en volumen producidos por la glaciación y el desenglazamiento. Durante muchos años Shepard fue uno de los sostenedores de la teoría de que los cañones fueron excavados subaéreamente durante los niveles de mar bajo, en el Pleistoceno, aunque posteriormente la abandonó. Era creencia general que el descenso del nivel del mar producido por el retiro del agua de los océanos para formar los mantos de hielo del Pleistoceno fue del orden de los 90 m. En el mejor de los casos, ésta es una conjetura científica, probablemente correcta en cuanto al orden de la magnitud. La información disponible indica, al menos, que el descenso del nivel del mar provocado por los mantos de hielo no alcanzó la magnitud de muchos cientos de metros. Shepard y Emery (1941), suponiendo que el espesor y la extensión de los mantos de hielo fueron mucho mayores de lo que se afirma generalmente, razonaron que pudo producirse un descenso del nivel del mar, durante las primeras etapas del Pleistoceno, de unos 900 m, aunque pocos geólogos aceptan esta cifra. Pero aún hay más. En su obra *Submarine Geology*, Shepard (1948) persistía en que la excavación subaérea durante los tiempos de nivel de mar bajo era, por el momento, la explicación más verosímil, aunque reconoció la posibilidad de que hubiera habido otras causas concomitantes. Más recientemente, Shepard (1952) ha abandonado la idea de que los cañones fueran de origen estrictamente subaéreo y propuesto una teoría de origen compuesto. Las dificultades para explicar el descenso de nivel necesario para que los cañones hayan podido ser cortados por los ríos, parecen insalvables. Por esta teoría es difícil explicar la falta o la escasez de cañones en las plataformas continentales. Si es correcta la conclusión de Tolstoy, de que el cañón del Hudson se extiende hasta una profundidad de 4.500 m, la magnitud del descenso del nivel del mar para permitir la excavación subaérea del cañón parece sobrepasar los límites de toda posible realidad.

Johnson (1939) sugiere que los cañones pueden ser el resultado del trabajo submarino de zapa durante la primavera. Su idea es que las aguas que desaguaban las Formaciones terciarias y cretácicas por debajo de las planicies costaneras y plataformas continentales habrían desarrollado una presión artesiana suficiente como para irrumpir en forma de manantiales submarinos de agua dulce al pie o en el talud continental. El trabajo de zapa vernal, tal como el que da origen al desarrollo de las cabeceras abruptas de los cañones en Florida y a los nacimientos de manantiales en el cañón del río Snake, supuestamente hubiera dado como resultado el crecimiento retrocedente de los cañones hacia arriba por el talud continental. Gravitan sobre esta teoría objeciones de tanto peso, que casi nadie la ha tomado en

serio. En primer lugar, el tipo de estructura de la plataforma existente a lo largo de la costa del Atlántico no se encuentra en todas partes. Además, es necesario suponer que los sedimentos de la plataforma continental alguna vez afloraron mucho más tierra adentro y a una altitud mucho mayor que en la actualidad. Es imposible explicar mediante esta teoría el desarrollo de un cañón en el granito, tal como el de Carmel cerca de la costa de California. La meteorización, que es el proceso más importante para el crecimiento retrocedente de los nacimientos de manantiales, resulta prácticamente inoperante bajo el océano. Las cabeceras de los cañones no aparecen con la forma que era de esperar según la hipótesis de Johnson. Es difícil comprender por esta hipótesis cómo se pueden explicar los empinados declives de los fondos de los cañones, porque los manantiales submarinos tendrían que haberse mantenido fijos a causa de la inclinación de las Formaciones en las cuales irían a nacer.

Bucher (1940) piensa que los cañones pueden ser el resultado de ondas marinas sísmicas o tsunamis y de las corrientes engendradas por éstas, que bajaban por el talud continental. Supone que el Terciario superior y el Pleistoceno fueron tiempos de movimientos pronunciados de la corteza terrestre y que, en consecuencia, los tsunamis producidos por los terremotos submarinos prevalecieron mucho más que en la actualidad. Varias objeciones serias se pueden oponer a esta teoría. Existen muchos indicios de que los cañones todavía se hallan en una etapa activa de formación y que no están siendo rellenados. Los tsunamis son tan raros y locales que sus efectos no podrían extenderse a lo largo de todas las líneas de costa. Los terremotos mayores son extremadamente raros en el Atlántico Norte, donde parecen estar mejor desarrollados los cañones, aunque su número aparentemente mayor puede reflejar una exploración más detallada de esta área. Se conocen relativamente pocos cañones de las costas del Japón y del Perú, donde los tsunamis son particularmente comunes. Los tsunamis avanzan a lo largo de un frente amplio; por consiguiente, es difícil imaginar cómo su energía podría localizarse lo suficiente como para excavar un cañón. Hay olas oscilatorias, así que debería haber casi tanto material movido sobre el talud continental hacia arriba como hacia abajo. Es dudoso que las corrientes producidas por los tsunamis existan a las profundidades necesarias para formar cañones. Además, es difícil, mediante esta teoría, explicar la forma dendrítica aparente de los cañones y su mayor frecuencia frente a los ríos de tierra firme.

Daly (1936, 1942) ha sugerido que los cañones submarinos fueron excavados por corrientes turbulentas o de suspensión. Sucintamente, la teoría expone que el encajonamiento de los taludes continentales fue llevado a cabo por agua marina turbulenta con barro y limo en suspensión, y así constituía una *corriente de suspensión* o *turbulenta.* Teniendo tal corriente una densidad mayor que la del agua de mar normal, podía fluir por la plataforma y el talud continental hasta el fondo de la cuenca oceánica, y,

al obrar así, erosionar el fondo oceánico. Daly creía que las corrientes turbulentas se hallaban en un máximo durante los tiempos de los niveles marinos bajos del Pleistoceno, cuando las costas estaban más adentro del mar y las aguas someras sobre las plataformas continentales acarreaban cantidades más grandes de barro y limo de origen glaciario.

Las corrientes turbulentas pueden tener su individualidad y fluir como corrientes diferenciadas, según lo comprueba su existencia en cuerpos de agua dulce, tales como el lago Ginebra, el lago Constanza y el lago Mead. Cuando las aguas turbulentas del Ródano entran en el lago Ginebra, se hunden al fondo del lago y fluyen como una corriente barrosa distinta. El mismo caso ocurre al entrar el Rin en el lago Constanza y las aguas barrosas del río Colorado en el lago Mead, arriba de la represa Hoover. Kuenen (1950b) presenta pruebas de la existencia de corrientes turbulentas en lagos y reservorios y demuestra que podrían ser producidas artificialmente en tanques, pero su existencia en el fondo oceánico es todavía una cuestión deductiva. El desmoronamiento, el deslizamiento y las corrientes de barro submarinos, se cree que ayudan a la excavación de los cañones. Se ha sugerido que la existencia común de los cañones frente a los ríos de tierra firme resulta del hecho de que los materiales acarreados al mar por los ríos se sumergen inmediatamente para formar corrientes turbulentas. Los cañones que no están en línea con ríos de tierra firme serían atribuidos a corrientes turbulentas que se originaron en la plataforma continental.

Shepard (1952), frente al hecho, de evidencia al parecer incontrovertible, de que el descenso del nivel del mar durante el Pleistoceno era inadecuado para permitir la elaboración subaérea de los cañones, abandonó la teoría de la erosión subaérea y propuso en su lugar una teoría de origen compuesto. Sostenía que los cañones submarinos tienen tres partes distintas: cabeceras interiores de valle en agua somera, que proporcionan pruebas de haber sido excavadas recientemente; porciones intermedias de origen mucho más antiguo con paredes rocosas que se elevan cientos de metros por arriba de los fondos de los cañones; y partes externas que solamente están levemente cortadas en sedimentos no consolidados y que se extienden hasta la base del talud continental o sobre los fondos de las cuencas oceánicas. Creía que las cabeceras de los cañones fueron excavadas por los ríos durante los tiempos glaciales de bajos niveles de mar. Creía que las porciones intermedias y externas de los cañones eran de una edad mucho mayor. Pensaba que correspondían a tiempos en que las zonas donde están los cañones eran trechos sinclinales que experimentaron alternancia de elevación y de hundimiento, y que estas porciones de los cañones fueron cortadas por los ríos durante períodos de emergencia. Las partes distantes menos profundas eran atribuidas al encajonamiento de los depósitos deltaicos por deslizamientos submarinos que engendraron corrientes turbulentas. Aunque admitía la posibilidad de que las corrientes turbulentas pueden haber contribuido a la elaboración de las porciones externas de los cañones, sostenía, sin embargo,

que no hay pruebas de que hayan excavado las secciones intermedias de los cañones con paredes de roca.

Landes (1952) ha resucitado la teoría, generalmente descartada, de una esfera en proceso de contracción para explicar los surcos de los cañones submarinos por erosión subaérea. Razonó que la reducción de volumen del interior de la tierra da por resultado hundimientos esporádicos pero continuos de segmentos de la corteza, siendo los primeros en caer los segmentos oceánicos más pesados. Por este proceso, las cuencas oceánicas pueden profundizarse diferencialmente unos 6.000 ó 9.000 m, permitiendo con eso la formación por arriba del nivel del mar de cañones con una profundidad tan grande como las que se han medido hasta ahora. Consideraba que no se había demostrado la existencia de las corrientes turbulentas en las aguas marinas profundas, a pesar del hecho de que muchos ríos importantes acarrean grandes cantidades de sedimentos al océano cerca de las cabeceras de los cañones submarinos, y hacía notar, en cambio, que cuando los ríos muy cargados con sedimentos entran en el mar, el agua dulce corre sobre el agua marina, más densa, llevando sus sedimentos, hasta que la velocidad decreciente provoca la sedimentación a través del agua salada.

El origen de los cañones submarinos es todavía un problema no resuelto. La teoría de que han sido excavados por corrientes turbulentas ayudadas por deslizamientos, desmoronamientos y reptación submarina, se mantiene en una posición levemente favorable, no tanto porque satisfaga todos los requisitos que ellos exigen, sino porque tropieza con menos dificultades que cualquier otra teoría. Todavía hay alguna cuestión referente a la presencia de corrientes turbulentas a profundidades tan grandes, y dudas sobre si tales corrientes tendrían el poder de excavar cañones en el substrato, particularmente en el granito, como en el caso del Carmel. Se ha hecho notar que en el lago Mead se está formando un delta donde, de acuerdo con la teoría, se debería estar produciendo erosión. Ericson, Ewing y Heezen (1951) han aducido lo que se consideró pruebas del acarreo de material a gran profundidad por las corrientes turbulentas. Varios testigos tomados de una llanura semejante a un delta en el extremo del cañón del Hudson, a profundidades entre 4.370 y 4.940 m, mostraban capas de arenas variables, desde finas películas hasta un espesor de 6 m, intercaladas con arcillas de facies abisal. Varias de las capas de arena estaban caracterizadas por estratificación inclinada, y se pensó que las corrientes turbulentas parecían los medios de transporte más probables para la arena.

Dietz (1953) ha descripto cinco canales en el fondo del océano Índico, al sudeste de Ceylán, que según él pueden ser atribuidos a la erosión por corrientes turbulentas de poca densidad y de gran volumen. Estos canales varían en profundidad entre 9 y 73 m, y en ancho desde menos de 1.600 m hasta más de 6,5 km. Los delimitan márgenes con albardones de hasta 27 m por arriba del fondo marino adyacente. Dietz creyó que era posible que el más grande pudiera comunicarse con el enorme cañón del Ganges, unos

2.000 km al norte. Se han descripto canales semejantes en el fondo del mar de otras partes, pero todavía no hay seguridad de que hayan sido elaborados por corrientes turbulentas.

LA TOPOGRAFÍA DE LOS FONDOS MARINOS PROFUNDOS

Antes del desarrollo del sondeo sónico, prevalecía la idea de que los fondos de las cuencas oceánicas eran mayormente vastas llanuras, planas u onduladas, con relativamente poco relieve. Aunque sólo ha sido relevada en detalle una pequeña fracción de los fondos oceánicos, se dispone de suficiente información como para indicar que esta idea está lejos de ser la correcta. Extensas áreas pueden carecer de rasgos de relieve importantes, pero que el fondo marino sea una llanura monótona, plana, probablemente sea la excepción más bien que la regla. Esto sorprende cuando consideramos que allí predomina la sedimentación y que los procesos erosivos que impri-

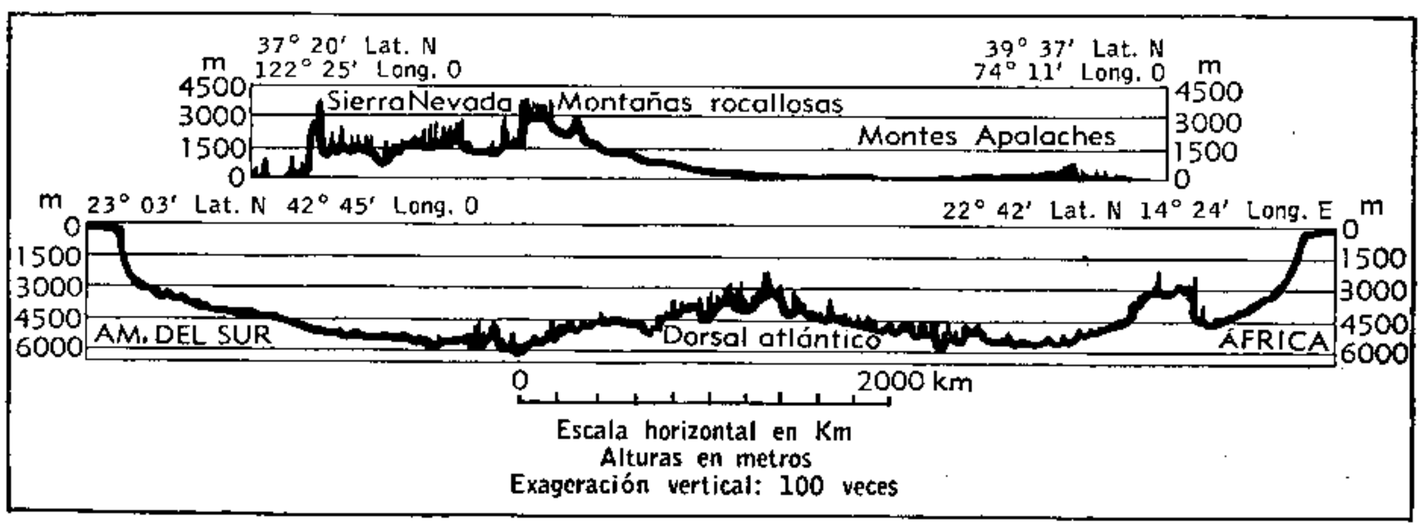


FIG. 18.9. *Comparación de los perfiles topográficos de América del Norte y de la cuenca del Atlántico Sur. (Tomado de F. P. Shepard,* Submarine Geology, *Harper and Brothers, Editorial.)*

men diversidad a las superficies de la tierra son inoperantes en él. Según parece, el vulcanismo y el diastrofismo son los principales responsables de los grandes caracteres del relieve en los fondos de las cuencas oceánicas, y el hecho de que procesos tales como la meteorización y la remoción en masa faltan o actúan en muy reducida escala, puede ayudar a explicar la agudeza aparente de algunas de sus formas topográficas. En tierra firme, una escarpa de falla es atacada por la erosión, por la meteorización y por la remoción en masa, y rápidamente asume una forma suavizada, y con el tiempo es arrasada. Dentro del océano, ese rasgo se conserva indefinidamente. Si las formas topográficas suboceánicas fueran visibles, mostrarían una agudeza y angulosidad superiores a las de tierra firme. Probablemente todas las formas estructurales y topográficas mayores que se encuentran en tierra firme tienen sus equivalentes por debajo del océano.

Las formas negativas. Los rasgos negativos principales de los fondos oceánicos profundos son cuencas, fosas y cubetas. El término *cuenca* se aplica a una depresión grande en el fondo del mar profundo, siendo más o menos circular, ovalada o elíptica vista sobre un plano. Ejemplos de cuencas en el Atlántico Norte son las del oeste europeo, Canarias, Cabo Verde, Terranova y América del Norte. Las cuencas del Caribe, del Mediterráneo, de las Célebes y del golfo de México están parcialmente circundadas por tierra.



Fig. 18.10. *Batigrama a través de la dorsal del Atlántico Medio, a la latitud 31° norte. La distancia horizontal es aproximadamente de 210 Km, y la profundidad alcanza entre 0 y 3.900 m. (Gentileza Maurice Ewing.)*

Fosa. Fosa es una depresión estrecha, alargada, en el fondo marino profundo, que normalmente tiene lados empinados, mientras que *cubeta* es una depresión larga y ancha con lados de pendiente más suave. En realidad es difícil establecer una distinción neta entre fosas y cubetas, y la aplicación de los términos varía según los casos. Las fosas parecen estar asociadas invariablemente con bordes continentales tectónicamente activos, como los que rodean al Pacífico, y especialmente con arcos de islas, como los cercanos al sudeste de Asia y a la región del Caribe. Ejemplos de fosas son: la de Mindanao, cerca de las Filipinas, que tiene una profundidad de 10.497 m, la mayor conocida en los océanos; la de Java, con una profundidad máxima de 7.500 m; la Aleutiana, con 7.680 m; la del Japón, con 9.800 m; y la de Puerto Rico, con una profundidad de 9.250 m. Ejemplos de depresiones en el fondo marino profundo, a los que sería preferible denominar fosas, son la cubeta de Bartlett (7.300 m de profundidad), en el mar Caribe, al sur de Cuba, y la cubeta de Weber, en el mar de Molucas. El término *profundo*, en el uso común, se aplica a profundidades oceánicas cuando exceden los 5.500 m. Infortunadamente no tiene ningún significado morfológico espe-

cífico, pero está tan firmemente arraigado en la literatura que es improbable que se deje de emplear.

Los rasgos positivos. Los rasgos topográficos positivos principales que se elevan sobre los fondos oceánicos profundos son eminencias o umbrales, dorsales y mesetas. La denominación de *eminencia* o *umbral* se asigna, indistintamente, a elevaciones extensas, largas y anchas, que se elevan suavemente del fondo oceánico. Un buen ejemplo de eminencia o umbral es el del océano Pacífico, conocido como la eminencia o umbral Hawaiano. Es una eminencia relativamente suave, con un ancho de unos 950 km y un largo de 3.000 km, encima de la cual se han formado los domos volcánicos que constituyen las islas Hawaii. *Dorsal* es una elevación larga y estrecha, sobre el fondo oceánico, con lados más abruptos y topografía algo más

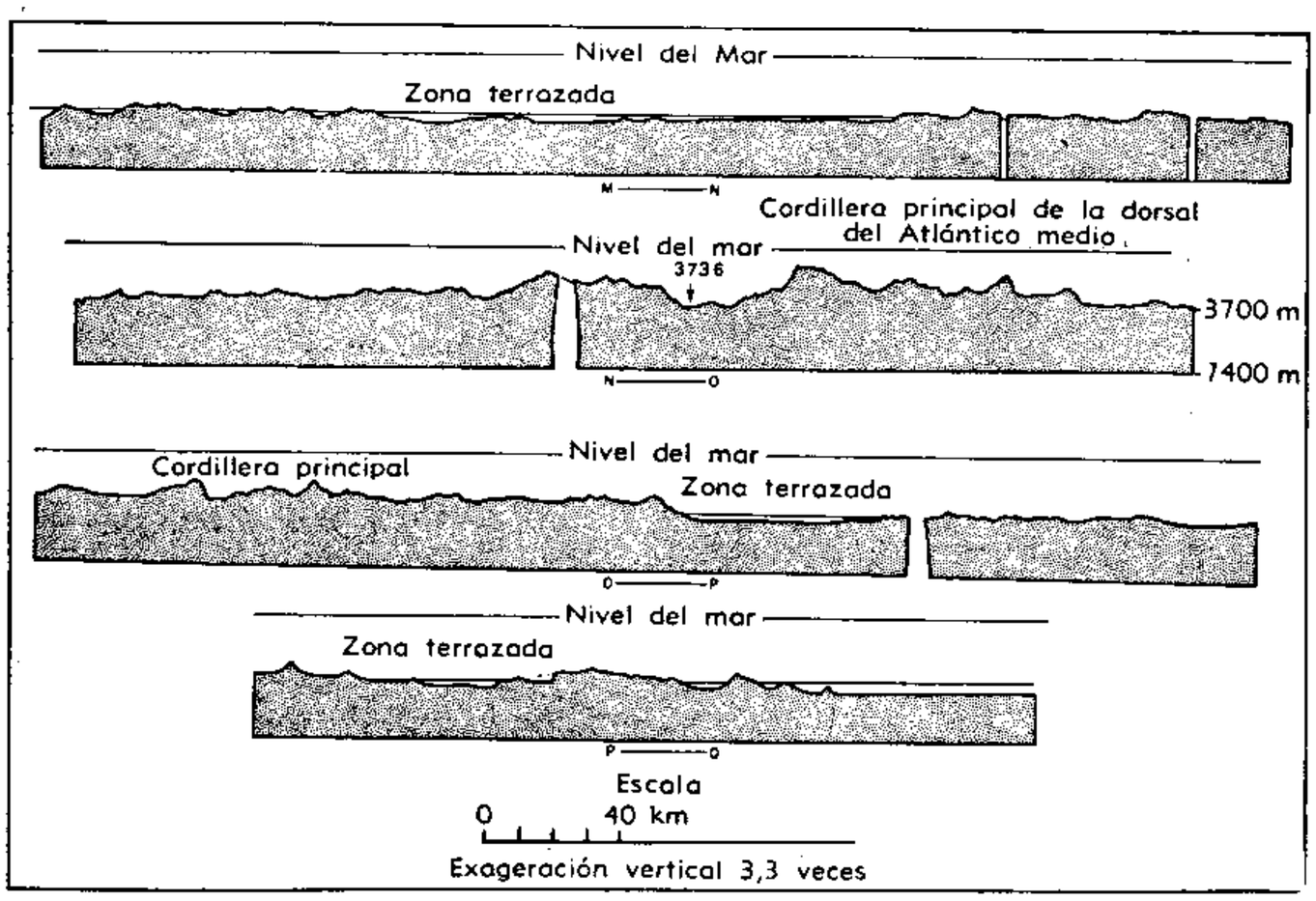


FIG. 18.11. *Perfiles a través de la dorsal del Atlántico Medio y áreas vecinas próximas a la latitud 31° norte. (Tomado de Ivan Tolstoy.)*

escabrosa que la eminencia o umbral. La dorsal mejor conocida y más grande es la del Atlántico Sur, al sudoeste del cabo de Buena Esperanza. Trabajos hidrográficos en el Atlántico Norte (Tolstoy y Ewing, 1949, y Tolstoy, 1951) han arrojado mucha luz sobre la topografía de esta dorsal. Este trabajo indica que consta de tres tipos distintos de topografía. Hay una zona central alta, denominada cordillera Principal, que consta de varias dorsales paralelas que se extienden en dirección general nordeste-sudoeste. En muchos lugares el espesor del agua sobre estas dorsales es menor de

1.500 m. A profundidades entre 2.900 y 4.600 m en las laderas de la cordillera Principal hay una serie de trechos llanos denominada zona aterrazada. Las terrazas individuales varían en ancho entre 1 y 80 km, y en conjunto alcanzan de 320 a 480 km. Una tercera zona, a unos 5.300 m de profundidad, se halla entre la zona aterrazada y la llanura del fondo del mar. Es montañosa y distinta de las otras dos zonas. Se extiende en dirección nornordeste-sudsudoeste, y tiene picos aislados de más de 900 m de altura. Esta zona ha sido denominada los contrafuertes de la dorsal del Atlántico Medio.

Se han propuesto varias teorías para explicar la dorsal del Atlántico Medio, entre ellas: 1) que es un pilar; 2) que es un pliegue anticlinal; 3) que es el fondo de un *rift* que se abrió cuando el Gondwana comenzó a fragmentarse; 4) que fue producido principalmente por extrusión de rocas volcánicas a lo largo de grandes fracturas nordeste-sudoeste; 5) que es una faja montañosa orogénica semejante a las de tierra firme; y 6) que es una faja de fallamiento de bloques. Tolstoy y Ewing llegaron a la conclusión de que, basándose en los batigramas, no podían decidir si la dorsal debe su existencia a plegamiento o a fallamiento. Su trabajo parece demostrar la existencia, en la dorsal, de calizas consolidadas, probablemente de edad cenozoica, y también indica áreas extensas de rocas sedimentarias. Aunque su información es principalmente topográfica más que geológica, presenta la base para especulaciones interesantes con respecto a los orígenes de los diferentes tipos de topografía.

Las elevaciones submarinas de extensión considerable, con partes superiores relativamente planas, se denominan *mesetas*. Ejemplos de éstas son la meseta Albatros, en el océano Pacífico, cerca de la costa de América Central y del Sur; la meseta de las Seychelles, en el océano Índico; y la meseta de las Azores, en el Atlántico Norte. Tolstoy y Ewing han demostrado que la de las Azores tiene sobre ella numerosas crestas más o menos perpendiculares a la dorsal del Atlántico Medio, y diferentes en carácter de las crestas de la cordillera Principal. Las dorsales en la meseta de las Azores están separadas por valles anchos, en contraste con los de la cordillera Principal, que son abruptos y estrechos y muy cercanos unos a otros. El sondeo detallado de esa zona tal vez demuestre que algunas tienen muy poco relieve como para merecer tal denominación.

Tramos de ciertas dorsales submarinas encorvadas se extienden por arriba del nivel del mar para formar lo que comúnmente se denomina *arcos de islas*. Éstas están desarrolladas particularmente bien en las áreas del Pacífico oeste y de las Indias Occidentales. En los lados convexos de los arcos existen fosas o cubetas profundas, denominadas por lo común *antecuencas*, que son las profundidades oceánicas mayores. Con los arcos de islas están generalmente asociadas tres fajas distintas: una faja externa de fosas profundas o antecuencas, donde comúnmente hay anomalías negativas de gravedad; arcos tectónicos de islas, con anomalías positivas de gravedad; y una faja interna de volcanes que también muestran anomalías positivas

de gravedad. Hay diferencias de opinión con respecto a los mecanismos exactos que han intervenido en la formación de un arco de islas, pero generalmente se está de acuerdo con que constituye una sección orogénica joven y activa de la corteza terrestre.

Lo que se puede denominar como rasgos topográficos menores del fondo oceánico son las islas volcánicas, los promontorios submarinos y los *guyot*. Las islas volcánicas son particularmente comunes en el océano Pacífico. Uno de los resultados interesantes del sondeo sónico ha sido el descubrimiento de gran número de islas submarinas, a las cuales se les ha dado el nombre de *promontorios submarinos*. Muchos de estos promontorios, que se elevan de 1000 a 3800 m sobre el fondo, han sido relevados en el golfo de Alaska (Murray, 1941; Menard y Dietz, 1951). Algunos son picos volcánicos, y otros montañas de origen orogénico. Hess (1946) describió 160 promontorios

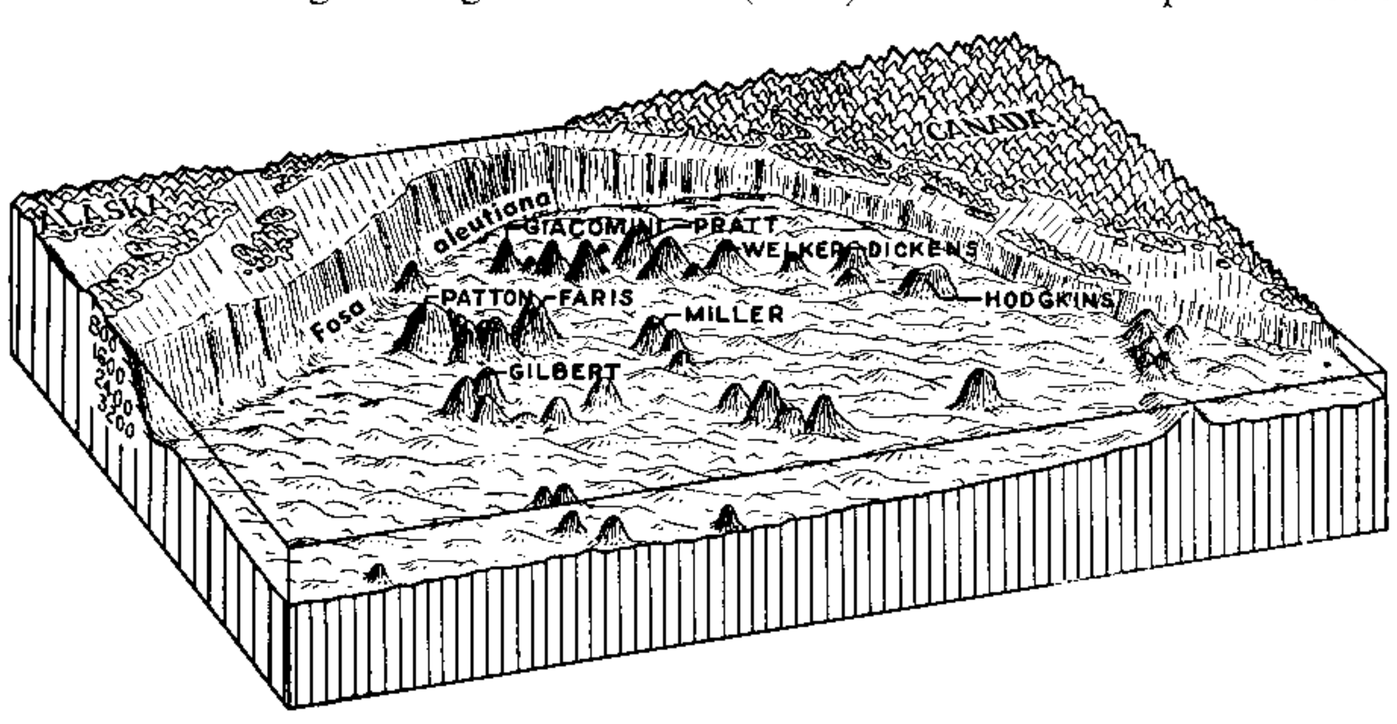


FIG. 18.12. *Promontorios submarinos en el golfo de Alaska. Dibujado según un mapa batimétrico relevado por H. W. Menard y R. S. Dietz. (Dibujado por W. C. Heisterkamp.)*

submarinos en la cuenca del Pacífico entre las Hawaii y las islas Marianas. Principalmente parecen ser islas volcánicas truncadas que se alzan 2.700 a 3.600 m sobre el fondo del mar, con cumbres de 900 a 1.800 m bajo el nivel del mar. Hess dio el nombre de *guyot* a las formas más grandes con su parte superior plana. Un guyot, al sur del atolón Eniwetok, tiene una circunferencia basal de 56 km, y su parte superior, notablemente plana, tiene un diámetro de 14 km. Otro, al nordeste de Eniwetok, tiene 96 km de ancho en su base y 56 km en la parte superior.

Shepard (1941) comunicó la presencia de 77 promontorios submarinos cerca de la costa del sur de California, el más grande de los cuales, el promontorio San Juan, se eleva 3.000 m sobre el fondo oceánico. Tolstoy (1951) demostró que existen numerosos promontorios submarinos en el Atlántico Norte, y que un grupo particularmente notable al sudeste del cabo Cod se alza unos 3.350 m sobre sus alrededores. Fundados en la cantidad que se mencio-

na, parece razonable presumir que los promontorios submarinos son rasgos comunes en los fondos oceánicos. Su parte superior truncada plantea un problema confuso, particularmente cuando se reconoce que las elevaciones de sus cumbres varían grandemente. No se ha dilucidado la forma en que se produjo este truncamiento, como tampoco se sabe con seguridad si fue el resultado de uno o más períodos de erosión. Hess (1946) sugirió que la superficie de las cumbres de los situados en la cuenca del Pacífico era muy antigua y que puede ser el resultado del aplanamiento marino por mares precámbricos cuando el nivel de éstos estaba mucho más bajo que hoy. Shepard ha citado el truncamiento de promontorios submarinos en apoyo de su idea de un amplio descenso general del nivel del mar, aunque reconoció que la causa del truncamiento puede ser compleja. Hasta ahora no se dispone de suficiente información como para extraer una conclusión segura referente a la causa o causas del truncamiento.

ARRECIFES Y ATOLONES

El descubrimiento de petróleo en numerosas estructuras de arrecifes, tal como la de Leduc, en Alberta, en 1947, llevó a los geólogos a interesarse en las estructuras de arrecifes, ya sea como estructuras geológicas o como formas topográficas. En realidad, lo que comúnmente se denomina arrecife coralino no ha sido formado solamente por corales. Numerosos otros organismos contribuyen al crecimiento de los arrecifes, entre ellos muchas formas de algas calcáreas, estromatopóridos, gasterópodos, equinodermos, foraminíferos y moluscos. El término *bioherm* (montículo orgánico) es una denominación más apropiada para tales estructuras; pero han sido denominados arrecifes por tanto tiempo, que el nombre perdura a pesar de su falta de adecuación. Las colonias de corales forman en su mayor parte la superestructura, pero las oquedades se rellenan con los esqueletos de otros organismos, como también de detritos orgánicos e inorgánicos.

Tipos de arrecifes. Se reconocen tres tipos principales de arrecifes. Un *arrecife costanero de orla* crece directamente contra el substrato de una costa y en realidad constituye su línea de ribera. Tales arrecifes son comunes a lo largo de muchas costas tropicales. Un *arrecife barrera* está cerca de la costa y se halla separado de ella por una albufera generalmente muy profunda para permitir el crecimiento coralino. La albufera puede variar en ancho desde un canal estrecho hasta muchos kilómetros. La gran barrera coralina cercana a la costa del nordeste de Australia se extiende por unos 1.600 km, presentando sólo cortas interrupciones. Los arrecifes barrera pueden transformarse lateralmente en arrecifes costaneros de orla uniéndose a una costa. Los arrecifes barrera circundan muchas islas tropicales en el Pacífico, tal como Tahití, y constituyen excelentes puertos cerrados. Un *atolón* es un anillo de arrecifes que encierra una laguna que carece de islas

de otro origen. Shepard (1948) sostuvo que hay un cuarto tipo básico de crecimiento de coral, al cual denominó *pináculo*. Aplicó esta denominación a ciertas formas agudas que sobresalían hacia arriba y que se encontraban en la albufera detrás del atolón de Bikini durante los ensayos de la bomba atómica en 1946, que fueron denominados por Emery (1948) *colinas coralinas*. Algunas son casi verticales; otras tienen pendientes de alrededor de 45°. Antes de que se pueda decidir si ésta es una forma de arrecife distinta, será necesario un relevamiento más detallado de las albuferas de los atolones. Existen muchas variaciones de los tipos fundamentales. Algunos son casi atolones, pero dentro de la albufera tienen una pequeña isla de origen distinto, generalmente volcánico; otros forman grandes masas de arrecifes sin albuferas; otros son arrecifes sumergidos bajo profundidades que permiten el crecimiento de corales; y los arrecifes pequeños circulares y oblongos, con albuferas circundadas, denominadas *faros*, pueden formar parte de un arrecife barrera más grande o del borde de un atolón.

Condiciones ecológicas para el crecimiento de un arrecife. Cualquier consideración sobre el origen de los arrecifes y de los atolones debe tomar en cuenta las condiciones ecológicas que permiten y condicionan el crecimiento de los organismos que los forman. Dos grupos de organismos parecen ser los más importantes en la formación de arrecifes: los corales y varios tipos de algas calcáreas adheridas a ellos en una relación de simbiosis. Las algas reciben la alimentación y el anhídrido carbónico de los corales políporos, y a su vez suministran oxígeno y posiblemente carbohidratos. La limitación del crecimiento coralino activo a las aguas someras se relaciona, al parecer, con la necesidad de luz que tienen las algas simbióticas. La profundidad límite del agua en que han de crecer los corales varía de acuerdo con la turbiedad de aquélla y la abundancia de plancton flotante y de otros materiales que afectan el poder de penetración de la luz. En aguas excepcionalmente claras pueden crecer hasta la profundidad de 91 m, aunque raras veces se encuentran por debajo de profundidades de 45 a 60 m.

Aunque pueden tolerar temperaturas de agua de 18 a 20°C, los corales medran más abundantemente en temperaturas entre 25 y 30°C. La salinidad normal variable entre 27 y 38 partes por mil es la más propicia al crecimiento. La falta de salinidad suficiente puede explicar, en parte, la ausencia de arrecifes frente a la desembocadura de los grandes ríos; pero esa ausencia puede también resultar de la mayor turbiedad de las aguas. Grandes cantidades de limo son perjudiciales, no solamente por su interferencia con respecto a la penetración de la luz, sino también porque al depositarse sobre los organismos dificultan su crecimiento. La circulación y la rompiente activa de las olas también son esenciales. Los corales son organismos sedentarios y dependen de la rompiente de las olas, para obtener su alimento de plancton. En parte, también dependen de ellas para su abastecimiento de oxígeno. Las algas pueden proveerles suficiente oxígeno durante el día,

pero durante la noche lo toman del agua de mar aereada. Los corales formadores de arrecifes prefieren una fundación firme y no medran en fondos barrosos. Kuenen (1950a) atribuyó la escasez de arrecifes en el mar de Sonda al tipo desfavorable de fondo existente allí. Sin embargo, parece que los corales pueden crecer sobre una variedad de superficies, y su escasez en áreas de fondos barrosos puede resultar, más que de éstos, de los efectos perjudiciales del limo en suspensión.

TEORÍAS SOBRE EL ORIGEN DE LOS ARRECIFES BARRERA Y DE LOS ATOLONES

Una exposición completa de este complejo problema excede el alcance de esta obra, pero se presentarán resúmenes breves de algunas de las teorías que han sido propuestas para explicar los atolones y los arrecifes barrera. Para una exposición más detallada, se remite al lector, en particular, a la obra de Davis *The Coral Reef Problem* [1]. Probablemente no hay teoría adecuada para explicar las numerosas y variables condiciones bajo las cuales se han formado los atolones. La principal diferencia de opinión radica en el origen de las albuferas situadas detrás de los arrecifes barrera y de los atolones. Los teorías para explicar los atolones y los arrecifes barrera se pueden agrupar en tres clases principales: 1) las que sostienen que para su formación no es necesario un cambio en el nivel del mar, y que se han formado sobre plataformas tranquilas que existían debajo del mar antes de la fijación de los corales; 2) las que los explican como resultado de los efectos de los cambios de nivel del mar durante el Pleistoceno y posPleistoceno; y 3) las que sostienen que son el resultado de los hundimientos continuados de las fundaciones sobre las cuales se establecieron los corales.

Las teorías de las plataformas antecedentes. Rein (1870) y Murray (1880), independientemente, sugirieron que las plataformas submarinas tranquilas podían proveer fundaciones sobre las cuales se podían establecer los corales y desarrollarse en atolones o arrecifes barrera. Murray explicó la albufera detrás del arrecife principalmente como el resultado de la acción disolvente del agua proyectada por encima del arrecife en pleamar. La albufera se amplió, presumiblemente, por el crecimiento del frente del arrecife hacia el mar, con el consecuente agrandamiento de la albufera situada detrás de él por disolución. La mayoría de los geólogos no atribuyen a la disolución realizada por las aguas marinas una importancia tal como para explicar la formación de una albufera. Por otra parte, la mayoría de las pruebas indica que las albuferas son áreas de acumulación más que de erosión.

Más verosímil es la teoría de la plataforma antecedente propuesta originalmente por Alejandro Agassiz (1903). Según ella, la formación de un arrecife barrera o de un atolón depende de que la abrasión marina haya

[1] El problema del arrecife coralino.

destruido parcial o totalmente la isla antes de que se establecieran los organismos formadores de arrecifes. Últimamente, Ladd y Hoffmeister (1936) han sostenido esta teoría en una forma modificada. Creyeron que, ya fuera resultado de una prolongada erosión de las olas, ya producto de una dilatada construcción por la afluencia lenta de organismos pelágicos, ya formación por erupciones volcánicas, cualquier plataforma submarina que se encuentre a una profundidad adecuada y situada en una zona tropical de arrecifes barrera, es potencialmente una fundación de arrecifes, y que, si las condiciones ecológicas son convenientes, los arrecifes pueden crecer hacia arriba hasta la superficie oceánica, sin necesidad de cambios progresivos del nivel del mar. Esta teoría ni excluye los efectos del descenso y ascenso glacial del nivel del mar ni los considera necesarios para explicar los atolones y arrecifes barrera.

Algunos de los reparos que pueden oponerse a la teoría de la plataforma antecedente son: no explica las islas comúnmente con forma de bahías que están por detrás de los arrecifes barrera; el espesor de la roca coralina en las albuferas, sobre la base de perforaciones y ensayos sísmicos recientes, parece demasiado grande para haber sido producido por la acumulación de detritos y organismos pelágicos; la profundidad de muchas de las albuferas es demasiado grande para haberse establecido por sí mismas en las plataformas submarinas.

La teoría de la intervención glacial. La idea de que los atolones se deben a la influencia de los cambios del nivel del mar durante el Pleistoceno generalmente está ligada con Daly (1934, 1942), aunque su teoría, como fué propuesta originalmente en 1910 y luego elaborada en una serie de publicaciones, estaba basada sobre una idea originalmente propuesta por A. Penck en 1894. Penck, al observar la profundidad sorprendentemente uniforme de muchas albuferas situadas detrás de los atolones y las formas de bahía como un rasgo de alcance mundial en las costas continentales, llegó a la conclusión de que anteriormente el océano debe haber tenido, por un tiempo considerable, un nivel inferior al actual en unos 100 a 200 m, y que el alto nivel actual del mar es el resultado de su ascenso durante el desenglazamiento. Penck no pasó de allí, y fué Daly quien lucubró sobre los efectos de tales cambios del nivel del mar en los corales y otros organismos constructores de arrecifes. Los puntos esenciales de la hipótesis de Daly son: 1) la profundidad de las albuferas detrás de los atolones y de los arrecifes barrera es notablemente uniforme y raramente excede los 80 a 90 m, lo que denota una causa de naturaleza mundial; 2) las condiciones glaciales habrían dado por resultado un enfriamiento mundial de los mares y un aumento en la turbiedad de las aguas oceánicas, como consecuencia de la agitación de los barros que anteriormente se hallaban por debajo del alcance de las olas, y así habrían matado los organismos formadores de arrecifes; 3) la destrucción de estos organismos habría permitido a la abrasión marina atacar

las islas y márgenes sobre las cuales habían crecido y, a la vez, producir en un nivel inferior del mar un mayor número de islas o terrazas truncadas alrededor de las islas; 4) el retorno de los altos niveles de mar interglaciales, con sus aguas más calientes y más claras, favoreció el restablecimiento de los corales y organismos asociados, con el desarrollo resultante de un atolón o de un arrecife barrera, lo que dependió de que la isla hubiese sido truncada completamente o que sólo hubiese tenido o excavado una terraza alrededor de ella. Los corales se establecieron alrededor de la periferia de las plataformas, y gradualmente crecían hacia arriba y hacia adelante a medida que ascendía el nivel del mar, hasta que sus bases finalmente quedaban sumergidas unos 75 a 90 m. La agradación de las albuferas acompañó el crecimiento hacia arriba de las barreras, pero la velocidad de rellenamiento dependía del tamaño de la albufera, explicando de esta manera las variaciones que se encuentran en sus profundidades. Algunos de los argumentos en contra de la teoría de Daly son: 1) muchas de las plataformas son demasiado anchas como para haber sido cortadas por la abrasión marina durante una etapa glacial; 2) las profundidades de las albuferas no son tan uniformes como él sostiene; 3) existen dudas referentes a la eficacia de la abrasión marina en baja mar para formar plataformas submarinas; 4) es dudoso que las condiciones de temperaturas bajas y turbiedad aducidas por Daly pudieran haberse extendido tan lejos de las áreas glaciadas.

La teoría del hundimiento. La teoría del hundimiento originalmente fue propuesta por Carlos Darwin, como uno de los resultados de su famoso viaje en el *Beagle*. Es notable que Darwin haya desarrollado lo que hoy en día es la teoría más aceptada, después de haber visitado sólo un arrecife barrera bueno, el de Tahití, y un atolón, el de Keeling. La teoría del hundimiento es notablemente sencilla. Sólo requiere el hundimiento de la fundación de una isla volcánica y el crecimiento hacia arriba de una barrera a un paso proporcional a la velocidad del hundimiento. De acuerdo con esta teoría, hay tres etapas en el desarrollo de un atolón. Un arrecife comienza como arrecife costanero de orla y, mediante hundimiento, se transforma en arrecife barrera de coral y, posteriormente, en atolón.

Tanto Dana como Davis pensaban que las costas de islas con bahías detrás de los arrecifes barrera apoyan firmemente la teoría del hundimiento. Davis (1928) señaló que las islas detrás de los arrecifes barrera raramente tenían líneas de ribera con acantilados, como era de esperar, conforme a la teoría de Darwin, si la abrasión marina no había destruido completamente las islas. Pensó, además, que la evidencia geológica argüía en contra de la estabilidad de la isla en las regiones donde existen arrecifes barrera y atolones, y llamó la atención sobre el hecho de que la roca coralina había sido obtenida de testigos de cerca de Honolulú a tan grandes profundidades como 360 m.

Las perforaciones y los ensayos geofísicos realizados en Bikini parecen

apoyar la teoría del hundimiento (Dobrin, Perkins y Snavely, 1949). Indicaron que los 760 m superiores de material se componen de depósitos calcáreos tales como los que se encuentran en el fondo del mar dentro y alrededor de los atolones, y que por debajo de esto hay una zona con un espesor de 1.500 a 3.000 m que puede ser de material calcáreo o volcánico. Los testimonios inducen a asignar varios cientos de metros al hundimiento de este atolón. Así, la teoría de Darwin ha retornado a ser favorecida, con el agregado de reconocer la posibilidad de múltiples factores involucrados en la formación de los arrecifes barrera y atolones. Sin embargo, por ahora es demasiado suponer que haya sido demostrada. Kuenen (1950) se inclinó hacia lo que él denominó "teoría de hundimiento debido a la glaciación", combinación de las ideas de Darwin y de Daly. Aunque creía que hay prueba innegable de hundimiento, tenía la sensación de que en gran parte los arrecifes existentes deben sus características a los efectos de los niveles de mar debidos a la glaciación. Stearns (1946) ha propugnado una integración de las teorías de la plataforma antecedente, del hundimiento, y de la intervención glacial en una teoría compuesta con la que creía poder explicar la formación de arrecifes barrera y atolones durante cualquier período geológico.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

Agassiz (Alexander): *On the formation of barrier reefs and of the different types of atolls*. Proc. Royal Soc., t. *71*, págs. 412-414, 1903.

Bucher (W. H.): *Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic*. Geol. Soc. Am., Bull. *51*, págs. 489-512, 1940.

Daly (R. A.): *The Changing World of the Ice Age*. Capítulo 7. Yale University Press, New Haven, 1934.

— *Origin of submarine canyons*. Am. J. Sci., t. *231*, págs. 401-420, 1936.

— *The Floor of the Ocean*. University of North Carolina Press, 1942.

Davis (W. M.): *The coral reef problem*. Am. Geog. Soc., Spec. Publ. *9*, 596 págs., 1928.

Dietz (R. S.): *Possible deep-sea turbidity current channels in the Indian Ocean*. Geol. Soc. Am., Bull. *64*, págs. 375-377, 1953.

Dobrin (M. B.), Perkins (B., Jr.) y Snavely (B. L.): *Subsurface constitution of Bikini atoll as indicated by a seismic-refraction survey*. Geol. Soc. Am., Bull. *60*, págs. 807-828, 1949.

Emery (K. O.): *Submarine geology of Bikini atoll*. Geol. Soc. Am., Bull. *59*, págs. 855-860, 1948.

Ericson (D. B.), Ewing (Maurice) y Heezen (B. C.): *Deep-sea sands and submarine canyons*. Geol. Soc. Am., Bull. *62*, págs. 961-966, 1951.

Hess (H. H.): *Drowned ancient islands of the Pacific basin*. Am. J. Sci., t. *244*, págs. 772-791,1946.

Holtedahl (Olaf): *Supposed marginal fault lines in the shelf area off some high northern lands*. Geol. Soc. Am., Bull. *61*, págs. 493-500, 1950.

Johnson (D. W.): *The New England-Acadian Shoreline*. págs. 63-66 y 286-294, John Wiley and Sons, Nueva York, 1925.

— *The Origin of Submarine Canyons*. Columbia University Press, 1939. También

en J. Geomorph., t. *1, págs.* 111-129, 230-244 y 324-340; y en J. Geomorph., t. *2,* págs. 42-60, 133-158 y 213-236.

Koons (E. D.): *The origin of the Bay of Fundy and associated submarine scarps.* J. Geomorph. t. *4,* págs. 237-249, 1941.

— *The origin of the Bay of Fundy: a discussion.* J. Geomorph., t. *5,* págs. 143-150, 1942.

Kuenen (Ph. H.): *Marine Geology.* John Wiley and Sons, Nueva York, 1950*a*.

— *Turbidity currents of high density.* Rept. 18th Intern. Geol. Congr., t. *8,* págs. 44-52, 1950*b*.

Ladd (H. S.) y Hoffmeister (J. E.): *A criticism of the glacial-control theory.* J. Geol., t. *44,* págs. 74-92, 1936.

Landes (K. K.): *Our shrinking globe.* Geol. Soc. Am., Bull. *63,* págs. 225-240, 1952.

Lewis (R. G.): *The orography of the North Sea bed.* Geol. J., t. *86,* págs. 334-342, 1935.

Lindenkohl (A.): *Notes of the submarine channel of the Hudson River and other evidences of Post-glacial subsidence of the Middle Atlantic Coast Region.* Am. J. Sci., t. *41,* págs. 489-499, 1891.

Menard (H. W.) y Dietz (R. S.): *Submarine geology of the Gulf of Alaska.* Geol. Soc. Am., Bull. *62,* págs. 1263-1286, 1951.

Murray (John): *On the structure and origin of coral reefs and islands.* Proc. Royal Soc. Edinburgh, t. *10,* págs. 505-518, 1880.

Murray (H. W.): *Submarine mountains in the Gulf of Alaska.* Geol. Soc. Am., Bull. *52,* págs. 333-362, 1941.

— *Topography of the Gulf of Maine.* Geol. Soc. Am., Bull. *58,* págs. 153-196, 1947.

Rein (J. J.): *Beiträge zur physikalischen Geographie der Bermuda-Inseln.* Bericht. Senckenb. Naturf. Gesell., Frankfurt am Main, págs. 140-158, 1870.

Shepard (F. P.): *Fundian faults or Fundian glaciers.* Geol. Soc. Am., Bull. *41,* págs. 659-674, 1930.

— *Saint Lawrence (Cabot Strait) submarine trough.* Geol. Soc. Am., Bull. *42,* págs. 853-864, 1931.

— *Nondepositional physiographic environments off the California coast.* Geol. Soc. Am., Bull. *52,* págs. 1869-1886, 1941.

— *Submarine Geology.* Harper and Brothers, Nueva York, 1948.

— *Composite origin of submarine canyons.* J. Geol., t. *60,* págs. 84-96, 1952.

Shepard (F. P.) y Emery (K. O.): *Submarine topography off the California coast.* Geol. Soc. Am., Spec. Paper *31,* 171 págs. 1941.

Spencer (J. W.): *Submarine valleys off the American coasts and in the North Atlantic.* Geol. Soc. Am., Bull. *14,* págs. 207-226, 1903.

Stearns (H. T.): *An integration of coral-reef hypotheses.* Am. J. Sci., t. *244,* págs. 772-791, 1946.

Tolstoy (Iván): *Submarine topography in the North Atlantic.* Geol. Soc. Am., Bull. *62,* págs. 441-450, 1951.

Tolstoy (Iván) y Ewing (Maurice): *North Atlantic hydrography and the Mid-Atlantic ridge.* Geol. Soc. Am., Bull. *60,* págs. 1527-1540, 1949.

Veatch (A. C.): *Recent advances in marine surveying.* Geog. Rev., t. *27,* págs. 625-629, 1937.

Woodford (A. O.): *Stream gradients and Monterey Sea Valley.* Geol. Soc. Am., Bull. *62,* págs. 799-852, 1951.

REFERENCIAS ADICIONALES

Betz (Frederick, Jr.) y Hess (H. H.): *The floor of the North Pacific ocean.* Geog. Rev., t. *32,* págs. 99-116, 1942.

Crowell (J. C.): *Submarine canyons bordering central and southern California* J. Geol., t. *60,* págs. 58-83, 1952.

DANA (J. D.): *Corals and Coral Islands*. Dodd, Mead and Co., Nueva York, 1879.
DARWIN (Charles): *The Structure and Distribution of Coral Reefs*. D. Appleton and Co., Nueva York, 3ª Ed., 1898.
DIETZ (R. S.) y MENARD (H. W.): *Origin of abrupt change in slope in continental shelf margin*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *35*, págs. 1994-2016, 1951.
DIETZ (R. S.): *Geomorphic evolution of continental terrace (continental shelf and slope)*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *36*, págs. 1802-1819, 1952.
DU TOIT (A. L.): *An hypothesis of submarine canyons*. Geol. Mag., t. 77, págs. 395-404, 1940.
EMERY (K. O.): *Topography and sediments of the Arctic basin*. J. Geol., t. 57, págs. 512-521, 1949.
— *A suggested origin of continental slopes and of submarine canyons*. Geol. Mag., t. *87*, págs. 102-104, 1950.
EMERY (K. O.) y SHEPARD (F. P.): *Lithology of the sea floor off southern California*. Geol. Soc. Am., Bull. *56*, págs. 431-478, 1945.
JORDAN (G. F.): *Continental slope off Apalachicola River, Florida*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *35*, págs. 1978-1991, 1951.
MENARD (H. W.) y DIETZ (R. S.): *Mendocino submarine escarpment*. J. Geol., t. *60*, págs. 266-278, 1952.
MURRAY (H. W.): *Profiles of the Aleutian trench*. Geol. Soc. Am., Bull. *56*, págs. 757-782, 1945.
SHEPARD (F. P.): *Glacial troughs on the continental shelves*. J. Geol., t. *39*, págs. 345-360, 1931.
SHEPARD (F. P.) y EMERY (K. O.): *Submarine photography off the California coast*. J. Geol., t. *54*, págs. 306-321, 1946.
SMITH (Paul): *The submarine topography of Bogoslof*. Geog. Rev., t. 27, págs. 630-636, 1937.
STETSON (H. C.) y SMITH (J. F.): *Behavior of suspension currents and mud slides on the continental slope*. Am. J. Sci., t. *235*, págs. 1-13, 1938.
TABER (Stephen): *Fault troughs*. J. Geol., t. *35*, págs. 577-606, 1927.
VEATCH (A. C.) y SMITH (P. A.): *Atlantic submarine valleys of the United States and the Congo submarine valley*. Geol. Soc. Am., Spec. Paper 7, 101 págs., 1939.
WISEMAN (J. D. H.) y OVEY (C. D.): *Recent investigations on the deep-sea floor*. Proc. Geol. Assoc., t. *61*, págs. 28-84, 1950.

19 · *Formas de relieve debidas al volcanismo*

INTRODUCCIÓN

El volcanismo surge de fuerzas de naturaleza endógena, producidas por cambios físicos y químicos que tienen lugar en el interior de la Tierra. La extrusión de lava puede originar formas de relieve distintivas que no deben sus características a los procesos gradacionales, aunque no perduren mucho tiempo sin ser modificadas por los mismos. Las intrusiones raras veces son causantes directas de caracteres topográficos, pero su presencia en la parte superior de la corteza terrestre puede influir de una manera importante en la manifestación de formas topográficas por gradación.

En gran proporción, las extrusiones y las intrusiones pueden ser consideradas como tipos especiales de estructura geológica, sobre la cual han de actuar los procesos gradacionales. La actividad volcánica local puede imponer caracteres especiales sobre un paisaje o puede interferir en el progreso de la erosión. El volcanismo en una escala regional puede sepultar completamente un paisaje existente y presentar a los agentes gradacionales un tipo totalmente diferente de superficie virgen.

DISTRIBUCIÓN ACTUAL DE LOS VOLCANES

Como resultado de sus aparatosas manifestaciones, a menudo atribuimos a los volcanes mayor importancia de la que merecen. Localmente, el volcanismo puede tener importancia topográfica, pero para el mundo en general, es mucho menos importante que varios otros procesos menos espectaculares. Se puede viajar ampliamente por la superficie terrestre y nunca ver un volcán activo. En los Estados Unidos de América hay solamente uno en actividad, y ése es el Lassen Peak, en el norte de California. La faja de volcanes más importante es la denominada Anillo de Fuego o la faja circumpacífica de volcanes activos, latentes o extintos, que se extiende por los Andes de América del Sur, por América Central, México, la cadena de las Cascadas en el oeste de los Estados Unidos de América, las islas Aleutianas, Kamchatka, las islas Kuriles, Japón, Filipinas, Célebes, Nueva Guinea, las islas Salomón, Nueva Caledonia y Nueva Zelandia. Otras áreas volcánicas comprenden: 1) áreas dispersas del Pacífico, que incluyen las islas Hawaii,

Galápagos y de Juan Fernández; 2) el cinturón del océano Índico, incluyendo Timor, Java, Bali y Sumatra; 3) una faja que incluye Arabia, Madagascar y los volcanes de los valles "*rift*" de África; 4) la denominada faja Mediterránea, incluyendo el monte Ararat en Asia, las islas Azores y Canarias; 5) los volcanes de las Indias Occidentales; y 6) otras áreas dispersas, como Islandia, por ejemplo. Además, hay numerosas áreas de volcanes extintos que todavía son notables topográficamente. Volcanes extintos se encuentran en Arizona, Nuevo México, Nevada y Utah, la región de Auvernia en Francia, la región Eifel de Alemania, y las islas Faroe.



FIG. 19.1. *Los volcanes Acatenango (primer plano) y Fuego (último término), a unos 48 km al sur de la ciudad de Guatemala. En el volcán Acatenango se observa un cráter lateral. (Fotografía del Fairchild Aerial Surveys Inc.)*

Probablemente haya menos de 500 volcanes activos en el mundo, pero es arriesgado clasificar definitivamente a un volcán como activo, latente o extinto. Muchos de los que en la actualidad son latentes, mañana bien pueden ser activos. El monte Somma probablemente fue considerado como un volcán extinto por los habitantes de Pompeya y Herculano en el año 79 a.C., porque no había estado activo por unos 700 años; sin embargo, en ese año se produjo una erupción devastadora que marcó el principio del monte Vesubio. Cualquier volcán que haya estado en actividad tan recientemente como en el Pleistoceno, potencialmente es un volcán activo. Se conoce alrededor de una docena de volcanes que han entrado en actividad dentro del tiempo histórico. El nacimiento reciente mejor observado de un volcán fue el del Paracutín, a unos 200 km al oeste de la ciudad de México.

Apareció el 20 de febrero de 1943, siendo precedido el día anterior por gran número de terremotos, y en un año logró una altura de 430 m.

LOS TIPOS DE ERUPCIONES

Se han propuesto numerosas clasificaciones de los volcanes, de acuerdo con su forma de erupción. La clasificación más comúnmente empleada es la que fue propuesta originalmente por Lacroix en el año 1908. Según ella, hay cuatro tipos principales de erupciones: tipo hawaiano, stromboliano, vulcaniano y peleiano. Cotton (1944) dividió los volcanes, de acuerdo con el tipo de material de erupción, en volcanes de lava y volcanes de pómez, siguiendo un poco el agrupamiento de Jaggar en volcanes de lava y de explosión. Cualquier clasificación, hasta cierto punto es arbitraria, porque entre los diversos tipos hay pasos graduales, y cada volcán puede cambiar su forma de erupción o alternar entre un tipo de erupción y otro. Muchas veces se ha dicho que las diferencias en la actividad volcánica están relacionadas con el tipo de magma emitido: las erupciones no explosivas son características de volcanes con lavas basálticas o básicas, y las erupciones explosivas están asociadas con la emisión de magmas ácidos. Hasta cierto punto esto es cierto, pero no se puede considerar como una regla general, porque no todos los fenómenos conectados con la erupción volcánica están determinados por el carácter de la lava. Se puede aducir que la clasificación de las formas de erupción de Lacroix es puramente descriptiva y que deja de tomar en consideración las diferencias fundamentales de las condiciones magmáticas, pero probablemente sea tan buena como cualquier otra para una exposición geomórfica.

El tipo de erupción hawaiano está marcado por abundancia de lava fluida, efusiva, basáltica. Su actividad explosiva es relativamente rara, pero pueden formarse montículos de escorias alrededor de los conductos volcánicos de lava. La lava raramente se derrama del cráter, sino que por lo común sale por fisuras a los costados del cono volcánico, como *erupciones laterales*. Macdonald (1943), al describir la erupción del Mauna Loa de 1942, típica de la mayoría de sus erupciones, reconoció tres fases en la erupción lateral. La primera fase cubrió un período de pocas horas y se caracterizó por las chorretadas de lava caliente que brotaban de una fisura como surtidores más o menos continuos. La lava así extruida formó coladas delgadas o montículos bajos de lava aglutinada denominados *conos de salpicadura*. La segunda fase se caracterizó por la declinación de la actividad de los manaderos de lava y la formación de conos de ceniza y de salpicadura. Una o más coladas principales se desprendían sin cesar del cono, como también varias menores. Durante la fase final, a raíz de la natural merma de las fuentes productoras de gases, hubo una declinación aguda en su expulsión.

El tipo de erupción stromboliano emite lava basáltica, menos fluida que la del tipo hawaiano. En consecuencia, las explosiones son más comunes

y se proyectan más materiales fragmentados. En ninguno de estos dos tipos de erupción se forman nubes oscuras de humo.

Las erupciones vulcanianas derraman chorros de lavas viscosas que no permanecen mucho tiempo líquidas, después de entrar en contacto con el aire. Después de cada erupción se forman costras que se endurecen y que luego son fragmentadas por cada nueva explosión. Es emitida mucha ceniza, y los gases cargados con ceniza se elevan, formando grandes nubes oscuras parecidas a coliflores. La ceniza puede ser dispersada ampliamente por el viento.

En la erupción peleiana la lava es extremadamente viscosa y las explosiones violentas son características. Uno de sus caracteres distintivos es la formación de *nubes ardientes*. Estas nubes ardientes constan de una mezcla de ceniza extremadamente caliente, fina, incandescente, y fragmentos más gruesos de rocas, con gases calientes difundidos en ellos formando una especie de emulsión. Este material extremadamente móvil es, sin embargo, lo suficientemente denso como para precipitarse por las pendientes de un cono volcánico. La gran pérdida de vidas durante la erupción del monte Pelée, en 1902, se debió a que todos los habitantes de la ciudad de San Pedro, situada a su pie, fueron muertos, salvo uno o dos, por las nubes ardientes.

Las erupciones que tienen lugar por conductos volcánicos circunscriptos se denominan *erupciones centrales*. Forman conos volcánicos de diversos tipos. Sin embargo, algunas erupciones, en vez de restringirse a los conductos volcánicos centrales, pueden tener lugar a lo largo de una serie de fisuras como *erupciones de fisuras*. Por lo general no forman grandes conos volcánicos, sino que con más frecuencia producen campos o mesetas de lavas. A lo largo de las fisuras se pueden formar pequeños conos, siendo raros los grandes. Las erupciones de fisuras no han sido comunes en los tiempos recientes, si excluimos las erupciones laterales del tipo hawaiano; pero en 1783 hubo una erupción en la fisura Laki, en Islandia, a lo largo de unos 32 km, durante la cual fluyeron unos 12 km^3 de lava.

CARACTERES DE LOS CAMPOS DE LAVA

La superficie de una colada de lava puede ser casi plana, como en la mayor parte del campo de lava del río Snake, en Idaho, o tan escabrosa, que viajar por ella resulte difícil como el mal país de Nuevo México. Esta diversidad en las superficies puede ser resultado, ya sea de la fragmentación de la roca durante las erupciones explosivas, ya de su manera de solidificarse.

Los fragmentos de rocas proyectados durante la actividad explosiva se denominan materiales piroclásticos. El *polvo volcánico*, la *ceniza volcánica*, los *lapilli*, las *escorias*, las *bombas* y los *bloques* son términos que indican aumento en el tamaño de dichos materiales. No todo el material piroclástico es producido por la destrucción de la roca sólida. Mucho de él se produce

por enfriamiento rápido y solidificación de la lava fundida, al entrar en contacto con el aire. Los depósitos piroclásticos a menudo son muy permeables, y comúnmente hay manantiales en sus bordes delanteros.

La lava que fluye se solidifica de dos maneras distintas. Por lo común se las denomina como tipos de solidificación *pahoehoe* y *aa* [1]. Jaggar las ha denominado solidificación *dermolítica* y *clastolítica*, y las explicó en razón de las diferencias de contenido en gas de las lavas, explicación no



FIG. 19.2. *El Trono de Vulcano y la cascada de lava por arriba del Gran Cañón, en Colorado. (Fotografía de J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

aceptada por todos los vulcanólogos. La solidificación *pahoehoe* o dermolítica tiene lugar cuando una lava con mucho gas ocluido se esparce en mantos delgados. Tal lava se puede describir como una lava viva. Típicamente muestra una superficie rugosa, retorcida, en forma de soga, y semejante a colgaduras. Su carácter más distintivo es una costra suave, brillante. La lava *aa* o clastolítica típicamente muestra una superficie escoriácea, mellada, o en bloques. La lava está muerta en el sentido de que la mayor parte de los gases han escapado y las vesículas están rellenadas con aire. Esta pérdida de gases es la responsable del enfriamiento más rápido y de la

[1] Los nombres lava *pahoehoe* y *aa* son hawaianos; suelen recibir las denominaciones de lava cordada y lava erizada, respectivamente. *(N. del E.)*

viscosidad mayor de este tipo de lava. En realidad, la distinción entre los dos tipos de solidificación no es tan neta como se sugiere en algunas ocasiones, pues dentro de una misma colada es observable el cambio de una a otra.

Numerosos caracteres topográficos menores dan diversidad a las coladas de lava. Lo que Daly (1914) denominó *túmulos* son montículos salientes en la superficie de una colada de lava con grietas en su convexidad superior, por donde la lava puede haberse extravasado. Los túmulos no parecen ser burbujas de gases, sino más bien abovedamientos de la corteza producidos

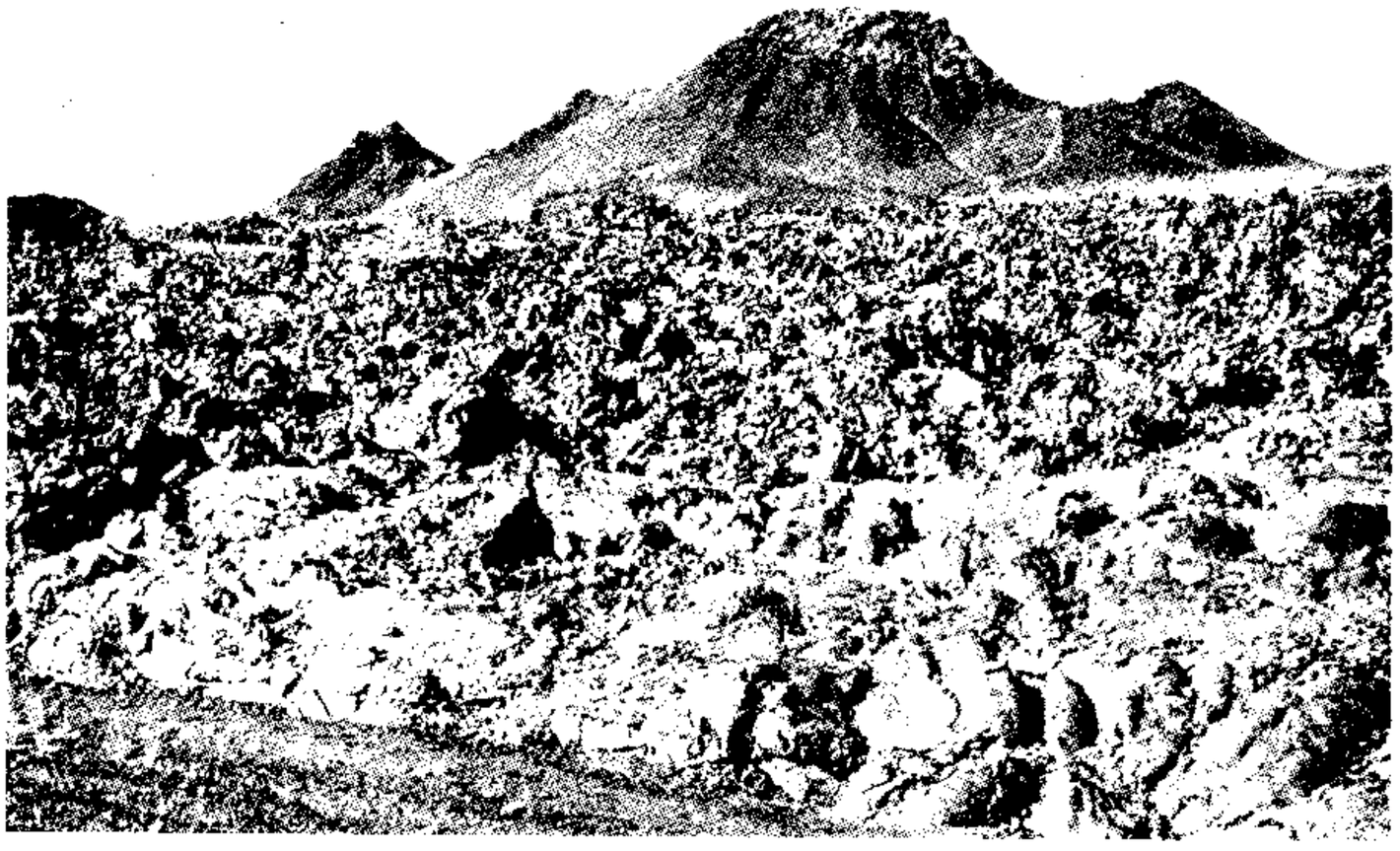


FIG. 193. *Conos de salpicadura y montículos de lapilli, en el Monumento Nacional Craters of the Moon. (Fotografía de C. L. Heald.)*

por la resistencia que opone la superficie a la expansión de la lava más fluida que corre por debajo, y de esa manera son más parecidos a los lacolitos por su origen. Las *extumescencias* son pequeños montículos o crestas resultantes de la extrusión de lava viscosa por una grieta de la costra solidificada. Nichols (1946) ha descripto varias en la colada de lava McCartys, en Nuevo México, algunas de las cuales son de formas bulbosas y otras lineales. Las *crestas de presión* son de apariencia algo semejante, pero alcanzan mayor desarrollo. Al tratar la colada de lava McCartys, Nichols (1939) manifestó que "en un corte transversal los lados de las crestas de presión son empinados, recordando el remate triangular de una pared o el corte transversal de un anticlinal fracturado. Tienen una grieta media que corre a lo largo de la cima de la cresta con un ancho de hasta 4,5 m, pero generalmente menos. Casi sin excepción se hallan alineadas paralelamente a la corriente, y en

general están cerca de la margen". Hay seguridad de que son el resultado de la presión lateral, pero no se sabe con certeza cuál es el origen de la presión. Russell explicó formas semejantes en la región del río Snake, como resultado de la presión lateral producida por el arrastre viscoso de la subcostra de la lava que se movía lentamente. Nichols creyó que las de la colada McCartys podrían ser explicadas mejor como corrugaciones resultantes del desplome de una superficie de lava originalmente abovedada.

Las *ampollas de lava* son producidas por el efecto explosivo del vapor generado debajo de una superficie de lava. Los *conos de salpicadura* o *montículos de escorias* son pequeños montículos que se forman donde manantiales de gas o de fuego han expulsado coágulos líquidos de lava. A veces logran alturas suficientes como para ser denominados conos volcánicos. Cotton (1944) cita el Izalco, en San Salvador, que tiene una altura de 900 m como ejemplo de cono formado de esta manera. Los *túneles de lava* y las *cuevas de lava*, comunes en los campos de lava basáltica, resultan del desagüe de lava por debajo de una costra solidificada. Las denominadas cavernas de hielo en Oregón e Idaho, son cavernas de lava en las cuales el hielo formado durante el invierno perdura porque el aire caliente del verano no puede desplazar al aire frío.

TIPOS DE VOLCANES

Siguiendo a Cotton (1944), podemos reconocer cuatro tipos de volcanes: *conos basálticos, volcanes en domo basáltico* o *en escudo, conos de ceniza y volcanes compuestos* o *estratovolcanes*. Esta clasificación se basa principalmente en que la pila volcánica se haya formado como resultado de la efusión de lavas fluidas o efusivas, o bien que sea especialmente el producto de materiales piroclásticos eyectados o, por último, como una combinación de los dos. Si esta clasificación se aplicara rigurosamente, la mayoría de los volcanes serían clasificados como compuestos o estratovolcanes, puesto que hay pocos cuyas erupciones sean siempre de un solo tipo. Al clasificar los volcanes debe considerarse la naturaleza dominante de los materiales que constituyen la pila volcánica.

El carácter esencial de un volcán consiste en un conducto volcánico central, y en cuanto concierne a la historia del volcán, el cono o domo asociado con él es incidental. La forma y el perfil de los detritos acumulados alrededor del conducto central están influidos en sumo grado por el tipo de erupción. El ángulo de reposo de los materiales fluidos o sólidos emitidos desde el conducto volcánico central, es la principal causa determinante del empinamiento de las pendientes del volcán.

Los conos basálticos son raros, y probablemente sean más bien bajos que altos, debido a la fluidez de la lava. Cotton (1944) cita como ejemplos el Rangitoto, en Nueva Zelandia, y el Skjaldbreit, en Islandia.

Los volcanes hawaianos son ejemplos excelentes de los que se han deno-

minado domos basálticos o volcanes en escudo, como lo son el monte Etna y muchos de los volcanes de Islandia. Los volcanes en escudo se forman donde la lava basáltica es expelida en forma fluida y, aunque pueden lograr gran altura (el Mauna Loa tiene una altitud de 4.170 m), tienen bases tan



FIG. 19.4. *Fotografía vertical del cráter Sunset, en el área del monte San Francisco, en Arizona, donde se ve un cono de ceniza y la colada basáltica que se extiende desde él. (Fotografía del Soil Conservation Service.)*

amplias que no les corresponde adecuadamente la denominación de conos. La gran pila de material volcánico que se eleva 9.144 m por arriba del fondo oceánico para formar las islas Hawaii, es un complejo de escudos volcánicos uno arriba del otro, con el Mauna Loa como el último que se ha formado. La expulsión lateral de lava por fisuras radiales es típica de los domos basálticos o volcanes en escudos, aunque parece probable que en sus pri-

meras etapas de desarrollo la mayor parte de la erupción se ha producido por orificios centrales.

Los conos de ceniza se levantan donde las erupciones son del tipo explosivo con predominio de materiales piroclásticos. El crecimiento de un cono de ceniza comienza alrededor del cráter con un anillo circundante de detritos piroclásticos que constan de ceniza, lapilli y materiales más gruesos. Esto se denomina *anillo de toba*, particularmente cuando está

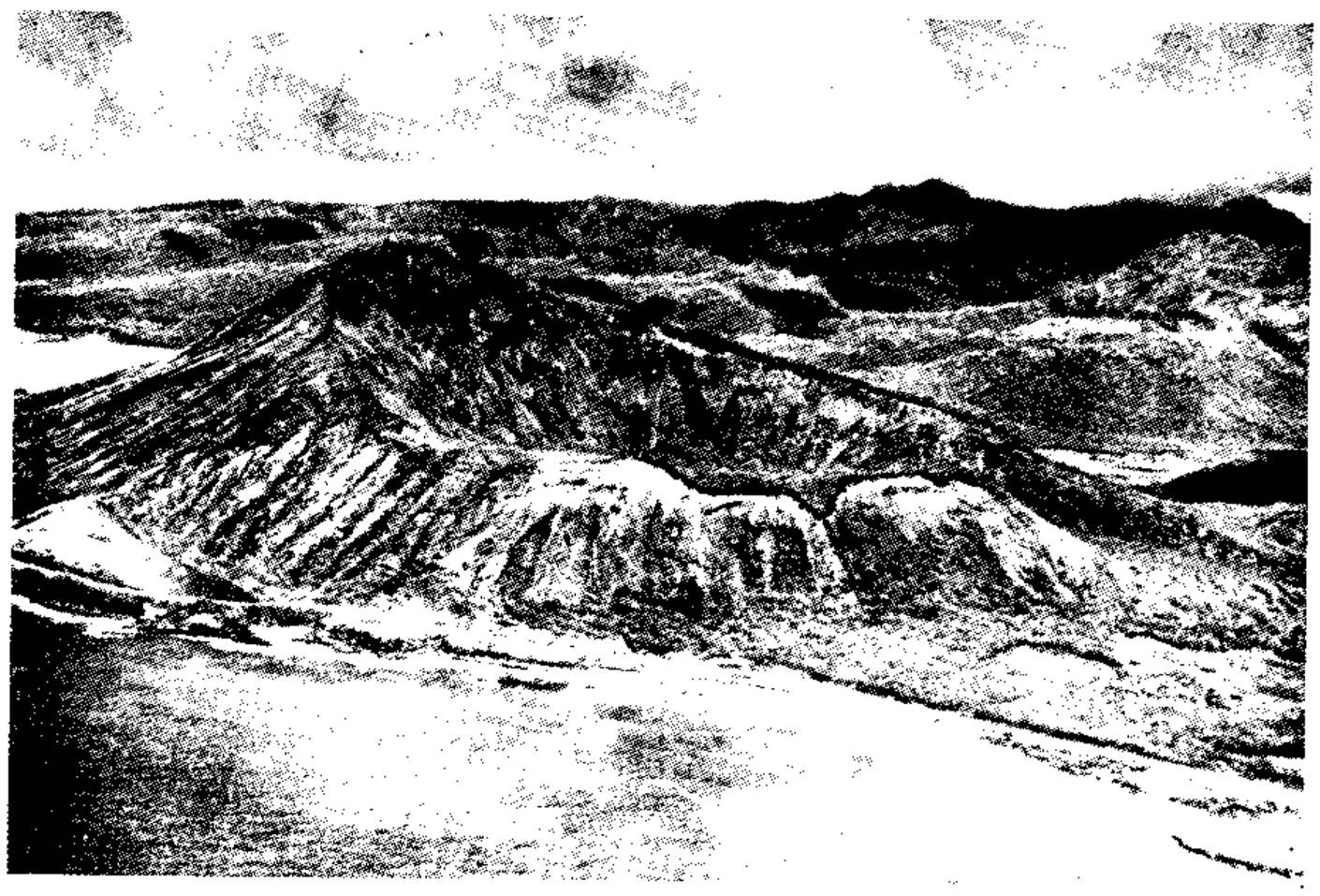


FIG. 19.5. *El anillo de toba de Koko Head, en la isla de Oahu, Hawaii. (Fotografía del Hawaii Visitor's Bureau.)*

compuesto en su parte principal de materiales de tamaños más finos. Conos de ceniza verdadera raras veces logran alturas que excedan los mil metros.

El estratovolcán muestra una estratificación grosera producida por la alternancia de mantos de lava y de material piroclástico. Su estructura atestigua períodos alternantes de erupciones explosivas y erupciones tranquilas. La lava intrusada en fisuras se solidifica formando *diques;* si ha sido inyectada entre capas de materiales fragmentarios de eyección, constituye *filones capas*. Las corrientes de lava aisladas que salen de un cráter o lateralmente de un cono pueden formar extensiones semejantes a lenguas y se denominan *coladas*. La mayoría de los grandes volcanes del mundo, como el Fujiyama en el Japón, el Vesubio en Italia, el Popocatepetl en México, el Shasta en los Estados Unidos de América, el Cotopaxi en el Ecuador y el Mayón en las islas Filipinas, son compuestos o estratovolcanes.

OTROS CARACTERES ASOCIADOS CON LOS VOLCANES

Las lluvias de cenizas. Uno de los productos principales de los tipos de erupción vulcaniana y peleiana es la ceniza volcánica. Las lluvias de ceniza, en el tiempo histórico, han cubierto extensas áreas con enormes cantidades de ceniza. La lluvia Tarawera del año 1886, en Nueva Zelandia, esparció lapilli pumíceos en un radio de 50 km, y más allá derramó ceniza. Una explosión del Tamboro, en las Indias Orientales, se estima que lanzó unos 150 km^3 de detritos de roca. Probablemente la explosión más famosa de todas fue la del Krakatoa en 1883, que produjo cerca de 25 km^3 de material volcánico, dos tercios de los cuales cayeron dentro de un radio de 15 km. Los materiales expulsados se acumularon hasta un espesor máximo de 60 m. Se estima que un 95 % del material lanzado estaba formado por magma nuevo y únicamente un 5 % por roca arrancada del cono. En 1912, una erupción del Katmai, en Alaska (Fenner, 1920) expulsó unos 25 km^3 de material. Afortunadamente, la mayor parte de las lluvias de ceniza han caído en áreas escasamente pobladas, causando pocas pérdidas de vidas, aunque se estima que la lluvia del Tamboro, en las Indias Orientales, causó cien mil muertes. Cotton (1944) estima que los suelos y subsuelos de más de un tercio de la isla Norte de Nueva Zelandia provienen de materiales de lluvias de cenizas. Las lluvias de ceniza tienen un efecto muy parecido al del loess sobre la topografía preexistente. El material forma un manto a través del cual se reflejan las formas de relieve más destacadas, pero no las menores. Donde los materiales expulsados son permeables, los ríos superficiales son escasos; pero si la ceniza es fina, puede ser impermeable, y dar lugar a una textura de desagüe muy fina, comparable con la de los mal país (huayquerías).

Las lluvias de ceniza por lo general son frías, pero las nubes ardientes que se formaron durante la erupción del monte Pelée, en 1902, fueron tan calientes que derritieron vidrio, cuyo punto de fusión oscila entre los 650 y 700°C. La erupción del Katmai, en Alaska, en 1912, produjo una corriente de ceniza y arena proveniente de una nube ardiente, y formó una toba areniscosa de 30 m o más de espesor sobre un área de 137 km^2. Esta corriente en un principio fue interpretada como una corriente de barro caliente, pero más adelante se reconoció su origen de nube ardiente. Cotton (1944) ha descripto un área de la isla Norte de Nueva Zelandia, donde se encuentra una roca que se denomina ignimbrita, y le atribuyó un origen semejante. La ignimbrita es parecida a lo que se ha denominado toba aglutinada, y Cotton sugirió que algunas de las "coladas de riolitas" del parque nacional Yellowstone, la "toba" Bishop del sudeste de California y otras rocas semejantes, pueden haberse formado por la aglutinación de los depósitos de nubes ardientes.

Las corrientes de barro volcánico o "lahars". Las corrientes de barro a menudo acompañan a las erupciones volcánicas. Para evitar su confusión con las de regiones semiáridas, Cotton (1944) propuso que las corrientes de barro volcánico sean denominadas *lahars*, nombre de origen javanés. Los *lahars* pueden ser ocasionados por: 1) lluvias copiosas sobre depósitos de nubes ardientes; 2) mezcla de nubes ardientes con aguas de ríos; 3) descarga de lagos de cráteres volcánicos sobre ceniza; o 4) caída de nieve y hielo derretido durante una erupción sobre ceniza. Scrivenor (1929) ha descripto un *lahar* del volcán Gunong Keloet, en Java, que tiene una longitud de 38 km y un ancho de 4 km. El material del *lahar* se parece a depósitos glaciarios no estratificados, y hasta contiene bloques estriados. Un *lahar* que acompañó una erupción del volcán Galunggung, en Java, en 1822, invadió 114 villorrios, con una pérdida de 4.011 vidas. El *lahar* comúnmente presenta una superficie con montículos, semejante al revoltillo de los deslizamientos.

Los domos tapón. Algunas lavas andesíticas y riolíticas son tan viscosas en el momento de la expulsión que no fluyen ni se esparcen, sino que forman tapones cilíndricos o en forma de cúmulos en el cráter de un volcán o provocan el abovedamiento de la roca existente sobre ellas. Esta forma de extrusión se denomina comúnmente *domo tapón*, pero se le ha aplicado otras denominaciones. Los que tienen su parte superior ensanchada en forma de hongo, han sido llamados *domos cúmulos* o *toloides*, restringiéndose la denominación de domo tapón a la parte que sobresale en forma de cilindro. Se debe tener cuidado de no confundir un domo tapón con el tapón volcánico formado cuando se solidifica la lava dentro del conducto de un volcán y que, después de extinguirse éste, puede ser expuesto por la erosión, como un chihuido o chimenea volcánica (véase pág. 543). Un domo tapón está formado por la parte activa de lava que sobresale en y por encima del cráter del volcán, y no por erosión.

Los domos tapón son bastante comunes, y a menudo constituyen rasgos topográficos notables. El Lassen Peak, hablando con corrección no es un cono volcánico, sino un domo tapón alto en el cráter de un volcán antiguo muy despedazado, conocido como monte Brokeoff (Williams, 1932a). Se eleva unos 760 m encima del cráter original y tiene un diámetro de 2,5 km. Los Mono Craters (Putnam, 1938), en la base oriental de la sierra Nevada, fueron formados por las erupciones de pómez y lapilli riolíticos, después de lo cual las partes sobresalientes de obsidiana formaron en ellos domos tapón. Se cree que las islas Bogoslof, en el golfo de Alaska, sean las cumbres de grandes domos tapón. Varios *puys* (cerros volcánicos) de la región de la Auvernia de Francia, tales como el Grand Sarcoui y el Puy de Dome, son remanentes de domos tapón extinguidos. El más notable de todos los domos tapón fue el que se formó en el monte Pelée durante la erupción de 1902. La aguja que se formó arriba del domo tapón fue notable

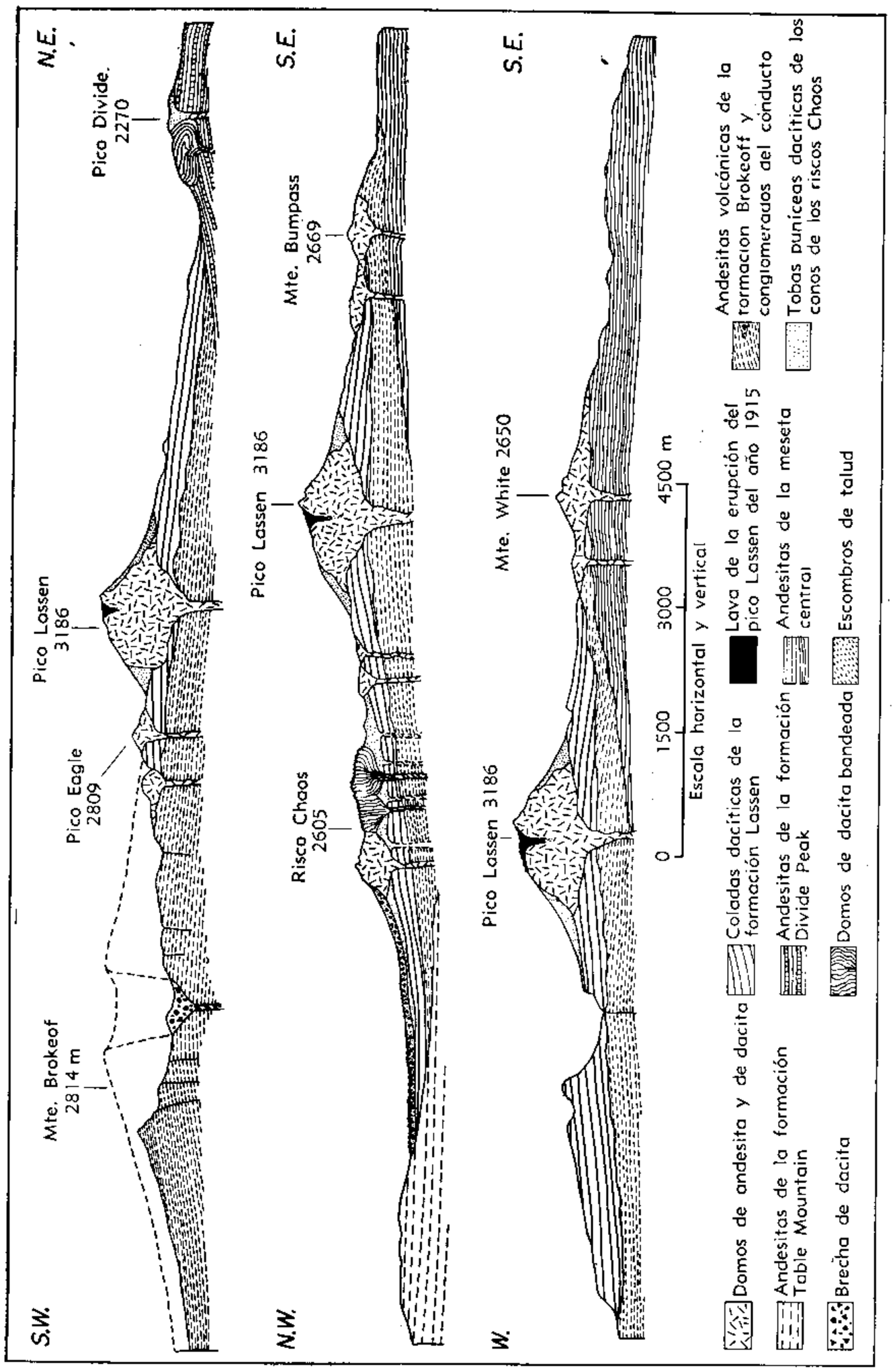


FIG. 19.6. *Perfiles transversales del pico Lassen, California, que muestran los domos tapón en esa área. (Tomado de Howel Williams.)*

por su forma cilíndrica y por su gran altura. Alcanzó una altura máxima de 300 m, y en un día creció 12 m, pero en pocos meses se desintegró en un montón de roca desmenuzada. El domo tapón desde el cual emergía la aguja continuó creciendo después de la destrucción de ésta. En un lapso de año y medio logró una altura aproximada de 400 m y un diámetro de 1.000 m, a pesar de sus reiteradas pérdidas de masa por explosiones. Un



FIG. 19.7. *El domo tapón que corresponde al pico Lassen, visto desde el lago Helen. (Fotografía del National Park Service.)*

día incrementó su altura en 25 m. El crecimiento rápido de los domos tapón es ilustrado además por el del volcán Santa María, en Guatemala (Williams, 1932b), que en dos años logró un diámetro máximo de 1.200 m y una altura de 500 m. Crecía en altura rápidamente, llegando hasta 100 m en una semana. Tenía una aguja que llegó a medir 66 m. Aunque algunos geólogos han sostenido que estas agujas están constituidas por roca que se solidifica en la chimenea del volcán y que posteriormente es empujada hacia arriba, se cree comúnmente que son extruidas como lava viscosa.

LAS FORMAS DEPRIMIDAS

La terminología para las depresiones volcánicas es confusa, y cualquiera que se adopte aquí habrá de discrepar con otras en uso. Esta confusión proviene principalmente de las diferentes opiniones con respecto a que

ciertas formas deprimidas se hayan producido por explosión o por hundimiento. El "problema de la caldera" es uno de los perennes problemas de la volcanología. La terminología adoptada aquí es algo arbitraria, pero el espacio no permitirá la exposición de todas las otras en uso. Williams (1941) y Jaggar (1947) las han reseñado.

La clasificación siguiente incluye los tipos más comunes de formas volcánicas deprimidas. Representa principalmente una combinación de las clasificaciones propuestas por Jaggar y Williams.

Tipos de depresiones volcánicas:

I. Cráteres.
   - Cráteres de explosión.
   - Cráteres sin bordes construidos.
   - Cráteres de desplome.

II. Calderas.
   - Calderas de explosión.
   - Calderas de hundimiento.
   - Calderas compuestas.

III. Depresiones tectónico-volcánicas.

No hay ninguna definición completamente satisfactoria de cráteres y calderas. Algunos clasifican como cráteres todas las depresiones volcánicas, sin tomar en cuenta el tamaño, y también incluyen formas de origen no volcánico, particularmente las producidas por meteoritos, bombas y minería. Es difícil evitar la aplicación del término cráter a estos dos últimos caracteres, porque los describe muy bien. Parece, sin embargo, que dentro de lo posible, el término cráter debería restringirse a las depresiones topográficas de origen volcánico. La distinción entre cráteres y calderas es arbitraria; los cráteres son pequeños, mientras que las calderas tienen dimensiones grandes. Podemos definir un *cráter* como un cuenco o depresión en forma de embudo, generalmente de origen volcánico, de corte más o menos circular y cuyo borde está constituido por una escarpa que mira al interior, generalmente con un diámetro menor de un kilómetro y medio. Una *caldera* es una depresión volcánica grande de corte más o menos circular y cuyo diámetro generalmente es varias veces el de un cráter.

Los cráteres volcánicos. Si los cráteres volcánicos están asociados con volcanes activos, su origen no ofrece ninguna duda; sin embargo, pueden indicar emplazamientos de actividad volcánica anterior. Pueden ser tanto el resultado de actividad explosiva como de hundimiento. La expulsión de ceniza volcánica, lapilli y otras formas de materias expelidas puede construir un anillo alrededor de un conducto volcánico y producir un cráter. Cotton (1944) denominó "*ubehebes*" a los cráteres de tal origen. El nombre proviene de los cráteres Ubehebe, en el extremo norte del valle de la Muerte (Von Engeln, 1932), que marcan el emplazamiento de varios volcanes embrionarios. En el distrito Eifel de Alemania, hay numerosos lagos denominados *maare* o *dirtremas* que ocupan cráteres que parecen haber sido formados por actividad volcánica que terminó sin la formación de conos.

En los domos basálticos o volcanes escudo de Hawaii hay numerosas depresiones pequeñas denominadas *cráteres en hoyo* u *hoyos volcánicos*, que han resultado principalmente del desplome que sigue al descenso de las columnas de magma. Cuando tienen apariencia tan grande como la depresión de Mokuaweoweo en la cumbre del Mauna Loa, son mejor clasificados como calderas que como cráteres en hoyo, aunque se debería reconocer que las grandes depresiones pueden originarse por el crecimiento simultáneo de varios cráteres en hoyo u hoyos volcánicos y hacer así difícil el trazado de un límite neto entre cráteres en hoyo y calderas. A veces se forma un cráter dentro de otro para constituir lo que se ha denominado *cráter embutido* o *anidado*. Los cráteres embutidos se pueden desarrollar de dos maneras: la explosión puede agrandar un cráter existente, después de lo cual se construyen otro cono y cráter dentro del más antiguo; o la forma embutida se puede producir por hundimientos sucesivos de partes de un cráter.

Las calderas. Las calderas típicamente tienen un ancho de varios kilómetros, como se ve por las dimensiones de las calderas siguientes:

Ancho de las calderas en kilómetros

Monte Katmai, Alaska	4,8
Mokaweoweo Hawaii	5,6
Krakatoa, Indias Orientales	6,4
Lago Cráter, Oregón	8,9
Aniakchal, Alaska	10,5
Aira, Japón	24
Valles, Nuevo México	29

El término caldera suele aplicarse, particularmente en Alemania, a cualquier cuenca circundada o cercada, sin tomar en cuenta su origen. Simplificaría el problema del origen de las calderas si restringiéramos el término, en cuanto fuera posible, a cuencas circulares grandes de origen volcánico. Daly (1933) sugirió que fuera restringido a las cuencas grandes producidas por explosiones volcánicas, y que cuencas formadas por hundimiento se denominen hoyos volcánicos, pero el término caldera todavía es empleado generalmente sin referencia específica al origen de la depresión. Parece haber tres tipos principales: 1) caldera de explosión; 2) caldera de hundimiento; y 3) caldera producida por los efectos combinados de explosión y hundimiento. Stearns (1942) ha incluido una cuarta clase, la caldera de erosión, pero parece ilógico agruparla con formas producidas por actividad volcánica.

Anteriormente predominaba la opinión de que las calderas se originaban a consecuencia de explosiones producidas por una conmoción, como la que acompañan los tipos vulcaniano y peleiano de erupciones, pero hoy en día prevalece la idea de atribuir su origen a un desplome. Williams (1941), siguiendo a autores como Van Bemmelen y Van den Bosch, ha

propugnado firmemente que el desplome es más importante, aunque su teoría de la formación de las calderas puede ser mejor calificada como teoría compuesta o teoría de "explosión-desplome" como la ha denominado Cotton. Williams reconoció las siguientes etapas en el desarrollo de una caldera, según lo esbozado anteriormente por Van Bemmelen:

1. Explosiones suaves de pómez. El magma asciende por los conductos.

2. Las explosiones aumentan en violencia. El nivel del magma decae a la cámara principal.

3. Las explosiones culminan. Parte de los proyectiles es lanzada mucho más arriba del cono, pero la mayoría de ellos desciende por los costados en forma de nube ardiente. Dentro de la cámara el nivel del magma es profundo. El techo comienza a agrietarse.

4. Por carecer de apoyo, la parte superior del cono se desploma en la cámara principal.

5. Después de un intervalo de quietud y de erosión, aparecen conos nuevos en el fondo de la caldera, especialmente cerca de su borde.

Los argumentos más fuertes en contra del origen explosivo son: primero, alrededor de la mayoría de las calderas no hay suficiente material piroclástico como para dar la razón a ella; y segundo, la mayor parte de los proyectiles son de lava nueva más bien que fragmentos de rocas más antiguas. Williams reconoció que algunas calderas estaban formadas por acción explosiva únicamente, pero alegaba que este tipo es raro y generalmente pequeño. Como ejemplos citó las calderas de Tarawera en la isla Norte de Nueva Zelandia; la de Bandaisan en la isla principal del Japón, y la caldera de Chaos Crags en el lado norte de Lassen Peak, California. Comúnmente se dice que la gran caldera del Krakatoa fue producida por la violenta explosión que tuvo lugar en 1883. Williams se inclinaba hacia el punto de vista expresado por Verbeek y Stehn, de que podía ser tanto el resultado de un desplome que hubiera seguido a una explosión violenta, como deberse a la remoción de material por explosión. Este punto de vista fue sostenido por Dana ya en 1890, y parece contar con la aprobación de la mayoría de los investigadores modernos. En 1927, un cono de ceniza basáltica, el Anak Krakatoa, apareció en el fondo de la caldera. Este hecho parece correlacionarse con la etapa 5 de Williams del desarrollo de las calderas, como se esbozó precedentemente.

La caldera del monte Katmai también ha sido atribuida a una explosión que ocurrió en 1912, pero Fenner (1920) y Williams (1941) llegaron a la conclusión de que no había suficiente material piroclástico en los alrededores como para justificar el volumen del material allí removido y que la escasez de los proyectiles piroclásticos de roca andesítica, semejante a la que había en el cono volcánico, sugería que el material piroclástico provenía de algún magma nuevo más que de la fragmentación de la roca antigua. Los proyectiles son principalmente pómez o lapilli riolíticos, probablemente originario

de nubes ardientes. Junto con la explosión, parece ser necesario el hundimiento, para justificar las dimensiones de la caldera.

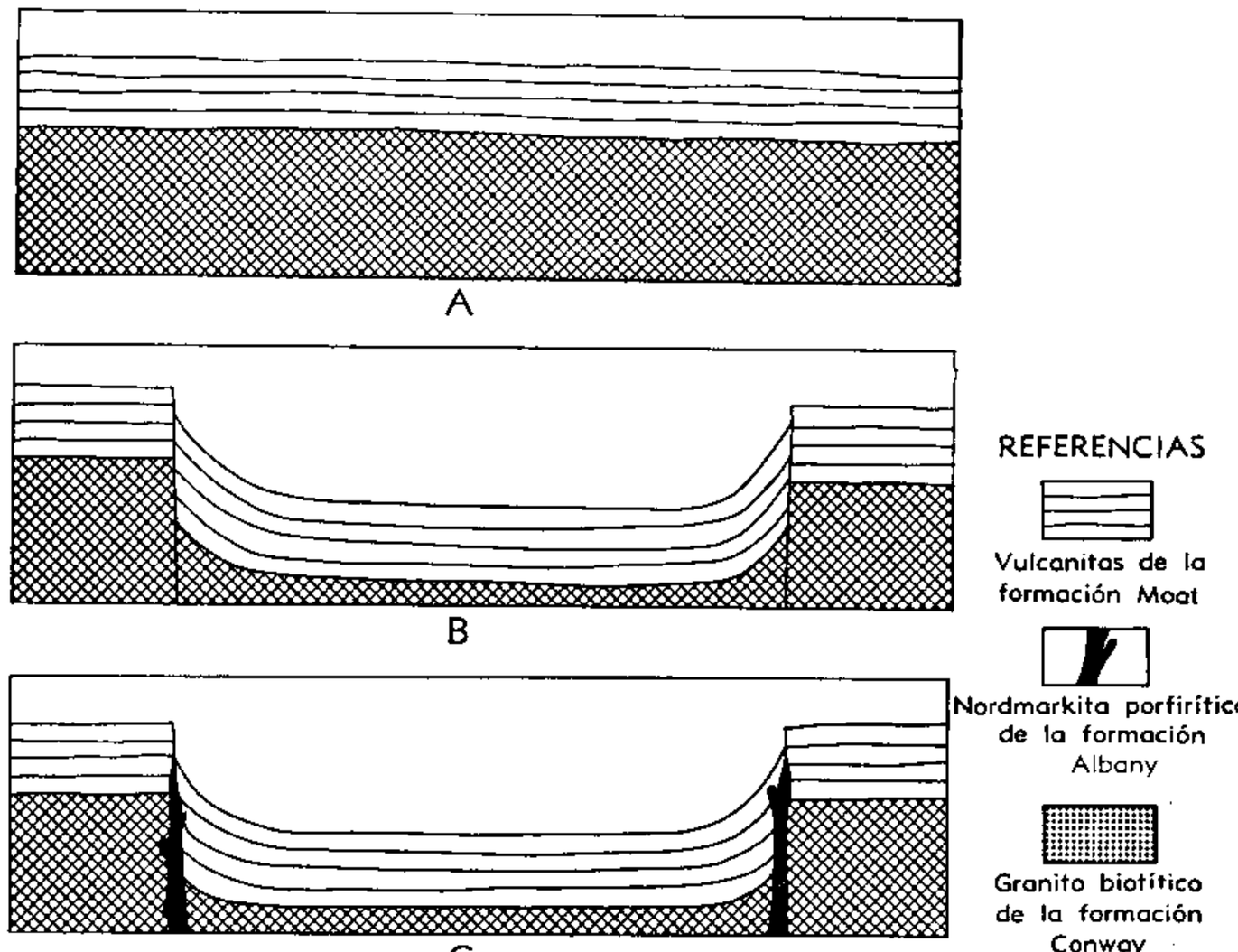
La caldera ocupada por el lago Cráter tiene de ancho unos 8,9 km, y su contorno es casi circular. El lago Cráter mismo cubre más de 52 km^2 y tiene una profundidad de hasta 600 m. El borde circundante de la caldera se eleva entre 152 y 609 m sobre el nivel del lago. Un cono volcánico ancestral, cuya cumbre ha desaparecido, ha sido denominado monte Mazama. Formado durante el Pleistoceno, tiene numerosas corrientes de hielo que se extienden por sus pendientes, como está indicado por la presencia en numerosos lugares de la pared de la caldera de proyectiles volcánicos interestratificados con arenas y gravas glacifluviales, y till glaciario. En 1902, Diller atribuyó esta caldera a hundimiento debido a la escasa cantidad de detritos piroclásticos en sus alrededores. Creía que se habían removido 69 km^3 de material; sin embargo, sólo se podían justificar 28 km^3 entre los proyectiles y lavas de los alrededores de su borde. Como en Katmai, las nubes ardientes parecen haber esparcido la mayor parte de su material alrededor de los costados del cono.

Partidarios del origen explosivo fueron Smith y Swatzlow (1936), por las razones siguientes:

1. El aspecto de la caldera es semejante a la formada por explosiones de cráteres conocidos, tales como los producidos por minas, y es notablemente diferente a la de las calderas de hundimiento conocidas, como en Kilauea.
2. Del conducto, ahora sepultado debajo de los proyectiles, puede haber salido mucho material fundido.
3. La distribución, el carácter y la cantidad del material acumulado alrededor del lago Cráter justifican su origen explosivo.
4. Otros volcanes que se han destruido parcialmente a sí mismos lo han hecho mediante explosiones.
5. La discrepancia entre la cantidad del material necesario para rellenar la caldera y el existente en los alrededores del monte Mazama, puede ser explicada por la remoción llevada a cabo por el viento y por la glaciación.
6. La ausencia aparente de proyectiles más gruesos resulta de la circunstancia de estar éstos cubiertos por pómez.
7. La ausencia de fallas periféricas, como en Kilauea, y el crecimiento de la isla Wizard en el lago Cráter, no armonizan con la idea del desplome.

Williams (1941, 1942) ha sostenido que no hay suficientes proyectiles para justificar las calderas y que, por consiguiente, el hundimiento deberá haber seguido a las explosiones terroríficas, con sus nubes ardientes acompañantes. Tras un período de quietud, tuvo lugar el crecimiento de la isla Wizard, a través del fondo hundido de la caldera. Este origen parece ser el que cuenta con mayores adictos en el presente.

Parece seguro que algunas de las calderas se pueden formar por hundimiento, sin ser precedido o acompañado por explosiones. Las grandes



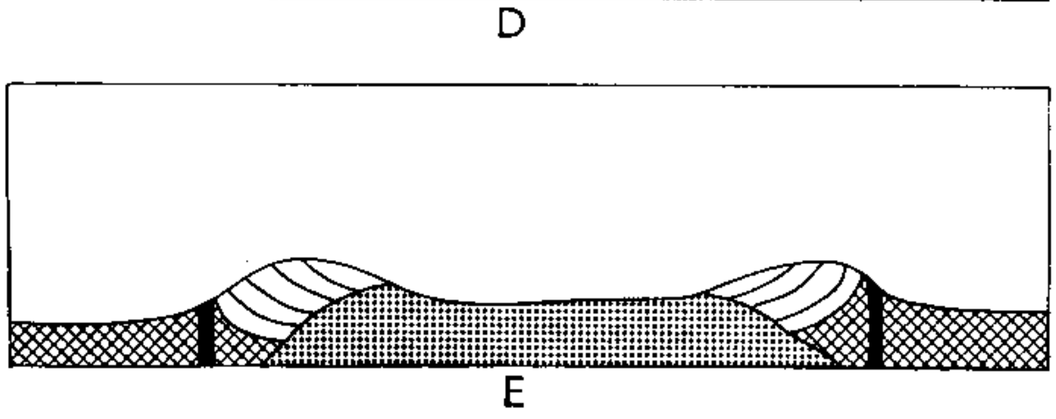


FIG. 19.8. *Etapas en la génesis de los montes Ossipee, en Nueva Hampshire y los diques anulares asociados. (Tomado de Louise Kingsley.)*

depresiones de las cumbres del Mauna Loa y del Kilauea, descriptas como cráteres, hoyos o calderas, se formaron de esta manera. El desplome siguió al descenso de la columna de magma por su reintegro a la cámara

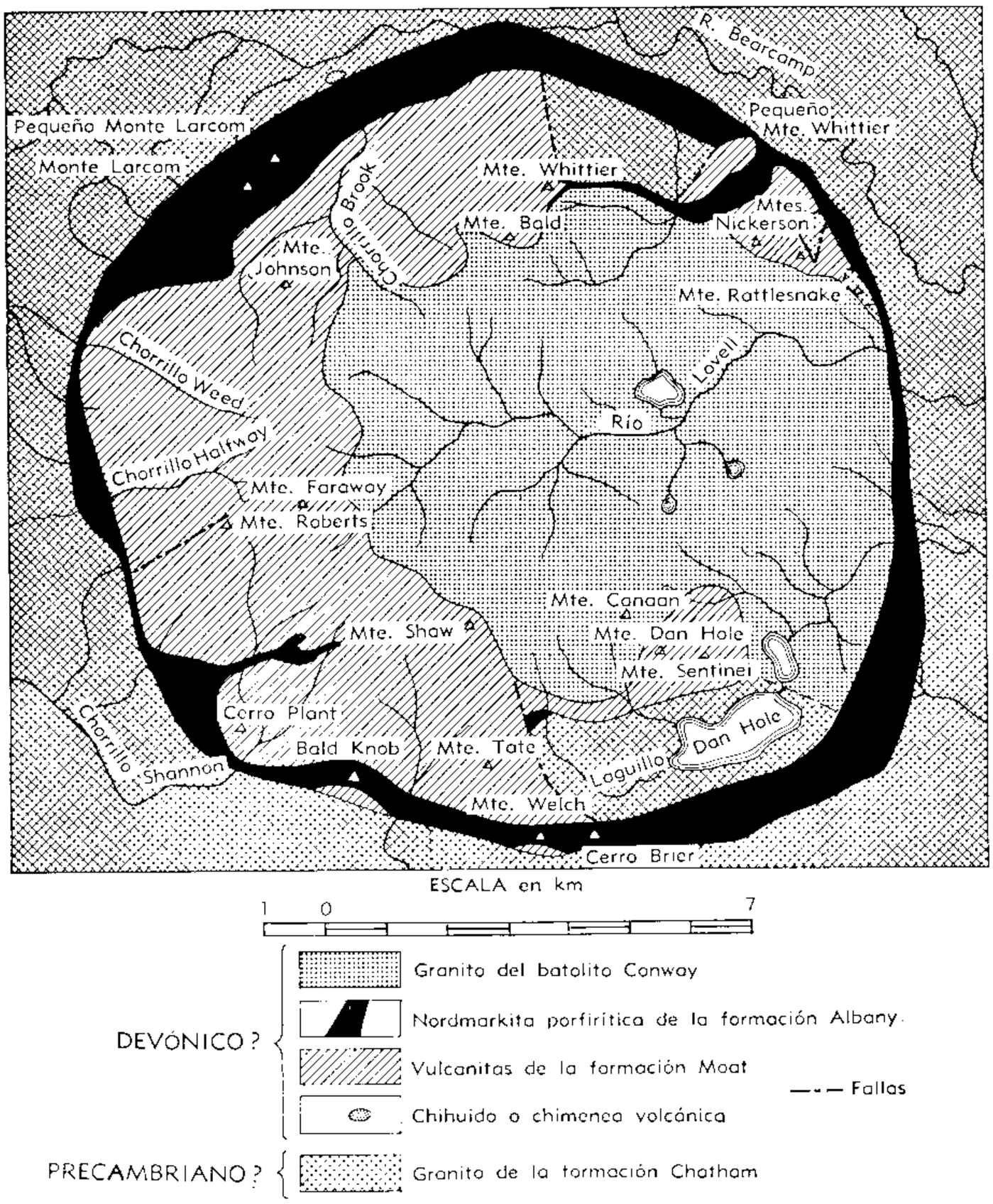


FIG. 19.9. *Mapa geológico de los montes Ossipee, en Nueva Hampshire, que muestra los diques anulares de nordmarkita de estos montes. (Tomado de Louise Kingsley.)*

magmática o por la intrusión de diques en profundidad. Las escarpas de falla están comúnmente asociadas con ellos y el derrumbamiento paulatino de sus paredes ha contribuido a su agrandamiento.

Un tipo especial de hundimiento es el que se ha denominado *hundimiento en caldera.* Esto fue observado originariamente por Suess y ha sido propuesto como una explicación del complejo ígneo de Glen Coe, en Escocia (Clough, Maufe y Bailey, 1909). Consiste en un bloque casi circular que se hunde en una cámara magmática y provoca el surgimiento del magma por fracturas casi verticales para formar lo que se ha denominado *dique anular.* Se han descripto estructuras erosionadas de diques anulares, asociadas con hundimiento en caldera, correspondientes a Nueva Hampshire, en los montes Ossipee (Kingsley, 1931), en los montes Belknap (Modell, 1936) y en el área Percy de los montes White (Chapman, 1935). En los montes Ossipee hay un dique anular vertical de nordmarkita con un diámetro de 15 km que circunda un bloque que se cree haberse hundido unos 1.370 m por lo menos y tal vez unos 2.440 m. Este dique anular y las rocas volcánicas asociadas circundan un terreno bajo central en el granito Conway en la zona del hundimiento central. Se ha descripto un total de 36 diques anulares en Nueva Hampshire (Billings, 1945). Los diques anulares raras veces abarcan 360°. Los de Nueva Hampshire promedian más o menos la mitad. Varían en diámetro, desde 1.300 m hasta más de 15 km. La caldera Askja, en Islandia, con un diámetro de aproximadamente 7 km y paredes de 400 m de altura, ha sido considerada por algunos como el resultado de un hundimiento en caldera.

Las depresiones tectónico-volcánicas. Determinadas depresiones volcánicas, presumiblemente producidas por desplome, carecen de la simetría de los cráteres y de las calderas. Éstas han sido denominadas *depresiones tectónico-volcánicas.* Muchas depresiones profundas semejantes a zanjas en las pendientes de los conos volcánicos han sido descriptas como *sectores de fosas tectónicas,* y se cree que son el resultado del fallamiento de bloques hacia abajo, después del descenso del magma a la profundidad. Daly (1933) denominó *rasgones volcánicos* a los que parecían ser más bien el resultado de movimiento lateral que vertical. Un área grande en la isla Norte de Nueva Zelandia, incluyendo la cubeta del lago Taupo, ha sido descripta por Williams (1941) como un desplome tectónico volcánico en gran escala. Sin embargo, Cotton (1944) se inclinaba más a atribuir la cubeta a la compresión tectónica que pensó era responsable de muchas de las formas topográficas de Nueva Zelandia, aunque reconoció la existencia probable de depresiones tectónico volcánicas. Williams consideró las depresiones de Sumatra originariamente descriptas por Van Bemmelen, como formadas por desplome en gran escala, siguiendo a erupciones de masas de pómez riolítica. La más grande de estas depresiones está ocupada por el lago Toba.

MESETAS Y LLANURAS VOLCÁNICAS

Numerosas y amplias *mesetas de lava* han sido formadas por grandes derrames de lava. Algunas, como en la región del río Snake, en Idaho, tienen

superficies lo suficientemente planas como para poder ser denominadas *llanuras de lava*. Ejemplos de mesetas de lava tenemos en la del río Columbia, en el este de Washington, Oregón, Nevada e Idaho; la del Decán, en el centro oeste de la India; la de Yellowstone, en Wyoming; la de Drakenberg, África del Sur; la del Paraná, en el sur de Brasil, Uruguay y Argentina; y la meseta de Ignimbrita en la parte central de la isla Norte de Nueva Zelandia. La mayoría de las mesetas y llanuras de lava están compuestas de lavas basálticas, pero en las mesetas de Yellowstone y de Ignimbrita son abundantes las coladas de riolitas y tobas aglutinadas.

La meseta de Columbia representa uno de los más voluminosos derrames de lava de la historia geológica. Las coladas de basalto cubren más de 260.000 km² y tienen un espesor medio de 900 a 1.200 m, con coladas individuales de una potencia de hasta 60 m. El río Snake ha abierto un cañón en los basaltos que, localmente, es más profundo que el gran cañón del Colorado (Freeman, 1938). A lo largo de un trecho de 65 km, su cañón tiene una profundidad media de 1.680 m, y localmente las coladas de lava alcanzan a tener un espesor total de 1.500 a 1.800 m. En algunos lugares, el río Snake ha excavado unos 300 m en el granito, por debajo de los basaltos. La llanura de lava del río Snake, del sur de Idaho, es la continuación geográfica de la meseta de Columbia, pero por lo general se la considera como un área fisiográfica separada, porque está menos disectada y tiene un subyacente de lavas del Plioceno y del Pleistoceno, en contraste con las lavas miocénicas de la meseta de Columbia.

En algunos lugares, entre las lavas se proyectan cerros graníticos denominados *steptoes*, del pedestal Steptoe, al norte de Colfax, en Washington. Numerosos conos de explosión imparten variedad a lo que, por lo demás, es una superficie suavemente ondulada. Los Cráteres de la Luna (Stearns, 1924), en la sección de la meseta correspondiente a Idaho, fueron producidos por erupciones de fisuras recientes. Numerosos hoyos de cráteres, conos de salpicadura y conos de ceniza marcan la fisura o *rift* por la cual tuvieron lugar las erupciones. Los Mil Manantiales, a lo largo del cañón del río Snake (Stearns, 1936), incluye once de los manantiales más grandes de los Estados Unidos de América. Estos manantiales brotan de lavas cordadas porosas en las coladas de basalto. Algunos manan de cañones con cabeceras encajonadas, denominados *manantiales de cámaras*, que se formaron por el trabajo de zapa de la disolución efectuada por el manantial en el basalto.

Se cree que las mesetas y las llanuras de lava se han formado por extrusiones a través de fisuras, tal como la fisura Laki en Islandia, y el *gran rift* en el área de los Cráteres de la Luna. Parece que la extrusión de las lavas tuvo lugar reposadamente, porque raras veces se encuentra material piroclástico interestratificado con los basaltos. La importancia de las fisuras como líneas de erupción se manifiesta por las alineaciones frecuentes de conos de salpicadura y de ceniza. A lo largo de los valles *rift* del África y de la fosa tectónica del Rin, como también de los *puys* de la Francia central,

los volcanes muestran una disposición lineal semejante. Cuando se piensa en el gran volumen requerido para la formación de una meseta de lava y en la uniformidad notable del espesor de sus mantos individuales a través de vastas superficies, parece que tal lava debe haber manado en condiciones extremadamente fluidas por cientos si no miles de fisuras.

Estos derrames de lava de extensión regional se han denominado *erupciones areales*. Daly (1933) ha presentado la teoría altamente especulativa de

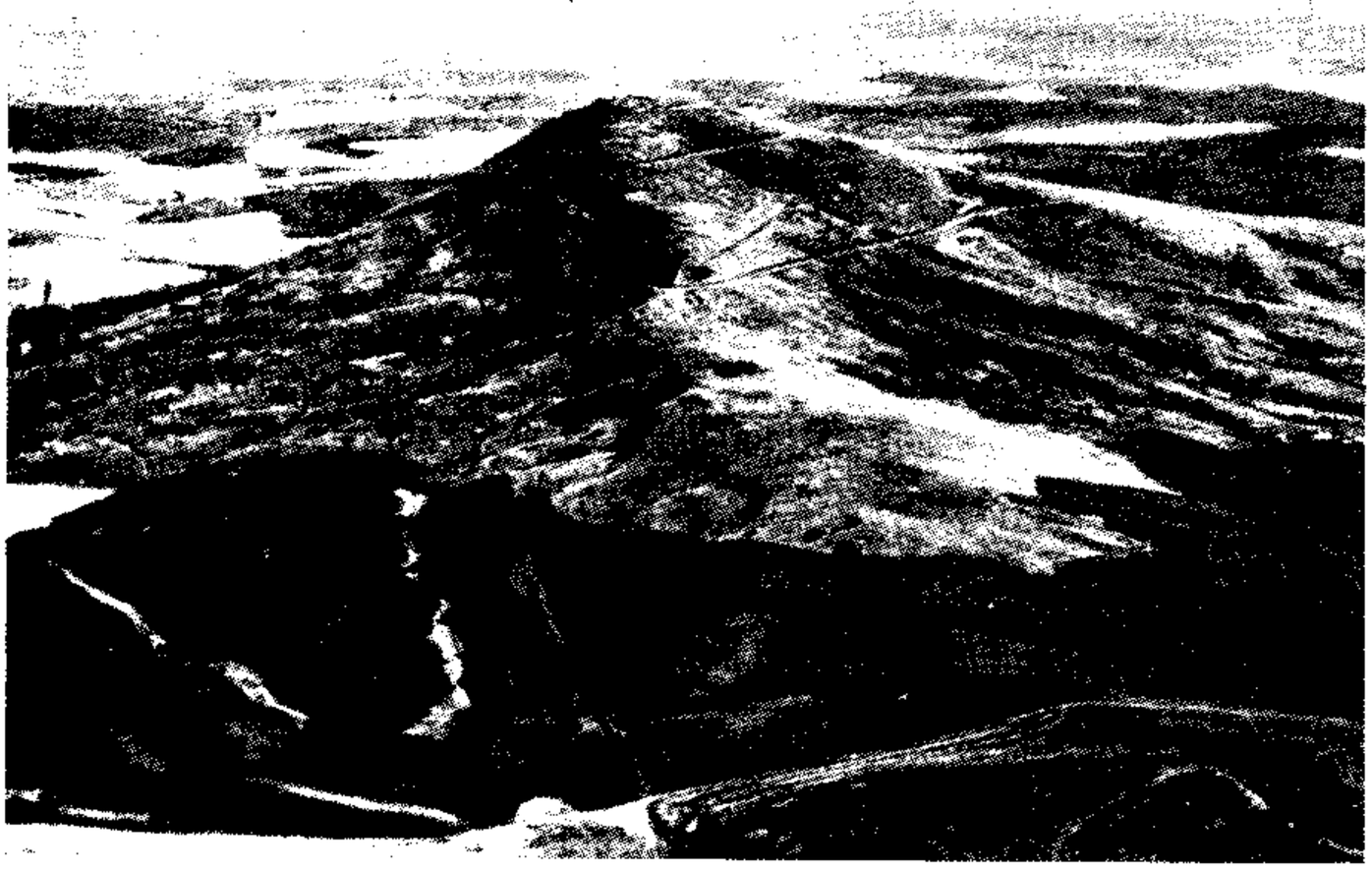


FIG. 19.10. *El pedestal Steptoe, al norte de Colfax, Washington, un cerro de cuarcita que se eleva por encima de las coladas de lava en la meseta de Columbia. (Fotografía Oficial de la Armada de Estados Unidos de América.)*

que las erupciones areales resultan del derrumbamiento del techo de un batolito, con el consiguiente rebasamiento del magma alrededor de su periferia. Otra teoría es la de Reck, quien supone que las mesetas y llanuras de lava se deben a derrames por numerosos conductos volcánicos centrales más que por fisuras. Aunque algunas de las lavas puedan haber surgido por conductos volcánicos centrales, tales extrusiones no parecen haber sido lo suficientemente numerosas como para dar razón de tan grandes cantidades de lava. Stearns y Clark (1930) han destacado la semejanza entre el origen de los domos basálticos o volcanes escudos y el de las mesetas de lava. Unos y otras se caracterizan por erupciones a través de fisuras y por lavas basálticas. De acuerdo con sus ideas, la formación de un domo volcánico o

de una meseta de lava depende del tiempo que permanezcan abiertas las aberturas de las fisuras. Si las fisuras funcionan continuamente, el resultado es un domo volcánico; si se desarrollan repetidamente nuevas aberturas de fisuras, se forma una meseta o una llanura. La gran extensión areal de algunos basaltos de meseta parece requerir una multiplicidad de aberturas que comúnmente no están asociadas con los volcanes escudo, ni tampoco las formas de las mesetas y llanuras basálticas sugieren que se hayan formado como una sucesión de domos de lava sobrepuestos.

ESQUELETOS VOLCÁNICOS

Con el cese de la actividad volcánica, la erosión se torna predominante y sobreviene la disección del cono o domo volcánico. Un perfil simétrico, cónico, indica que la actividad volcánica ha terminado recientemente. Los



FIG. 19.11. *En Nuevo México, el Shiprock es un chihuido o chimenea volcánica con diques radiales. (Fotografía del Fairchild Aerial Surveys, Inc.)*

conos que contienen mucho material piroclástico grueso pueden ser relativamente resistentes a la erosión por su permeabilidad. El desagüe radial es característico de los conos volcánicos. Cuando los ríos han abierto surcos profundos en las pendientes de los conos, se ha llegado al estado maduro de disección.

Chimeneas volcánicas (chihuidos) y crestas de diques puede ser todo lo

que, en el estado de vejez, reste del cono y los domos volcánicos anteriores. Se conservan porque en el conducto volcánico hay rocas más resistentes y numerosas fisuras que se extienden hacia arriba por la pila volcánica. Pueden perdurar como rasgos topográficos mucho tiempo después que el

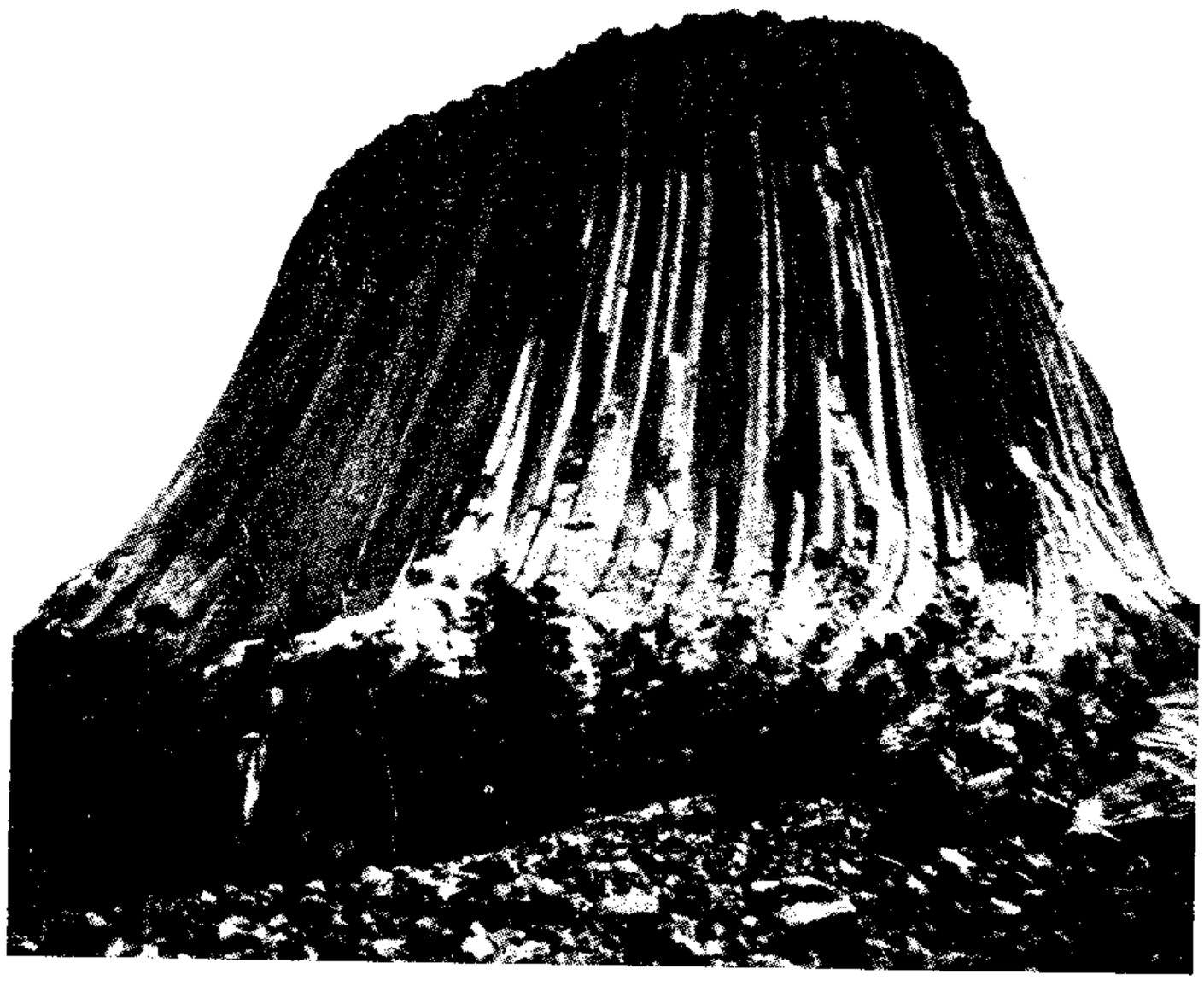


FIG. 19.12. *El Devil's Tower (Torre del Diablo) en Wyoming. La disyunción columnar está notablemente desarrollada en lo que quizás sea una chimenea volcánica o un tapón pequeño.*

volcán se ha borrado. Ejemplos conocidos de chimeneas volcánicas son Shiprock en Nuevo México, y el que con frecuencia aparece en láminas en los textos, el Rocher Saint Michel en Le Puy, Francia. La Devil's Tower, en Wyoming, probablemente también sea una chimenea volcánica. Las crestas de diques se presentan con una complejidad asombrosa en la región de los picos Spanish, del sur del Colorado, y en los montes Crazy de Montana. Veintenas de chimeneas y diques volcánicos se encuentran por todas partes en el terreno de la alta meseta de Arizona, Nuevo México y Utah (Williams, 1936).

Las crestas de diques a veces se denominan espinazos, pero este término se debe restringir a las crestas agudas sobre rocas sedimentarias

altamente inclinadas. Es probable que las crestas de diques se encuentren más firmemente arraigadas en su base que los espinazos, debido a las inclinaciones más fuertes de dichas rocas sedimentarias. No todos los diques dan origen a crestas. Si la roca de dique es menos resistente a la meteoriza-

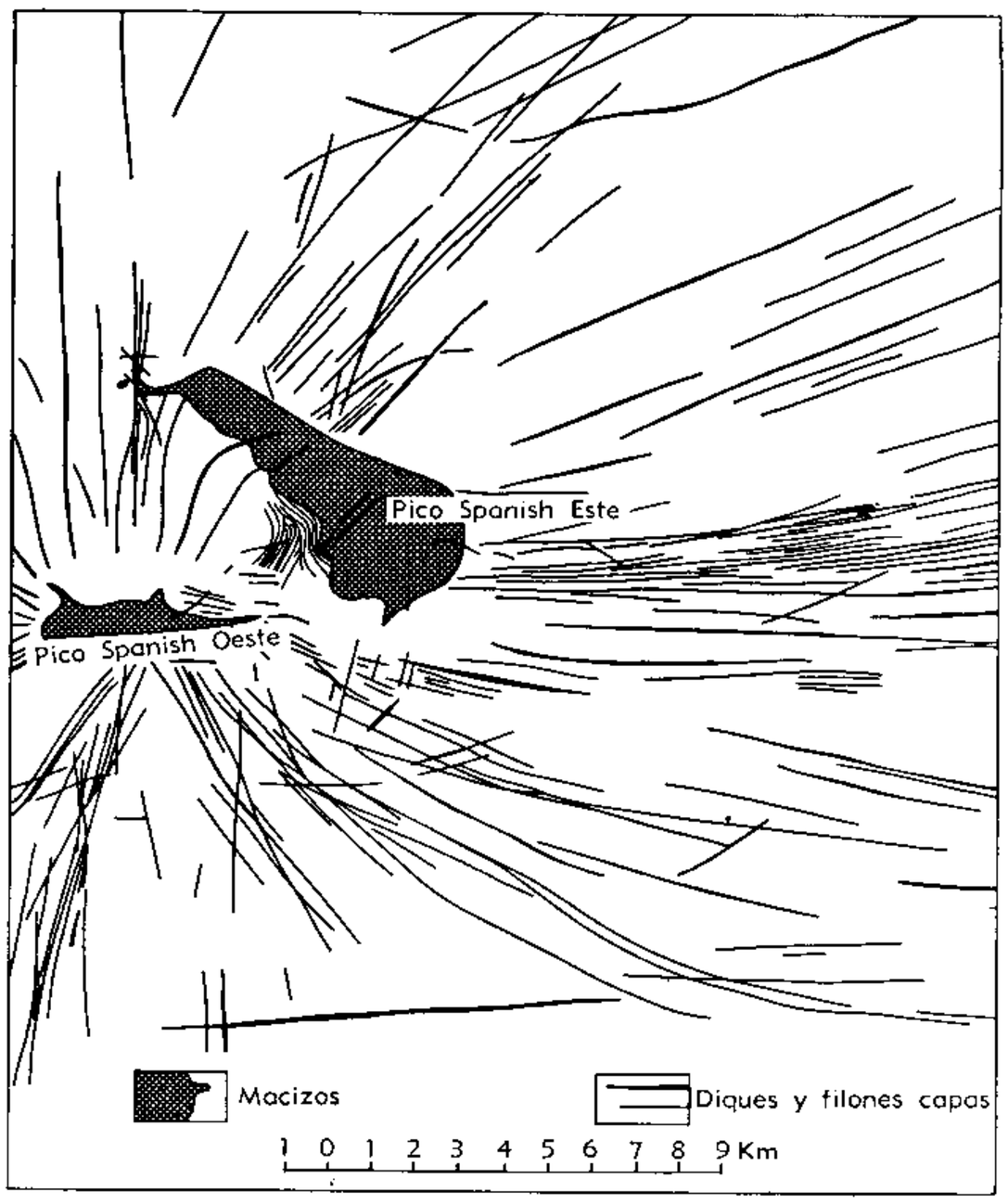


FIG. 19.13. *Mapa de los diques y filones capas principales del área de los picos Spanish, en Colorado. (Tomado de R. C. Hills, U. S. Geol. Survey, Folio 71.)*

ción y a la erosión que la roca que la rodea, su posición estará señalada por una depresión topográfica. El famoso Giant's Causeway de Irlanda es un ejemplo de este caso. Los diques asociados con masas intrusivas grandes pueden tener tamaños asombrosos. El denominado Gran Dique de Rodesia, África, tiene un largo de unos 60 km y varía en ancho desde 3 hasta 11 km. Sin embargo, Lightfoot (1940) llegó a la conclusión de que antes que un dique probablemente representaba el relleno del hueco producido por el hundimiento de un bloque entre dos diques subparalelos. El dique Cleveland, en el norte de Inglaterra, tiene más de 160 km de largo.

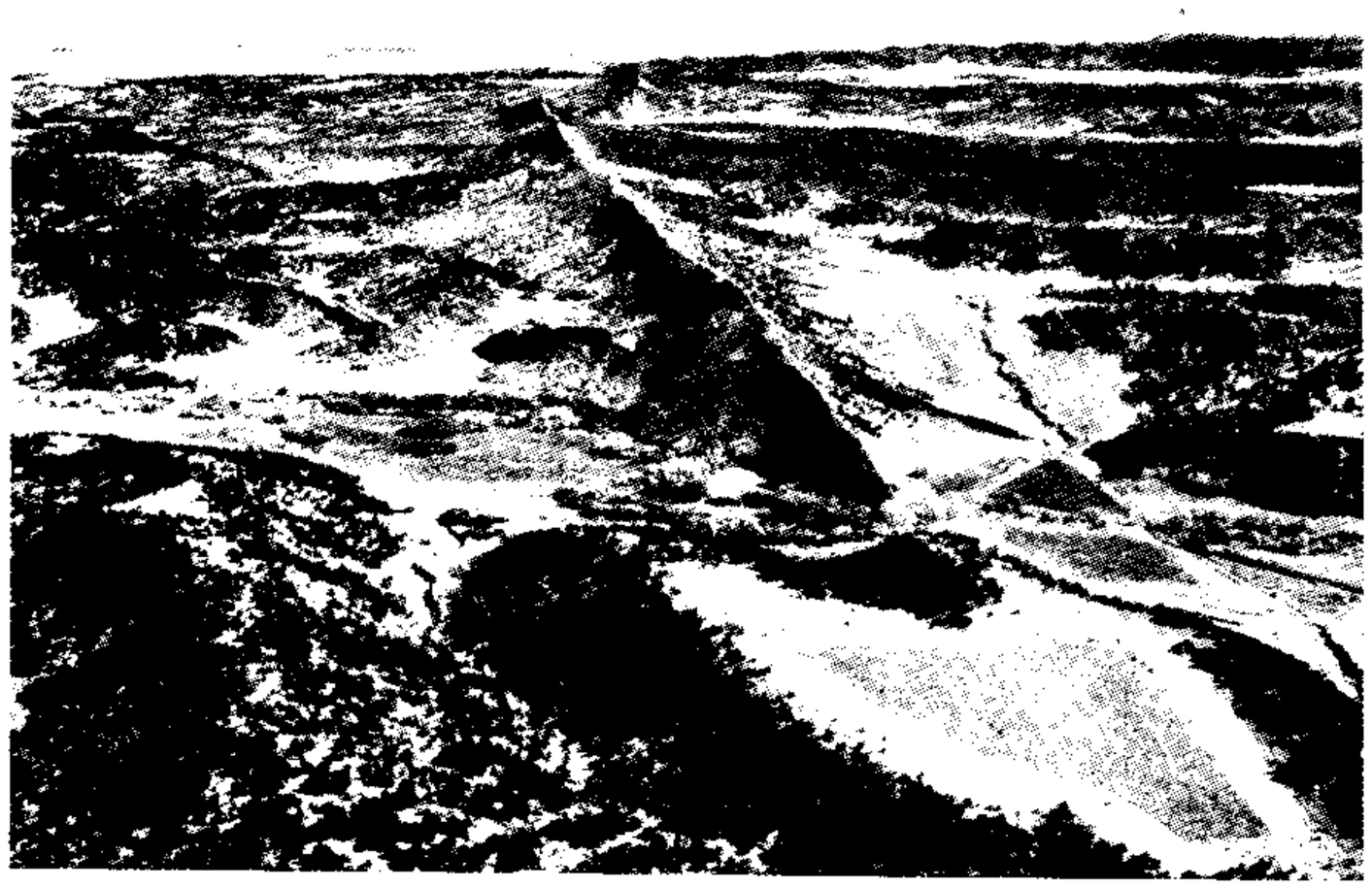


FIG. 19.14. *Diques que se cruzan en el área de los picos Spanish, en Colorado. (Fotografía por J. S. Shelton y R. C. Frampton.)*

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

BILLINGS (M. P.): *Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire.* Am. J. Sci., t. *243-A*, págs. 40-68, 1945.

CHAPMAN (R. W.): *Percy ring-dike complex.* Am. J. Sci., t. *230*, págs. 401-431, 1935.

CLOUGH (C. T.), MAUFE (H. B.) y BAILEY (E. B.): *The cauldron-subsidence of Glen Coe and the associated igneous phenomena.* Quart. J. Geol. Soc. London, t. *65*, págs. 611-678, 1909.

COTTON (C. A.): *Volcanoes as Landscape Forms.* Whitcombe and Tombs, Ltd., Wellington, 1944.

DALY (R. A.): *Igneous Rocks and their Origin.* págs. 133-134. McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1914.

— *Igneous Rocks and the Depths of the Earth.* págs. 141-147 y 159-172. McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1933.

DILLER (J. S.) y PATTON (H. B.): *The geology and petrography of Crater Lake National Park.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *3*, págs. 46-50, 1902.

FENNER (C. N.): *The Katmai region, Alaska, and the great eruption of 1912.* J. Geol., t. *28*, págs. 569-606, 1920.

FREEMAN (O. W.): *The Snake River Canyon.* Geog. Rev., t. *28*, págs. 597-608, 1938.

JAGGAR (T. A.): *Seismological investigation of the Hawaiian lava column.* Bull. Seismological Soc. Am., t. *10*, pág. 162, 1920.

– *Origin and development of craters.* Geol. Soc. Am., Mem. *21*, págs. 337-407, 1947.

KINGSLEY (Louise): *Cauldron-subsidence of the Ossipee Mountains.* Am. J. Sci., t. *222*, págs. 139-168, 1931.

LACROIX (A.): *La montagne Pelée après ses éruptions.* Acad. Sci. Paris, págs. 74-93, 1908.

LIGHTFOOT (B.): *The great dike of southern Rhodesia.* Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa, t. *43*, págs. XXVII-XLIII, 1940.
MACDONALD (G. A.): *The 1942 eruption of Mauna Loa, Hawaii.* Am. J. Sci., t. *241*, págs. 241-256, 1943.
MODELL (David): *Ring-dike complex of the Belknap Mountains, New Hampshire.* Geol. Soc. Am., Bull. *47*, págs. 1885-1932, 1936.
NICHOLS (R. L.): *Pressure-ridges and collapse-depressions on the McCartys basalt flow, New Mexico.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *20*, págs. 432-433, 1939.
— *McCartys basalt flow, Valencia County, New Mexico.* Geol. Soc. Am., Bull. *57*, págs. 1049-1086, 1946.
PUTNAM (W. C.): *The Mono Craters, California.* Geog. Rev., t. *28*, págs. 68-82, 1938.
SCRIVENOR (J. B.): *The mudstreams ("Lahars") of Gunong Keloet in Java.* Geol. Mag., t. *66*, págs. 433-434, 1929.
SMITH (W. D.) y SWARTZLOW (C. R.): *Mount Mazama: explosion versus collapse.* Geol. Soc. Am., Bull. *47*, págs. 1809-1830, 1936.
STEARNS (H. T.): *Craters of the Moon National Monument.* Geog. Rev., t. *14*, págs. 363-372, 1924.
— *Origin of the large springs and their alcoves along the Snake River in southern Idaho.* J. Geol., t. *44*, págs. 429-450, 1936.
— *Origin of Haleakala Crater, Island of Maui, Hawaii.* Geol. Soc. Am., Bull. *53*, págs. 1-14, 1942.
STEARNS (H. T.) y CLARK (W. O.): *Geology and water resources of the Kau district, Hawaii.* U. S. Geol. Survey, Water Supply Papers, *616*, págs. 138-140, 1930.
VON ENGELN (O. D.): *The Ubehebe craters and explosion breccias in Death Valley.* J. Geol., t. *40*, págs. 726-734, 1932.
WILLIAMS (Howell): *Geology of the Lassen Volcanic National Park, California.* Univ. Calif. Publs., Bull. Dept. Geol. Sci., *21*, págs. 190-385, 1932*a*.
— *The history and characteristics of volcanic domes.* Univ. Calif. Publs., Bull. Dept. Geol. Sci., *21*, págs. 51-146, 1932*b*.
— *Pliocene volcanoes of the Navajo-Hopi country.* Geol. Soc. Am., Bull. *47*, págs. 111-172, 1936.
— *Calderas and their origin.* Univ. Calif. Publs., Bull. Dept. Geol. Sci., *25*, págs. 235-346, 1941.
— *The geology of Crater Lake National Park, Oregon, with a reconnaissance of the Cascade Range southwest to Mount Shasta.* Carnegie Inst. Wash. Publ., *540*, 162 págs., 1942.

REFERENCIAS ADICIONALES

ATWOOD (W. W., Jr.): *The glacial history of an extinct volcano. Crater Lake National Park.* J. Geol., t. *43*, págs. 142-168, 1935.
BAKER (C. L.): *The lava field of the Paraná Basin. South America.* J. Geol., t. *31*, págs. 66-79, 1923.
COLEMAN (Alice): *Selenomorphology.* J. Geol., t. *60*, págs. 451-460, 1952.
COTTON (C. A.): *Some volcanic landforms in New Zealand.* J. Geomorph., t. *4*, págs. 297-306, 1941.
JOHNSON (D. W.): *Volcanic necks of the Mount Taylor region, New Mexico.* J. Geol., t. *18*, págs. 303-324, 1909.
NICHOLS (R. L.): *Grooved lavas.* J. Geol., t. *46*, págs. 601-614, 1938.
SMITH (W. R.): *Aniakchak crater, Alaska peninsula.* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper *132*, págs. 139-145, 1925.
STEARNS (H. T.): *Four-phase volcanism in Hawaii.* Geol. Soc. Am., Bull. *51*, págs. 1947-1948, 1940.
WILLIAMS (Howell): *Volcanology.* Geol. Soc. Am., 50th Anniv. Vol., págs. 365-390, 1941.

20 · *Los caracteres pseudovolcánicos*

Ciertos caracteres topográficos se asemejan tanto a las formas volcánicas que, a falta de un nombre más adecuado, los hemos denominado *pseudovolcánicos.*

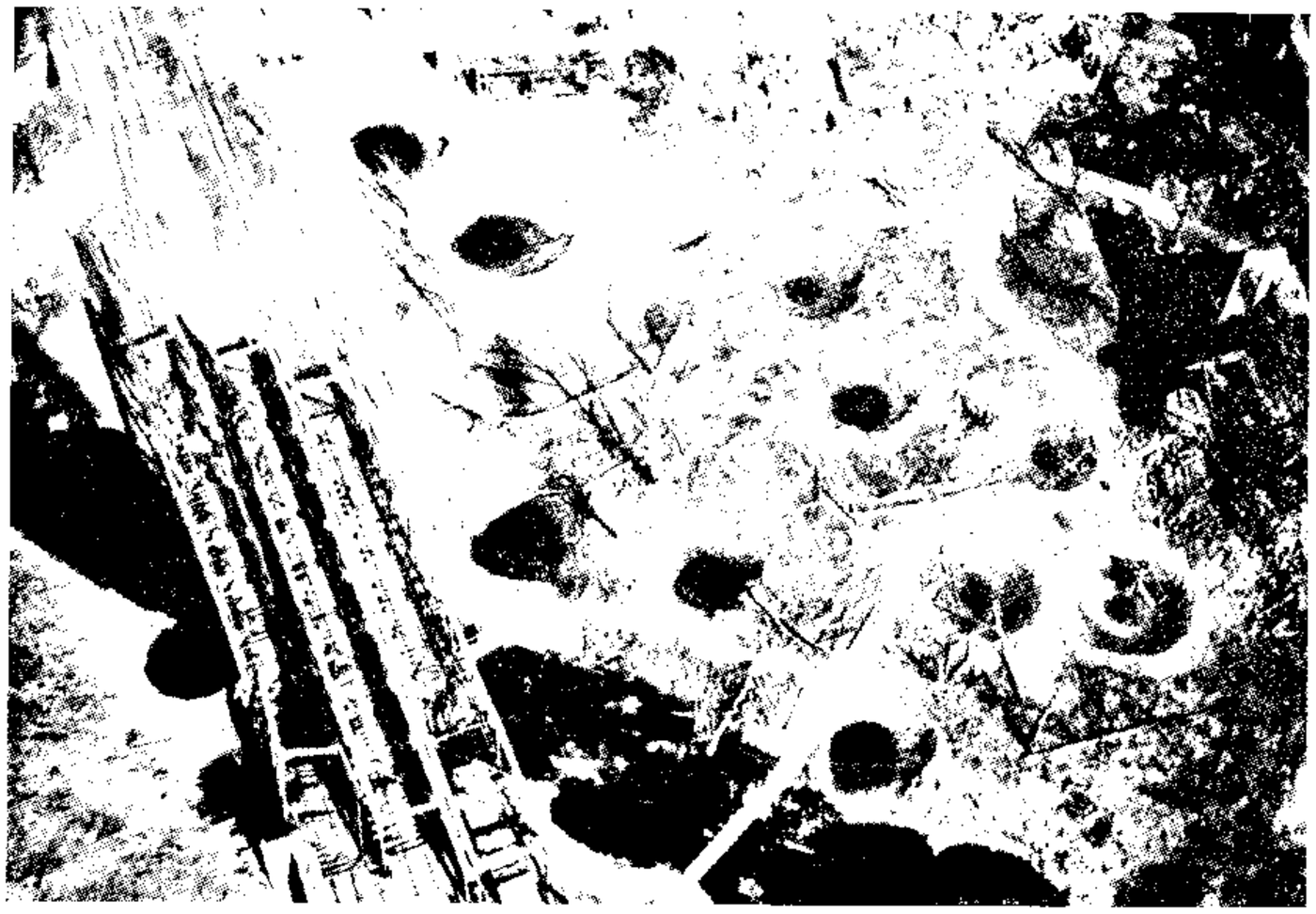


FIG. 20.1. *Cráteres de bombas entre Herborn y Dillenburg, en Alemania, resultado del bombardeo por la 9ª Fuerza Aérea durante la Segunda Guerra Mundial. (Fotografía de la Fuerza Aérea.)*

Los cráteres de bombas y de minas. Los cráteres formados por explosiones de bombas y de minas tienen varias de las características de los cráteres de explosión volcánica, incluyendo el borde que los rodea, integrado por material proyectado.

Los cráteres de meteoritos. El cráter de meteorito es producido por el choque y la explosión acompañante de un objeto de origen extraterrestre y es una de las formas terrestres más raras. Por muchos años hubo un

escepticismo considerable referente a la existencia de los cráteres de meteoritos, pero esto ya no puede ser objeto de dudas. El cráter meteorítico más famoso es el Meteor, en Arizona. Hoy en día su origen meteorítico es aceptado generalmente, a pesar de los argumentos de Darton (1945), que sostiene que probablemente sea debido a una explosión de gas. Llamó la atención del público por primera vez cuando en 1891 se descubrieron, en el área vecina, trozos de lo que se ha denominado el meteorito Canon Diablo. El cráter Meteor es una cuenca provista de un borde, y que tiene un ancho de 1.200 m y una profundidad de 175 m. Su borde se eleva 40 a 50 m sobre el desierto que lo rodea, y contiene bloques de caliza que pesan hasta 4.000 toneladas. El borde del cráter está constituido por areniscas y calizas pérmicas, y se inclina radialmente hacia afuera con ángulos que varían

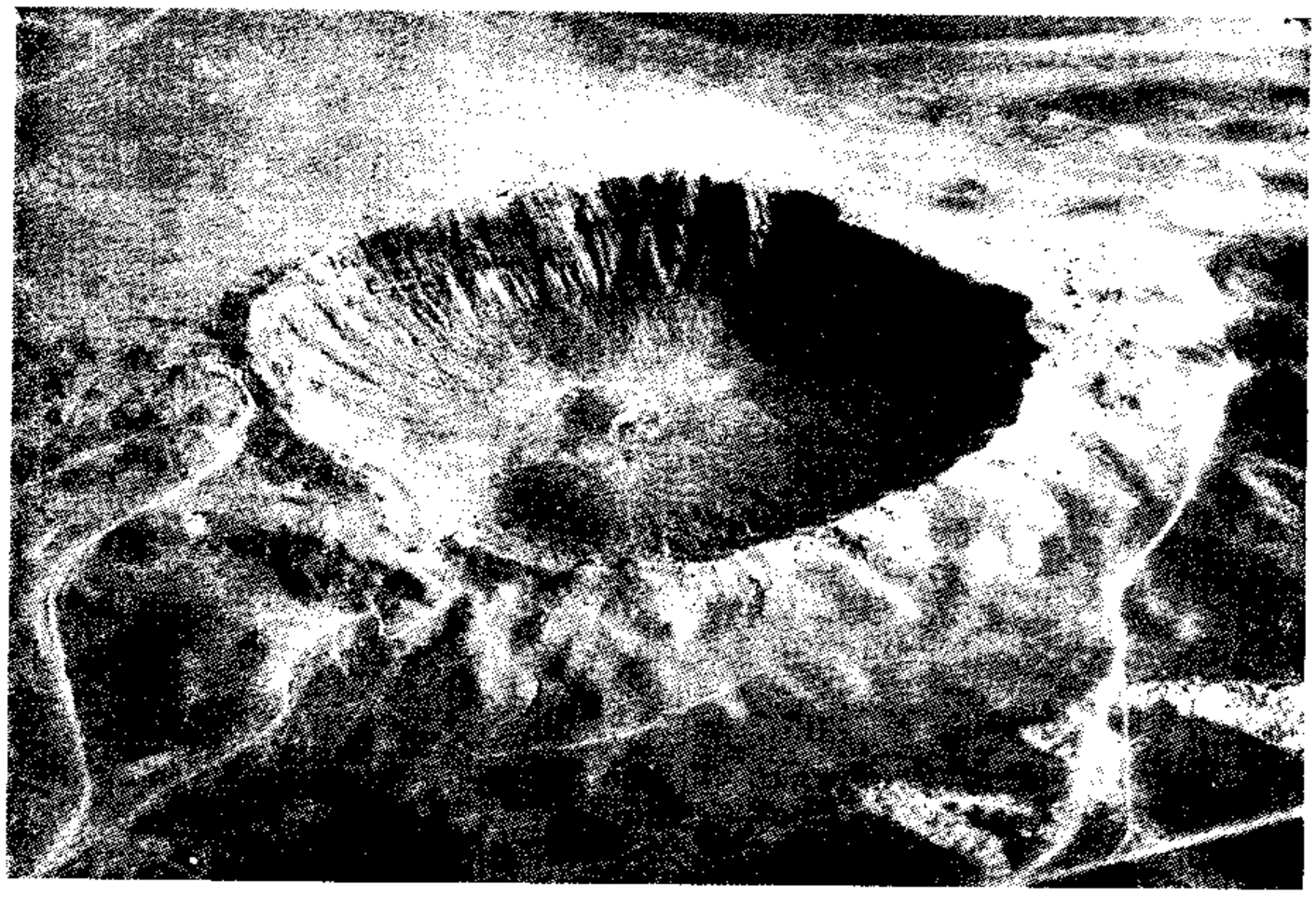


FIG. 20.2. *El cráter Meteor, cerca de Winslow, Arizona. (Fotografía de Jack Amman Photogrammetric Engineers.)*

entre 10° y 80°. En el fondo del cráter se encuentran depósitos lacustres fosilíferos con un espesor de 20 a 27 m. Sobre la base de ésta y otras demostraciones, Blackwelder (1932) llegó a la conclusión de que probablemente el cráter se formó durante el Wisconsiano superior (posiblemente durante la penúltima subetapa glacial). Se han llevado a cabo dos trabajos infructuosos en búsqueda del hierro que se supone esté enterrado por debajo del fondo del cráter, uno de los cuales significó un gasto de 293.000 dólares. Al no encontrarse hierro se dudó de su origen meteorítico, hasta que se

dieron cuenta de que la evidencia indicaba que el meteorito, más que enterrarse, había estallado.

Spencer (1933) ha descripto varios otros cráteres que parecen haber sido producidos por meteoritos. Los cráteres Henbury, en Australia Central, constan de 13 cráteres dentro de un área de 1,3 km^2. El cráter más grande tiene un largo de 200 m y un ancho de 110 m, y su profundidad varía entre 1 y 7 m. En sus alrededores se han encontrado trozos de hierro meteorítico. Los bordes no son notables, pero sus paredes internas muestran bloques despedazados y pulverizados de arenisca, cuarcita y pizarra del Ordovícico superior. En los alrededores de los cráteres más grandes se ha encontrado vidrio silícico fundido. Los cráteres Wabar, descubiertos por Philby (1933) en el Rub'al Khali, en Arabia del sur, constan de dos cráteres distintos; hay indicios de otros dos sepultados bajo la arena. Tienen pendientes externas suaves y laderas internas abruptas, y están rellenadas parcialmente con arena desplazada. En sus bordes, las masas de vidrio de sílice son abundantes, indicando que el meteorito generó un calor tan intenso como para fusionar la arena acarreada por el viento con la cual entró en contacto. En las vecindades de los cráteres también se encontraron trozos de hierro meteorítico. El cráter de Wolf Creek (Guppy y Matheson, 1950), en el distrito Kimberley, de Australia Occidental, es uno de los cráteres más recientemente descriptos. El contorno es circular, con un diámetro de 850 m y una profundidad máxima de 52 m. En la pared del borde, las cuarcitas tienen inclinaciones hacia afuera de 60°, y hay muchos indicios de roca despedazada. En las cercanías se han encontrado restos de hierro meteorítico.

Otro cráter meteorítico que se ha registrado es el Chubb, en Quebec, al oeste de la bahía Ungava (Meen, 1950); todavía no se dispone de suficiente información como para llegar a la conclusión segura de que es un cráter de meteorito. Este cráter tiene un diámetro de unos 3.000 m, está emplazado en granito-gneiss, y está ocupado por un lago. El borde que lo circunda se alza unos 90 a 150 m por arriba de la llanura vecina, y en él hay tres juegos de fracturas reconocibles que han sido atribuidas a explosión. En el área no hay signos de actividad volcánica. En muchos aspectos, la descripción del cráter Chubb se puede comparar con la depresión de Ashanti o lago Bosumtwi (Maclaren, 1931), en el África occidental tropical, que tiene un diámetro de 10 km y se encuentra en filitas del Precámbrico, y ha sido interpretado variamente como un cráter meteorítico, una caldera criptovolcánica, el producto de fallamiento y el producto de una explosión gaseosa. Otros probables cráteres meteoríticos son los cráteres del Campo del Cielo, en la provincia de Santiago del Estero, Argentina; el cráter Odessa, en el condado de Ector, Texas (Sellards, 1927), y un grupo de cráteres pequeños en el norte de Siberia. Se han descripto numerosos otros pretendidos cráteres meteoríticos, pero la prueba de su origen no es convincente.

Bien podemos preguntarnos cuáles son las caracteristicas que distinguen

los cráteres meteoríticos de depresiones semejantes de otros orígenes. Debemos reconocer que los cráteres meteoríticos no son meros hoyos del terreno hechos por percusión. La fuerza hacia arriba resultante de la explosión y probable vaporización parcial de un meteorito, al chocar contra la Tierra, fue más importante en la formación del cráter que la fuerza de percusión hacia abajo. En particular, cuatro hechos parecen conducir hacia un origen meteorítico. La presencia de hierro meteorítico en las cercanías de un cráter es una presunta prueba fehaciente de un origen meteorítico. El hierro raras veces es encontrado en el cráter, porque generalmente ha sido arrojado a alguna distancia por la explosión. La abundancia de vidrio de sílice alrededor o en las cercanías del borde, distribuido de tal manera y en tal cantidad como para no ser interpretado como fulguritas, sugiere origen meteorítico. Esta demostración puede existir solamente donde están presentes arenas o rocas arenosas. Tercero, debe haber roca despedazada y pulverizada en y alrededor del borde circundante. Particularmente importante es el testimonio de perturbación en la roca del borde, como la mostrada por estratos que se inclinan hacia afuera. Este último carácter, que debe ser evidente antes de presumir un origen meteorítico, tal vez no sea característico del choque meteorítico, porque puede ser producido de otras maneras, particularmente por actividad criptovolcánica.

Los "Bays" de Carolina. El término "bay" ha sido aplicado desde hace mucho tiempo a depresiones elípticas pandas, particularmente numerosas en la planicie costanera de las Carolinas, pero que se extienden desde Florida hasta Nueva Jersey. Se les dedicó poca atención hasta que Melton y Schriever (1933) sugirieron que son costurones producidos por el choque de una lluvia de meteoritos. Desde entonces ha habido mucha discusión referente a sus orígenes. Sus formas y disposiciones notables fueron poco discernibles hasta que se pudieron obtener fotografías aéreas.

Prouty (1952) ha proporcionado una descripción detallada de los "bays". Algunos de los hechos significativos referentes a ellos son:

1. Los "bays" están restringidos a un área entre el sur de Nueva Jersey y el nordeste de Florida, pero están desarrollados más notablemente en las dos Carolinas.
2. Son muy irregulares en su distribución y tamaño.
3. No hay ninguna relación discernible entre la ubicación de los "bays" y Formaciones geológicas específicas o con la topografía.
4. Los grupos de "bays" son menos numerosos y más pequeños hacia los extremos noroeste y sudeste del área en que se encuentran, pero son tan variables en la distribución y en el tamaño en estas áreas como en las Carolinas.
5. No se encuentran "bays" fuera de la planicie costanera cubierta con arena o sus remanentes de erosión.
6. Se estimó que tal vez haya alrededor de medio millón de ellos.

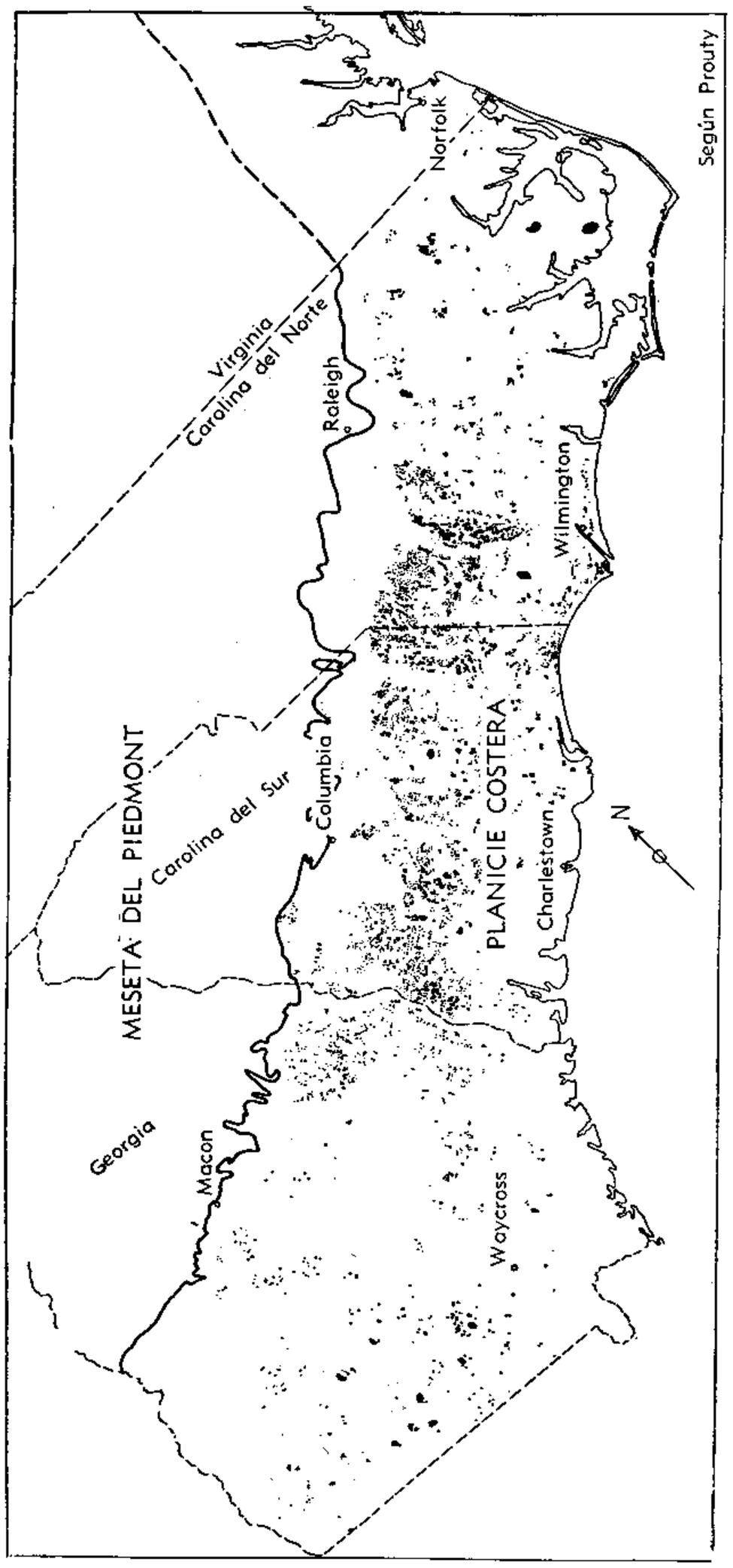


FIG. 20.3. *Mapa que muestra la distribución de los "bays" de Carolina. (Tomado de W. F. Prouty.)*

7. Típicamente están alargados en dirección noroeste-sudeste.

8. Los bordes de arena son característicos y están mejor desarrollados en los lados este o sudeste y son más grandes alrededor de los "bays" de mayor importancia.

9. Muchos "bays" tienen bordes múltiples.

10. La parte más profunda de un "bay" generalmente se encuentra hacia su punta sudeste y al oeste de la línea axial.

11. Muchos "bays" están rellenados parcialmente con materiales aluviales o eólicos.

12. Prácticamente cada "bay" que ha sido relevado tiene asociado con él un alto magnético, bien definido.

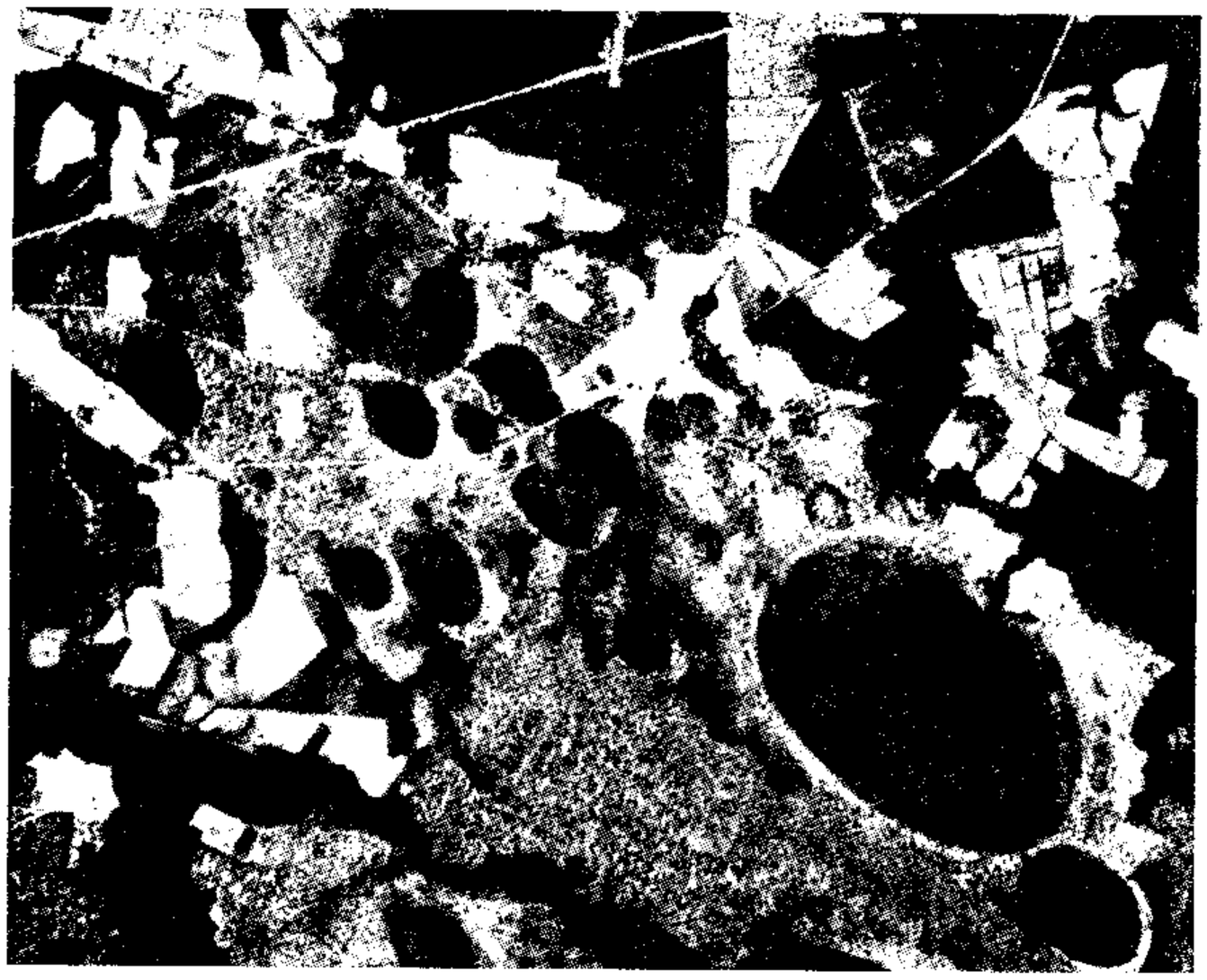


FIG. 20.4. *Fotografía vertical de algunos de los "bays" de Carolina, en el condado de Horry, Carolina del Sur. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

13. No se ha encontrado hierro metálico asociado con ninguno de los "bays", ni fragmentos de rocas de basamento o de arena fundida.

14. Todos los "bays" están sobre terrazas de edad pleistocénica.

15. Se sabe que unos pocos "bays" tienen manantiales de fondo de lagos.

Referente a sus orígenes, tres hipótesis se han disputado la prioridad. Prouty (1935, 1952) y McCarthy (1937) sustentaban un origen meteorítico, sosteniendo que eran el resultado de "ondas de choque" asociadas con un

cono de aire comprimido por delante del meteorito, más que determinados por el choque de los meteoritos. Cooke (1934, 1943) ha sostenido que los "bays" son cuencas de lagos o albuferas extinguidas que existieron en la planicie costanera antes de su emergencia completa de debajo del mar. Atribuyó sus formas elípticas a corrientes de remolino producidas por el viento, y consideró a sus bordes arenosos como crestas y barras de playa de lagos y de albuferas preexistentes. Johnson (1942) propuso lo que él denominó la hipótesis de origen "artesiana-lacustre-eólica". Creía que los "bays" eran comenzados por manantiales artesianos, que se elevaban por los sedimentos de la planicie costanera. Estos manantiales agrandaban sus orificios de salida por disolución y formaban cuencas que fueron los emplazamientos de lagos pequeños, alrededor de los cuales se formaron crestas de playa para formar los bordes actuales. Muchos de los bordes aumentaron en tamaño y altura por el crecimiento de las crestas de dunas.

También se ha sugerido, de manera informal, que los "bays" pueden ser sumideros, cuencas de deflación o domos de sal. Cuencas algo semejantes se encuentran en otras partes de la planicie costanera, tan al sur como en Texas, aunque pocas muestran la simetría notable de forma y de disposición que se encuentra en las Carolinas. Black y Barksdale (1949) han descripto numerosas cuencas de lagos orientadas a lo largo de la planicie costanera ártica, pero estas cuencas parecen carecer de los bordes arenosos que caracterizan los "bays" de Carolina; es más probable que sean fenómenos de pergelisol.

Tapones de sal. Los tapones de sal pueden producir formas topográficas superficialmente semejantes a formas volcánicas tales como coladas, domos tapón y cráteres. Harrison (1930) ha descripto algunos tapones de sal notables del sur de Persia, que tienen muchas de las características de los domos tapón. La sal ha sido extruida a través de las cimas de los anticlinales, de los domos y de los extremos de los pliegues buzantes. Las extrusiones de sal asumen las formas de cerros salinos, glaciares de sal, circos salinos y bañados salinos. Los cerros de sal muestran muchos de los caracteres de los domos tapón, alzándose como cerros abruptos con sumideros y pináculos en sus cumbres. Los denominados glaciares de sal se extienden por las pendientes como lenguas de sal, semejantes en muchos aspectos a las coladas producidas por las corrientes de lava. Los circos de sal son cavidades que resultan de la disolución; se asemejan un poco a cráteres o calderas.

Posiblemente algunas estructuras criptovolcánicas deberían ser clasificadas como caracteres pseudovolcánicos, dado que su origen todavía es incierto, pero el consenso actual es que fueron producidas por actividad ígnea de profundidad que no alcanzó a la superficie. Algunas supuestas estructuras criptovolcánicas tal vez resulten ser cráteres meteoríticos.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

BLACK (R. F.) y BARKSDALE (W. L.): *Oriented lakes of northern Alaska.* J. Geol., t. *57*, págs. 105-118, 1949.

BLACKWELDER (Eliot): *The age of Meteor Crater.* Science, t. *76*, págs. 557-560, 1932.

COOKE (C. W.): *Discussion of the origin of the supposed meteor-meteorite scars of South Carolina.* J. Geol., t. *42*, págs. 88-96, 1934.

— *Elliptical bays.* J. Geol., t. *51*, págs. 419-427, 1943.

DARTON (N. H.): *Crater mound, Arizona.* Geol. Soc. Am., Bull. *56*, pág. 1154, 1945.

GUPPY (D. J.) y MATHESON (R. S.): *Wolf Creek meteorite crater, western Australia.* J. Geol., t. *58*, págs. 30-36, 1950.

HARRISON (J. V.): *The geology of some salt-plugs in Laristan (Southern Persia).* Quart. J. Geol. Soc. London, t. *86*, págs. 463-522, 1930.

JOHNSON (D. W): *The Origin of the Carolina Bays.* Columbia University Press. Nueva York, 1942.

MCCARTHY (G. R.): *The Carolina Bays.* Geol. Soc. Am., Bull. *48*, págs. 1211-1226, 1937.

MACLAREN (Malcolm): *Lake Bosumtwi.* Geog. J., t. *78*, págs. 270-276, 1931.

MEEN (V. B.): *Chubb Crater, Ungava, Quebec.* Geol. Soc. Am., Bull. *61*, pág. 1485, 1950.

MELTON (F. A.) y SCHRIEVER (William): *The Carolina "Bays" - Are they meteorite scars?* J. Geol., t. *41*, págs. 52-66, 1933.

MELTON (F. A.): *The Carolina "Bays".* J. Geol., t. *58*, págs. 128-134, 1950.

PHILBY (H. Ste. John): *Rub 'al Khali: An account of exploration in the Great South Desert of Arabia.* Geog. J., t. *81*, págs. 1-26, 1933.

PROUTY (W. F.): *The Carolina Bays and elliptical lake basins.* J. Geol., t. *43*, págs. 200-207, 1935.

— *Carolina Bays and their origin,* Geol. Soc. Am., Bull. *63*, págs. 167-224, 1952.

SELLARDS (E. H.): *Unusual structural feature in the plains region of Texas.* Geol. Soc. Am., Bull. *38*, pág. 149, 1927.

SPENCER (L. J.): *Meteorite craters as topographical features on the earth's surface.* Geog. J., t. *81*, págs. 227-248, 1933.

REFERENCIAS ADICIONALES

BROWN (I. C.): *Circular structures in the Artic Islands.* Am. J. Sci., t. *249*, págs. 785-794, 1951.

NININGER (H. H.): *Geological significance of meteorites.* Am. J. Sci., t. *246*, págs. 101-108, 1948.

ROHLEDER (H. P. T.): *The Steinheim basin and the Pretoria salt pan, volcanic or meteoritic origin?* Geol. Mag., t. *70*, págs. 489-498, 1933.

SCHRIEVER (William): *On the origin of the Carolina Bays.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *32*, págs. 87-95, 1951.

21 · *Los recursos del geomorfólogo*

Nada puede reemplazar enteramente a las observaciones cuidadosas de campaña en el estudio de un problema geomórfico, pero numerosos recursos auxiliares pueden acrecentar su efectividad, reducir el tiempo del trabajo de campaña para muchos problemas, hacer posible una planificación más efectiva del programa de campaña, y sumar apoyo a las conclusiones extraídas. Estos elementos son los que se pueden denominar recursos del geomorfólogo, aunque su empleo de ninguna manera está restringido a él. Los mapas topográficos, los mapas geológicos, los bloques diagrama, las fotografías aéreas, los mapas de suelos y los datos climáticos, son los medios más comúnmente empleados en los estudios geomórficos.

LOS MAPAS TOPOGRÁFICOS

No hay un recurso que sea tan útil al geomorfólogo como el mapa topográfico, a menos que sea la fotografía aérea. Hasta cierto punto, los mapas topográficos y las fotografías aéreas se complementan. Para algunos propósitos, uno puede ser más útil que el otro, y para propósitos distintos puede serlo el otro. La gran ventaja del mapa topográfico es que, además de ser tridimensional, proporciona información cuantitativa, tanto con respecto a la forma como a la altitud. Generalmente muestra las relaciones regionales mejor que cualquier otro método de representación.

Al usar un mapa topográfico es importante que desde un principio nos enteremos de su cualidad. Muchos de los mapas más antiguos representan pobremente a la topografía. Fueron hechos cuando el dibujo de las curvas de nivel era un asunto de criterio e interpretación personal y cuando el bosquejo topográfico era un arte más que una ciencia. La aplicación de la fotografía aérea a la confección de mapas topográficos ha removido una gran parte de la ecuación personal en la confección de los mapas con curvas de nivel. La comparación de mapas antiguos con modernos de las mismas áreas, realizados con la ayuda de fotografías aéreas, hace destacar notablemente la mayor exactitud de la confección de mapas a partir de 1925 más o menos. Muchos mapas confeccionados anteriormente a esa fecha son de valor dudoso en cualquier problema que involucre la interpretación de detalles topográficos.

La escala del mapa y su significado. En gran parte la escala del mapa determina su utilidad. Un mapa de escala pequeña (un mapa pequeño de un área grande) puede ser útil en el estudio de problemas que involucren relaciones regionales o en el estudio de las formas de relieve más grandes, pero probablemente represente pobremente, o no los represente, los caracteres topográficos menores. En general, la equidistancia grande en un mapa de escala pequeña limita aún más su valor para el estudio de las formas de relieve menores. Muchos de los mapas topográficos antiguos de los estados del oeste de los Estados Unidos de América fueron confeccionados en escalas de 1 : 250.000 ó 1 : 125.000 y con equidistancias de 15 a 30 m. Un mapa en escala grande (un mapa grande de un área pequeña) hace más visibles los detalles topográficos, pero puede dejar de mostrar las relaciones regionales tan bien como un mapa de escala pequeña. Estas relaciones, sin embargo, se pueden ver usando varios mapas, aunque esto por lo general es un proceso incómodo. A pesar de sus desventajas menores, en el trabajo geomórfico se debe preferir el mapa de escala grande. Varios estados han comenzado un plan de relevamiento topográfico en escala 1 : 24.000. En esta escala, un mapa puede tener un alto grado de exactitud y también está suficientemente cerca de la escala de muchas fotografías aéreas como para permitir una comparación rápida de mapas y fotografías de la misma área.

La equidistancia. La equidistancia está determinada principalmente por la escala del mapa, la cantidad de relieve que se debe mostrar, y cuántas altitudes han sido determinadas en el área del mapa. Una equidistancia pequeña permite mostrar gran detalle topográfico. La mayoría de los mapas topográficos se confeccionan con una equidistancia de 3 m o mayor; esto significa que algunos de los caracteres menores de la topografía no serán mostrados. Los caracteres tales como médanos bajos en una llanura de conos de transición, o depresiones pandas en una llanura hoyada de conos de transición o en una planicie de sumideros, pueden omitirse por completo si la equidistancia es mayor que la altura de los médanos o la profundidad de las depresiones. Muchos detalles de las llanuras aluviales, deltas y caracteres de relieve bajo semejantes, pueden ser mostrados efectivamente, sólo si la equidistancia es tan pequeña como 30 ó 60 cm.

LOS USOS DE LOS MAPAS TOPOGRÁFICOS

En la siguiente exposición se supone que el estudiante puede leer mapas topográficos e interpretar la información básica que traen. Una apreciación aguda de las formas individuales del relieve y de los conjuntos de paisajes es fundamental para una interpretación correcta de los mapas topográficos. Las formas que superficialmente parecen semejantes, a menudo pueden ser diferenciadas si en el mapa tomamos en consideración sus relaciones con otros caracteres.

Además de un estudio completo de un mapa, tomando en cuenta las formas de relieve distintivas, se debe prestar atención particular a los diseños de avenamiento, dado que comúnmente dan la clave de la estructura geológica e historia geomórfica del área. Teniendo presente que los diseños de desagüe dendríticos son los "normales", cualquier desviación debe ser considerada con suma atención. Los diseños dendríticos reflejan homogeneidad de la litología o la casi horizontalidad de las capas; el diseño en enrejado sugiere la presencia de capas plegadas, truncadas, con una inclinación pronunciada, o posiblemente estructuras falladas donde están presentes capas alternantes de roca débil y resistente; el diseño rectangular puede indicar la influencia de diaclasas o fallas sobre el desagüe; los diseños radiales y angulares se desarrollan en caracteres tales como conos volcánicos, monadnocks o algún tipo de estructura de domo; un diseño centrípeto puede indicar cuencas estructurales o topográficas o domos con una inversión de la topografía; y un diseño en lengüeta sugiere inmediatamente la posibilidad de la captura de ríos. Cualquier cambio abrupto en las pendientes de la superficie, en los gradientes o cursos de los ríos, como también en lo referente a los tipos de las formas del relieve, deberá ser considerado como reflejos posibles de litología o estructura distinta. Las diferencias en la textura del desagüe también pueden proporcionar indicios de cambios en el tipo de los materiales geológicos subyacentes.

La habilidad para interpretar correctamente los mapas topográficos se puede adquirir sólo dedicando una atención cuidadosa a los detalles del mapa, combinada con una apreciación completa de las características distintivas de los muchos tipos de terrenos. No es el propósito primordial de esta sección, sin embargo, explicar cómo interpretar los mapas topográficos, porque usualmente esto se hace mejor en el gabinete o en el terreno al estudiar los mapas. Nuestro propósito preferente es exponer algunos de los usos que se puede hacer de ellos, y las técnicas aplicables a su interpretación, las cuales pueden ser desconocidas por el lector.

La construcción de perfiles topográficos. Algunos problemas involucrados en el uso de los mapas topográficos se pueden simplificar algo mediante la construcción de *perfiles topográficos*. Los problemas que comprenden las relaciones de pendientes, reconocimiento de niveles topográficos tales como remanentes de peneplanicies anteriores, correlaciones de terrazas y, en general, la correlación de la topografía con la litología y la estructura, pueden ser aclarados por perfiles topográficos.

El tipo más sencillo de perfil topográfico se realiza trazando primeramente una recta a través del mapa a lo largo de la dirección del perfil propuesto. Una tira de papel milimetrado se coloca paralela a la línea del perfil, y se elige alguna línea como base. No es necesario que el valor fijado a la línea base sea el nivel del mar, pero debe ser menor que la altitud de la curva de nivel de menor valor que es cruzada por la traza del perfil. La

escala horizontal de un perfil será la misma que la del mapa, pero la escala vertical generalmente se exagera para demostrar más claramente el relieve. Si el papel del perfil está milimetrado, será cómodo elegir una escala vertical tal que la equidistancia de las curvas esté representada por 1 mm. Si se está usando un tipo de mapa común, por ejemplo a escala 1:25.000, con una equidistancia de curvas de 2,5 m, verticalmente los 2,5 m estarán representados por 1 mm, o sea que 10 mm representarán 25 m ó 25.000 mm. Aquí la escala vertical es diez veces mayor que la horizontal. Si en un mapa a escala 1:37.000 y equidistancia de curvas de 6 m, elegimos 3 mm para representar esa equidistancia, 1 mm representará 2.000 mm, es decir que la escala vertical está exagerada 18,5 veces con respecto a la horizontal. En general, cuanto menor es el relieve, mayor será la exageración vertical para producir un perfil topográfico útil.

Elegida una escala vertical para el perfil, es cuestión de marcar en el papel milimetrado, en los puntos apropiados por arriba de la línca base, el valor de cada curva de nivel cortada por la traza del perfil. Esto se puede hacer convenientemente en una mesa de dibujo colocando la traza del perfil paralela al borde inferior de la mesa y recurriendo a una regla T para proyectar los puntos de intersección del perfil con las curvas de nivel sobre el papel milimetrado. Marcado con un punto cada valor de las curvas de nivel, los puntos sucesivos se unen con una curva suave. Todo perfil topográfico deberá tener un título, tal como "Perfil Topográfico entre la Sierra de Santa Victoria y Yavi, provincia de Jujuy", o se dibuja la traza del perfil en el mapa de referencia. Se deben indicar la escala horizontal y la vertical (o sea la exageración vertical). Si se dispone de los datos necesarios referentes a las inclinaciones y espesores de las capas, un perfil topográfico se puede convertir en un *perfil topográfico y geológico estructural* combinados, que mostrarán la correlación que puede haber entre la litología, la estructura y la topografía. Para servir mejor a este propósito, generalmente es recomendable que el perfil se trace perpendicular al rumbo de las Formaciones geológicas.

Perfiles proyectados. Un perfil topográfico sencillo tiene la ventaja de la facilidad de construcción, y es valioso porque muestra la relación entre la topografía, la litología y la estructura, y en el estudio de perfiles transversales de valles para el reconocimiento posible de caracteres de valle en valle, terrazas estructurales y asimetría, pero no se presta tan bien para el estudio y la correlación de los remanentes de peneplanicies y formas topográficas similares como lo hace un *perfil proyectado*. Este tipo de perfil fue ideado por Barrell (1920) y ha sido empleado ampliamente por los geomorfólogos.

La desventaja principal de un perfil de plano vertical único en los estudios que involucran intentos de reconocimiento y correlaciones de superficies de erosión, es que la dirección del perfil debe ser elegida específicamente, de tal modo que pase por uno o más de los supuestos remanentes de las

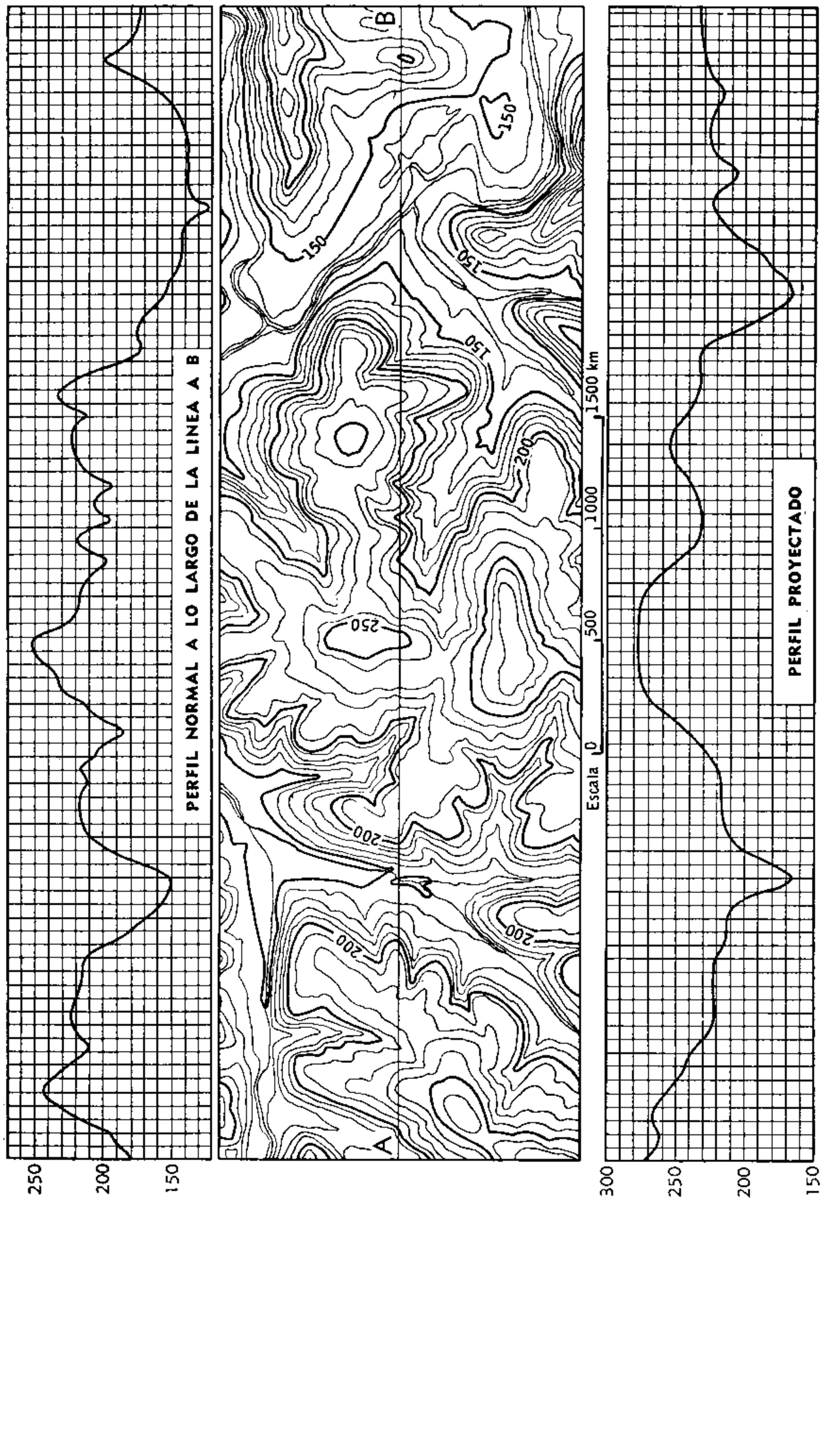


FIG. 21.1. *Comparación de perfiles simples y proyectados a lo largo de una misma traza de perfil.*

superficies de erosión. Como generalmente están restringidos en extensión, la mayoría de los perfiles mostrarán superficies de edad posterior. Además, la selección de un trazado de perfil introduce un elemento subjetivo y el peligro subsidiario de elegir caracteres para apoyar un punto de vista particular.

La construcción de un perfil proyectado, como se hace más comúnmente hoy en día, fue descripta por Bates (1939) de la manera siguiente:

> El método de construcción de perfiles consiste en montar en tela los mapas topográficos del área cuyos perfiles se desea trazar, en tiras de un ancho conveniente, por ejemplo, el ancho de una hoja de 15′. La longitud de las tiras se sitúa paralela con la dirección en la que se trazarán los perfiles. Generalmente se elige la dirección perpendicular a la tendencia de los caracteres estructurales y topográficos que se han de estudiar. Estas tiras de mapas entelados son rayadas a lo largo a intervalos de dos pulgadas (5,08 cm), una pulgada (2,54 cm) o media pulgada (1,27 cm), según el detalle deseado. Luego se construye en papel milimetrado un perfil de cada una de estas tiras angostas, marcando la curva de nivel de mayor valor existente en la tira, a intervalos de un décimo de pulgada (0,254 cm) a lo largo de la faja, y luego los puntos sucesivos se unen con una línea. El perfil construido de esta manera no representa el perfil a lo largo de una única línea, sino más bien la de las curvas de mayor valor en toda la tira estrecha. El perfil es posteriormente calcado en cartulina, cortado con una sierra de vaivén, y finalmente se le traza en ambos lados del borde superior una línea negra gruesa. Para poder estudiar los perfiles se les coloca verticalmente en sus posiciones correspondientes en hendeduras cortadas en tiras de cartulina o de madera.

Es claro que un perfil proyectado confeccionado de esta manera es un perfil del horizonte y no de la topografía a lo largo de una línea en particular. Es un recurso útil, pero, como Rich (1938) ha indicado, debe ser

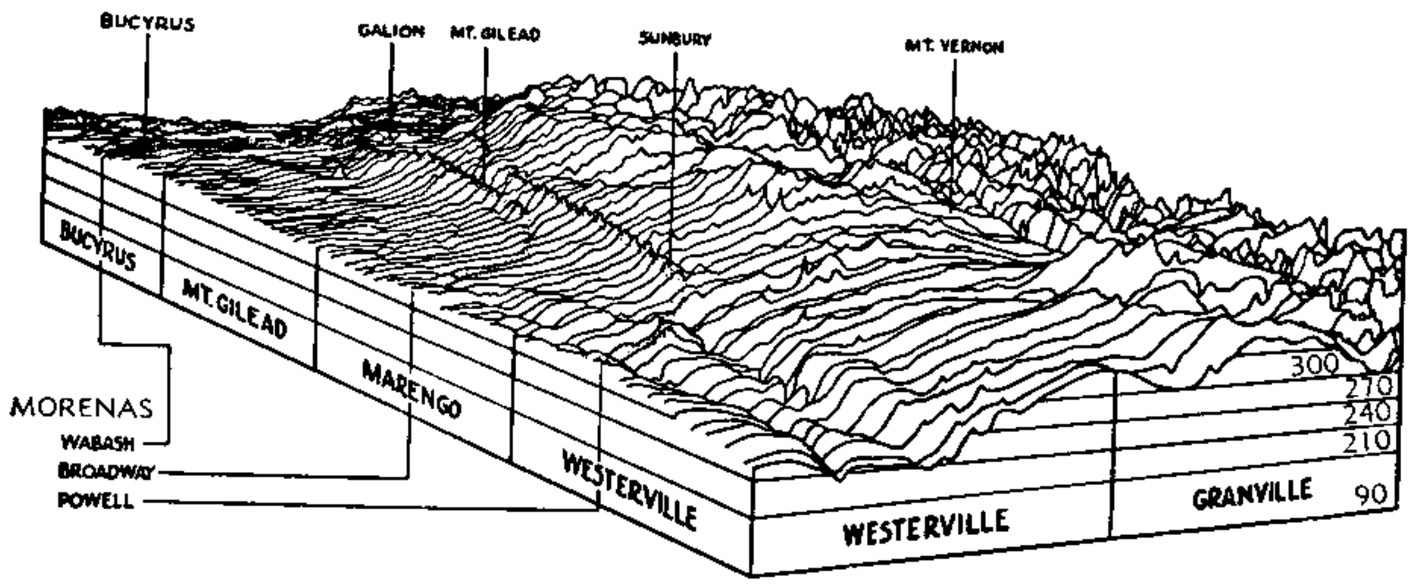


FIG. 21.2. *Representación del relieve por medio de perfiles proyectados de acuerdo con varias hojas topográficas del norte de Ohio. (Tomado de George W. White.)*

empleado con cuidado y con tino. Es meramente un recurso útil porque elimina hasta cierto punto el elemento subjetivo del prejuicio personal. Es más seguro que las impresiones obtenidas mediante la visual, pero seleccionando sólo las curvas de nivel de mayor valor dentro de la tira del perfil,

se puede destacar indebidamente la presencia de áreas extensas casi horizontales. Resta aún un elemento subjetivo, porque la interpretación de un perfil proyectado, en su mayor parte es una cuestión de apreciación personal. Probablemente la principal ventaja de los perfiles proyectados es que hacen posible el estudio de grandes áreas en una escala horizontal muy reducida y, con la exageración de la escala vertical, son puestos de manifiesto muchos cambios de pendiente no fácilmente observables en el campo. Además, cuando los grupos se montan juntos permiten observar la topografía en sus relaciones con la estructura geológica desde todos los puntos de vista. Es evidente que la escala horizontal y la exageración vertical deben ser iguales para todas las tiras y suficientemente grandes para poner de manifiesto los detalles de la topografía. Los mapas en una escala menor de 1 : 62.500 no son muy satisfactorios para este método de estudio.

El perfil proyectado, tal como fué desarrollado por Barrell, difiere del tipo más comúnmente empleado hoy en día en un aspecto significativo. Barrell comenzó dibujando un perfil continuo del frente del área a estudiarse. Para sucesivas fajas de topografía situadas detrás de la tira frontal, sólo se trazaban perfiles de las áreas que sobresalían por arriba de la faja inmediatamente delante de ella. Así, cada sucesiva faja de topografía oculta todos los caracteres posteriores menos elevados.

Desde que se ha hecho práctica común montar los perfiles en tiras paralelas unas a las otras, ya no se sigue con el sistema de mostrar sólo la topografía más alta. Ha habido una declinación notable en el uso de perfiles proyectados, probablemente en parte porque con suma frecuencia no han rendido resultados equiparables a la capacidad de trabajo requerido para su preparación. White (1939) ha mostrado, sin embargo, que los perfiles proyectados son particularmente provechosos para mostrar la posición de las morenas terminales que no son visibles en el campo.

Los análisis matemáticos de los mapas topográficos. Los diversos métodos para hacer análisis matemáticos de los mapas topográficos son cuantitativos y de naturaleza objetiva, pero son pesados, insumen mucho tiempo, y no siempre rinden resultados proporcionados con el tiempo requerido para su preparación.

La solución de tal problema geomórfico, como la identificación e interpretación de los niveles topográficos, resulta sencilla mediante la construcción de *curvas de frecuencia altimétrica.* De los dos métodos que se han empleado para la construcción de éstas, uno lo fué por Thompson (1936), en un estudio de las hojas topográficas de West Point y Schunemunk, Nueva York. Las curvas de nivel que cierran e indican cumbres fueron marcadas de acuerdo con su frecuencia a intervalos regulares, generalmente de acuerdo con el valor de la equidistancia empleada. Este método no da indicación alguna de las áreas de cumbres a diversas altitudes, pero la gran frecuencia de ciertas altitudes puede sugerir, al menos, niveles topográficos

persistentes. Baulig (1935), empleando una variación de este método, marcó la frecuencia de "elevaciones de puntos", dividiendo un mapa en cuadrados pequeños y regulares, y empleando la elevación del punto más alto dentro de cada cuadrado para marcar la frecuencia de varias altitudes.

Otro tipo de curva altimétrica se obtiene representando gráficamente la distribución altitudinal y las áreas de todas las cumbres (Thompson, 1941). Esto involucra mucho trabajo pesado, porque se debe determinar

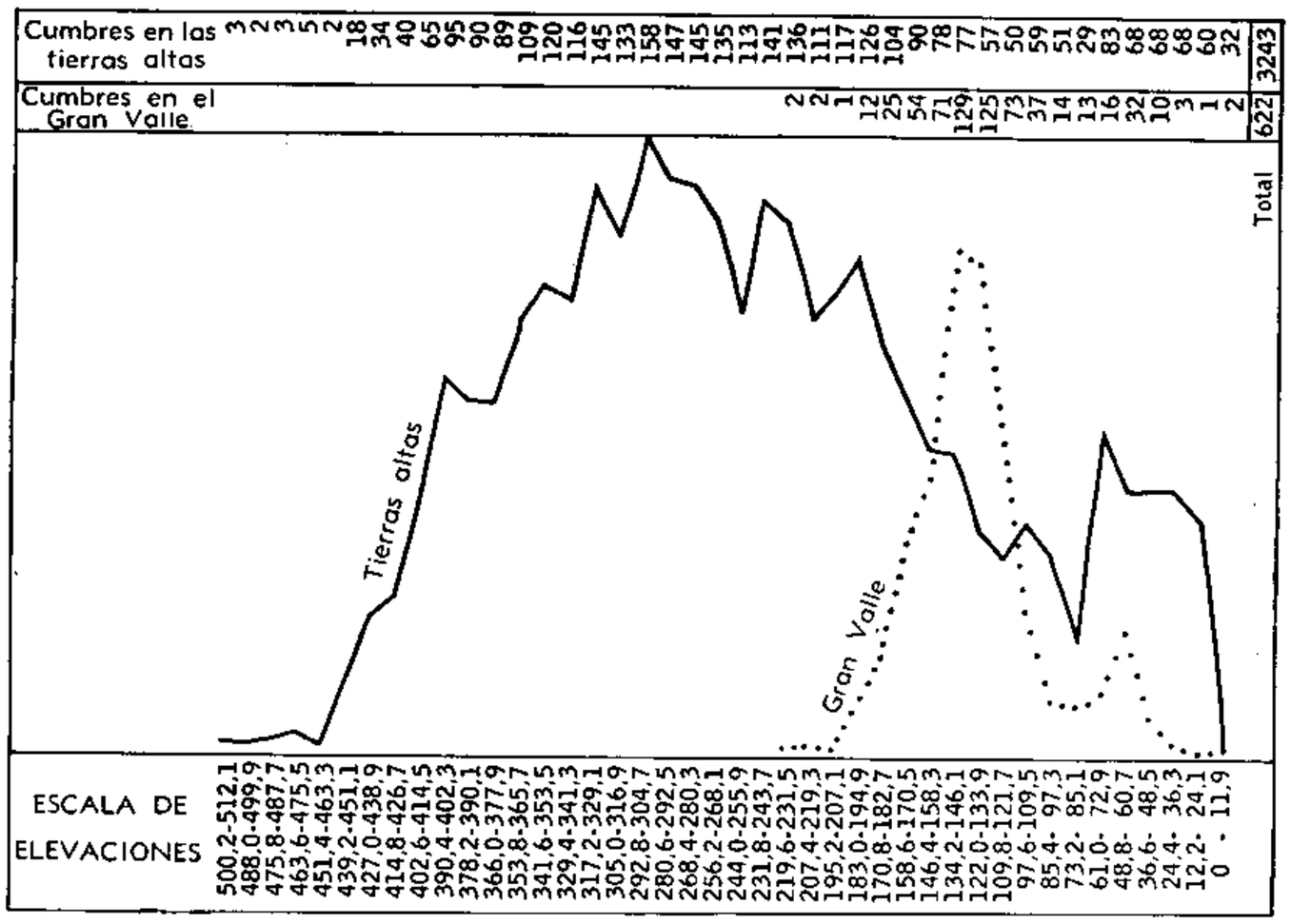


FIG. 21.3. *Curvas de frecuencia altimétrica para las hojas West Point y Schunemunk, correspondiente a Nueva York. (Tomado de H. D. Thompson.)*

el área de la cumbre circundada por cada curva de nivel. Donde las superficies son bastante grandes, las áreas de las cumbres se pueden determinar con un planímetro; donde son pequeñas, se puede hacer mejor sobreponiendo el área de la cumbre sobre un reticulado de líneas estrechamente espaciadas, hecho de acuerdo con la escala del mapa. Después de este paso, se marca en escala el área total de las cumbres en la altitud de cada curva de nivel. Los máximos de la curva construida muestran las áreas donde las cumbres son numerosas o amplias y así posibilitan la representación de superficies de aplanación o reflejan la influencia del predominio litológico o estructural. La medida en que la litología influye o no sobre la altitud de las áreas de cumbres puede estar sugerida por la compilación en forma tabular de las diversas Formaciones geológicas sobre las cuales se han desarrollado las cumbres. Esto se puede hacer fácilmente si se dispone de un

mapa geológico del área, pero de otra manera impondrá un trabajo de campaña considerable.

Un método aún más enfadoso para estudiar las superficies topográficas involucra la construcción de una *curva hipsométrica*, obtenida mediante la

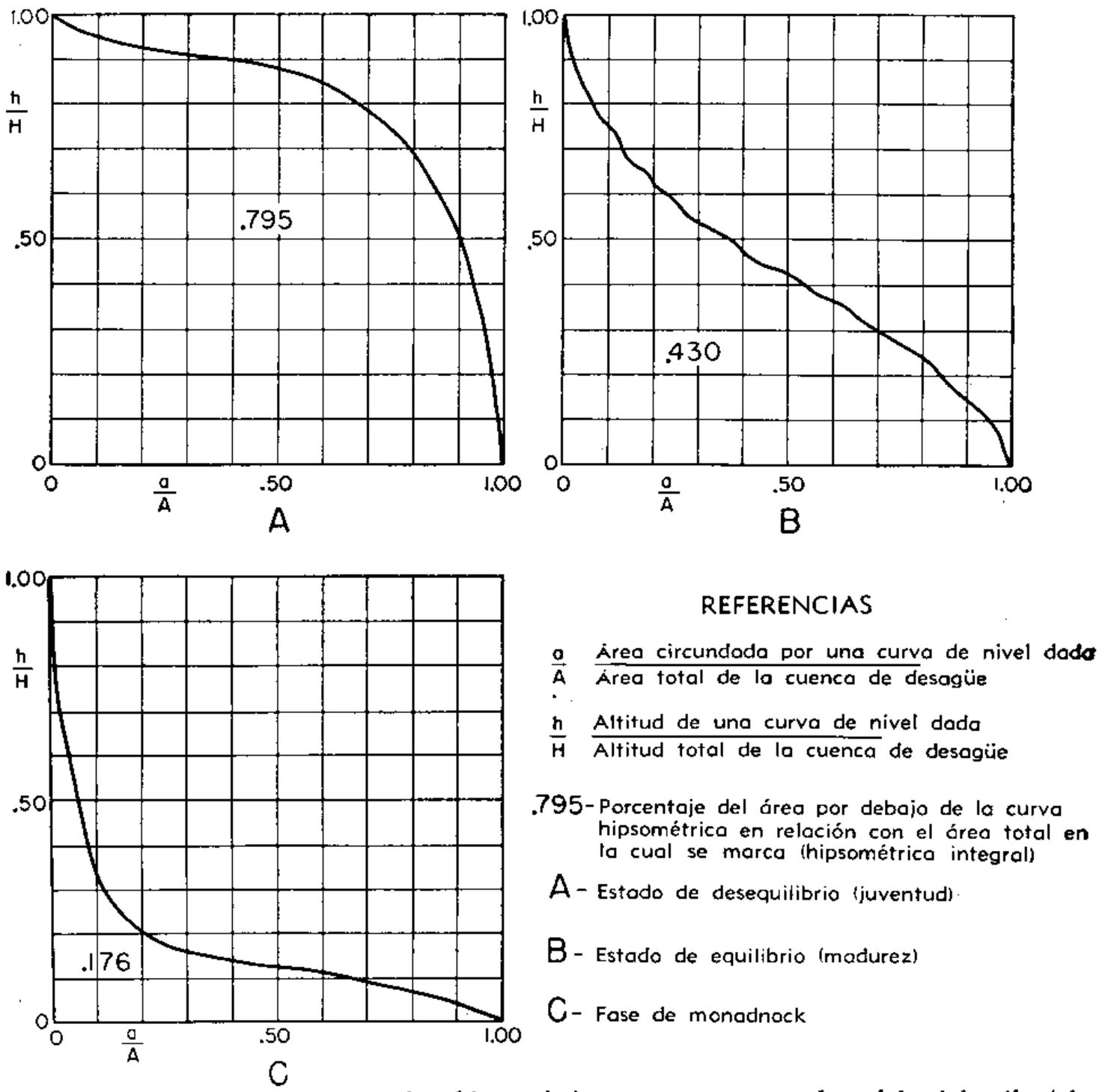


FIG. 21.4. *Curvas de frecuencias hipsométricas para tres estados del ciclo fluvial. (Tomado de A. N. Strahler.)*

expresión del área total de terreno por arriba de cada curva de nivel como un porcentaje del total del área abarcada por el mapa. Los valores para áreas dentro de cada curva de nivel generalmente se obtienen mediante el planímetro. La curva hipsométrica de un área que ha estado sometida a erosión continua y carece de terrazas o superficies de aplanación es una curva cóncava hacia arriba, bastante parecida a la curva del perfil longitudinal de un valle que carece de resaltos de pendiente. Sin embargo, si hay

áreas amplias a altitudes constantes, las convexidades de la curva aparecerán en las altitudes a las cuales existen superficies topográficas persistentes.

Para el estudio de las cuencas de desagüe, Strahler (1952) ha propugnado un tipo de análisis hipsométrico denominado *método hipsométrico de por-*

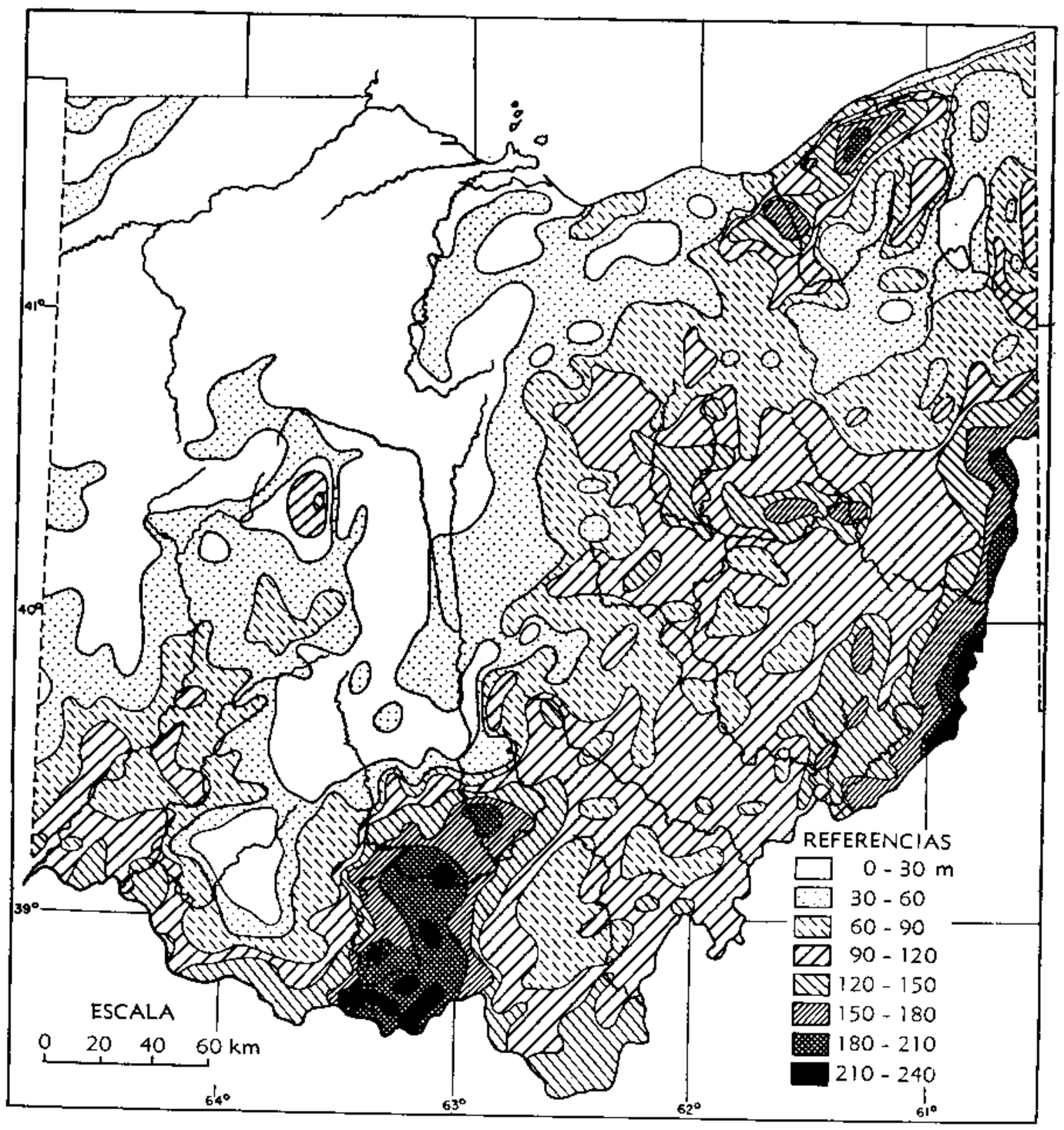


FIG. 21.5. *Un mapa de relieve relativo correspondiente a Ohio. (Tomado de Guy-Harold Smith, gentileza de American Geographical Society.)*

centaje. En este método se involucran dos razones, $a : A$ y $b : H$, en las cuales a es igual al área comprendida entre determinada curva de nivel y la línea divisoria que señala el perímetro de la hoya de avenamiento, A es igual al área total avenada; b, representa la altura de cada curva de nivel sobre el plano basal de la hoya de avenamiento, y H, es la distancia vertical total entre el punto más bajo en la hoya de avenamiento y su punto cumbre. Tam-

bién se puede calcular una *integral hipsométrica* que represente la razón del área situada por debajo de la curva hipsométrica con el área total del cuadrado en el cual está representada. Una curva hipsométrica obtenida de esta manera permite la comparación de formas de hoyas de avenamiento de diferente tamaño y altitudes. Expresa principalmente la manera en que está distribuido el volumen de tierra situado debajo de la superficie del terreno, desde el fondo hasta la parte superior de la hoya de avenamiento.

Sobre la base de un estudio de los cinco tipos de hoyas de avenamiento realizado mediante este método, Strahler llegó a la conclusión de que la evolución de los sistemas de desagüe de un ciclo fluvial parecen indicar dos etapas: 1) una etapa temprana de desequilibrio, durante la cual los cambios de pendientes se producen rápidamente, a medida que se ensancha el desagüe; y 2) una etapa de equilibrio, en la cual se desarrolla una curva hipsométrica estable que perdura a medida que disminuye el relieve. Se puede reconocer una fase especial de monadnock, pero es transitoria, y la destrucción del monadnock es seguida por la restauración de la forma de equilibrio.

En el estudio de procesos tales como el lavaje en mantos y la remoción en masa y de atributos topográficos como la textura del desagüe, la cantidad del relieve local puede hacerse significativa. El relieve local ha sido expresado variamente por términos tales como *relieve topográfico*, *relieve de desagüe* y *relieve relativo*. Lo que está generalmente involucrado no son las altitudes, tal como se muestran mediante curvas de nivel, sino la cantidad real de relieve comprendida dentro de un área, en contraste con las altitudes absolutas situadas por arriba del nivel del mar. Algunas veces puede ser deseable preparar un mapa que destaque este factor. Los *mapas de relieve relativo* han sido empleados más ampliamente por los geógrafos europeos que por los estadounidenses. Smith (1935) preparó un mapa de relieve relativo de Ohio y su método puede ser aplicado a áreas más pequeñas. El procedimiento consiste en dividir el área a estudiarse en un número de rectángulos pequeños cuyos tamaños serán determinados por la cantidad del detalle deseado. La diferencia de altitud entre los puntos más alto y más bajo comprendidos dentro de cada rectángulo, es anotada y marcada en el punto apropiado en el mapa. Después que se ha hecho esto, se trazan líneas de igual relieve relativo denominadas *isopletas*. El mapa resultante muestra de una manera más llamativa las áreas de mayor relieve local que el mapa topográfico común.

LOS MAPAS GEOLÓGICOS

Los usos de los mapas geológicos y estructurales en los estudios geomórficos son tan evidentes que requieren poca explicación. Un mapa geológico sugiere la naturaleza de los materiales del subyacente y es fundamentalmente útil para determinar si los caracteres geomórficos reflejan el predominio de la litología y de la estructura, o son el reflejo de los procesos e historia

geomórficos. Es casi imposible separar los estudios geomórficos de los geológicos, al menos si tienen una importancia regional. Lamentablemente, el relevamiento geológico no ha marchado a la par con el levantamiento topográfico, y las probabilidades de que no haya un mapa geológico de un área dada son de más del 50 %, porque hasta fines de 1946 se había relevado geológicamente menos del 10 % de los Estados Unidos de América, a una escala tan grande como una pulgada para una milla (1:62.500). Al emprender un estudio geomórfico de un área desconocida para el investigador, una de las primeras medidas a tomar deberá ser averiguar si se ha relevado la geología de la región [1, 2].

El caso ideal sería tener disponible un mapa geológico, un mapa topográfico y fotografías aéreas del área, pero esto raras veces ocurre. Si se dispone de un mapa geológico, probablemente será en una escala considerablemente menor que la de las fotografías; pero aun en estas condiciones puede ser de gran valor para interpretar los detalles de la topografía ver cómo son mostrados por las fotografías y el mapa topográfico. Con un conocimiento de la geología de la región, uno ya está alerta en cuanto a lo que debe esperar ver en el mapa topográfico o en las fotografías, y así sabe dónde buscar los cambios significativos de la topografía en relación con las variaciones geológicas; a veces, en las fotografías llegan a asumir real importancia las pequeñas variaciones de tonos.

LOS BLOQUES DIAGRAMA

Un bloque diagrama no es tanto un medio que se puede emplear en el estudio de un problema geomórfico como una técnica que puede ser utilizada para mostrar efectivamente los resultados de un estudio. En los Estados Unidos de América, su uso fue introducido por G. K. Gilbert y perfeccionado por W. M. Davis. Lobeck (1924) y Raisz (1948) se cuentan entre los que lo han usado con mayor provecho y lo han enseñado con mejor resultado. Los bloques diagrama por lo general se dibujan con uno o dos puntos de fuga, pero a veces se trazan en forma más simplificada, y sin ser en verdadera perspectiva, para algunos propósitos son bastante satisfactorios. Durante la segunda guerra mundial, la Unidad Geología Militar del Servicio

[1] Los detalles referentes a si hay disponible información geológica respecto de un área en particular y dónde obtener mapas geológicos y otras informaciones referentes a áreas específicas, se pueden obtener en estas dos fuentes: J. V. Howell y A. I. Levorsen (1946) *Directory of geological material in North America*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *30*, p. 1321-1432, y Leona Boardman et al., *Index to geologic mapping in the United States*. U. S. Geol. Survey. Este último consta de una serie de mapas de los estados mostrando las porciones de éstos que han sido relevadas y la bibliografía para cada una de las áreas relevadas.

[2] En la República Argentina se puede recurrir a la Dirección Nacional de Geología y Minería y a los trabajos de Sparn en los Boletines de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba. *(N. del T.)*

Geológico de los Estados Unidos de América realizó importantes progresos mediante el desarrollo de dos máquinas para la proyección de curvas de nivel, de manera que los diagramas se podían hacer mostrando el aspecto del terreno desde diversos ángulos. Un bloque diagrama es un medio de ilustración sumamente valioso cuando se lo emplea con una apreciación correcta de sus propiedades. Su ventaja principal es ser diagramático y tridimensional y, por tanto, se puede lograr que destaque caracteres importantes y omita los de valor secundario, que pueden ocultar la imagen más amplia. Un bloque diagrama se interpreta fácilmente y, en consecuencia, requiere poca explicación. Sus desventajas principales son: que no es cuantitativo, y que su construcción requiere una destreza y una habilidad artística de las cuales se puede carecer, aunque se puede desarrollar. Algunas veces los bloques diagrama se dibujan tan esquemáticamente que no muestran los caracteres en sus relaciones verdaderas, y dan así una impresión de la topografía que no coincide con lo que se observa en el terreno.

Los mapas fisiográficos, o, como también han sido denominados, *mapas morfográficos* o *de formas de relieve* (Raisz, 1948), tienen fines algo semejantes a los bloques diagrama. Derivaron de éstos, pero difieren de ellos en que, por lo general, se los dibuja en una escala pequeña. La topografía se representa por medio de líneas de sombra y símbolos convencionales. El primer mapa fisiográfico importante fue el de Lobeck, "Physiographic Diagram of the United States", aparecido en 1921. Raisz también publicó en 1939 un mapa fisiográfico de los Estados Unidos de América, intitulado "Landforms of the United States". Los diagramas del terreno preparados con fines estratégicos por la Unidad Geología Militar del Servicio Geológico de los Estados Unidos de América durante la segunda guerra mundial, eran o bloques diagrama o mapas fisiográficos. Los mapas fisiográficos son más útiles en estudios geomórficos regionales.

LAS FOTOGRAFÍAS AÉREAS

La fotografía aérea probablemente sea el instrumento más importante para los estudios geomórficos que haya surgido durante el siglo presente. Un geomorfólogo que no comprenda al menos los principios básicos de la interpretación de fotografías aéreas tiene una gran desventaja. Lo que se ha dado en denominar *fotogeología* (Rea, 1941) se refiere en particular a la interpretación geológica de las fotografías aéreas. La ciencia de la fotogrametría, que abarca la mayor parte de los usos múltiples de las fotografías aéreas, ya se ha desarrollado en una materia de muchas facetas y altamente técnica, muchos de cuyos aspectos son matemáticos. Un geomorfólogo, sin embargo, no necesita dominar todos los aspectos técnicos de la fotogrametría para poder usar las fotografías aéreas con ventaja. La literatura sobre las fotografías aéreas ya es voluminosa; unas pocas de las exposiciones más elementales y prácticas, desde el punto de vista del estudioso de las

formas del relieve, están enumeradas al final de este capítulo. Se espera que la presentación breve que se dará a continuación servirá como una base sobre la cual el estudiante puede adquirir y desarrollar destreza en el uso de las fotografías aéreas. La capacidad para interpretar las mismas se adquiere sólo mediante el continuo trabajo con ellas en el gabinete y en el terreno. Una interpretación correcta de los caracteres geomórficos que exhiben depende, ante todo, de una base sólida en los fundamentos del desarrollo de las formas del relieve y de los conjuntos de dichas formas.

Tipos de fotografías aéreas. Las fotografías aéreas son de tres tipos: verticales, oblicuas y compuestas. Las *fotografías verticales* sencillas están tomadas con una máquina fotográfica de una sola lente, con el eje óptico en una posición vertical o casi vertical. Dan una fotografía chata o en planta del área fotografiada. Las *fotografías oblicuas* están tomadas con el eje óptico de la máquina fotográfica inclinado con respecto a la vertical. Si el eje óptico está más cerca de la horizontal que de la vertical, la fotografía se denomina *muy oblicua;* si el eje óptico está más cerca de la vertical que de la horizontal se la denomina *poco oblicua.* Las *fotografías compuestas*, tomadas con máquinas fotográficas multilentes, cubren un área más grande que las tomadas con máquinas fotográficas de una sola lente. Se pueden construir mosaicos de áreas grandes uniendo fotografías verticales u oblicuas, los que, hasta cierto punto, pueden servir como mapas regionales. En el trabajo geológico de campaña las fotografías verticales son empleadas más ampliamente que las oblicuas, mientras que estas últimas son particularmente valiosas para propósitos de ilustración; para ciertos tipos de problemas también pueden ser útiles en estudios de campaña.

Indudablemente, las fotografías en colores serán usadas cada vez más para ciertos tipos de trabajos geológicos de campaña, pero hasta ahora sólo se ha hecho un comienzo en su aplicación a los estudios geológicos. Durante la segunda guerra mundial, la marina de los Estados Unidos de América empleó la película reversible kodacolor para determinar la profundidad de las aguas a lo largo de las costas. La misma técnica debería ser aplicada al relevamiento y estudio fotogeológico de las plataformas continentales en la exploración de posibles estructuras petrolíferas en estas áreas. El Servicio Geológico de los Estados Unidos de América ha ensayado el empleo de las fotografías en color como un medio de reconocer las zonas de oxidación en el distrito minero Tintic, en Utah.

Las ventajas y desventajas de las fotografías aéreas. Las ventajas de las fotografías aéreas son múltiples, pero no eliminan la necesidad de los mapas topográficos o del trabajo de campaña. Son un medio suplementario que puede, cuando es usado eficazmente, reducir grandemente el trabajo de campaña y permitir un empleo mucho más efectivo del mapa topográfico.

La ventaja más grande de las fotografías aéreas reside en la enorme cantidad de detalle que muestran. Muchos detalles que no se indican en un

mapa topográfico y que pueden ser pasados por alto o no ser visibles al observador en el terreno, debido a su perspectiva limitada o a su incapacidad para descubrir todas las diferencias de tonos del suelo, la vegetación y otros

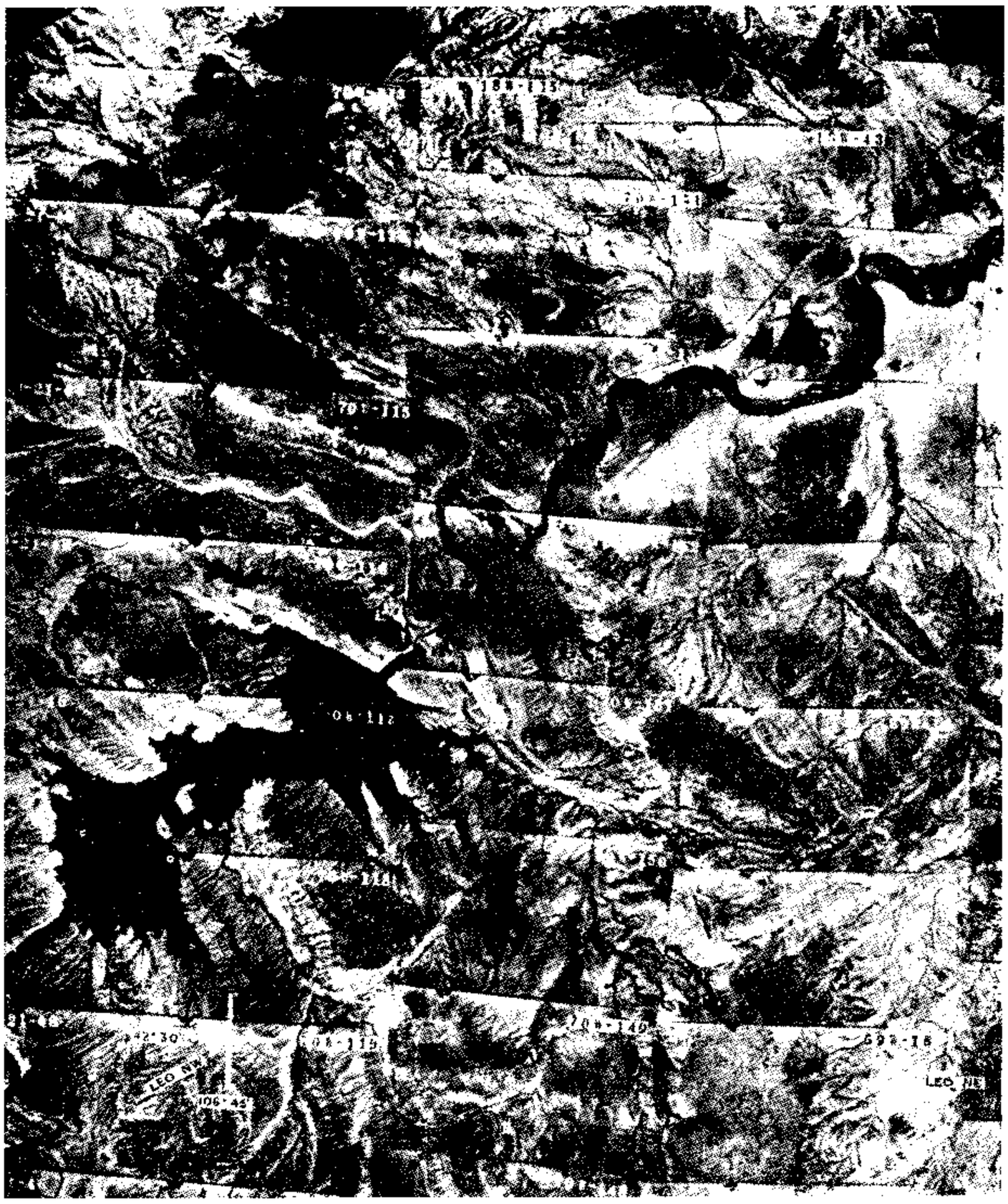


FIG. 21.6. *Un mosaico del área de los alrededores de Alcova, Wyoming. (Fotografía de Jack Amman Photogrammetric Engineers.)*

caracteres, son perceptibles en las fotografías aéreas. Para un principiante, el laberinto de detalles de las fotografías aéreas puede ser confuso, pero la práctica le permitirá extraer el máximo de provecho de ellas. Generalmente

es necesario el estudio estereoscópico de las fotografías aéreas para obtener de ellas el máximo provecho. Las fotografías aéreas dan una continuidad del relieve topográfico y otros caracteres que no se pueden obtener en el terreno. Al hacer posible una mejor planificación de los estudios de campaña ahorran mucho tiempo. El estudio de ellas posibilita el trazado de las poligonales más adecuadas y la ubicación de los lugares más probables donde se puedan encontrar caracteres geomórficos significativos y afloramientos de rocas. Con la excepción de aquellas áreas donde la vegetación corresponde a bosques densos, con una fotografía aérea es posible ubicar puntos en el terreno exactamente, dado que los árboles individuales, cárcavas y otros caracteres guías son fácilmente reconocibles. Una ventaja indirecta de las fotografías aéreas es que con ellas, mucho más que con los mapas topográficos, se prestará atención a los factores ecológicos y, por consiguiente, se podrá ver cómo las diferencias debidas a la vegetación y al suelo proporcionan indicios de la geología y de la topografía.

Las fotografías aéreas, sin embargo, tienen sus desventajas y limitaciones, y éstas deben ser reconocidas para poder evitar errores u optimismo indebido referente a su uso. A pesar del gran detalle que muestran, no son mapas absolutamente exactos. Una lente de máquina fotográfica reproduce a los objetos en perspectiva y, por tanto, no los muestra en sus posiciones verdaderas con respecto a un plano horizontal, como se puede hacer en un mapa. Aparte de las inexactitudes que puedan haber resultado de la inclinación del aeroplano mientras se tomaba la fotografía, hay una *distorsión topográfica* porque una fotografía aérea es una proyección radial más que una proyección isométrica. En la proyección radial, la distancia de cualquier punto con respecto al centro de la fotografía es proporcional a su elevación y, así, los puntos altos son mostrados relativamente más alejados del centro que los puntos más bajos. Por lo tanto, las distancias y direcciones exactas no se pueden medir salvo en el centro de la fotografía.

La tercera dimensión se puede obtener mediante el empleo de un estereoscopio, pero los valores cuantitativos de la elevación no son tan fácilmente obtenibles como en un mapa topográfico. Se han desarrollado métodos para hacer determinaciones de alturas directamente de las fotografías (Desjardins, 1950), pero estos procedimientos son muy técnicos para el principiante. Al observar estereoscópicamente una fotografía debe tenerse cuidado de no extraer una exagerada idea del relieve. Los cerros bajos pueden aparecer como montañas cuando se observa la fotografía con un estereoscopio de aumento. La exageración del relieve, que surge de observar mediante el estereoscopio, puede ser utilizada con ventaja en la búsqueda de aquellos caracteres de relieve tan suaves que no se pueden mostrar en la mayoría de los mapas topográficos. Así, en el estudio de lo que se puede denominar la microgeomorfología de un área, la fotografía aérea tiene ventajas indudables. Caracteres tan pequeños como hormigueros pueden destacarse

por la exageración estereoscópica o por las diferencias de tono que producen en la fotografía.

Las fotografías pueden tener empleo limitado por deficiencias mecánicas al tomar la vista o al sacar las copias. Las que han sido tomadas en mala época del año pueden carecer de las variaciones de tono que con tanta frecuencia son tan significativas. El verano, o mejor la estación seca, es en

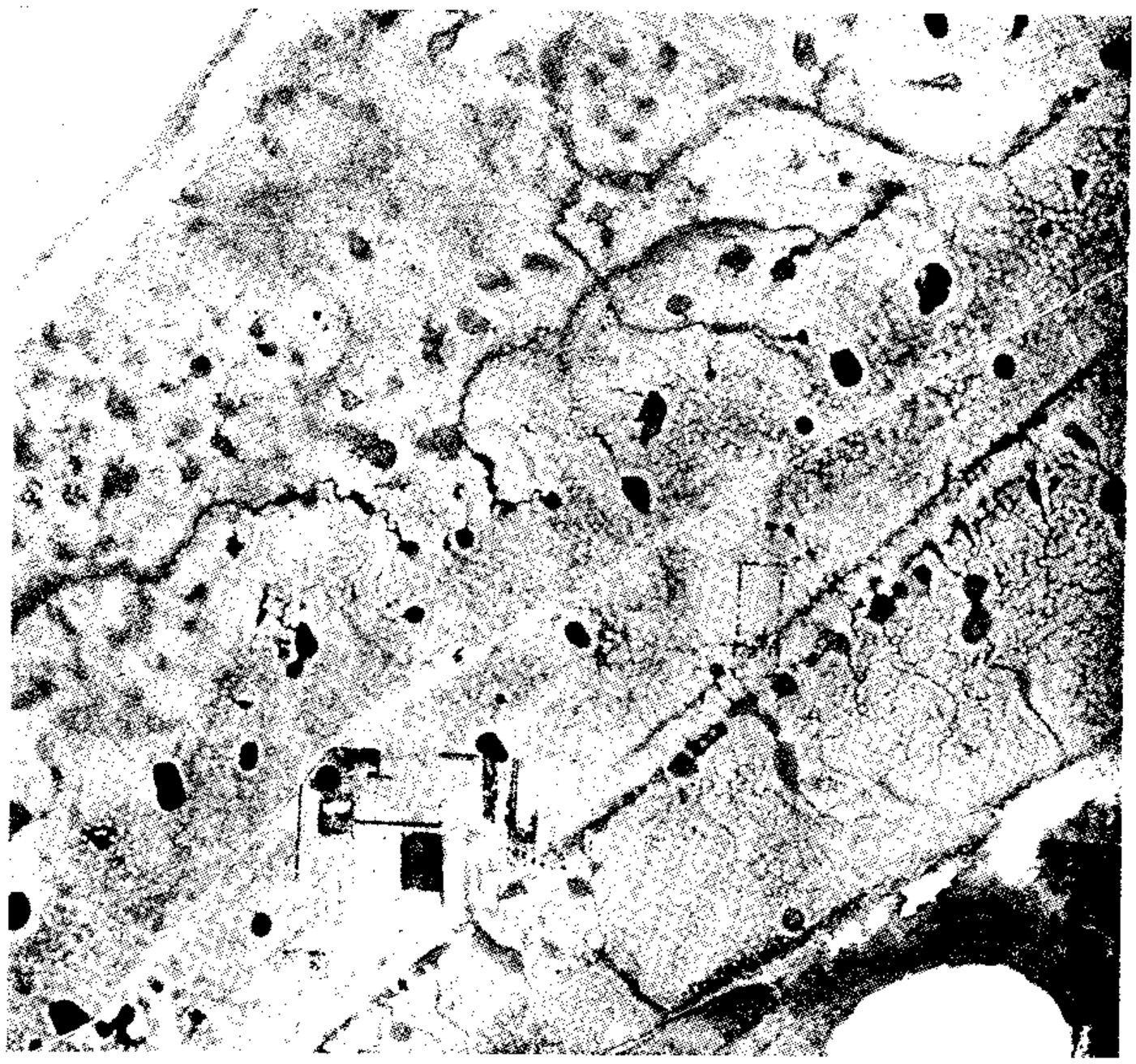


FIG. 21.7. *Fotografía vertical de montículos de barro en el condado de Chambers, Texas; un ejemplo del detalle que puede mostrar una fotografía aérea. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

general la mejor época para tomar fotografías, porque entonces las variaciones en los tonos del suelo, relacionados con el contenido de humedad, son más evidentes, aunque el follaje puede hacer perder detalles en las áreas boscosas. La hora del día en que se tomó la fotografía puede afectar su calidad, dado que las sombras influyen sobre la claridad con que salen los caracteres. La calidad del revelado de la copia puede determinar diferencia entre fotografías que muestran claramente una gran cantidad

de detalle y las que muestran poco. Así, algunas fotografías bien pueden carecer de la calidad que caracteriza a la mayoría de los mapas topográficos nuevos. Esto, sin embargo, no es un defecto inherente a la fotografía aérea, sino más bien un defecto que está relacionado con su obtención.

La utilización geomórfica de las fotografías aéreas puede verse obstaculizada por la cubierta superficial y por la vegetación. Los bosques densos pueden ocultar casi todos los detalles topográficos. Los depósitos glaciarios o limos y arenas acarreadas por el viento de gran espesor, pueden cubrir el substrato, pero tales depósitos tienen su propia expresión topográfica distintiva. Aunque la vegetación cubra u oculte las formas del relieve y el substrato, puede proporcionar un indicio de la geología por sus variaciones distintivas.

El estudio estereoscópico de las fotografías aéreas. Un tipo de estereoscopio sencillo, plegadizo, es el más apropiado para mostrar los detalles de las fotografías aéreas, pero tal estereoscopio limita la vista a una tira del terreno mucho más estrecha que con un estereoscopio de espejo. Para obtener los mejores resultados, las dos fotografías que se observan estereoscópicamente deberán ser de igual entonación e igualmente iluminadas. Salvo que los ojos del operador sean del mismo poder, o hayan sido corregidos correctamente mediante anteojos, se puede encontrar dificultad en obtener una visión estereoscópica. Las sombras en las fotografías que se sobreponen deberían alejarse del origen de la luz, pues de otro modo puede resultar una *vista pseudoscópica* que ocasiona la inversión del relieve, con los valles sobresaliendo como crestas y los cerros y los árboles y otras formas positivas apareciendo como depresiones. Los puntos o áreas comunes a las dos fotografías a observarse deberán ser colocadas a unos 6,5 cm de separación (ésta se denomina distancia interpupilaria y varía con cada persona). Por las dos lentes de un estereoscopio se observa como si cada ojo estuviera mirando hacia el infinito y proyectando cada visual paralelamente a la otra. Mediante la práctica, la visión estereoscópica se puede obtener sin el uso de lentes, sosteniendo dos copias en las manos a la distancia de los brazos. Al principio, es conveniente sostener un pedazo de cartón a mitad de distancia de los dos puntos que se desea observar. Este método de observación, sin embargo, no da una imagen tan clara como cuando las fotografías son observadas con ayuda de un estereoscopio, porque falta el aumento. Al analizar un área de relieve bajo, un observador puede encontrar ventajoso emplear fotografías alternadas más bien que inmediatamente vecinas. El resultado es una exageración mayor del relieve que hace resaltar las formas menores. Este método es aplicable sólo en esas áreas que se muestran en tres fotografías adyacentes y, por tanto, no se puede obtener de esta manera una cubierta estereoscópica completa.

Guías para la interpretación de fotografías aéreas. Los caracteres que serán de valor principal para la interpretación de las fotografías aéreas son:

las formas de relieve distintivas, el diseño y la textura del desagüe, las variaciones en los tonos de color de las fotografías, los diseños de los afloramientos y las relaciones estructurales, el grado y tipo de erosión, los suelos, y el tipo y distribución de la vegetación.

Tal vez no sea demasiado decir que un conocimiento completo de las

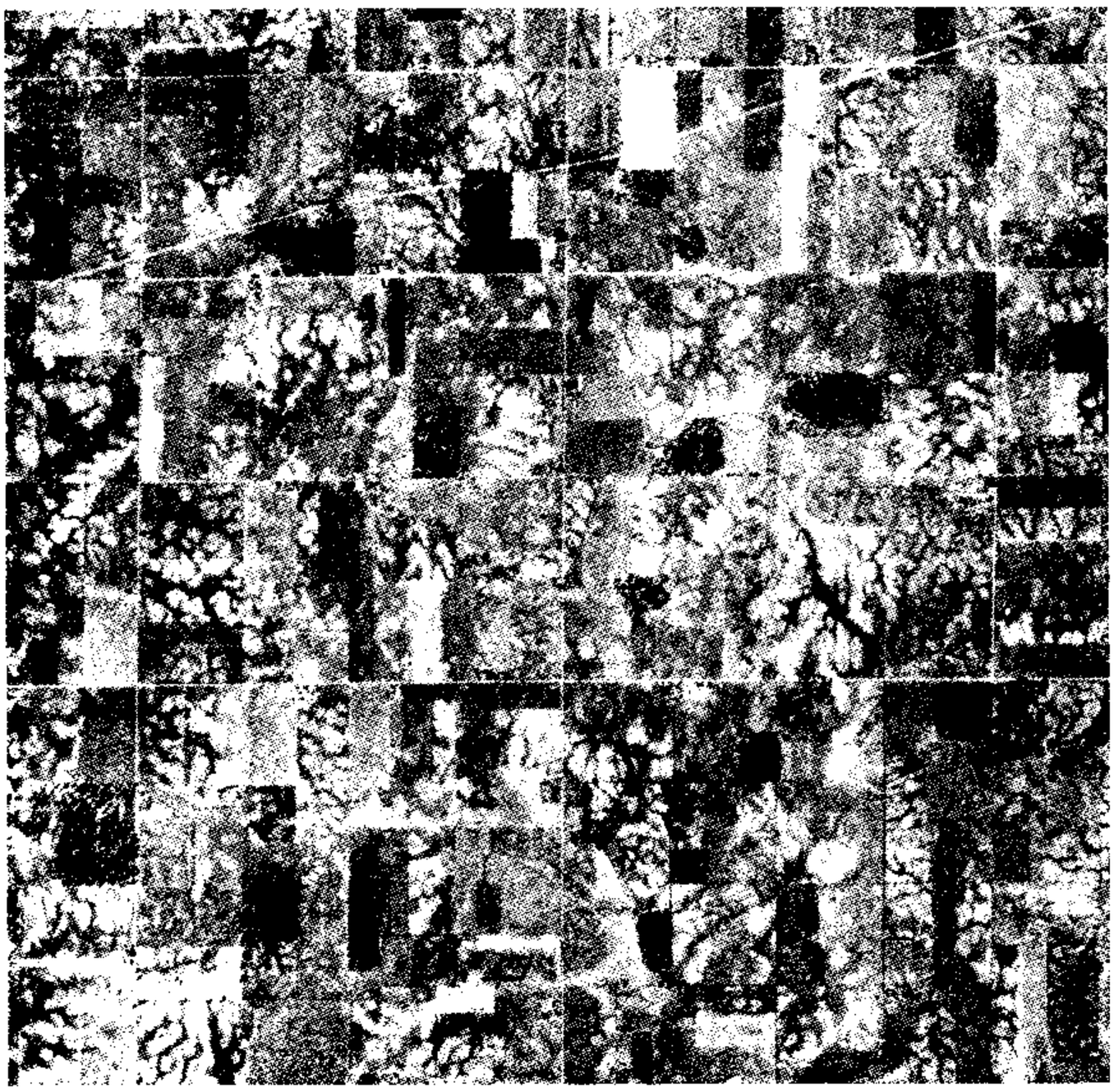


FIG. 21.8. *Fotografía vertical de una porción de la llanura de till wisconsiano en el condado de Shelby, Indiana, que muestra el típico diseño moteado que en la fotografía aérea caracteriza al till de la subetapa del Tazewelliano. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

formas del relieve con todas sus inferencias, es el instrumento básico para la interpretación de las fotografías aéreas. Esto entraña un entendimiento completo de la reacción de los diferentes tipos de rocas a los procesos de denudación bajo condiciones climáticas variables, de qué manera la estructura de roca puede ser reflejada topográfica y particularmente, cómo los caracteres topográficos menores pueden proporcionar una clave de la litología y la estructura del subyacente. Se deben considerar todos los cambios

dignos de atención de forma, pendiente, diseño o tendencia de los caracteres geomórficos, y cualquier desviación de la expresión topográfica normal. DeBlieux (1949) ha demostrado cómo en la llanura deltaica de la parte inferior del río Misisipí, donde hay una marcada escasez de expresión topográfica y geológica de la estructura del subsuelo, es posible emplear un



FIG. 21.9. *Fotografía vertical de un área de la llanura de till del Illoniano en el condado de Scotto, Indiana. A lo largo de un río tributario el diseño parecido al encaje es característico de las fotografías aéreas del till illoniano. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

detalle tan ligero como el ensanchamiento de un albardón, para evidenciar la presencia de un domo de sal por debajo de esa porción del albardón natural, que es más ancha que lo normal. En un lugar, a lo largo de un trecho, que de otra manera sería una línea recta, un pronunciado meandro en uno de los distributarios abandonados del Misisipí indicó un domo de sal. No sólo se necesita saber la expresión topográfica normal de los varios tipos

de litología y de estructura, sino también la posible significación de los que se pueden denominar *caracteres topográficos anómalos.*

Lo que se ha manifestado precedentemente, relativo a la importancia de los diseños de desagüe, es aplicable tanto a la interpretación de las fotografías aéreas como a los mapas topográficos. La textura del avenamiento refleja la permeabilidad relativa del substrato subyacente, y las diferencias en la textura pueden diferenciar áreas de lutitas de las de areniscas, o áreas de arenas y gravas de conos de transición de otras de till glaciario, lo mismo



FIG. 21.10. *Fotografía vertical de un área del condado de San Saba, Texas, que muestra cómo las fajas de afloramientos de las formaciones geológicas están indicadas por las diferencias de vegetación. PMF, caliza pensilvaniana de la Formación Marble Falls; MB, lutita misisipiana de la Formación Barnett; y OH, dolomita y caliza ordovícica de la Formación Honeycut. La vegetación de mezquite caracteriza las áreas de lutita de la Formación Barnet, mientras que las áreas de las Formaciones Honeycut y Marble Falls tienen cedros, encinas y otros árboles. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

que otras variedades de rocas. Los cauces de ríos abandonados o aun sepultados pueden ser reconocidos en las fotografías aéreas, y Jenkins (1935) ha demostrado cómo las fotografías aéreas fueron utilizadas para ubicar cauces de ríos terciarios con placeres auríferos de la región de la Sierra Nevada de California.

Prácticamente todas las fotografías aéreas muestran evidentes y por lo común pronunciadas variaciones en los tonos de los colores que resultan de la combinación de detalles generalmente muy pequeños como para ser reconocidos como caracteres individuales. Estas variaciones de tono son

el resultado de diferencias en el poder reflector de una superficie terrestre en la medida que está influida por factores tales como el color del suelo o de la roca, el contenido de humedad y la cantidad de material orgánico del suelo. Tales variaciones de suelo comúnmente se agrupan en diseños definidos que son indicadores de los distintos tipos de roca, suelo, formas de relieve o vegetación, y generalmente están mostradas en las fotografías aéreas mucho más efectivamente que en un mapa. Esto es particularmente cierto para áreas de relieve bajo. Un problema primordial del fotointerpreta-

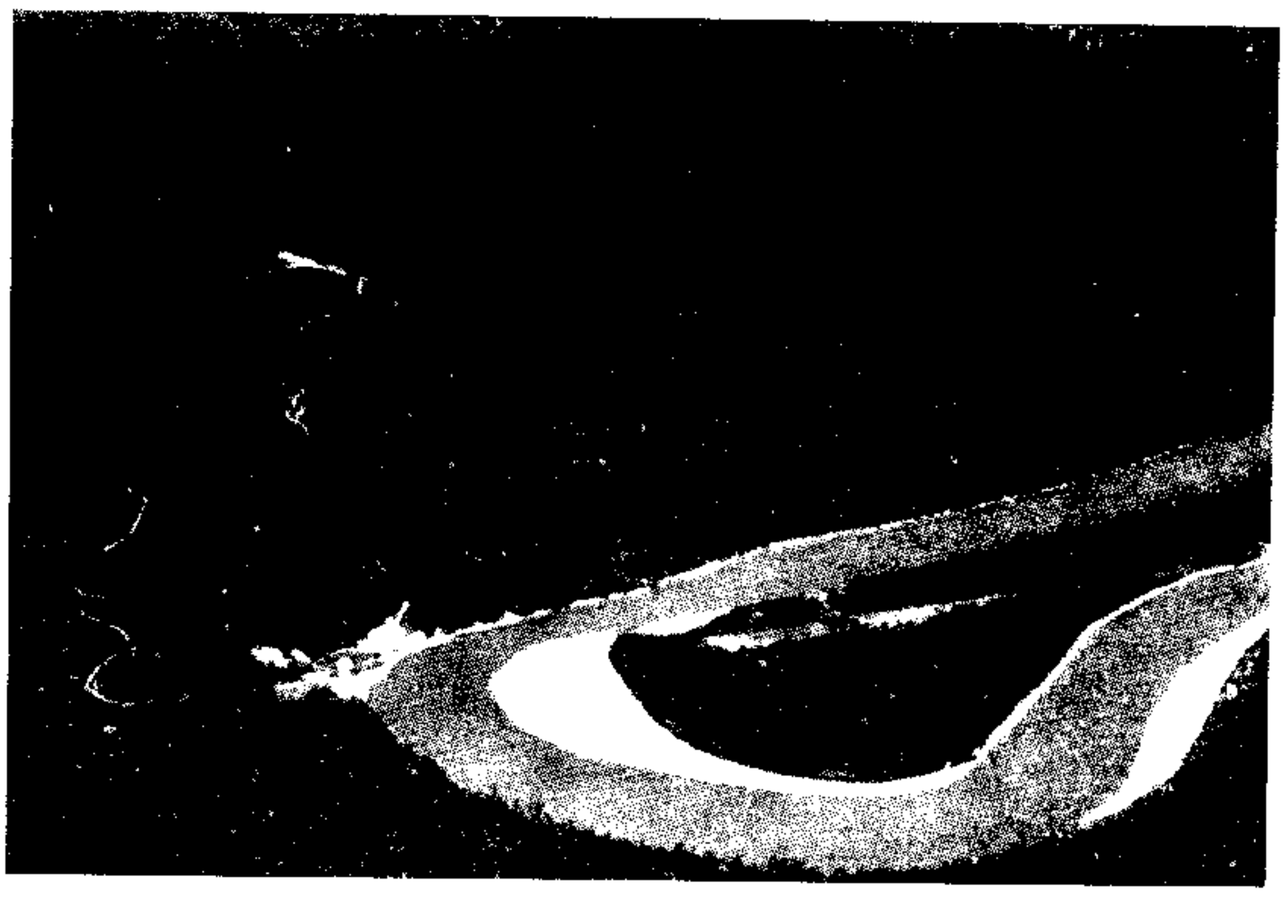


FIG. 21.11. *El domo petrolífero Ganso Azul, cerca de Pucallpa, Perú, una estructura de domo en un área de selva de lluvia tropical, donde no hay afloramientos del substrato, pero que está delineado por diferencias de tonos en la vegetación de acuerdo con la variable litología. (Gentileza American Geographical Society.)*

dor es habituarse al significado de estas variaciones de tonalidades. Para interpretarlas puede ser necesario buscar las causas en el terreno, pero una vez que se han reconocido, son útiles en el relevamiento de los caracteres así identificados.

Donde la roca viva aflora sobre áreas considerables, como suele suceder en las regiones áridas, el diseño del afloramiento puede evidenciarse fácilmente, y así, junto con las variaciones de tono, puede dar una imagen clara de la estructura geológica. De esta manera las intrusiones ígneas, tales como los stocks y los diques, pueden delinearse claramente. A menudo los caracteres estructurales mayores se manifiestan por el diseño del afloramiento y la dirección de la inclinación de los estratos de rocas. También pueden descubrirse así los caracteres estructurales secundarios, tales como diaclasas, estratificación o foliación.

La intensidad y el tipo de erosión que se muestra en las fotografías aéreas pueden ser significativos si se está cabalmente compenetrado de los principios del desarrollo geomórfico. Los farallones abruptos y casi verticales que caracterizan las áreas de loess, la escasez de cárcavas y de líneas de desagüe en arenas y gravas permeables, la falta de erosión en las llanuras lacustres, los sumideros y los cursos discontinuos de ríos de las planicies cársticas, y la formación de cárcavas del tipo de mal país en arcillas y lutitas, son unos pocos ejemplos de cómo los diferentes tipos de materiales geológicos pueden ser sugeridos por los caracteres geomórficos particulares.

Frecuentemente se pueden obtener importantes indicios de la geología del substrato mediante un cuidadoso estudio de la distribución de la vegetación. Los tipos o diseños de vegetación característicos, comúnmente reflejan la influencia de las diferencias del suelo relacionadas con diferencias en la roca madre o en los tipos de rocas. Sin embargo, los cambios de vegetación, más que el resultado de fundamentales variaciones en la geología, pueden ser producidos por diferencias en la exposición topográfica. Por lo común, tales contrastes se observan particularmente en las regiones áridas y semiáridas, entre las exposiciones norte y sur de valles orientados en dirección este-oeste. Aun en regiones donde la cubierta vegetal es tan densa como para impedir cualquier exposición del suelo o del substrato, las diferencias en el tono de la vegetación pueden reflejar la estructura geológica. La importancia de los cambios en la distribución y en los tipos de vegetación tal vez no se descubra hasta que se hayan llevado a cabo correlaciones en el terreno, pero, una vez que estas relaciones se comprenden el trabajo adicional se simplifica enormemente.

Ciertas marcas engañosas en las fotografías pueden inducir a errores. Por ejemplo, en las áreas montañosas, ciertas manchas pueden indicar: o que no hay bosque, o que éste es muy diferente del que lo rodea. Al principio, se puede considerar que estas áreas tienen importancia geológica cuando en realidad indican áreas que carecen de árboles o que sólo tienen retoños, donde el desmoronamiento o el deslizamiento han eliminado el bosque original. Caminos y ferrocarriles abandonados pueden mostrarse en las fotografías como líneas distintivas que se pueden tomar como de valor geológico. El revelado o la copia deficiente de los negativos puede dar lugar a variaciones de tonalidades o imágenes que pueden inducir a engaño. El emparejamiento pobre de las fotografías aisladas, o las variaciones de tonos en fotografías vecinas empleadas para compaginar un mosaico, pueden producir líneas que no reflejan cambio alguno de la topografía o de la geología. Las fotografías de un área tomadas durante estaciones distintas pueden tener diferencias marcadas en las calidades de sus tonos, relacionadas con las variables condiciones de la vegetación y del contenido de humedad.

El reconocimiento de los tipos de rocas. Sujetas a las limitaciones establecidas por la falta de relieve topográfico, el espesor del suelo o de otro

tipo de cubierta, y la densidad de la vegetación, de las fotografías aéreas se pueden extraer conclusiones referentes a los tipos de rocas bastante dignas de confianza. Las áreas de sedimentos no consolidados, tales como arenas cólicas, till glaciario y aluviones, pueden conservar todavía algunos de los caracteres topográficos que originariamente las distinguían. Los sedimentos consolidados son reconocibles por el bandeamiento en el diseño del afloramiento. Si las capas son casi horizontales, el diseño de los afloramientos seguirá las curvas de nivel. Franjas alternadas de árboles y pastos pueden indicar la disposición de las capas, particularmente si están presentes Forma-

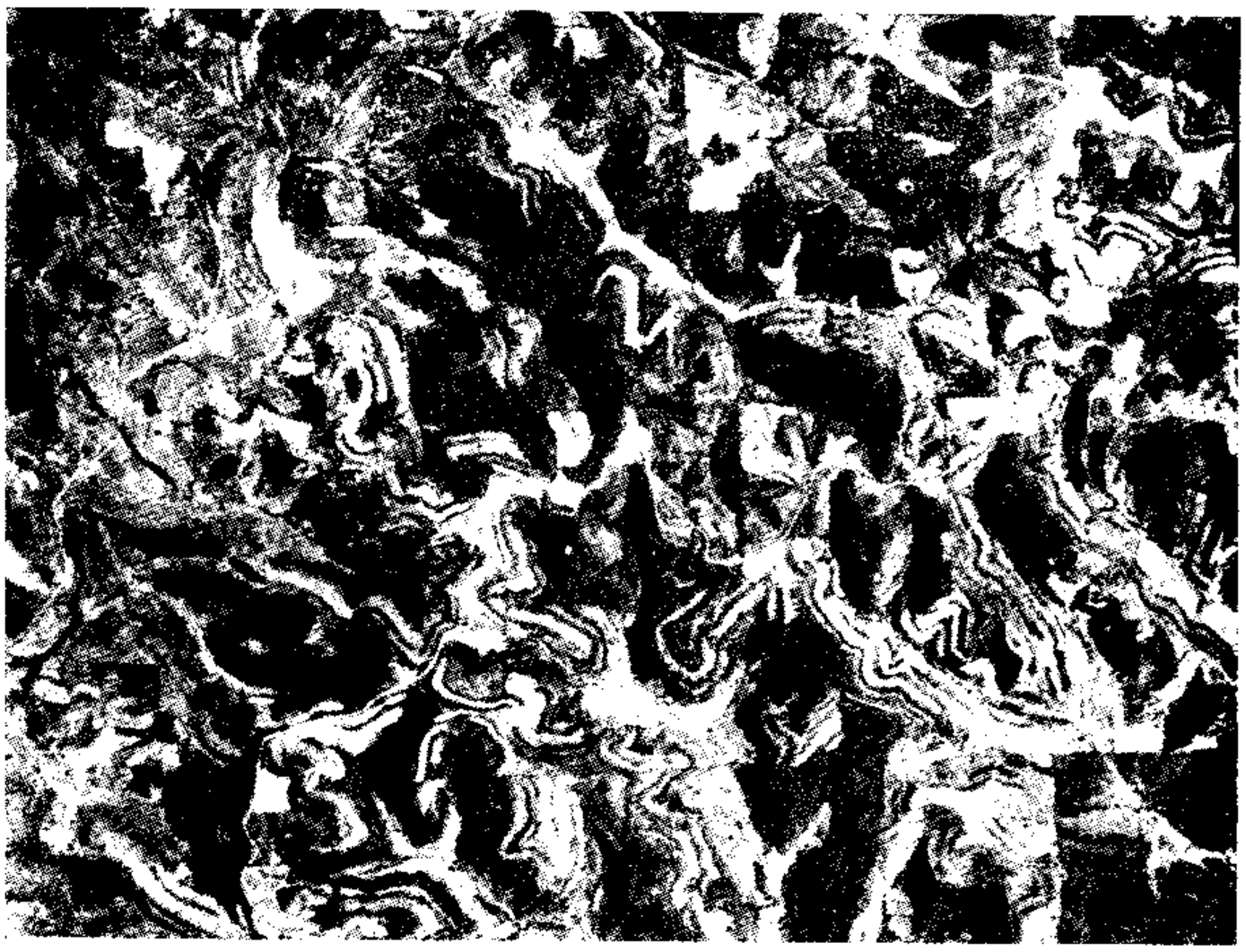


FIG. 21.12. *Fotografía vertical de una porción del condado de Gellie, en Ohio, en la cual el diseño del contorno de los prados y de la vegetación indica estratos sedimentarios casi horizontales. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

ciones que originan acantilados, las que tornan ciertos trechos no aptos para la agricultura. De este modo, la alternancia de areniscas y lutitas a menudo está reflejada a lo largo de las laderas por una secuencia de bosquecillos y prados. Si las capas se inclinan abruptamente, lo más probable es que el diseño del afloramiento o los caracteres que lo reflejan sea de tendencia lineal o sinuosa. Donde la inclinación es aguas arriba, la faja de afloramientos hará una V apuntando en ese sentido, salvo que la pendiente del río sea mayor que la inclinación de los estratos; y donde la inclinación es aguas abajo hará una V que apunta aguas abajo. Las capas verticales cruzan los

caracteres topográficos sin desviación lateral de su faja de afloramiento, salvo que estén fallados. Cuando la cubierta del suelo no es muy potente, los diseños de las diaclasas, en una fotografía, pueden ser delineados o indicados por caracteres tales como sumideros alineados, un aspecto surcado o estriado de la fotografía, diseños de desagüe rectangular o angular, o alineación de la vegetación. Las fallas están sugeridas por abras, interrupciones o

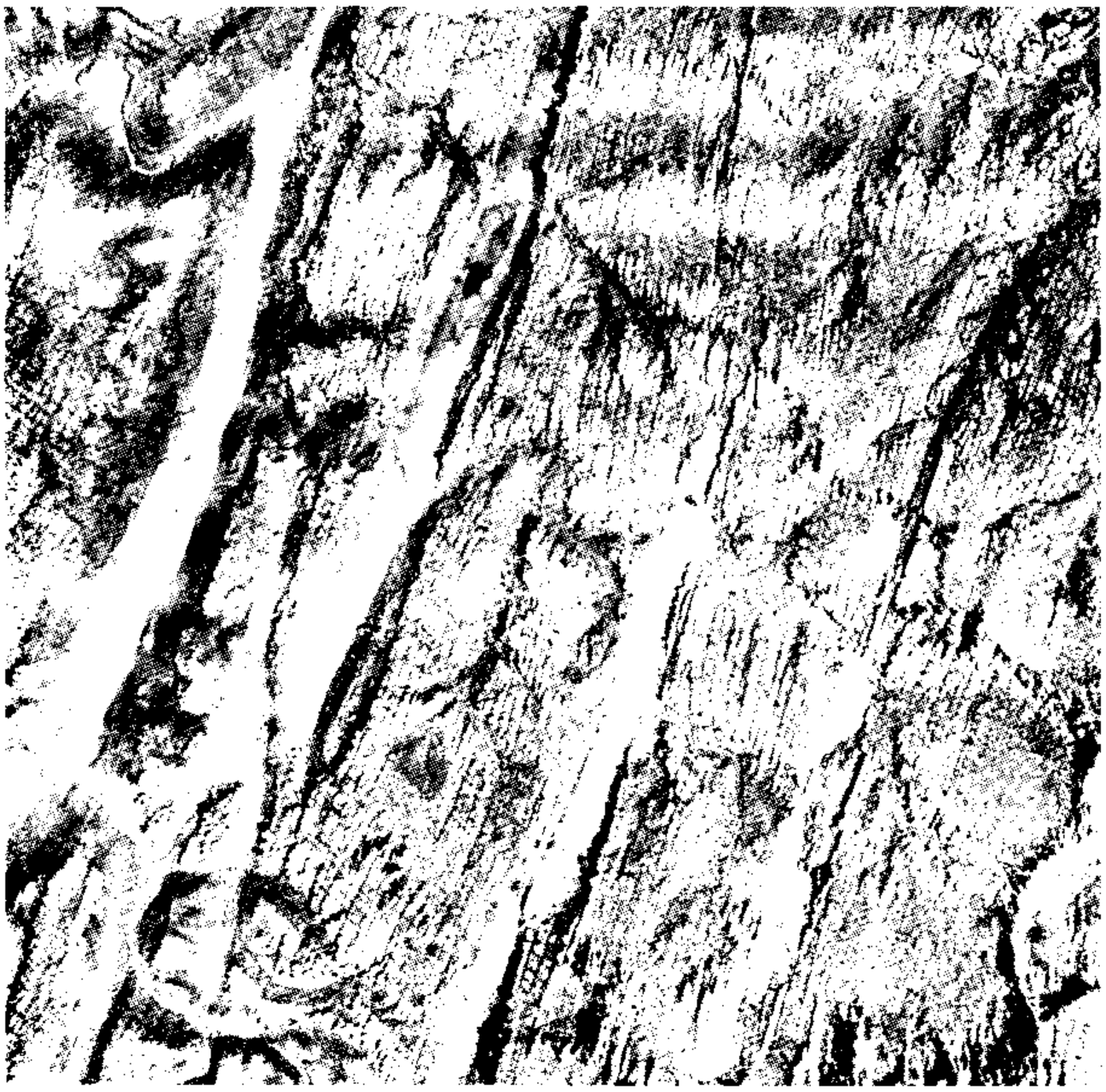


FIG. 21.13. *Fotografía vertical de un área tres kilómetros al sur de la confluencia de los ríos Green y Colorado en el sudeste de Utah, que muestra dos juegos de sistemas de diaclasas en la arenisca de la Formación Cedar Mesa. (Fotografía de Jack Ammann Photogrammetric Engineers.)*

desplazamientos en los afloramientos, y diseños topográficos o vegetales. Los acantilados y las escarpas rectilíneas y las zonas de vegetación, especialmente si son transversales al desagüe y a la alineación general de la topografía, sugerirán observaciones de campaña con vistas a un posible fallamiento. Las estructuras plegadas pueden ser bastante evidentes o estar sugeridas por

caracteres tales como crestas paralelas y convergentes y valles o zonas de vegetación, crestas y valles en lazos o zigzag y diseños de desagüe radial, en enrejado o centrípeto. Donde las inclinaciones no son muy fuertes, el tipo de pliegue es generalmente evidente.

Los cuerpos de rocas ígneas extrusivas son, por lo general, fácilmente reconocibles en las fotografías. Los conos volcánicos, cráteres, conos



FIG. 21.14. *Fotografía vertical de un área del condado de Lawrence, Dakota del Sur, en la que se ven sedimentos levantados por encima de una masa ígnea intrusiva sepultada. (Fotografía de Production and Marketing Administration.)*

de salpicadura, coladas, chimeneas volcánicas, y otros caracteres asociados con la actividad extrusiva, generalmente se distinguen por su forma y color. Los cuerpos intrusivos pequeños, tales como diques y stocks, se pueden reconocer fácilmente. Los diques comúnmente dan origen a crestas distintivas u ocasionalmente a depresiones; si no se destacan topográficamente, muestran notables contrastes de color con las rocas que intruyen. El contorno circular o subcircular de un stock, a menudo se pone en eviden-

cia por el contraste de color que presenta con las rocas vecinas intruidas o por su expresión topográfica. Un cuerpo intrusivo grande, tal como un batolito, puede ser difícil de reconocer porque cubre un área tan grande que tal vez sus contactos no se muestren en la fotografía. El reconocimiento



FIG. 21.15. *Fotografía vertical que muestra sedimentos del Precámbrico inferior (gris oscuro) cerca del lago Duncan, en los Territorios del Noroeste, Canadá, intrusados por cuerpos graníticos (gris claro) en un ancho de hasta 800 m. Ambas están intruidas por diques de diabasa (gris oscuro) del precámbrico más reciente. (Fotografía de la Real Fuerza Aérea del Canadá.)*

será entonces más difícil, pero su presencia puede estar sugerida por la topografía, que refleja uniformidad del material de roca pero carece de un diseño de afloramiento indicador de rocas sedimentarias. Salvo que las rocas estén notablemente fracturadas o falladas, en un área plutónica es probable que el diseño de desagüe sea dendrítico. En las fotografías, el reconocimiento de masas ígneas tales como filones capas y lacolitos puede ser difícil, pero bien puede haber sugerencias de su presencia que la comprobación en el terreno podrá confirmar o negar.

La delimitación de las áreas de rocas metamórficas sobre la base de fotografías aéreas puede ser dificultosa, a menos que estén tan metamorfizadas que hayan sido arrugadas y deformadas, en cuyo caso su presencia es bastante evidente. Pero si sólo se ha producido un metamorfismo leve o moderado, será difícil distinguirlas de los tipos de rocas que las han originado. El bandeamiento y la foliación pueden ser reconocibles, pero tal vez sea imposible diferenciarlos de los diseños bandeados que caracterizan a los sedimentos abruptamente inclinados. En general, el efecto del metamorfismo ha sido el de aumentar la resistencia de las rocas a la meteorización y a la erosión y, por ende, los efectos de la erosión y de la meteorización diferencial en las rocas metamórficas probablemente no sean tan notables como en los sedimentos con alternancia de capas débiles y resistentes.

LOS MAPAS DE SUELOS: UN RECURSO BASTANTE DESCUIDADO

En el capítulo 4 indicamos que hay cinco factores principales que determinan el desarrollo de un perfil del suelo: clima, biota del suelo, topografía, roca madre, y tiempo. Los últimos tres son de naturaleza geológica, y de ahí que debería ser evidente que las variaciones del suelo reflejan en un grado considerable las variaciones geológicas de uno u otro tipo. Los mapas de suelo relevados antes de 1920, por lo general no son particularmente útiles en el trabajo geológico de campaña, pero hoy en día se están confeccionando mapas notablemente detallados y exactos basados en poligonales en el terreno y en la interpretación de fotografías aéreas. Tales mapas, interpretados con propiedad, pueden proporcionar una gran cantidad de información, tanto geológica como geomórfica.

Para el empleo correcto de los mapas de suelos es esencial el conocimiento del significado de las series de suelos o catenas (véase pág. 82). Todos los integrantes de una serie de suelos provienen del mismo tipo de roca madre bajo condiciones topográficas esencialmente semejantes y, por lo tanto, pueden ser agrupados juntos como denominando un tipo particular de material geológico. Sin embargo, usualmente, al convertir un mapa de suelos en uno geológico, es más ventajoso trabajar con las catenas de suelos que con las series de suelos. Todos los integrantes de una catena de suelos (Bushnell, 1942) proceden de una roca madre semejante, pero muestran notables dife-

rencias en sus perfiles debido a los tipos variables de topografía bajo los cuales cada tipo de suelo se ha formado. De esta manera, las catenas de suelos sugieren inferencias tanto geológicas como topográficas. El primer paso para cambiar un mapa de suelos en uno geológico, es agrupar juntos todos los integrantes de cada catena relevada. El paso siguiente consiste en determinar la roca madre de la cual proviene cada catena de suelos. Hasta haberse familiarizado con las numerosas catenas de suelos que se han reconocido, habrá que realizar numerosas observaciones en el terreno. Una vez que se han llevado a cabo estos pasos, es un hecho sencillo confeccionar un mapa geológico sobre la base de un mapa de suelos. Dado que cada integrante de una catena de suelos ha evolucionado bajo condiciones topográficas levemente diferentes, será posible asociar los tipos individuales de suelos con tipos variables de topografía, tales como tierras altas planas, pendientes leves, moderadas o abruptas, o llanuras aluviales. Aunque un mapa de suelos no contiene la información cuantitativa referente a la topografía como un mapa con curvas de nivel, imparte una imagen general de los variables tipos de terreno presentes en el área levantada.

Los mapas de suelos no muestran directamente todas las formas topográficas, pero casi siempre las reflejan, y sus inferencias topográficas son entendidas fácilmente. Son particularmente valiosos en áreas de glaciación de montaña, y en tales regiones uno encuentra rápidamente que las áreas de kames y eskers, de llanuras de conos de transición y de depósitos de transición encauzados, morenas terminales y de fondo, áreas lacustres, y áreas de arena eólica y de loess, son fácilmente distinguibles por los diferentes suelos que se desarrollan en ellos. La edad geológica de los materiales glaciarios generalmente está indicada por la particular serie de suelos presente.

Los mapas de suelos pueden ser valiosos para la geología del substrato en áreas donde hay muchas Formaciones geológicas de poco espesor. Bajo estas condiciones, cada Formación geológica tal vez no esté reflejada por un tipo específico de suelo. Si, por ejemplo, están presentes varias Formaciones vecinas de calizas, un mapa de suelos indicará dónde están las calizas, pero raramente será útil para distinguir una Formación de caliza en particular, salvo que ésta posea alguna cualidad mineralógica notable que dé origen a un tipo de suelo distinto. Sin embargo, donde las Formaciones geológicas tienen un afloramiento de anchura apreciable, como en una región de Formaciones de espesor considerable y de inclinación suave, un mapa de suelos, cuando es interpretado correctamente, se transforma en un mapa geológico bastante bueno. Para muchos tipos de trabajos geológicos, un mapa de suelos está en la misma categoría que un mapa topográfico o que las fotografías aéreas, en cuanto a la utilidad en el relevamiento geológico regional.

LOS MAPAS CLIMÁTICOS

Aunque generalmente se reconoce que las variaciones climáticas tienen influencia sobre la actuación de los procesos geomórficos, se han realizado pocos intentos para correlacionarlos. En muchas partes del mundo esto ha sido imposible debido a la escasez o a la carencia de datos detallados del tiempo y del clima, pero para áreas considerables se dispone de datos por períodos suficientemente largos como para dar una imagen adecuada de las condiciones climáticas y del tiempo.

Muchos tipos de problemas geomórficos pueden ser estudiados mejor si se los combina con información climática detallada. La información referente a la precipitación, incluyendo no solamente la cantidad anual, sino también su distribución estacional, variabilidad, los porcentajes que se producen como lluvia o como nieve, la intensidad de la precipitación, particularmente de las lluvias extremadamente intensas, y muchos otros aspectos de la precipitación, bien puede contribuir a un mejor conocimiento de los problemas que involucran los tipos y las velocidades de erosión. Visher (1937, 1945) ha destacado la importancia de las precipitaciones extremas en el problema de la erosión y ha demostrado, por ejemplo, que la mayor velocidad de erosión en el sur de Indiana, en comparación con el norte, no es solamente el resultado del mayor relieve del sur, sino que, en parte, también está relacionada con la mayor precipitación en esta última, un porcentaje de precipitación más elevado durante los meses de invierno, cuando los efectos protectores de la vegetación son mínimos, la mayor frecuencia de lluvias torrenciales, menos días de suelo congelado en el invierno, y otros factores que contribuyen a los efectos erosivos máximos.

También se deberán tener en cuenta factores térmicos, tales como temperatura media anual, amplitud diaria y anual de temperatura, cantidad de días con temperaturas por arriba y por debajo de 0°C, profundidad de la penetración de la congelación, frecuencia de los días con congelación y deshielo, y otros factores de temperatura que puedan influir en la actuación de los procesos geomórficos (Visher, 1945).

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

BARRELL (Joseph): *The Piedmont terraces of the northern Appalachians.* Am. J. Sci., t. *199*, págs. 242-258, 1920.

BATES (R. E.): *Geomorphic history of the Kickapoo region, Wisconsin.* Geol. Soc. Am., Bull. *50*, págs. 814-880, 1939.

BAULIG (Henri): *The Changing Sea Level.* pág. 43, George Philips and Son Ltd., Londres, 1935.

BUSHNELL (T. M.): *Some aspects of the catena concept.* Soil Sci. Soc. Am., Proc., 7, págs. 466-476, 1942.

— *The story of Indiana soils.* Purdue Agr. Expt. Sta., Spec. Cir. *1*, 52 págs., 1944.

DEBLIEUX (Charles): *Photogeology in Gulf Coast exploration.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *33*, págs. 1251-1259, 1949.

DESJARDINS (Louis): *Techniques in photogeology*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *34*, págs. 2284-2317, 1950.
JENKINS (O. P.): *New techniques applicable to the study of placers*. Calif. J. Mines Geol., t. *31*, págs. 143-200, 1935.
LOBECK (A. K.): *Block Diagrams*. John Wiley and Sons, Nueva York, 1924.
RAISZ (Erwin): *General Cartography*. 2da. ed., págs. 103-123 y 297-308. McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1948.
REA (H. C.): *Photogeology*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *25*, págs. 1796-1799, 1941.
RICH (J. L.): *Recognition and significance of multiple erosion surfaces*. Geol. Soc. Am., Bull. *49*, pág. 1699, 1938.
SMITH (G. H.): *The relative relief of Ohio*. Geog. Rev., t. *25*, págs. 272-284, 1935.
STRAHLER (A. N.): *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. Geol. Soc. Am., Bull. *63*, págs. 1117-1142, 1952.
THOMPSON (H. D.): *Hudson gorge in the Highlands*. Geol. Soc. Am., Bull. *47*, págs. 1831-1848, 1936.
— *Topographic analysis of the Monterey, Staunton, and Harrisonburg quadrangles*. J. Geol., t. *49*, págs. 521-549, 1941.
VISHER (S. S.): *Regional contrasts in erosion in Indiana, with special attention to the climatic factor in causation*. Geol. Soc. Am., Bull. *48*, págs. 897-930, 1937.
— *Climatic maps of geologic interest*. Geol. Soc. Am., Bull. *56*, págs. 713-736, 1945.
WHITE (G. W.): *End moraines of north-central Ohio*. J. Geol., t. *47*, págs. 277-289, 1939.

REFERENCIAS ADICIONALES

DIETZ (R. S.): *Aerial photographs in the geologic study of shore features and processes*. Photogram. Engineering, t. *13*, págs. 537-545, 1947.
ENGLISH (W. A.): *Use of airplane photographs in geologic mapping*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *14*, págs. 1049-1058, 1930.
GWYNNE (C. S.): *Swell and swale pattern of the Mankato lobe of the Wisconsin drift plain in Iowa*. J. Geol., t. *50*, págs. 200-208, 1942.
HANSON-LOWE (J.): *The clinographic curve*. Geol. Mag., t. 72, págs. 180-184, 1935.
JENKINS (D. S.), BELCHER (D. J.), GREGG (L. E.) y WOODS (K. B.): *The origin, distribution, and airphoto identification of United States soils*. Tech. Div. Rept. 52 y Apéndice B, U. S. Dept. Commerce, Washington, 1946.
LOBECK (A. K.): *The position of the New England peneplain in the White Mountain* region. Geog. Rev., t. 3, págs. 53-60, 1917.
LOBECK (A. K.) y TELLINGTON (W.): *Military Maps and Air Photographs*. McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1944.
LOEL (Wayne): *Use of aerial photographs in geologic mapping*. Trans. Am. Inst. Mining Met. Engrs., t. *144*, págs. 356-409, 1941.
MELTON (F. A.): *Preliminary observations on geological use of aerial photographs*. Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *29*, págs. 1756-1765, 1945.
PUTNAM (W. C.): *Aerial photographs in geology*. Photogram. Engineering, t. *13*, págs. 557-564, 1947.
RICH (J. L.): *A bird's-eye cross section of the central Appalachian Mountains and Plateaus: Washington to Cincinnati*. Geog. Rev., t. *29*, págs. 561-586, 1939.
ROONEY (G. W.) y LEVINGS (W. S.): *Advances in the use of air survey by mining geologists*. Photogram. Engineering, t. *13*, págs. 570-584, 1947.
SMITH (H. T. U.): *Aerial photographs in geomorphic studies*. J. Geomorph., t. *4*, págs. 171-205, 1941.
— *Aerial Photographs and Their Applications*. D. Appleton-Century Co., Nueva York, 1943.

— *Aerial photographs in geologic training*. Photogram. Engineering, t. *13*, págs. 615-619, 1947.

SMITH (K. G.): *Standards for grading texture of erosional topography*. Am. J. Sci., t. *248*, págs. 655-668, 1950.

VAN NOUHUYS (J. J.): *Geological interpretations of aerial photographs*. Trans. Am. Inst. Mining. Met. Engrs., t. *126*, págs. 607-624, 1937.

VISHIR (S. S.): *Climate and geomorphology: some comparisons between regions*. J. Geomorph., t. *5*, págs. 54-64, 1941.

WOOLDRIDGE (S. W.) y MORGAN (R. S.): *The Physical Basis of Geography*. Capítulo 16. Longmans, Green and Co., Ltd., Londres, 1937.

22 · *Geomorfología aplicada*

INTRODUCCIÓN

Las formas de relieve son los caracteres más comunes encontrados por cualquiera que se dedica a trabajos geológicos y a las varias fases de la ingeniería. Si se les interpreta correctamente, tienen su significado desde el punto de vista de la historia, la estructura y la litología geológica. El poco conocimiento de los principios geomórficos pertinentes lleva con demasiada frecuencia a descuidar las aplicaciones que éstos pueden tener en la solución de determinado problema. No es cuestión de pretender que ni aun con el conocimiento más profundo de la geomorfología uno esté preparado para ser geólogo económico, geólogo petrolero, geólogo ingeniero o geólogo minero, pero cree el autor que con demasiada frecuencia estos "geólogos prácticos" dejan de emplear al máximo posible los conceptos geomórficos básicos. Al intentar presentar las aplicaciones prácticas de la geomorfología, es imposible separar esta rama de la geología de los otros aspectos geológicos que afectan la evolución de los paisajes. El lector ya se debe dar cuenta, si es que alguna vez le ocurre esto, de que el entendimiento de las formas de relieve supone una apreciación de la influencia de factores geológicos tales como la litología y la estructura. En la siguiente exposición, por necesidad consideraremos problemas que tienen sus aspectos litológicos, estructurales y estratigráficos, pero procuraremos seleccionar los que involucran aplicaciones de los principios geomórficos fundamentales.

LA APLICACIÓN DE LA GEOMORFOLOGÍA A LA HIDROLOGÍA

La hidrología de los terrenos de calizas. Los problemas hidrológicos en los terrenos de calizas se entienden mejor cuando se ha comprendido por completo la geomorfología de tales áreas. Ninguna roca varía tanto en su capacidad para proporcionar agua como la caliza. La permeabilidad de las calizas es en parte primaria y en parte secundaria o adquirida. La *permeabilidad primaria* depende de la presencia de las oquedades iniciales intercomunicadas con los sedimentos calcáreos de los cuales se formó la roca. La *permeabilidad secundaria* o *adquirida* resulta de las diaclasas y

fracturas producidas por procesos diagenéticos y diastróficos, y de aberturas creadas por disolución a lo largo de las diaclasas y planos de estratificación. La presencia o ausencia de grandes cavidades de disolución depende grandemente de que la caliza haya estado ubicada en el pasado de tal manera como para permitir el agrandamiento de las diaclasas y planos de estratificación. A su vez, esto depende principalmente de que la caliza ahora tenga en la parte superior un plano de erosión, o alguna vez en el pasado haya estado ubicada de tal manera con respecto a la capa freática local como para permitir al agua freática moverse hacia abajo dentro de la roca y proceder a la disolución. Hamilton (1948) ha demostrado que en el área de Lexington, Kentucky, las calizas difieren en su rendimiento de agua principalmente de acuerdo con el grado en que sus diaclasas y planos de estratificación han sido ensanchados por la disolución. Esta permeabilidad secundaria varía notablemente según la topografía de la región, siendo mayor por debajo y adyacente a los bajos topográficos o valles. En esta área, las aberturas de disolución están limitadas principalmente a profundidades de menos de 24 a 30 m por debajo de la superficie.

Las aberturas de disolución, con su permeabilidad incrementada, son de importancia no solamente en la topografía actual sino también en los paisajes cársticos sepultados. Se ha demostrado que los rendimientos artesianos mayores en la cuenca artesiana de Roswell, en Nuevo México (Fielder y Nye, 1933), son posibles debido principalmente a la presencia de un terreno cárstico pérmico enterrado sobre la caliza de la Formación Picacho, que posteriormente fue sepultado bajo sedimentos de la Formación Pecos, del Pérmico superior. Dentro de la cuenca artesiana, cinco áreas tienen rendimientos notablemente altos, y todas deben su presencia a la caliza con mayor número de cavernas vecinas a las antiguas líneas de desagüe. Así, la capacidad para reconocer las topografías cársticas antiguas se torna importante en la valoración de las posibilidades para obtener agua en algunas regiones, porque tales terrenos descendidos por debajo del nivel freático pueden rendir agua en grandes cantidades bajo presión hidrostática.

El saber hasta dónde ha avanzado un área particular en el ciclo cárstico, determinará las localidades más apropiadas para buscar agua en un terreno cárstico. En las primeras etapas de la evolución cárstica, las condiciones no son muy diferentes de las de los otros tipos de paisajes con relieve semejante, porque la desviación del escurrimiento hacia cauces subterráneos no ha progresado lo suficiente, pero a medida que avanza el ciclo, un mayor porcentaje del escurrimiento es desviado a pasajes abiertos por disolución, y los ríos superficiales disminuyen en cantidad y a menudo son temporarios. Los manantiales cársticos constituyen entonces las principales fuentes de agua. Muchos de los grandes manantiales de los Estados Unidos de América son de este tipo. Tales manantiales pueden abastecer cantidades de agua suficientes para satisfacer necesidades moderadas, pero la calidad del agua generalmente es un asunto que se debe considerar con cuidado. Si su agua

se enturbia después de lluvias copiosas, significa que no ha tenido filtración después de cambiar las rutas superficiales por las subterráneas. En tales condiciones, la contaminación bacteriana puede ser elevada. De esta manera resulta importante determinar los orígenes del agua de los manantiales para poder establecer las posibilidades de contaminación seria. Esto involucra averiguar cuáles son los pozos cársticos y los sumideros que proporcionan agua a los sistemas de desagüe subterráneo que emergen como manantiales. Esto se puede llevar a cabo agregando material colorante, tal como fluoresceína, en el agua que entra en los sumideros y pozos cársticos cercanos y haciendo comprobaciones en los diversos manantiales para determinar cuáles son los sumideros y pozos cársticos que los alimentan. Para esto es necesario el conocimiento de la geología de la región, porque el agua subterránea se desplaza más fácilmente hacia abajo que hacia arriba por la inclinación regional.

La obtención de agua mediante pozos en un terreno de caliza puede ser fácil o difícil. Si la caliza tiene gran permeabilidad primaria, a la cual se le suma la permeabilidad secundaria en la forma de aberturas por disolución, tal vez no haya dificultad en obtener pozos de gran rendimiento. Tales condiciones existen en la caliza de la Formación Ocala del Eoceno, en Florida y en Georgia. En esta Formación pocos pozos son secos. Si, por el contrario, la caliza es densa, compacta, con poca permeabilidad de masa, el movimiento del agua subterránea se realizará principalmente a través de los pasajes secundarios. En estas condiciones, la obtención de un pozo satisfactorio depende en grado sumo de la intersección, al azar, con uno de los pasajes por el cual se desplaza el agua subterránea. Tales pozos, aunque rindan satisfactoria cantidad de agua, están expuestos a la posibilidad de contaminación indicada arriba para los manantiales cársticos. No toda el agua procedente de calizas es proclive a la contaminación. Si sobre la caliza hay una roca filtrante apropiada, tal como una arenisca, la calidad del agua puede ser buena, aunque se desplace por los pasajes secundarios. Las planicies cársticas evidentemente carecen de una cubierta filtrante, y cualquier sumidero, pozo cárstico, o valle cárstico dentro de un área de rocas clásticas, debería por lo menos inducir a dudas sobre la pureza del agua de los manantiales cercanos.

El suministro primitivo del agua corriente a Bloomington, en Indiana, es un ejemplo excelente de cómo la falta de los conocimientos más elementales de los principios geomórficos y geológicos condujo a un prolongado ciclo de crisis de agua. Cuando la ciudad había alcanzado tal crecimiento que los pozos y aljibes ya eran inadecuados y se hacía imperativa la necesidad de una red de aguas corrientes, la primera provisión de ésta se logró construyendo una represa por debajo de un manantial cárstico al oeste de la ciudad y endicando sus aguas. La represa fue construida sobre caliza con numerosos orificios de disolución. Ni una gota de agua fluyó por el vertedero de la represa; en cambio, el agua se deslizó por debajo de la

represa y emergió como filtraciones aguas abajo de la misma. Pronto se padeció escasez de agua, y fue necesario ampliar el sistema de aguas corrientes. Los geólogos recomendaron firmemente que se abandonara el área cárstica al oeste de la ciudad como fuente de provisión de agua, y que se construyera una represa para endicar el escurrimiento superficial al nordeste de la ciudad, donde los fondos de los valles estaban excavados por debajo de la caliza en limolita relativamente impermeable. Las autoridades de la ciudad hicieron caso omiso de esta recomendación y construyeron otro dique en el área de la planicie cárstica que retenía el agua de dos manantiales cársticos. Por un tiempo la provisión del agua fue satisfactoria, a pesar de las pérdidas; pero a medida que la ciudad crecía, la escasez de agua se fue haciendo cada vez más aguda. Finalmente se siguió la recomendación de los geólogos, y se construyó una represa en un valle con un subyacente de limolita y se retenía el agua del escurrimiento superficial de unos 20 km^2. Esta provisión fue suficiente y segura, y se abandonaron los depósitos de agua en la región cárstica junto con el dinero invertido de los contribuyentes.

El agua freática en las áreas con glaciarismo. En gran parte de América del Norte, el agua freática para uso doméstico e industrial es obtenida de depósitos glacifluviales. El reconocimiento de las posibilidades de grandes aprovisionamientos de agua freática de áreas con glaciarismo depende principalmente del conocimiento de los tipos de depósitos de los cuales se pueden obtener rendimientos grandes, junto con una comprensión de la historia geomórfica del área, tanto durante los tiempos preglaciales como glaciales. Las llanuras de conos de transición, los depósitos de transición encauzados, y las gravas intertill son los que tienen más probabilidades de suministrar grandes cantidades de agua. El till es un acuífero pobre, por la arcilla que contiene; pero la mayoría de los tills contienen lentes locales de arena y grava que pueden suministrar suficiente agua como para satisfacer las necesidades domésticas. La topografía superficial raramente proporciona indicios de la existencia de tales lentes portadoras de agua; probablemente sean más abundantes en áreas vecinas a líneas de desagüe glaciario, y generalmente son alargadas en la dirección del movimiento glaciario.

Se ha encontrado que los valles preglaciales e interglaciales sepultados pueden ser fuentes de grandes volúmenes de agua freática. El reconocimiento de su presencia dentro de un área se logra mediante un estudio detallado de la topografía e historia geomórfica preglacial del área. En el capítulo 16 tratamos brevemente una de las grandes líneas de desagüe preglacial de América del Norte, el denominado valle Teays, actualmente sepultado bajo el derrubio glaciario en Ohio, Indiana e Illinois (Horberg, 1945, 1950). Él y sus tributarios representan un enorme caudal potencial de agua freática, hasta ahora prácticamente intacto. Este valle sepultado cruza Indiana en dirección general oeste y está sepultado bajo unos 120 m de derrubio glaciario, del cual una parte considerable es arena y grava. La

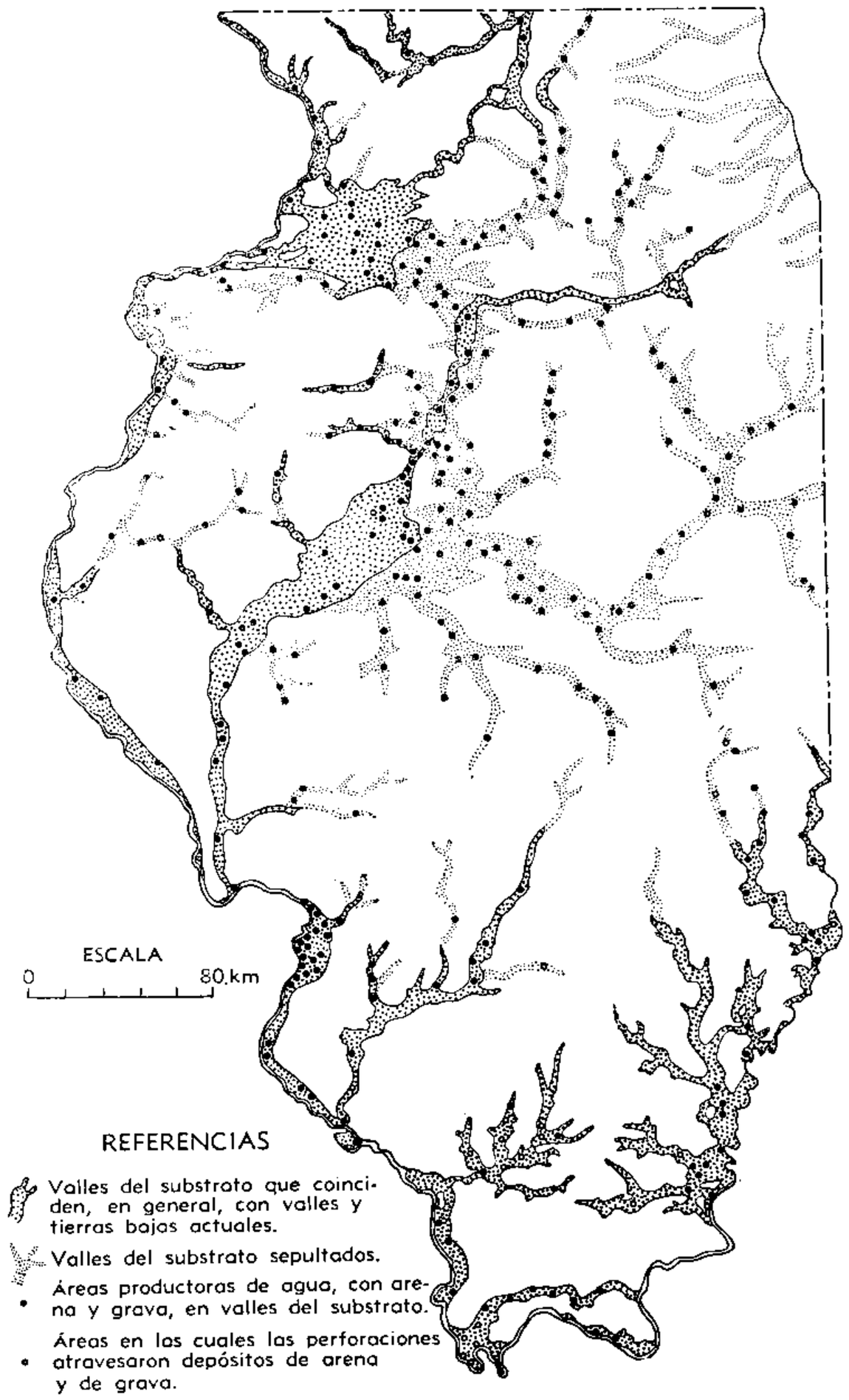


FIG. 22.1. *Distribución de las arenas y gravas acuíferas actuales y potenciales, en los principales valles preglaciales sepultados de Illinois. (Tomado de Leland Horberg,* Illinois Geol. Surv. Bull. 73.)

ciudad de Perú, en Indiana, se halla próxima a este valle sepultado y obtiene su agua de pozos ubicados en él. En este valle sepultado, dos pozos de 25 cm de diámetro tienen un rendimiento potencial de 8.300.000 litros de agua diarios. Otros ejemplos de ciudades que obtienen sus aguas de valles sepultados son Champaign-Urbana, en Illinois, Canton en Ohio (Schaefer, White y Van Tuyl, 1946), Schenectady en Nueva York (Simpson, 1949), y Dayton en Ohio (Norris, 1948). Los valles sepultados han revelado ser importantes fuentes de agua en estados tales como Nebraska (Lung, 1935),

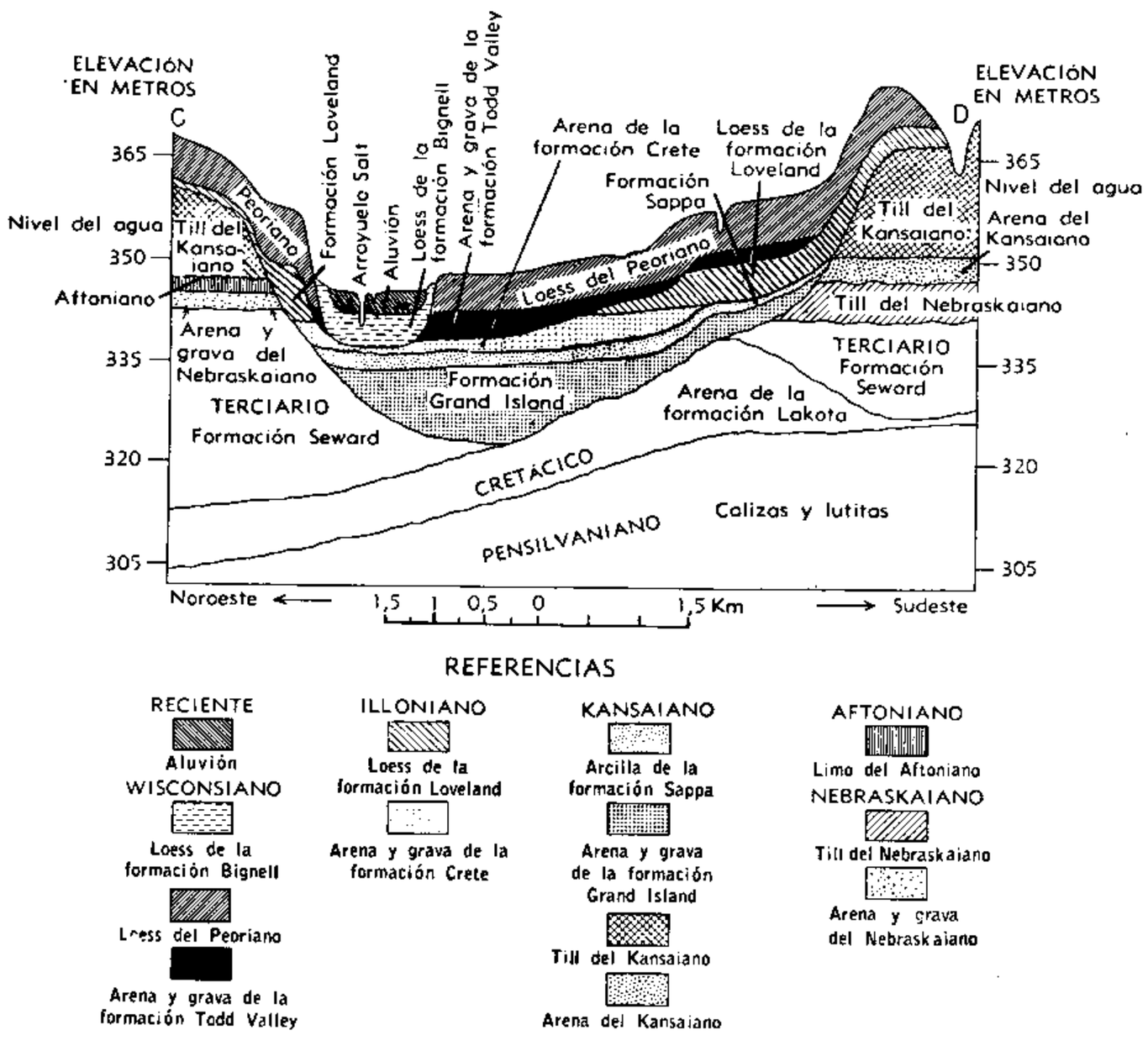


FIG. 22.2. *Corte a través del valle del arroyuelo Salt, al nordeste de Lincoln, Nebraska. Un valle preglacial está rellenado con varios tipos de materiales glaciarios, algunos de los cuales son acuíferos potenciales. (Tomado de G. E. Condra y E. C. Reed,* Nebraska Geol. Survey, Bull. 15-A.)

donde un clima subhúmedo exige mucha agua. No hay duda de que los valles sepultados están destinados a desempeñar un papel cada vez más importante en el suministro de agua potable, y su utilización al máximo espera una información sobre su distribución por geólogos versados en la historia preglacial y glacial de las regiones en que se pueden encontrar.

La ubicación de los valles sepultados se lleva a cabo mediante el levan-

tamiento de mapas del substrato de las áreas con glaciarismo. Éstos se hacen primero determinando el espesor de la cubierta del derrubio glaciario sobre la base de datos de perforaciones y pozos o de datos geofísicos obtenidos por relevamientos sísmicos o de resistividad. Determinada la altitud de los pozos o perforaciones, se puede calcular el nivel del substrato. El paso siguiente es el trazado de las curvas de nivel de la cara superior del substrato.

El rendimiento de agua de un valle sepultado puede variar grandemente, dependiendo del tipo de material que lo rellena. Si el relleno es till, arcilla o limo, el rendimiento será escaso. Un valle puede tener arena y grava,

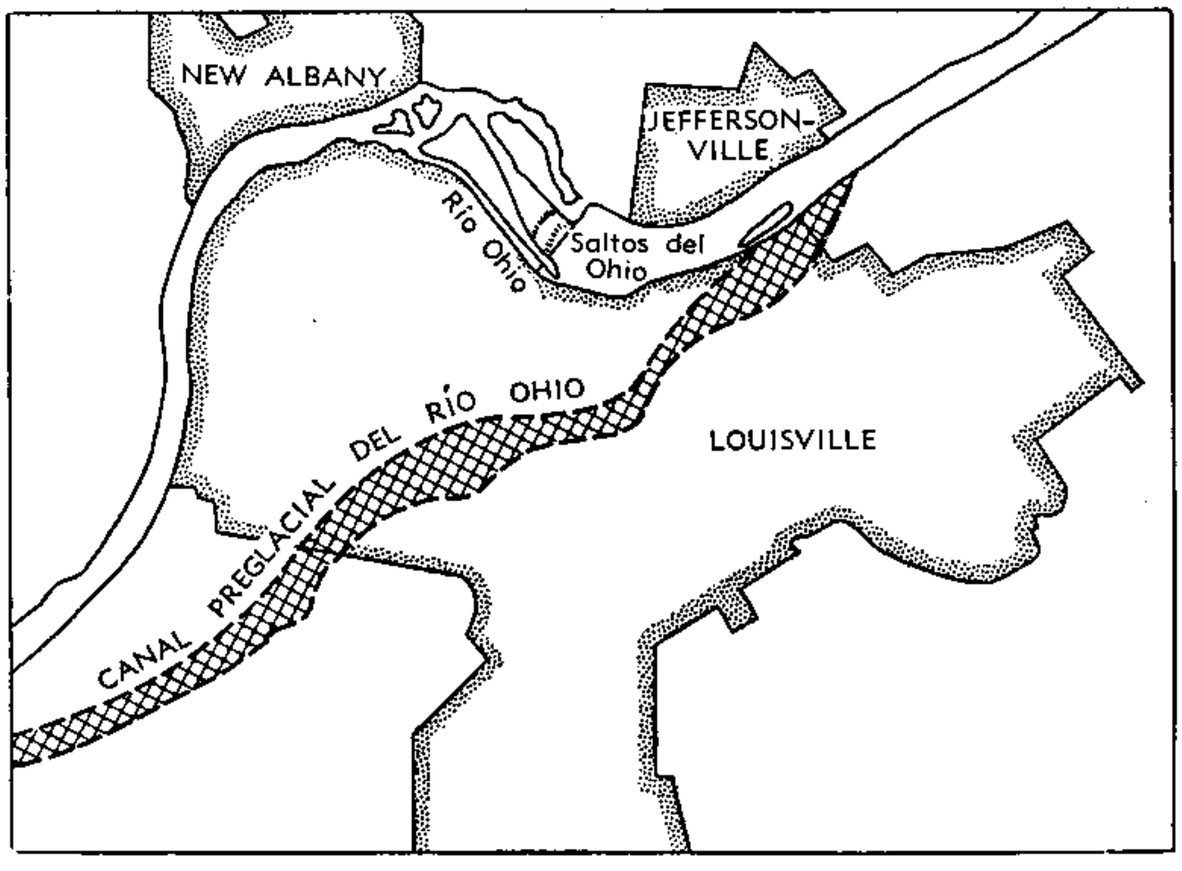


FIG. 22.3. *Relación entre el cauce preglacial del río Ohio y su curso presente en Louisville, Kentucky. (Tomado de W. F. Guyton.)*

mientras que otro tiene materiales más finos, y aun diferentes partes de un mismo valle pueden variar en cuanto al tipo de relleno. Cuando el desagüe de un frente de hielo fue obstaculizado, se depositó la arena y la grava de los conos de transición; pero donde el terreno tenía una pendiente hacia el frente de hielo hubo endicamiento de los valles y en ellos se acumularon arcillas y limos. Así, para evaluar la potencialidad del agua freática de un valle sepultado, es importante un conocimiento cabal de las direcciones del movimiento glaciario y de las líneas de los conos de transición glaciarios. Los mismos principios son aplicables a las posibilidades de los valles tributarios sepultados. No todos los valles sepultados son de edad preglacial. Los valles interglaciales pueden contener arenas y gravas portadoras de agua. Su reconocimiento requiere una interpretación correcta de las arenas y gravas intertill.

Guyton (1946) ha descripto un caso interesante de uso doble de un

valle preglacial sepultado. En el valle del Ohio, en el cual está ubicada la ciudad de Louisville, se depositaron conos de transición glaciarios durante las etapas del Illoniano y del Wisconsiano. El valle preglacial del Ohio está rellenado con materiales de los conos de transición hasta una profundidad de 37 m. En Louisville, el curso actual del río Ohio no coincide con su valle preglacial encajonado, sino que está al norte de él. El suministro de agua corriente para Louisville es obtenido del río Ohio, pero hay un gran número de pozos en la parte sur de la ciudad que obtienen su agua de los conos de transición glaciarios del valle preglacial. En el verano, se prefiere el agua freática a la del río para el aire acondicionado, porque tiene una temperatura mucho más baja. En esta localidad el agua freática tiene una temperatura bastante uniforme de alrededor de 14°C, mientras que el agua del río puede llegar hasta los 27° ó 30°C en el verano. De las gravas glaciarias de estos pozos se había estado extrayendo tanta agua, que era inminente una escasez aguda. Se decidió suspender el bombeo durante los meses de invierno, y emplear el agua del río, que en esos meses estaba suficientemente fresca. Durante los meses de invierno las gravas glaciarias del valle sepultado se cargaron nuevamente con agua fresca filtrada del río, proveniente del agua suministrada por la municipalidad. Esto fue factible porque el nivel del agua en el valle sepultado había bajado tanto con el bombeo, que poca cantidad del agua que se le puso fluyó, alejándose, y, por consiguiente, la mayor parte se recuperó. Además, al ser recargada durante los meses de invierno, se pudo mantener en el agua freática la temperatura baja deseada. El agua extraída de los pozos y empleada para refrigeración podría haber sido devuelta a la reserva acuífera del valle sepultado, pero después del uso su temperatura había aumentado y el retorno continuo hubiera elevado la del agua freática más arriba de lo conveniente para el aire acondicionado.

LA GEOMORFOLOGÍA COMO UN MEDIO DE EXPLORACIÓN EN GEOLOGÍA ECONÓMICA

Por lo general, los geólogos económicos suelen no advertir que la comprensión de los caracteres e historia geomórficos de una región pueden ser utilizados con provecho en la exploración de algunos minerales. McKinstry (1948) ha dado a conocer una exposición excelente sobre las posibilidades de emplear guías geomórficas en geología minera, y la reseña siguiente está trazada en parte sobre su manera de tratar este tópico. Los caracteres geomórficos pueden servir como guías, en la búsqueda de yacimientos de minerales, de tres maneras: 1) algunos depósitos de minerales se revelan directamente por la topografía; 2) la topografía de un área puede proporcionar indicios de la estructura geológica que ha favorecido la acumulación de los minerales; y 3) la comprensión de la historia geomórfica del área puede hacer posible una mejor apreciación de las condiciones físicas bajo las cuales los minerales se acumularon o se enriquecieron.

La manifestación superficial de los cuerpos mineralizados. No todos los cuerpos mineralizados tienen una expresión superficial evidente, aunque muchos se manifiestan como afloramientos de minerales, sombrero de hierro o minerales residuales, o como caracteres estructurales tales como fracturas, fallas y zonas de brecha. Existen numerosos ejemplos de caracteres topográficos positivos que revelan la ubicación del filón mineral. La veta de plomo y cinc de Broken Hill, en Australia, se revela por una cresta notable. En Santa Bárbara, situada en Chihuahua, México (Schmitt, 1939), sobresalen vetas cuarcíferas macizas; se destacan porque son mucho más resistentes a la erosión que la roca de la localidad no silicificada. Las vetas crean las crestas, mientras que las áreas comprendidas entre las vetas generalmente dan lugar a la formación de cauces de arroyos, aunque donde las vetas son angostas o han sido debilitadas por fallas transversales pueden ser atravesadas por líneas principales de desagüe. En el distrito de Parral, en Chihuahua, México, debido a que las vetas contienen abundante sílice, son más resistentes a la meteorización y a la erosión y sobresalen como cerros o crestas. La veta Codero, que aflora en el distrito San Juan, de Chihuahua, México, en la mayor parte de su trayecto tiene una cubierta de caliche de pocos metros de espesor, y el plano de los afloramientos está bien indicado por las bandas de caliche delimitadas por caliza o por riolita. Existen otros numerosos ejemplos, como en el distrito Catman, en Arizona, y la California Mother Lode, donde las vetas de cuarzo sobresalen con un relieve topográfico neto.

No todos los afloramientos de minerales se reflejan en formas topográficas positivas. Algunas vetas y áreas mineralizadas pueden carecer de expresión topográfica visible o estar reflejadas por depresiones o caracteres de hundimiento. Las vetas de calcita pueden ser poco visibles o estar reflejadas topográficamente por depresiones, como en Oatman, Arizona, y en Bearverdell, Columbia Británica. Como dice Schmitt (1939), "la expresión topográfica, positiva o negativa de un clavo mineralizado *no oxidado* depende, por supuesto, de la resistencia relativa a la erosión del clavo y de las paredes. Las diferencias de resistencia son el resultado de los muchos caprichos de la mineralización en sus efectos sobre las vetas y las paredes, pero en un distrito dado puede ser constante un efecto típico, suministrando así una guía de la mineralización valiosa". Por lo común, el problema consiste en encontrar cuál es el reflejo geomórfico específico de un cuerpo mineralizado.

La contracción de cuerpos mineralizados durante la oxidación ha dado lugar a lo que se ha denominado *asentamiento de la mineralización* (Locke y Billingsley, 1930), observado en varias localidades, particularmente en la Sierra Mojada, México, y en Bisbee, Arizona. Refiriéndose al área de Bisbee, Locke y Billingsley observaron que el asentamiento de la mineralización se presentaba de manera muy notable en la caliza donde, como en Bisbee, el efecto era bastante semejante al producido por labores mineras de realce.

Llegaron a la conclusión de que, si se hubiera reconocido a tiempo este efecto topográfico en la exposición del distrito Bisbee, se podría haber previsto un área que posteriormente rindió 1.360.000.000 de kg de cobre.

Wisser (1927), que llevó a cabo un estudio minucioso en el área Bisbee de los efectos que él denominó *hundimiento por oxidación*, los describió de la manera siguiente:

> Estas características se asemejan a las que se registran en el hundimiento originado por laboreo minero. En otras palabras, sus paredes y su piso se contraen durante la oxidación, y comienza a asumir la forma de arco o domo. Sucesivas grietas de domo, una encima de la otra, forman cáscaras encorvadas por arriba del mineral, y, a medida que sigue el hundimiento, las grietas se abren más y más y las cáscaras sucesivamente fallan y se quiebran en bloques, que caen del techo y forman un revoltillo de fragmentos, grandes y pequeños, como el relleno de un realce hundido . . . A veces ocurre un hundimiento leve de todo el bloque situado encima del mineral, y alrededor de ese bloque se producen fisuras empinadas que los separan de la roca circundante no agrietada, dejando entrever en la superficie la región de hundimiento.



FIG. 22.4. *Hundimiento producido como resultado del derrumbamiento de rocas en Ray, Arizona. Este hundimiento, provocado artificialmente, simula al hundimiento por oxidación. (Fotografía de Paul Whitehead, Kennecott Cooper Co.)*

El resultado positivo de esta manifestación superficial de cuerpos mineralizados quedó comprobado al relevar diecinueve áreas donde se verificó

que el hundimiento por oxidación estaba sobre cuerpos mineralizados conocidos; cuatro áreas donde se relevó el hundimiento por oxidación no estaba sobre cuerpos mineralizados conocidos, y había dos áreas donde los cuerpos mineralizados no se reflejaban en la superficie por hundimiento.

Malcolmson (1902) ha descripto los efectos del hundimiento por oxidación en la sierra Mojada, en la parte sur del estado de Coahuila, en el norte de México, de la manera siguiente:

> Una peculiaridad notable en la parte oriental del campamento, particularmente en la mina Salvador, es la presencia de un techo de caliza completamente quebrada y despedazada sobre los minerales de carbonato de plomo. Este despedazamiento parece ser debido al desplome del enorme techo, producido después de la contracción de la masa del cuerpo mineralizado, debido a la oxidación. Esta desintegración en partes es tan completa, que sobre un área considerable la franja está constituida por fragmentos angulares pequeños, que a veces pasan a realces como arena muy gruesa.

La topografía puede ser útil en la búsqueda de minerales de hierro. Aunque no se puede establecer una generalización absoluta referente al tipo exacto de topografía necesaria para los yacimientos de minerales de hierro, es probable que haya una expresión topográfica definida para un depósito en particular. Los depósitos de minerales de hierro de la región del lago Superior están tan asociados con cerros o crestas, que la denominación sierra de hierro se ha implantado en la literatura que trata de ellos.

El descubrimiento casi fabuloso de mineral de hierro de alta calidad en el cerro Bolívar, en Venezuela (Lippert, 1950), que en 1949 tenía una reserva probada de más de 500.000.000 de toneladas, fue el resultado de la investigación geológica en campaña de dos pequeñas montañas que aparecían en las fotografías aéreas. Los depósitos residuales de hierro son el resultado de la concentración de este mineral durante largos períodos de meteorización, y por ello, las antiguas superficies de erosión y de meteorización son lugares favorables para su acumulación, siempre y cuando haya por debajo de estas superficies tipos de rocas que hagan posible una concentración de los óxidos de hierro. Los minerales residuales de hierro de los distritos Mayarí y Moa, en la provincia de Oriente, en Cuba, se presentan sobre una superficie de peneplanicie que ahora se encuentra entre los 450 y 600 m sobre nivel del mar. Probablemente fueron producidos (Leith y Mead, 1911) por la alteración de una roca serpentínica que, a su vez, provenía probablemente de alguna roca como peridotita. Cuando se hayan agotado los minerales de alta calidad de las latitudes medias, posiblemente los depósitos de hierro laterítico de las regiones tropicales y subtropicales puedan llegar a ser yacimientos importantes, y la búsqueda de ellos dará lugar a la aplicación de algún conocimiento de la geomorfología y climatología antigua. Los depósitos de hierro de pantanos generalmente son de extensión local y limitada, pero reúnen condiciones topográficas definidas, fácilmente reconocibles.

Los residuos de meteorización. Varios minerales de importancia económica son esencialmente *residuos de meteorización* de ciclos geomórficos actuales o antiguos, y en la búsqueda de ellos, la geomorfología puede desempeñar un papel importante. Además de los tipos de depósitos de hierro mencionados anteriormente, también son de esta naturaleza materiales tales como los minerales de arcilla, caliche, bauxita, y algunos de manganeso y de níquel. Puede expresárselo brevemente en los siguientes términos: la meteorización y la erosión están trabajando constantemente sobre las rocas de la superficie terrestre; los productos de la meteorización de las rocas pueden tener valor económico; es probable que estos productos, en las últimas etapas de un ciclo geomórfico, queden en el lugar como residuos; en las primeras etapas de un ciclo no se forman o son removidos y concentrados en otros lugares por acumulación. Los productos residuales de la meteorización se pueden encontrar sobre superficies de meteorización reciente o antigua, ahora sepultadas o exhumadas. Las superficies sobre las cuales más comúnmente se forman, son las de peneplanicies o casi peneplanicies. Las discordancias en la columna geológica a menudo representan antiguas superficies de peneplanicies, y de allí que pueden ser lugares apropiados para ciertos minerales residuales. Más comúnmente tales minerales se encuentran sobre remanentes de las superficies erosionadas del Terciario, por arriba de los niveles de base de la erosión presente.

La formación de la bauxita es muy ilustrativa respecto de los principios precedentes. Los orígenes de la bauxita pueden ser dos: 1) uno, en el cual la bauxita representa el residuo de una cantidad excesivamente pequeña de material aluminoso insoluble, integrante de calizas o de dolomitas; y 2) otro, en el cual es producto directo de la meteorización de minerales de aluminio. En cualquiera de los dos casos, la bauxita es un residuo de la meteorización. Las lateritas aluminosas de las Indias Occidentales (Goldich y Bergquist, 1947, 1948) aparentemente son ejemplos de la primera clase, porque parecen representar concentraciones por meteorización de las pequeñas cantidades de alúmina existentes en calizas y dolomitas de edad probablemente eocena superior. La superficie de meteorización antigua sobre la cual estos depósitos se acumularon, probablemente sea de edad pliocena. En esta superficie, los lugares más favorables para la acumulación de la laterita aluminosa fueron los sumideros.

Los depósitos de bauxita de Arkansas (Bramlette, 1936; Mead, 1915) se formaron sobre una superficie de erosión y de meteorización del Eoceno, como producto directo de la meteorización de una sienita nefelínica. Aunque los depósitos principales de Arkansas son de naturaleza residual, parte de la bauxita producida por meteorización fue removida por erosión y se encuentra intercalada con otros tipos de depósitos terciarios.

No está enteramente aclarado por qué la meteorización de las rocas ígneas produce ya sea óxidos hidratados de aluminio, como la bauxita, ya minerales arcillosos o silicatos hidratados aluminosos. Una explicación es

que la diferencia en el producto final está determinada por las condiciones climáticas en las cuales se produce la meteorización. En climas templados, los productos residuales de la meteorización de las rocas ígneas son minerales arcillosos. Este tipo de meteorización ha sido denominado *caolinización*, pero se debe reconocer que, aparte del caolín, pueden formarse otros numerosos minerales. Por otro lado, en climas tropicales, los productos finales de la meteorización son óxidos hidratados de minerales tales como aluminio, hierro y manganeso. Este tipo de meteorización ha sido denominado *laterización*. Si estas conclusiones son válidas, podemos inferir que en el tiempo en que se formó la bauxita el clima de Arkansas era tropical más bien que templado, como lo es hoy. Harrison (1910) ha sostenido, sin embargo, que tanto la laterita como las arcillas se forman bajo meteorización tropical, y que el desarrollo de unas u otras depende de la composición de la roca madre. Las lateritas eran consideradas por él como provenientes de rocas ígneas básicas, y las arcillas de rocas graníticas. Mohr (1944) llegó a una conclusión algo similar, arguyendo que los feldespatos cálcicos dan origen a la bauxita, y los minerales conexos y los feldespatos alcalinos a minerales arcillosos. Los amplios depósitos de bauxita (Singlewald, 1938) de Gant, Hungría, parecen haberse formado sobre una superficie de meteorización de edad cretácica inferior, probablemente por concentración de la alúmina en las dolomitas triásicas, de manera semejante a lo ocurrido en las Indias Occidentales. Depósitos aislados de bauxita se encuentran en algunos estados del sur de los Estados Unidos de América (Adams, 1927), en bolsillos de calizas y dolomitas del Paleozoico, que han estado sujetas a meteorización profunda durante el ciclo geomórfico que culminó en la formación de la peneplanicie Highland Rim del Terciario.

Woolnough (1930), como se ha manifestado anteriormente, pensó que existía una relación definida entre la naturaleza de una duricostra y el carácter de la roca de la cual se deriva, formándose laterita aluminosa de rocas tales como el granito, que tienen poco contenido de hierro; laterita ferruginosa, de rocas básicas feldespáticas; costras opalinas, de rocas arcillosas; y costras travertínicas (caliche), de sedimentos ricos en cal. Puede haber diferencias de opinión respecto de por qué se forma un tipo de residuo en un lugar y uno diferente en otro, pero hay acuerdo general en que los residuos de la meteorización deben estar asociados definitivamente con superficies de meteorización antigua en estado de peneplanicie o muy próximo a él dentro de un ciclo geomórfico. Que este principio se puede emplear de una manera práctica en la exploración de la bauxita fue demostrado cuando, durante la segunda guerra mundial, los geólogos de una de las compañías de aluminio (Schedeman, 1948) lo aplicaron a la búsqueda del mineral y pudieron calcular dónde podía encontrarse bauxita; posteriormente, en 1943, se enviaron comisiones a Haití, las cuales descubrieron bauxita donde habían pronosticado que debería existir.

Se han descripto depósitos de manganeso asociados con la peneplanicie

Harrisburg en el valle de Shenandoah de Virginia (Hewett et al., 1918). Los depósitos son el resultado de la concentración del manganeso existente en cantidades muy reducidas en la caliza cámbrica, realizada por el agua freática. Los depósitos no están restringidos al horizonte superficial de la peneplanicie, pues se los encuentra tanto a 120 y 150 m por arriba de él



FIG. 22.5. *Fotografía vertical de parte del distrito de St. Ann, en Jamaica, que muestra la topografía cárstica en la cual se encuentra bauxita. La bauxita ocupa las cuencas y sumideros sin bosques, entre protuberancias de caliza residual. (Fotografía gentileza de Reynolds Jamaica Mines, Ltd.)*

como a 75 m por debajo de la superficie de peneplanicie, aunque son más abundantes en ella.

Pecora (1944) ha descripto depósitos de garnierita (silicato de níquel) y óxidos asociados de cobalto y de manganeso cerca de San José de Tocantins, en Brasil, que se hallan en una superficie topográfica de relieve bajo, denominada superficie de la Tierra Alta de Goiás. Provienen de rocas serpentinizadas que por meteorización han derivado a una arcilla ferruginosa

sílícea y calcedonia jasperoide de color pardo amarillento. Las etapas postuladas en el desarrollo de los depósitos fueron las siguientes: 1) formación de una cubierta potente de material meteorizado sobre la superficie de Goiás; 2) ascenso regional con la consecuente disección de los ríos de la superficie de Goiás, y probablemente una continuación de la meteorización en profundidad; 3) más ascenso regional, acompañado por profundización de cañones y enriquecimiento y alteración secundaria del material meteorizado para formar depósitos de silicato de níquel y de óxido de manganeso. En el condado de Douglas, Oregón, depósitos similares de silicato de níquel (Pecora y Hobbs, 1942) forman un manto que varía en espesor desde unos pocos metros hasta más de 18 y 21 m, sobre una superficie de la Tierra Alta de Klamath. Esta fase de la geología que atañe al estudio y reconocimiento de superficies de meteorización y suelos antiguos, ha asumido la denominación de *paleopedología* (Nikiforoff, 1943); aunque todavía está en su infancia, ofrece grandes oportunidades en la búsqueda de minerales de importancia económica, aquí denominados residuos de la meteorización.

Los principios geomórficos aplicados a los depósitos de placeres. Los principios geomórficos han sido aplicados a la ubicación de depósitos de placeres, más que a cualquiera otra fase de la geología económica. Las concentraciones de minerales en placeres resultantes de procesos geomórficos definidos, se encuentran en posiciones topográficas específicas y pueden tener una expresión topográfica distintiva. El placer puede ser: residual, coluvial, eólico, de bajada, de playa, glaciario, incluyendo los de morenas terminales y de depósitos de transición encauzados, y placeres sepultados y antiguos. Los más importantes son los placeres aluviales.

Los placeres residuales o "excavaciones en vetas" son residuos de la meteorización de vetas o venillas de cuarzo; generalmente son de capacidad limitada y pasan gradualmente a filones mineralizados. Los placeres coluviales son producidos por la reptación, cuesta abajo, de materiales residuales y, por ende, son de transición entre placeres residuales y aluviales. Se han encontrado placeres auríferos de este tipo en California, Australia, Nueva Zelandia, y en otras partes. Parte de los placeres de estaño de Malaya (Westerveld, 1937) son placeres coluviales (los *koelits*) y parte son placeres aluviales (los *kaksas*). Alrededor de un tercio del platino mundial se obtiene de placeres aluviales en Rusia, Colombia y otras partes. Oro, estaño y diamantes se cuentan entre los minerales más importantes que se obtienen de placeres aluviales. Los diamantes se obtienen de placeres aluviales en los distritos de Vaal y río Orange, en Sudáfrica; en el área Lichtenburg, de África del Sur; en el Congo Belga; y en Minas Geraes, en Brasil. Alrededor del 20 % de la producción mundial de diamantes proviene de depósitos de placeres. Los placeres eólicos han proporcionado oro en Australia y Baja California, México. Los placeres de bajada se forman en el manto de grava de un pedimento y en los conos aluviales confluentes de una bajada. Más

probablemente se encontrarán cerca de la base de la montaña que alejados de ella, en las pendientes más suaves de un relleno de cuenca. Los placeres de playa han proporcionado oro, en California y Alaska; diamantes, en el distrito Namaqualand de Sudáfrica; zircón, en la India, Brasil y Australia; e ilmenita y monacita en Travancore, India. Los placeres glaciarios no son tan importantes, pero se ha encontrado oro en la arena y grava de los depósitos de transición encauzados y en la de las morenas terminales del área Tarryall, en el condado de Park, Colorado (Singlewald, 1942) [1].

Los placeres se pueden sepultar bajo deslizamientos, corrientes de barro, coladas volcánicas, derrubio glaciario, lluvias de cenizas, sedimentos marinos, aguas marinas o aluvión posterior. Algunos de los placeres sepultados son de edad geológica reciente, pero otros pertenecen a una clase aquí denominada placeres antiguos.

Placeres antiguos de edad cámbrica han sido encontrados en un conglomerado en la región de los Black Hills, pero los placeres antiguos más importantes son del Terciario. En varios lugares se han encontrado placeres sumergidos bajo aguas oceánicas como resultado de un tardío ascenso glacial y posglacial del nivel del mar. Los sistemas de ríos de la Malasia, que contienen placeres de estaño, ya han sido tratados (ver pág. 497). Donde la profundidad del agua no es muy grande, han sido desagotados, pero sin duda grandes cantidades de estaño están sumergidas bajo las aguas oceánicas.

Probablemente los placeres sepultados más famosos son los que se encuentran en los valles terciarios de California. Clásica en su descripción por Lindgren (1911), y en años más recientes, Jenkins y sus colaboradores han publicado varios trabajos referentes a ellos (Jenkins, 1935; Jenkins y Wright, 1934). Dado que la recuperación del oro de estos placeres antiguos depende en gran parte del estudio completo de la geomorfología regional pasada y presente, se los describirá en detalle, como un ejemplo tipo de la aplicación de los principios geomórficos a la explotación de depósitos de placeres.

En la sierra Nevada y en los montes Klamath, de California, se han encontrado cursos de ríos terciarios que contienen placeres de oro. Los de la sierra Nevada tienen una cubierta volcánica, mientras que los de los montes Klamath carecen de ella. Ha sido en la sierra Nevada donde dicho estudio total de la geomorfología pasada y presente resultó particularmente provechoso en la búsqueda de los placeres. Las gravas del Cuartario y del Reciente han producido alrededor de tres veces más oro que las gravas del Terciario, pero en gran parte ya están agotadas. De las gravas del Terciario

[1] En la República Argentina se conocen depósitos correspondientes a placeres en varias partes del país; así, tenemos placeres auríferos en Famatina, provincia de La Rioja, como también en la costa de Tierra del Fuego y en la de Santa Cruz, al sur del río Gallegos. En la costa de la provincia de Buenos Aires, entre Mar del Plata y Necochea, se conocen placeres de playa correspondientes a hematita, magnetita, ilmenita y titanita. Los tres son de distinto origen. *(N. del T.)*

se han obtenido alrededor de 300.000.000 de dólares en oro, pero se estima que todavía se pueden obtener de ellas unos 600.000.000 de dólares.

En la región de la sierra Nevada hay tres sistemas de ríos, que deben ser distinguidos para poder reconocer las posibilidades de los placeres sepultados. Ellos corresponden a los *valles prevolcánicos* del Terciario inferior o Eoceno; a los *sistemas de valles intervolcánicos* del Mioceno y del Plioceno; y a los *sistemas de valles posvolcánicos* o *cuartarios*. Los placeres sepultados están principalmente en los sistemas del Terciario inferior o de *valles prevolcánicos*. Evidentemente, las condiciones favorables para la acumulación de los placeres auríferos que existieron durante el Eoceno no volvieron a repetirse. Los ríos del Terciario antiguo estaban capacitados para acumular placeres importantes porque fluían sobre el substrato que contenía el oro, y aparentemente algunos de los cursos de los ríos fueron influidos por los mismos caracteres estructurales (principalmente fallas) que localizaron las vetas de oro. Al parecer, durante el Eoceno el clima fue tropical o subtropical, y esto favoreció la meteorización química profunda y la liberación de grandes cantidades de oro. Los ríos intervolcánicos y posvolcánicos obtuvieron el oro localmente de los cauces de los ríos eocénicos y lo concentraron, pero en pocos casos estuvieron en contacto con las vetas de oro. El problema de localizar los placeres sepultados consiste, en primer lugar, en reconstruir la topografía del substrato del Terciario antiguo, determinando las posiciones de los valles sepultados en él, pero esto por sí solo no es suficiente, porque también tiene importancia la edad del material que cubre el substrato. Es necesario distinguir los valles sepultados del Eoceno de los valles del Mioceno y del Plioceno. Si los valles del Mioceno y del Pleistoceno no estuvieron en contacto con las rocas del batolito jurásico, del cual provenía el oro, no son fuentes potenciales de oro, excepto donde localmente pudieron ser reabiertos y desgastados nuevamente, y gracias a ello pudo operarse la concentración de los placeres más antiguos del Eoceno.

El depósito volcánico más antiguo es una ceniza riolítica, y su reconocimiento ayuda en la identificación de los rellenos de los cauces eocénicos. Las gravas que descansan sobre el substrato y están cubiertas con esta ceniza riolítica pueden ser consideradas como del Eoceno. En algunos lugares, la ceniza riolítica fue depositada en lagos donde constituye depósitos finamente laminados, conocidos por los mineros como "arcilla de chimenea". Tras la acumulación de la ceniza riolítica, una masa de material volcánico andesítico, denominado por los mineros "lavaje de guijones", cubrió a los valles del Eoceno, a la ceniza riolítica, y aun a crestas intermedias. Los sistemas de ríos que se desarrollaron durante el Mioceno y el Plioceno en el lavaje de guijones, no tuvieron necesariamente ninguna relación con los valles sepultados del Eoceno y sus rellenos de grava. Las coladas de lava se extendieron por muchos de los valles del Mioceno y del Plioceno, y en algunos lugares, como en el monte Table, sobresalen como crestas topográficas, representando ejemplos muy interesantes de inversión de la topografía. Los

cauces sepultados de ríos intervolcánicos a menudo han sido confundidos con cauces del Eoceno, y se ha malgastado mucho dinero para explotarlos. En muchos lugares, los ríos cuartarios han excavado en los cauces del Eoceno y acarreado el oro que les quedaba a lo largo de sus propios valles, pero este oro reconcentrado ya ha sido extraído en gran proporción, de tal

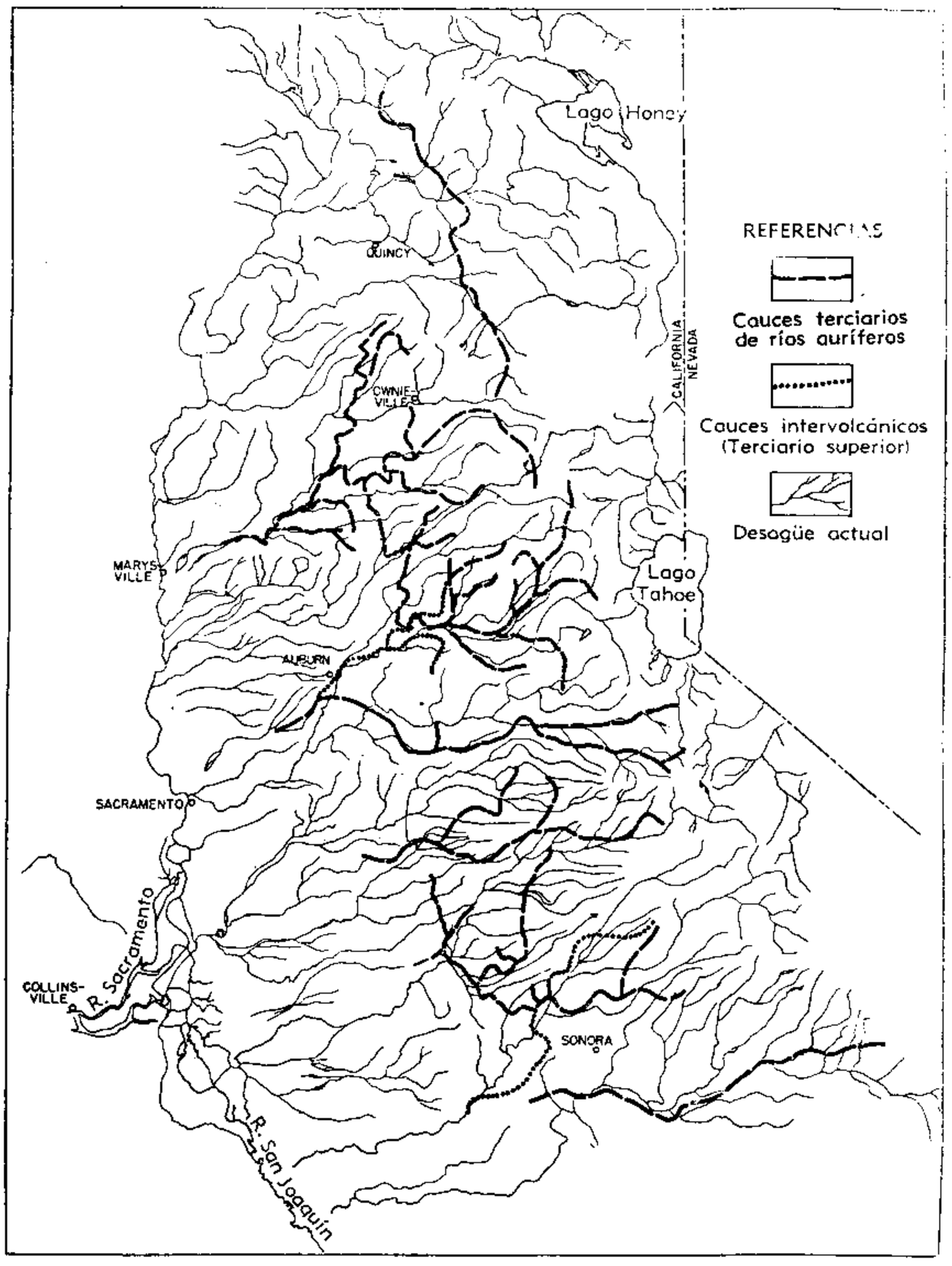


FIG. 22.6. *Mapa que muestra las relaciones entre las actuales líneas de avenamiento y los cauces auríferos e intervolcánicos del Terciario, en la Sierra Nevada. (Tomado de Waldemar Lindgren,* U. S. Geol. Survey, Profess. Paper 73.)

manera que la mayor parte del oro de placeres que resta, se encuentra en los placeres eocénicos.

Los principios geomórficos pueden ser aplicados adicionalmente a la búsqueda de oro aun después de identificar correctamente los cauces sepultados. Los placeres auríferos probablemente serán más ricos donde hubo un aminoramiento de la velocidad de los ríos. Así, reviste importancia conocer los efectos de los diferentes gradientes a lo largo de los cauces sepultados, los cambios en la forma y en la capacidad de los cauces, como así también las irregularidades del fondo del lecho, que favorecieran la acumulación del metal. El tipo de roca que constituye el substrato puede influir en la acumulación de los placeres, porque algunas rocas se erosionan más suavemente que otras. Algunos de los placeres más ricos se han encontrado donde las superficies muy irregulares y hoyadas del substrato han proporcionado obstrucciones que provocaron el asentamiento del oro. Los esquistos se erosionan en crestas y surcos pequeños que pueden servir como rifles naturales para retener el oro. Por otro lado, donde el substrato de un cauce sepultado está constituido por diorita, es más difícil encontrar oro, porque esta roca generalmente se desgasta formando una superficie lisa.

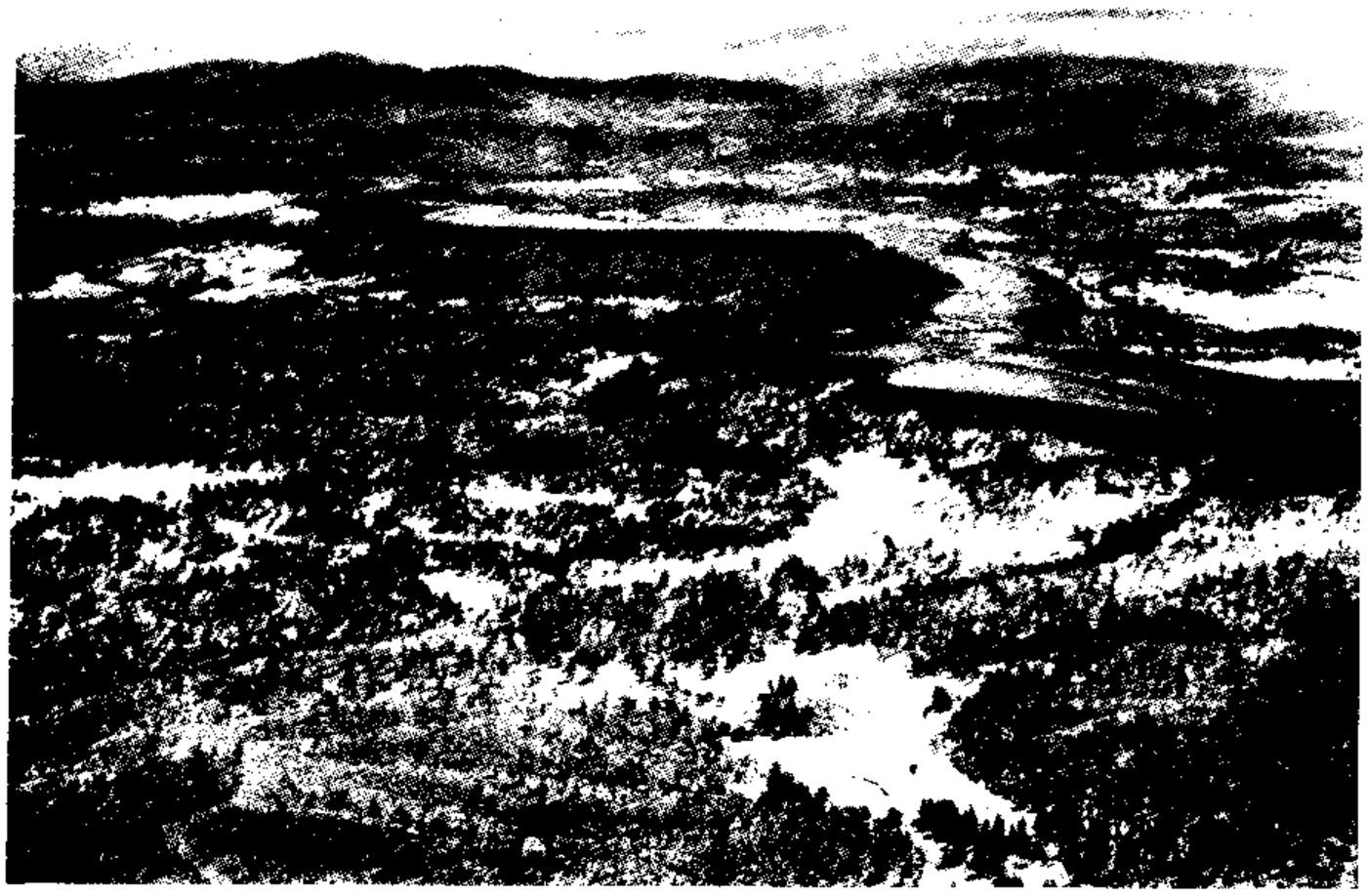


FIG. 22.7. *El monte Table, cerca de Sonora, en California. La cresta indica una colada de lava terciaria en un valle eoceno y es un ejemplo notable de la inversión del relieve. (Fotografía de Spence Air Photos.)*

La ubicación de los placeres puede ser grandemente auxiliada por datos de perforación y de geofísica. Un relevamiento magnético podrá ser útil porque, por lo general, es probable que haya magnetita asociada con el oro. Si el substrato está constituido por una roca básica de intensidad magnética superior a la de las gravas de placeres, las áreas de los "bajos" magnéticos pueden reflejar la posición de los cauces rellenados.

El conocimiento de la geología del substrato, la aplicación del relevamiento geofísico, las perforaciones exploratorias y la interpretación de las fotografías aéreas, contribuyen en su conjunto o en sus partes al éxito de la exploración de estos placeres sepultados, pero lo fundamental en la búsqueda es el conocimiento cabal de la historia geomórfica de la región.

LA APLICACIÓN DE LA GEOMORFOLOGÍA A LAS OBRAS DE INGENIERÍA

La mayoría de las obras de ingeniería suponen la valuación de factores geológicos de un tipo u otro; las características del terreno se cuentan entre los factores más comunes. El conocimiento de la historia geomórfica del área puede ayudar grandemente en la correcta valoración de los materiales superficiales y de la configuración del perfil del substrato.

La construcción de carreteras. Evidentemente, la topografía desempeña un papel importante para determinar la ruta carretera más conveniente, aunque a veces los caracteres culturales pueden determinar la construcción de rutas en desacuerdo con la topografía. Diferentes tipos de terreno imponen problemas variables en ingeniería. Una ruta por una planicie cárstica necesita numerosos desmontes y rellenos, pues de otra manera el camino se inundará a raíz de precipitaciones copiosas, cuando los sumideros se ahogan por el escurrimiento superficial. En una región cárstica, los pilares de los puentes deberán proyectarse de tal manera que no se debiliten por el agrandamiento de las cavidades de disolución que probablemente existan. Ocasionalmente, las pequeñas cavernas encontradas durante el proceso de la construcción de terraplenes pueden crear problemas especiales.

Los terrenos glaciarios presentan muchos tipos de problemas de ingeniería. Una llanura plana de till, topográficamente es ideal para la construcción de caminos, pero en áreas donde se presentan morenas terminales, eskers, kames o drumlins, hay necesidad de desmontar y rellenar para evitar rutas tortuosas. En una región de glaciación como la wisconsiana, puede haber numerosos lagos o emplazamientos de lagos anteriores, ahora rellenados con materiales lacustres, que deben ser evitados. Las áreas de cieno, que indican la ubicación de lagos anteriores, no son aptas para caminos que han de soportar un tránsito intenso. Si se construye un camino por ellas tal cual están, el tránsito intenso provocará el desplazamiento de los materiales plásticos por debajo del fondo del lago y resultarán baches en el lecho del

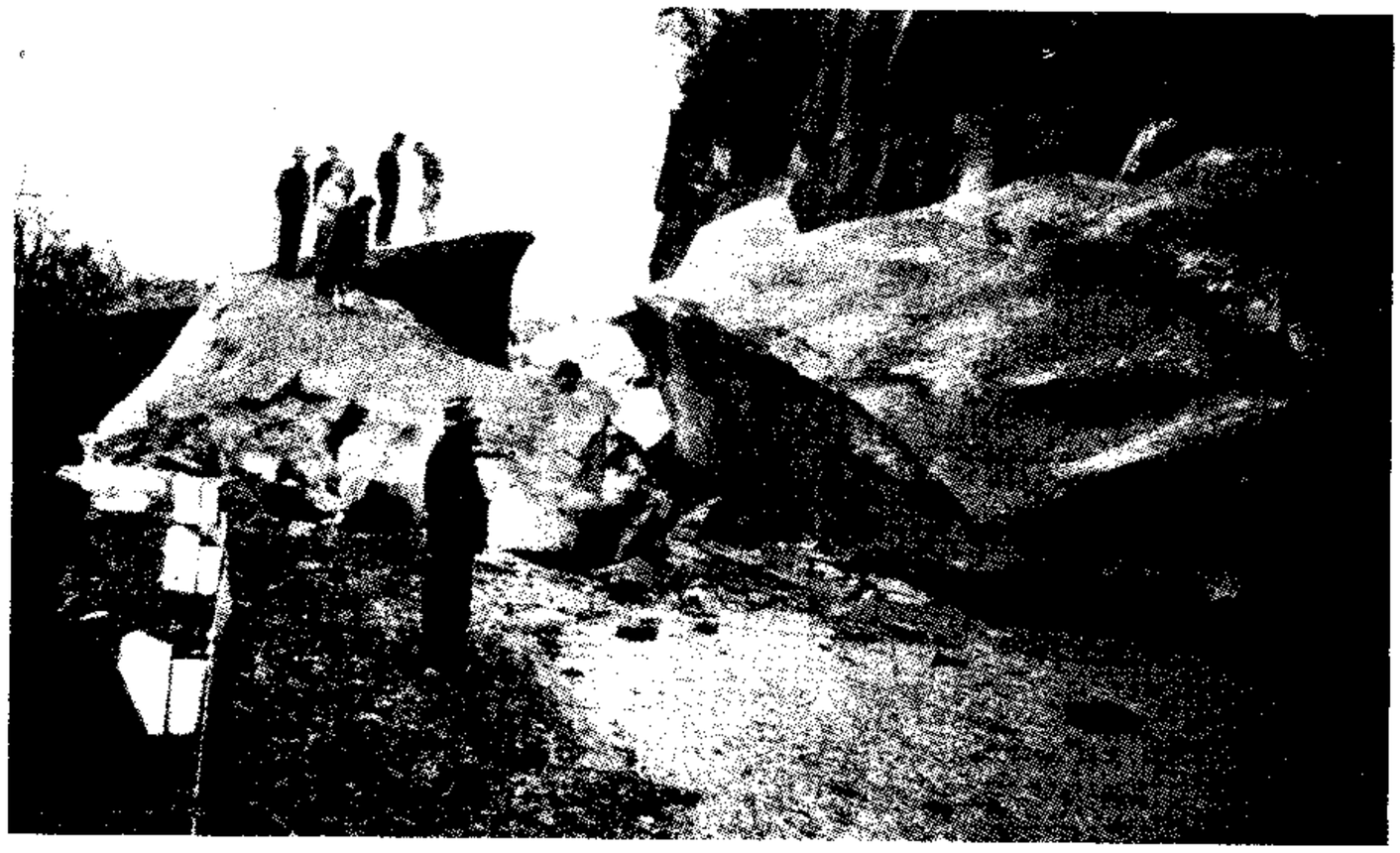


FIG. 22.8. *Un alud de roca en la Ruta del Estado N° 7, en el condado de Washington, Ohio. (Fotografía del Ohio Department of Highways.)*



FIG. 22.9. *Desmoronamiento de una carretera construida sobre material lacustre plástico, en el condado de Bayfield, Wisconsin. (Fotografía del Wisconsin Geol. Survey.)*

camino. Para evitar esto, el relleno lacustre tal vez tenga que ser excavado y reemplazado con materiales que no se desplacen bajo una carga pesada.

Las áreas con relieve considerable, que caracterizan a la juventud avanzada o a una madurez temprana, necesitarán muchas construcciones de puentes y muchos desmontes y rellenos. En tales áreas los deslizamientos, las corrientes terrosas y el desmoronamiento se toman problemas serios. Siempre que se hace un desmonte en una pendiente o talud estabilizado,



FIG. 22.10. *Expulsión de una mezcla de lodo y agua (bombeo) de una junta en un pavimento de hormigón, inmediatamente después de haber pasado un automóvil. (Fotografía de Engineering Experiment Station Purdue University.)*

se provoca el movimiento hacia abajo por un proceso u otro. Puede ser imposible planificar una ruta caminera de tal manera que evite completamente la posibilidad del movimiento de tierra, pero numerosas rutas camineras han sido trazadas sin prever los efectos que siguen a la perturbación de las pendientes estabilizadas.

Los deslizamientos y otros tipos de remoción en masa presentan problemas, no solamente en la construcción de caminos, sino en varios otros aspectos de la ingeniería. Los deslizamientos y las corrientes terrosas cerca de Ventura, en California, ocasionaron el desplazamiento de caminos, roturas en las cañerías, inclinación de las torres petrolíferas, y el cizallamiento del entubamiento (Putnam y Sharp, 1940). En el distrito de Dunedin, en

Nueva Zelandia (Benson, 1946), los deslizamientos de rocas, en un área de esquistos feldespáticos cuarcíticos y de fangolitas arcillosas, se reflejaron en el desplazamiento de las cañerías que alimentaban una usina hidroeléctrica, de los caminos, de terraplenes de ferrocarriles y de edificios. Los deslizamientos engendrados por la excavación de la sección Culebra del corte Gaillard, en el canal de Panamá, demoraron la terminación del canal y aumentaron grandemente su costo. El total de las excavaciones en el corte



FIG. 22.11. *Deterioros en una carretera construida sobre una subrasante de arcilla-lutita. (Fotografía de Engineering Experiment Station, Purdue University.)*

Gaillard alcanzó a 128.647.711 m^3 de material, de los cuales se estimó que 55.860.060 m^3 fueron debidos a los deslizamientos.

En una ruta caminera proyectada para tránsito intenso, la naturaleza del suelo por debajo de la superficie del camino, o lo que se denomina la subrasante, se ha tornado cada vez más importante por su dominio del desagüe por debajo del camino. La vida de una ruta, bajo cargas moderadas, está determinada principalmente por dos factores: la calidad del agregado empleado en la ruta y la textura y desagüe del suelo de su subrasante. Así, el conocimiento de las relaciones de los suelos con las condiciones topográficas variables y el tipo de roca madre es esencial en la construcción moderna de carreteras. Es fundamental el conocimiento de los perfiles de los suelos, que en grado considerable reflejan la influencia de las condiciones e historia geomórfica. El bombeo, término aplicado a la expulsión del agua

de debajo de losas de camino por juntas y grietas, es uno de los problemas más serios con que tropiezan los ingenieros de caminos. El bombeo es principalmente la consecuencia de un desagüe pobre en la subrasante. El agua desplazada lleva consigo partículas de suelo, y de ese modo se van creando huecos debajo del pavimento, los que a su vez determinan el agrietamiento de éste. Subrasantes de arcilla limosa y nivel freático alto debajo de las carreteras dan como consecuencia un servicio deficiente; me-

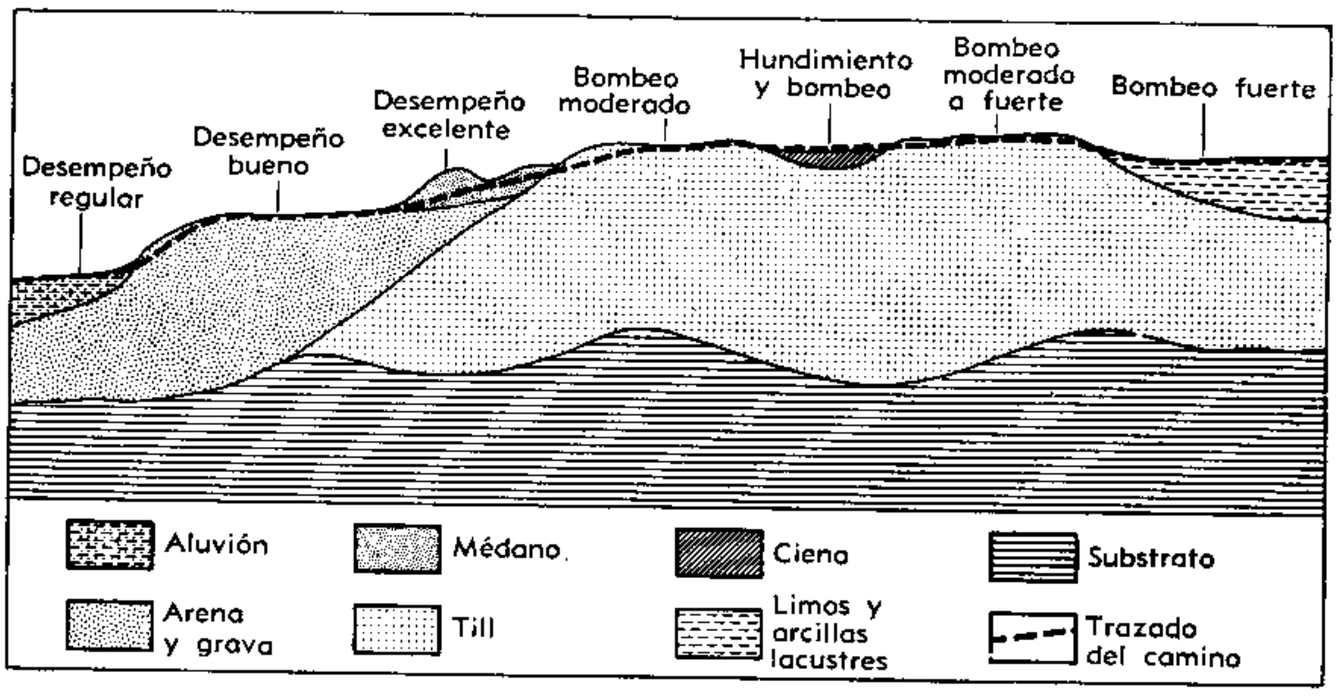


FIG. 22.12. *Diagrama que sugiere el desempeño que es de esperar de una carretera construida sobre varios tipos de depósitos glaciarios.*

jores resultados se obtienen con materiales granulares y nivel freático bajo.

El resumen que se presenta muestra la variación en el número de grietas, en relación con varios tipos de materiales de la subrasante que se encuentra a lo largo de una sección de la ruta nacional Nº 31 de los Estados Unidos de América, en una zona glaciada de Indiana (Sweet y Woods, 1947).

	Cantidad de grietas por 300 m		
Material de la subrasante	Gradientes	Desmontes	Rellenos
Arena eólica	9,7	9,9	9,8
Terraza granular	10,3	7,5	13,4
Till del Wisconsiano	27,5	25,2	19,8
Till del Illoniano	23,9	23,9	25,2

Es evidente que el bombeo es notablemente mayor sobre el till glaciario que sobre materiales permeables tales como arena eólica y grava de los conos de transición. Una llanura de till, que puede presentar condiciones topográficas ideales para la construcción de lechos de caminos con un mínimo de desmontes y de rellenos, puede proporcionar un servicio pobre, a no ser que se introduzcan materiales granulares en la subrasante, o se mejoren las

condiciones del desagüe superficial. El desagüe interno pobre de una llanura de till está, en parte, relacionado con la impermeabilidad de la mayoría de los tills y, en parte, con la formación por meteorización de minerales arcillosos impermeables en el horizonte *B* del perfil del suelo. El conocimiento cabal de las diferencias en las características del desagüe de los distintos suelos involucra el estudio de la mineralogía arcillosa de los suelos. Como ha sido indicado (Ekblaw y Grim, 1936), dos minerales arcillosos semejantes en la composición química pueden tener cualidades diferentes de absorción de humedad y comportarse bien distintamente bajo cargas pesadas.

En un terreno glaciario (y muchas de las carreteras en los Estados Unidos de América se están construyendo en tales terrenos) podemos encontrar variaciones en la topografía y en los materiales entre las llanuras de till, las morenas terminales, las llanuras lacustres, las llanuras de los conos de transición, los drumlins, los eskers, la arena eólica y el loess. Para la construcción de una carretera, cada uno de éstos presenta un tipo distinto de topografía y de material de la subrasante. Una apreciación de estas diferencias inevitablemente conducirá a la construcción de mejores carreteras. Algunos estados –por ejemplo, Massachusets– están realizando ensayos sísmicos de los materiales sobre los cuales se está construyendo sus carreteras, para poder formarse una idea más adecuada de los problemas de ingeniería que presentarán. Con el incremento en el uso de materiales granulares en la subrasante y en los terraplenes, la disponibilidad de tales materiales se torna un renglón de importancia cada vez mayor. Con el auxilio de fotografías aéreas o de mapas de suelos es posible relevar todos esos materiales a lo largo del trazado propuesto para una carretera.

Localización de canteras de grava y de arena. La arena y la grava, además de su uso comercial e industrial, pueden tenerlo también en ingeniería. La opción por determinada cantera de arena o de grava dependerá de los factores geológicos que hayan intervenido en su formación, tales como ubicación, diversidad en el tamaño de los granos, composición litológica, grado de meteorización, cantidad de cubierta y continuidad de los depósitos. La arena y la grava se pueden encontrar como depósitos de llanuras aluviales, terrazas fluviales, conos aluviales y de deyección, escombros de talud, arenas eólicas, residuales y glaciarias de varios tipos. Todos los yacimientos tienen relaciones topográficas y expresiones y cualidades inherentes variables, así como posibilidades de explotación. Para la evaluación comercial de sus capacidades es esencial un reconocimiento del tipo del depósito. Por lo general, la demanda de grava es mayor que la de arena, aunque cerca de las ciudades la demanda de arena para argamasa y otros usos puede ser considerable, y en una cantera que haya de producir las dos, debe calcularse la proporción de cada una. Esto involucra una apreciación del tipo del depósito y de la distancia a que el material ha sido acarreado por el agua.

Es probable que los depósitos de las llanuras aluviales contengan mayores

proporciones de limo y arena y que presenten muchas gradaciones variables y heterogéneas, tanto lateral como verticalmente. El grano de las gravas de los conos aluviales y de deyección tiene formas angulares, como también tamaño desigual, especialmente en las proximidades de sus ápices. Los materiales de los taludes, además de angulosos, son demasiado grandes e inapropiados para la mayoría de los usos, y su capacidad es limitada. Las arenas eólicas pueden constituir fuentes apropiadas de arena, pero, por

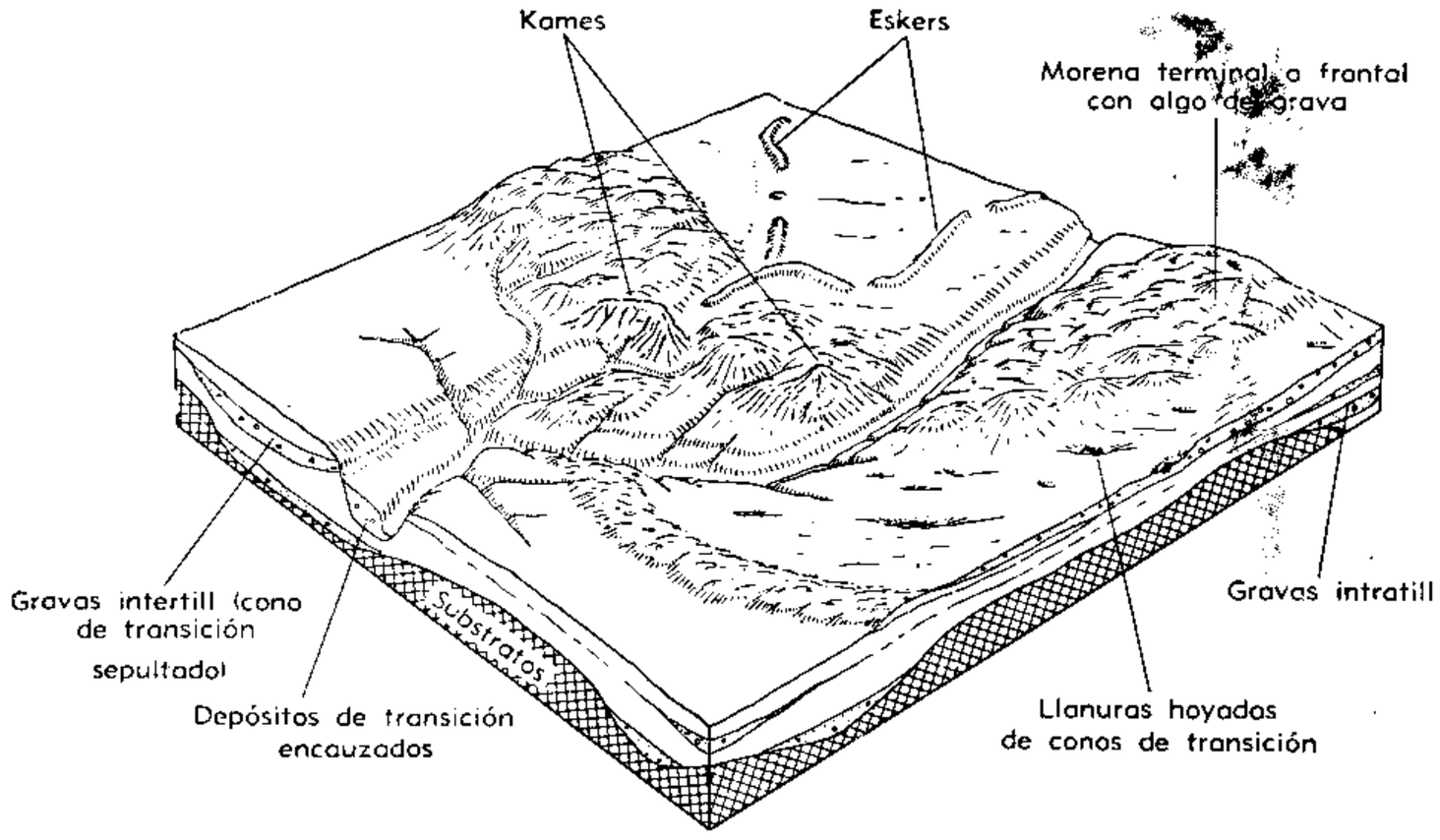


FIG. 22.13. *Diagrama que muestra la forma de presentarse de varios tipos de gravas glaciarias que tienen importancia económica. (Dibujo de William J. Wayne.)*

supuesto, no contienen grava. Los depósitos residuales carecen de selección y probablemente contengan cantos rodados, pero su meteorización demasiado profunda no aconseja su empleo como agregado en labores con cemento. El empleo como agregado de un alto porcentaje de ftanita recubierto con una película de hierro resulta perjudicial. Además, es probable que los depósitos residuales sean de extensión limitada.

Los depósitos de transición encauzados y aterrazados y las llanuras de conos de transición generalmente son emplazamientos favorables para canteras, porque no tienen una cubierta potente y generalmente son extensos. Es importante que un depósito de terraza pertenezca al Wisconsiano, al Illoniano, o que sea más antiguo. Las terrazas de gravas del Wisconsiano tienen una cubierta de material meteorizado que debe eliminarse, relativamente de poco espesor, probablemente no superior a 1,5 ó 2 m, en comparación con los 3 a 4,5 m que cubren a las gravas del Illoniano, y más aún a los conos de transición más antiguos. La altura de la terraza sobre el nivel del fondo del valle determinará si la cantera ha de ser trabajada por proceso seco o

húmedo. Un esker puede contener materiales excelentes como yacimiento de grava porque su selección es buena, pero la cantidad de grava disponible puede ser limitada porque los eskers por lo general no son grandes y típicamente se presentan en segmentos más bien que en una masa de considerable amplitud. Aunque un esker alcance suficiente continuidad, su explotación como cantera probablemente obligue a la compra de un lote grande de terreno o a la adquisición de los derechos de varios propietarios. Los

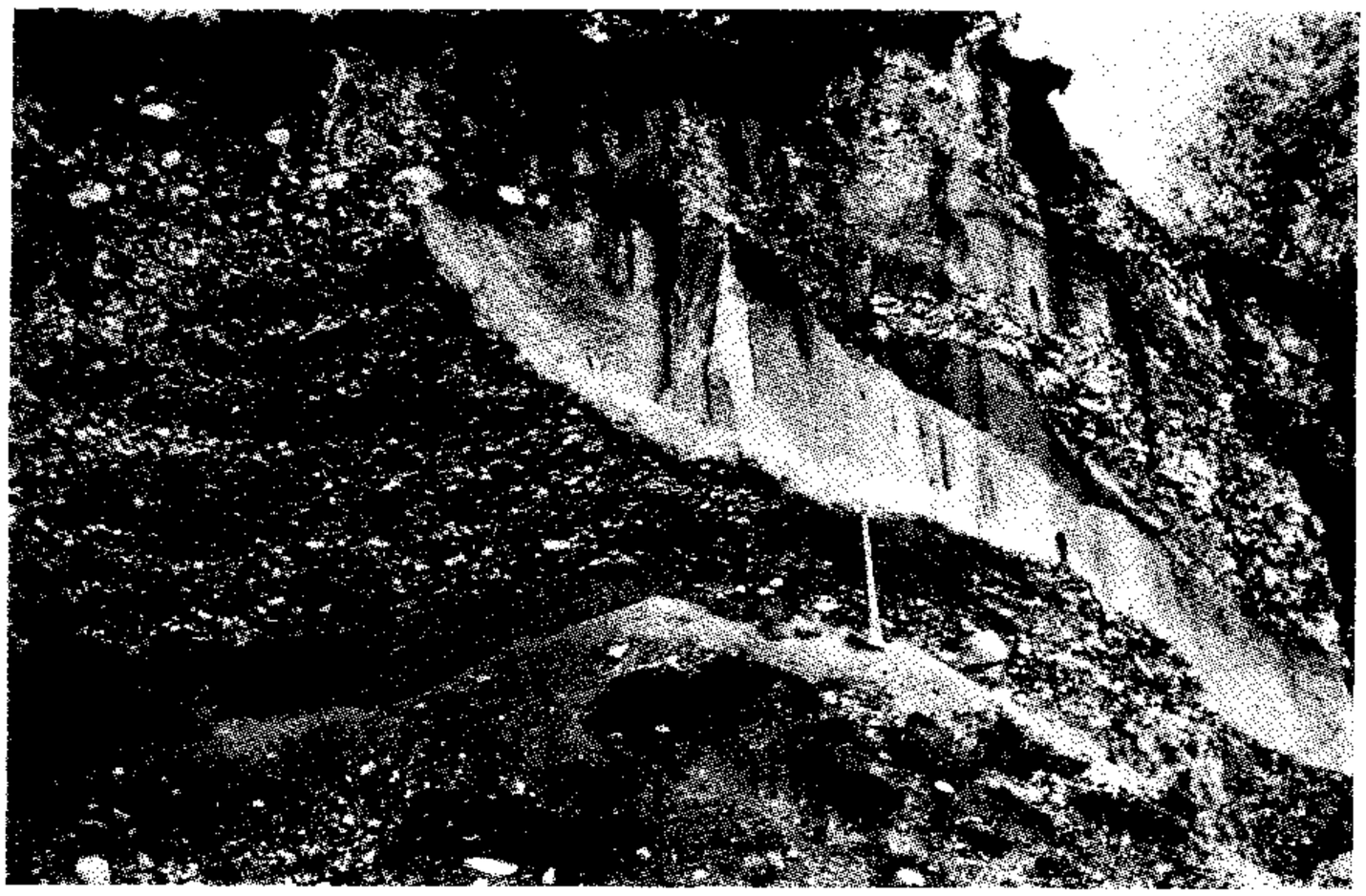
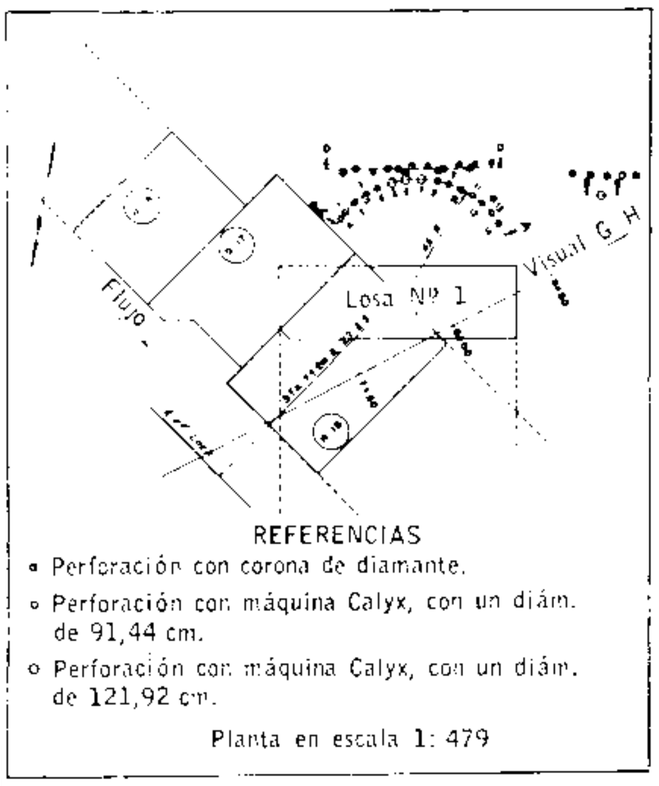


FIG. 22.14. *Porción de un* kame, *que muestra la naturaleza heterogénea de los depósitos de kame. (Fotografía por Conrad Gravenor, Geol. Survey of Canada.)*

depósitos de kame muestran un grado pobre de selección y, por tanto, una gran cantidad del material que se manipula debe ser descartado, porque es muy grueso o muy fino. Además, un depósito de kame en un trecho relativamente corto probablemente pase en transición a till, y así limitará la extensión posible de la operación. Muchas canteras de grava han sido abiertas en gravas intertill sin que el operador tomara en cuenta que la cubierta rápidamente se vuelve excesiva a medida que los trabajos avanzan hacia la ladera.

La elección de lugares para el emplazamiento de diques. La aplicación de la geología a la elección de lugares para el emplazamiento de diques involuera una síntesis de los conocimientos concernientes a la geomorfología, litología y estructura geológica del terreno. Como Bryan (1929) ha señalado, por lo menos hay cinco requisitos que dependen de las condiciones



REFERENCIAS

- Perforación con corona de diamante.
- Perforación con máquina Calyx, con un diám. de 91,44 cm.
- Perforación con máquina Calyx, con un diám. de 121,92 cm.

Planta en escala 1: 479

NOTAS.

Esta serie de perforaciones de pozos grandes con máquina Calyx fué comenzada el 16-11-940 y el pozo Nº 6, el último en ser completado, fué terminado el 2-6-941. Este corte fué construído en base a la cara aguas arriba antes de echar el cemento. Al principio el cemento se echó por debajo de la losa a través de los pozos grandes, y la perforación, la inyección, y el añadido de cemento continuó en las secciones hasta una altura de 1,5 a 1,8 m, hasta que se alcanzó el fondo. La inclinación de los grandes bloques de caliza es la indicada. Se necesitaron 537 m de perforación de pozos grandes con máquina Calyx para completar este aislamiento. Este metraje incluye el pozo Nº B. Este corte fué dibujado principalmente en el papel por Roger F. Rhoades y Alvin J. Mistler.

REFERENCIAS

- Caliza con ftanita de la formación Fort Wayne
- Arcilla y ftanita residual
- Losa de hormigón
- Lechada (cemento puro). Numerosas grietas estrechas figuran con un espesor exagerado, pero muchas áreas pequeñas de lechadas no están indicadas.
- Arena (probablemente de la formación Ripley)
- Perforación con corona de diamante
- Mineral de hierro (limonita)
- Ftanita en estratos

FIG. 22.15. *Un corte que presenta las cavidades de disolución en la Formación Fort Payne, por debajo de la represa Kentucky, en el río Tennessee. (Gentileza Tennessee Valley Authority.)*

geológicas para adecuados emplazamientos de embalses: 1) una cuenca impermeable de capacidad suficiente; 2) un desagüe estrecho de la cuenca, con una fundación que permitirá la construcción económica del dique; 3) oportunidad para construir un vertedero adecuado y seguro para llevar las aguas sobrantes; 4) disponibilidad de los materiales necesarios para la construcción del dique (esto es particularmente cierto en el caso de los diques de tierra); y 5) seguridad de que la vida del dique no será muy corta como resultado de una acumulación excesiva de barro y limo.

Anteriormente hemos señalado algunas de las dificultades con las que se tropieza en la construcción de diques en un terreno de caliza (véase pág. 590). La represa Hondo, en el sudeste de Nuevo México (Bryan, 1929), fue construida sobre caliza con un nivel freático de unos 6 m por debajo de la superficie. La pérdida fue tan rápida que ocasionó el abandono de la represa. Burwell y Moneymaker (1950) han descripto la dificultad que surgió en un área de caliza cuando se eligió el lugar de emplazamiento de un dique en la plena suposición de que una estrechura en un valle es un lugar favorable. El dique Hales Bar, en el río Tennessee, a unos 19 km al oeste de Chattanooga, en Tennessee, fue construido entre los años 1905 y 1913, por capitales particulares, y fue adquirido en 1939 por la Autoridad del Valle de Tennessee. Referente a él, Moneymaker manifestó:

> Aparentemente, nadie atinó a pensar, antes de la construcción, que la roca podría ser defectuosa o cavernosa. El dique Hales Bar fue construido sin suficiente exploración, sin suficientes excavaciones para fundaciones, y sin tratamiento reparador de una fundación muy cavernosa. La pérdida por la roca de fundación fue tan grande que la terminación fue largamente demorada y el costo resultó mucho mayor que el previsto. La obra, estimada en 3.000.000 de dólares y con un plazo de entrega de 2 años, vino a costar 11.536.889 dólares y requirió ocho años para su terminación.

Legget (1939) dio un ejemplo de cómo la falta de previsión de un contratista por enterarse de cuán irregular era la superficie de un substrato de caliza, tal vez debida a disolución diferencial, condujo a graves consecuencias financieras. En vez de tener que excavar 344 m^3 de roca, como se había calculado, hubo que remover 3.600 m^3; en vez de perforar 1.000 m de pozos, hubo que perforar 3.200 m; en vez de emplear 4.200 bolsas de cemento, se necesitaron 6.368 bolsas, y el trabajo, en vez de costar 82.992 dólares, como se había licitado, costó 209.018 dólares.

Desde el punto de vista de la capacidad del dique que haya de construirse, es deseable una estrechura del valle, pero no siempre será ése el lugar adecuado para la construcción del dique. En las áreas glaciadas, donde son comunes valles con rellenos de arena y grava en el substrato sepultado, la topografía superficial puede no dar una imagen verdadera de las condiciones del subsuelo. El autor recuerda un ejemplo, en Indiana, donde el lugar elegido para un dique propuesto era una estrechura de un valle entre una pared de este valle, por un lado, y la punta de un espolón por el otro. El estudio de la topografía del subsuelo demostró, sin embargo, que el espolón

en el cual se empotraría un extremo del dique tenía el subyacente de arena y grava de un valle preglacial sepultado. A pesar de haberse formulado advertencias de que el dique tendría pérdidas, se construyó en ese lugar y ha venido perdiendo agua regularmente. Legget (1939) señaló las dificultades encontradas durante la construcción de un dique en el norte de Irlanda, las que surgieron, en parte, por haberse interpretado como substrato los bloques glaciarios tocados en perforaciones de ensayo. En vez de encontrar una fundación en el substrato a la profundidad de 15 m, como se había anticipado, fue necesario llegar hasta los 54 m.

La geomorfología aplicada a la elección del emplazamiento de campos de aviación. Muchos de los factores que determinan la elección de un lugar para el emplazamiento de un campo de aviación son de naturaleza geomórfica o geológica. Los factores climáticos locales pueden ser importantes, pero están además relacionados, en grado considerable, con las condiciones geomórficas. Algunas de las consideraciones principales que se deben tomar en cuenta son: 1) posibilidades de pistas largas en varias direcciones; 2) condiciones del desagüe; 3) cantidad necesaria de emparejamiento; 4) peligro de inundaciones y niebla; y 5) abastecimiento de agua, si no se dispone de agua corriente.

Podemos ver cómo las variables condiciones geomórficas y geológicas afectan el desarrollo de un campo de aterrizaje considerando las posibilidades de varios tipos de terrenos diferentes: una llanura de till, una llanura aluvial, una planicie cárstica, una llanura lacustre, una llanura de cono de transición y una terraza con subyacente de materiales granulares. Cada tipo será juzgado teniendo en cuenta los cinco factores enumerados en el párrafo precedente.

Una llanura de till

1. Serán factibles pistas largas en varias direcciones.

2. El desagüe presentará un problema, particularmente si la llanura es plana. Será necesario desagotar, y se tendrán que introducir materiales permeables por debajo de las pistas.

3. En una llanura plana de till, el emparejamiento será mínimo; pero si existen caracteres tales como morenas terminales, drumlins o kames, habrá que resolver el problema con desmontes y rellenos. Es muy probable que unos y otros se equilibren y que no resulten muy costosos, debido a la naturaleza no consolidada de los materiales.

4. Las inundaciones y las nieblas no deben presentar ningún problema serio.

5. Mediante pozos en las lentes locales de arena y grava del till, el abastecimiento de agua será suficiente, salvo que el personal sea muy numeroso.

Una llanura aluvial

1. Las posibilidades para pistas dependerán del ancho de la llanura aluvial.
2. El avenamiento constituirá un problema debido al alto nivel freático y a la topografía plana. Será necesario poner atanores y abrir zanjas para mejorar el suelo, como asimismo introducir materiales permeables bajo las pistas.
3. El emparejamiento será mínimo.
4. El peligro de las inundaciones será serio y probablemente necesitará un sistema de albardones artificiales para impedir las inundaciones. En algunas ocasiones las nieblas pueden presentar problemas.
5. El agua se obtendrá fácilmente del río o de pozos practicados en el aluvión.

Una planicie cárstica

1. Serán posibles pistas largas en varias direcciones.
2. El avenamiento presentará un problema, pues los numerosos sumideros se llenarán de agua a consecuencia de precipitaciones copiosas, y los que son cruzados por las pistas tendrán que ser rellenados.
3. Habrá mucho emparejamiento. Los sumideros tendrán que ser rellenados, y en el substrato se tendrá que hacer desmonte. Habrá alguna dificultad en mantener los rellenos en los sumideros, salvo que se cierren todas las entradas de los desaguaderos subterráneos.
4. Excepto en caso de ahogo local y transitorio de los sumideros, no habrá peligro de inundaciones, y la niebla no será un problema.
5. El aprovisionamiento de agua puede ser un problema debido a la inseguridad de obtenerla en terrenos de caliza. Aun si se encuentra agua buena, requerirá filtración y tratamiento para asegurar su potabilidad.

Una llanura lacustre

1. Las posibilidades de pistas serán excelentes.
2. El desagüe natural será pobre, y habrá que recurrir a zanjas y atanores. Se requerirán materiales permeables por debajo de las pistas.
3. El emparejamiento será mínimo.
4. No habrá peligro de inundaciones, y la niebla no será superior a la normal, salvo que el campo esté adyacente a un lago.
5. El aprovisionamiento de agua puede ser un problema, porque los depósitos lacustres constan principalmente de arcillas y limos que no son buenos depósitos acuíferos. Lentes locales de materiales más arenosos pueden proveerla.

Una llanura de cono de transición

1. Las posibilidades de pistas son excelentes.
2. El desagüe será excelente debido a la naturaleza permeable de los materiales que constituyen la subrasante.

3. Será necesario poco emparejamiento, salvo que sea una llanura hoyada, en cuyo caso se tendrá que rellenar los hoyos glaciarios. Esto no será muy costoso debido a la naturaleza no consolidada de los depósitos del cono de transición.
4. Las inundaciones y las nieblas no presentarán problemas.
5. El agua se puede obtener fácilmente de pozos.

Una terraza con subyacente de materiales granulares

1. No será posible trazar pistas en varias direcciones, salvo que la terraza sea excepcionalmente extensa.
2. El desagüe será excelente.
3. El emparejamiento será mínimo.
4. No habrá peligro de inundaciones, pero las nieblas sobre los ríos vecinos pueden ocasionar molestias en ciertas épocas.
5. El aprovisionamiento de agua probablemente se pueda obtener sin dificultades mediante pozos en los depósitos granulares, o del río vecino.

La aplicación de la geomorfología a la geología militar. En contraposición a los dirigentes militares alemanes y japoneses, los norteamericanos y británicos han sido remisos en el uso de la geología durante la guerra. Durante la primera guerra mundial fueron utilizados los servicios de algunos geólogos, aunque en escala limitada. La Unidad Geología Militar del Servicio Geológico de los Estados Unidos de América prestó grandes servicios al cuerpo de Ingenieros en la segunda guerra mundial, pero la guerra estaba bien avanzada antes de que las autoridades militares vieran la necesidad y las posibilidades del empleo de expertos en geología. Es natural que los geólogos culpen de tal situación a la imprevisión de los militares para advertir la utilidad de la información geológica, pero tal vez no sea enteramente culpa de ellos, porque por su parte los geólogos tardaron en reconocer que para ser útil en las operaciones militares, el conocimiento geológico debe ser traducido en términos al alcance de personas sin estudios geológicos.

La primera guerra mundial se hizo principalmente sobre la base de trincheras estabilizadas, y la información más útil era entonces más de naturaleza geológica que geomórfica (Brooks, 1921). La información más utilizada fue la referente a qué tipo de roca se encontraría al cavar trincheras, en minado y contraminado, y las posibilidades de aprovisionamiento de agua y de otros materiales geológicos. La topografía desempeñó su papel en la maniobra y planeamiento de líneas de ataque, pero difícilmente pueda decirse que los aliados no utilizaran, en cierta medida, algunos conocimientos geomórficos básicos.

Con el desarrollo, durante la segunda guerra mundial, del tipo de guerra *blitzkrieg*, la topografía revistió más importancia, debido a que la efectividad de una guerra relámpago depende en gran medida de la transitabilidad de los terrenos. Como consecuencia, en años más recientes las frases *apre-*

ciación del terreno o *análisis del terreno* se han convertido en semimágicas entre los militares. Un geomorfólogo puede carecer de conocimientos para el mejor aprovechamiento del terreno en operaciones militares, pero con seguridad sus conceptos sobre las condiciones de los terrenos son mucho más profundos que los del especialista militar o, para el caso, de otros geólogos. Él aprecia que las formas del terreno son el resultado de la conjunción de procesos geomórficos y geológicos a través del tiempo, que las formas de relieve no son grupos de formas individuales sin relación y al acaso, sino que tienen relaciones sistemáticas que revelan sus orígenes y dicen mucho con respecto a la geología y a la estructura del substrato del subyacente, como asimismo en lo relativo a los suelos y a la vegetación de una región. Según Erdmann (1943), el geomorfólogo tiene "una vista para el terreno o un ojo instintivo para la configuración, una previsión de cómo es probable que sea un terreno distante, visible o no, cuando se llegue a él . . . El terreno es el común denominador de geología y guerra". Sea en conexión con la interpretación de los mapas topográficos o con las fotografías aéreas, esta apreciación básica de los diferentes tipos de terreno es fundamental para el planeamiento correcto de las campañas militares. Los mapas geológicos, si se puede disponer de ellos, constituyen una gran ayuda, pero todavía no se han confeccionado mapas topográficos y geológicos para la mayor parte del mundo; se deben extraer deducciones de la interpretación de las fotografías aéreas, y estas deducciones se basan principalmente en las diferencias que las fotografías muestran en topografía, suelo y vegetación. En cuanto al uso de las fotografías aéreas con respecto a este problema, Hunt (1950) manifestó:

> Aun donde faltan mapas geológicos o los hay en escala tan pequeña que prácticamente son inútiles para la inteligencia táctica, los principios geológicos se pueden aplicar con ventaja en la interpretación del terreno sobre la base de las fotografías aéreas. No se requiere mucha práctica en la lectura de fotografías verticales para reconocer montañas, cerros, lagos, ríos, bosques, llanuras o algunos tipos de pantanos. Pero se puede y se debe interpretar mucho más a fin de lograr una idea completa del terreno. Es esencial conocer el tipo de cerro, el tipo de llanura, el tipo de río o de lago, y así sucesivamente, porque conociendo esto, muchas veces se puede reconstruir la geología. El intérprete con algo de confianza puede, entonces, hacer pronósticos tocantes al aprovisionamiento de agua, el tipo y profundidad del suelo, transitabilidad, avenamiento del terreno, y otros problemas sobre construcción, materiales de construcción, movimiento y cubierta, y muchos otros elementos que son esenciales para una estimación cabal de las condiciones del terreno. Por esto, en una palabra, las fotografías aéreas son útiles para allegar datos acerca del terreno en cuanto proporcionan información referente a la geología del área. La identificación de un cerro o de otro rasgo del terreno no es más que un trocito de la descripción que se puede leer en una fotografía; lo importante es la compenetración del significado de las formas individuales del relieve, en términos de tipo de terreno y pendiente.

La aplicación de la geomorfología a la exploración petrolífera. Probablemente sea cierto que, para la mayor parte de la superficie terrestre, la mayoría de las estructuras petrolíferas reconocibles fundadas en su expresión

superficial, han sido descubiertas, pero hay áreas considerables cuya exploración superficial todavía se está realizando; la mayoría de las compañías petroleras tienen comisiones realizando geología superficial. Para este tipo de trabajo puede ser provechoso el conocimiento de la expresión geomórfica de las estructuras geológicas. En campos petrolíferos tales como Rangely, en Colorado; Kettleman Hills, en California; y los de Elk Basin, en Wyoming y Montana, las estructuras anticlinales se reflejan visiblemente en la

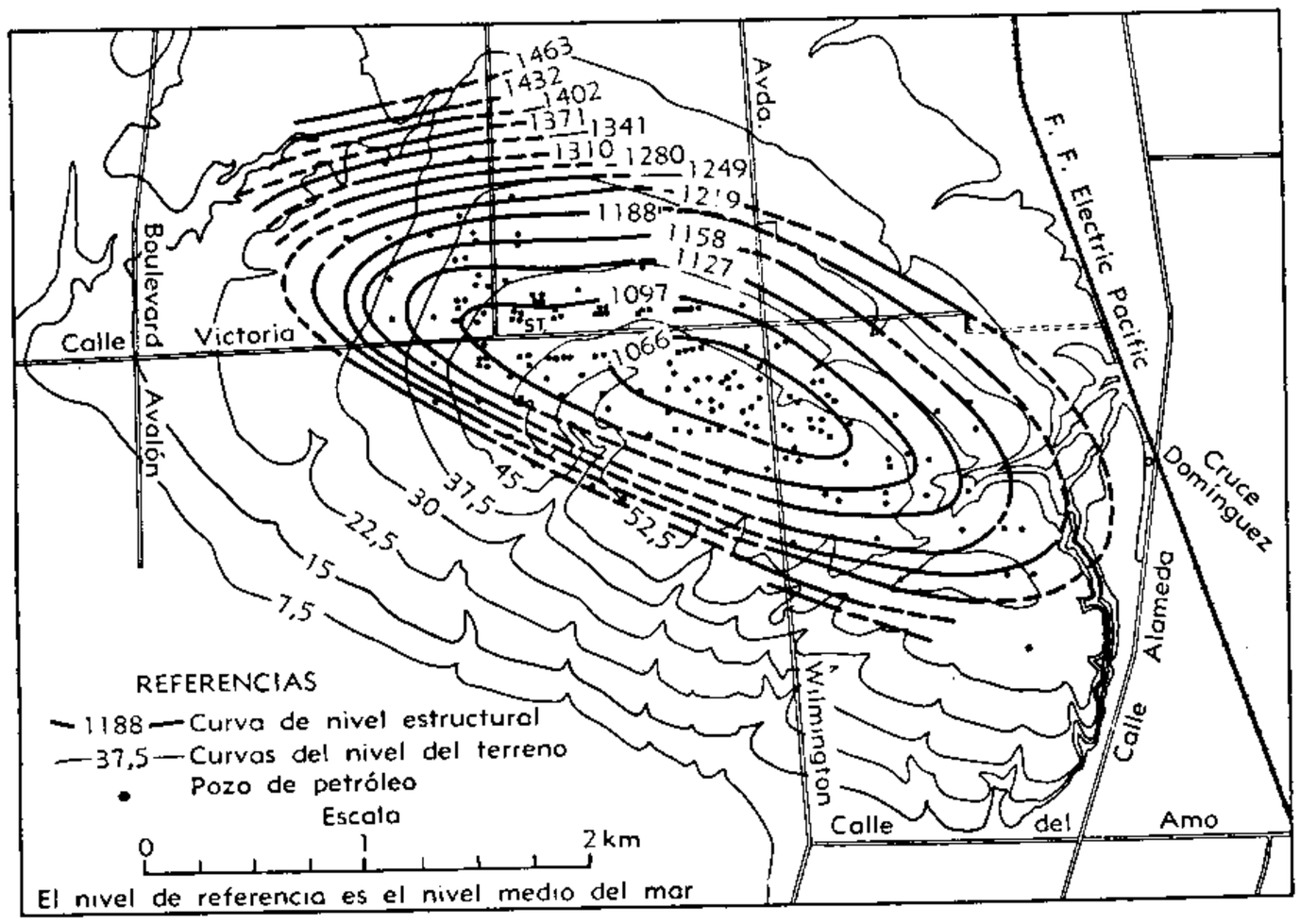


FIG. 22.16. *Mapa que muestra la estrecha correlación entre la topografía actual y la estructura geológica en el campo petrolífero de Dominguez Hills, California. (Tomado de F. P. Vickery,* Am. Assoc. Petroleum Geol. Bull. 12.)

topografía. Muchas de las estructuras de domos de sal en la costa del golfo de México son evidentes en la topografía, al menos, al observarlos en fotografías aéreas. Los domos de sal no siempre constituyen alturas topográficas, pero pueden formar cuencas topográficas debido a la disolución de parte del tapón de sal.

En general, es un principio de trabajo bastante bueno, para el estudiante de geomorfología, desconfiar de áreas que aparentemente son altos topográficos, pues también pueden ser altos estructurales, teniendo presente las posibilidades de inversión de la topografía que puede producirse donde se presentan capas débiles en la cresta de un alto estructural. Este principio es particularmente aplicable a áreas de diastrofismo del Terciario superior más reciente. Vickery (1927) ha señalado que hay una correspondencia

notable entre la ubicación de los campos petrolíferos de Los Ángeles, en California, en la faja de la planicie costanera, y su topografía. No todos los altos topográficos han resultado campos petrolíferos; pero en los campos petrolíferos de Signal Hill, Domínguez, Baldwin Hills, Santa Fe Springs, Montebello y otros, existe esa correspondencia entre la topografía y la estructura. Esta notable correlación resulta del hecho de que la deformación es de tan reciente data que no ha habido tiempo para que la erosión y la remoción en masa destruyeran los efectos del diastrofismo. En regiones de espesos bosques tropicales, donde la topografía no se puede observar a través de ellos, las diferencias de tonalidades en la vegetación pueden delinear una estructura de domo o anticlinal. Cualquier anomalía en el recorrido del desagüe y de los cursos de agua deberá ser considerada atentamente como un posible reflejo estructural. La aplicación creciente de la fotogeología a la exploración petrolífera hace del conocimiento de las formas de relieve un requisito básico para el geólogo que emplea esta técnica.

De acuerdo con Leverson (1934), muchos de los campos petrolíferos y de gas, si no todos, tienen relación con discordancias. Las discordancias son antiguas superficies de erosión; de aquí que el geólogo petrolero deba tratar con paisajes sepultados. Donde las capas permeables están truncadas por antiguas superficies de erosión y, posteriormente, obturadas por sedimentos, se convierten en trampas estratigráficas. La mayoría de las trampas estratigráficas se hallan a lo largo de discordancias. Se tratarán tres tipos de trampas estratigráficas: topografías cársticas sepultadas, arenas filiformes y discordancias angulares obturadas.

En varios campos petrolíferos, tales como los de Lima-Indiana, la cuenca de Michigan, y los del oeste de Texas, las rocas carbonatadas, como se ha reseñado anteriormente, pueden ser primarias o secundarias. La mayoría de los grandes rendimientos de petróleo en caliza provienen de rocas que tienen un alto grado de permeabilidad, debido a la disolución. Bybee (1938) ha sugerido que los depósitos del oeste de Texas se hallan en calizas muy cavernosas, y Howard (1928) estimó que el 95 % del rendimiento de petróleo en capas de caliza productivas estaba asociado con superficies de erosión en caliza por debajo de las cuales hubo agrandamiento de las diaclasas y de los planos de estratificación por disolución. Las Formaciones de caliza con espesores de varios cientos de metros pueden dar un rendimiento grande de petróleo solamente de los 7 a los 15 m superiores, en los cuales se hallan las horadaciones debidas a disolución. Como se ha anotado anteriormente, al tratar los depósitos de agua freática en topografía cárstica, la permeabilidad generalmente es mayor en las vecindades de las antiguas líneas de desagüe.

Las *arenas filiformes* son cuerpos alargados y sepultados de arena. Son particularmente comunes en el sudeste de Kansas y en el nordeste de Oklahoma (Rich, 1923; Bass, 1936). Probablemente no haya fase de la exploración petrolífera que pueda emplear con mayor ventaja el conocimiento de

las características detalladas de los rasgos específicos topográficos que la tocante a la explotación de las arenas filiformes. Las arenas filiformes pueden ser restos sepultados de playas y barras costaneras, de barras libres, de rellenos de canales de ríos, de rellenos de canales distributarios de delta, o de

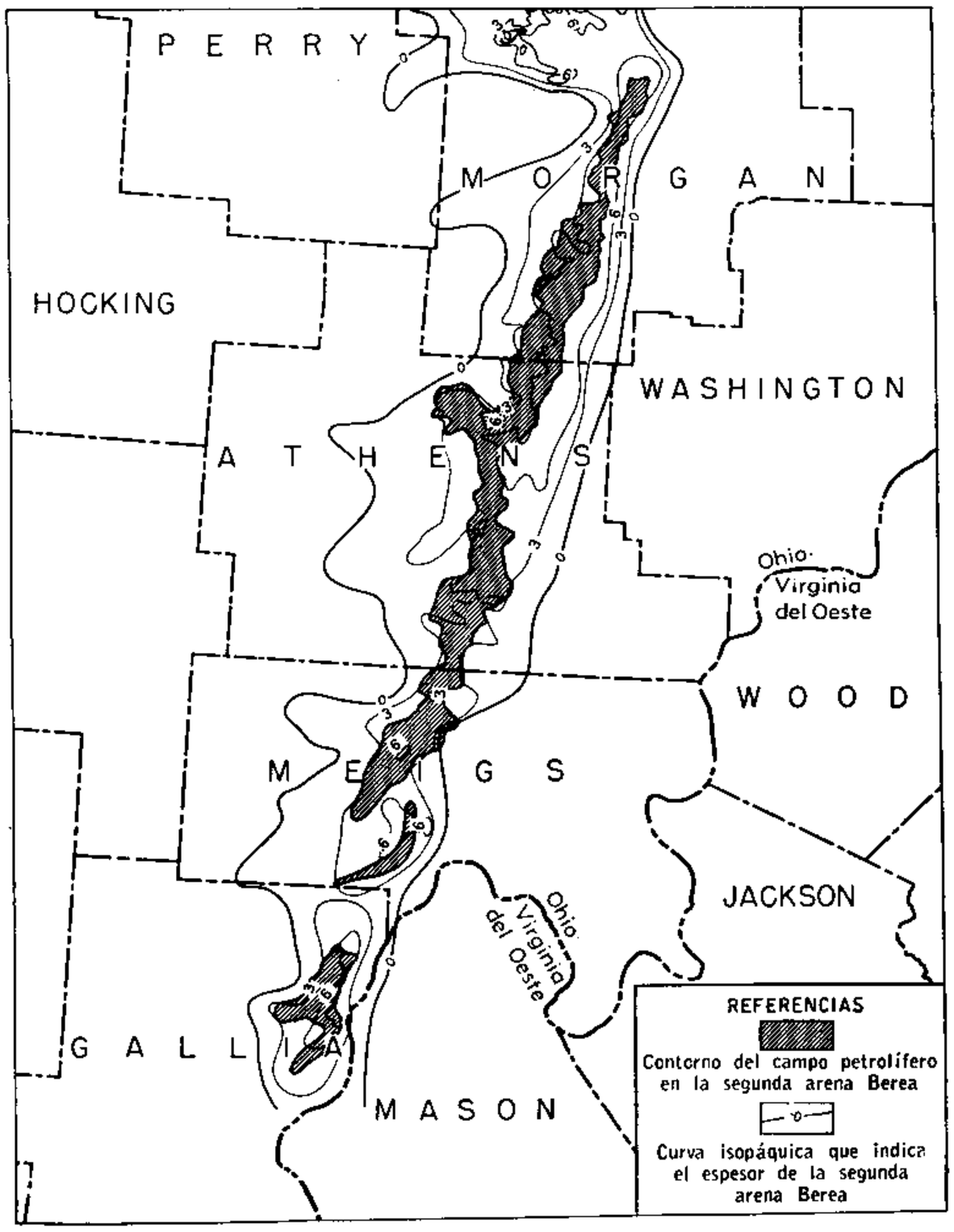


FIG. 22.17. *El contorno y el espesor de un campo gasífero en la segunda arena Berea, en el sudeste de Ohio. La topografía sepultada se refleja porque el campo gasífero está delineado por una antigua barra libre. (Tomado de J. F. Pepper et al.,* U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Investigations Preliminary Map 79.)

rellenos de canales de marea. Es importante que el origen específico de las arenas filiformes sea reconocido tan pronto como sea posible, para planificar correctamente el programa de perforaciones (Rich, 1938). Una barra libre

difiere grandemente de un relleno de canal de río en perfil transversal, en trazado, y en dirección respecto de la línea de ribera antigua. Las barras libres se extienden en curvas suaves, con formas de media luna, paralelas a una línea de ribera anterior; probablemente sean discontinuas o segmentadas por entradas de mareas anteriores, y rematen en punta hacia los extremos de los segmentos individuales; los segmentos de barras pueden ser productores de petróleo, mientras que las brechas entre ellos no lo son; comúnmente, los segmentos individuales de barras están desplazados escalonadamente; los puntos o protuberancias semejantes a espigas o ganchos marinos se pueden extender desde las barras hacia la costa; sus partes superiores pueden ser irregulares debido a dunas.

Los rellenos de los canales de ríos tienen diseños claramente diferentes a los de las barras libres. Puede ser difícil anticipar el plano del relleno de un determinado cauce sin antes haber perforado varios pozos. El cuerpo de arena del relleno de canal es continuo, en vez de ser segmentado, y tiene un espesor y ancho casi uniforme; puede encorvarse primero en una dirección y luego en otra, como sería de esperar del curso de un río con meandros; su rumbo marca aproximadamente un ángulo recto con la antigua línea de ribera, en contraste con la de una barra libre. Estas diferencias en dos tipos de arenas filiformes demuestran evidentemente que es necesario el conocimiento de las características de los varios tipos de caracteres topográficos que producen por evolución arenas filiformes, para una explotación más económica de sus posibilidades de petróleo y de gas.

El campo petrolífero del este de Texas ha producido más petróleo que cualquier otro en los Estados Unidos de América. Es uno de los numerosos ejemplos de trampas estratigráficas producidas por la obturación de una antigua superficie de erosión. El petróleo se encuentra en la arena de la Formación Woodbine, del Cretácico. Esta Formación está truncada por una superficie de erosión que presenta muchas irregularidades. Posteriormente, esta superficie de erosión fue sepultada y obturada por la acumulación de la arcilla de la Formación Eagle Ford y de la creta de la Formación Austin. Los cerros asentados sobre este paisaje sepultado son ahora muy productivos en petróleo.

Otras aplicaciones de la geomorfología. Los empleos tratados precedentemente representan algunas de las aplicaciones prácticas más notables de la geomorfología, pero hay otros campos en los cuales la geomorfología puede ser útil. Los mapas de suelos son, en buena medida, mapas topográficos, y la diferenciación de los diversos integrantes de una serie de suelos depende fundamentalmente de las condiciones topográficas diferentes bajo las cuales se desarrolló cada integrante de la serie de suelos. La ingeniería moderna de playa (Mason, 1950; Krumbein, 1950), para tener éxito, debe basarse sobre el conocimiento de los procesos del desarrollo de la línea de litoral. El problema de la erosión del suelo (Brown, 1950; Peterson, 1950)

es esencialmente un problema que involucra el conocimiento y dominio correcto de procesos geomórficos tales como erosión por lavaje en mantos, carcavamiento, remoción en masa y erosión fluvial. La intensidad de la erosión no está determinada solamente por el ángulo de la pendiente. Tal vez no sea muy marcada en pendientes empinadas, donde estas pendientes tienen un subyacente de materiales permeables, y puede ser pronunciada



FIG. 22.18. *Fotografía del desmonte de un camino en la cual la mayor erosibilidad del horizonte plástico* B *está señalada en un perfil del suelo porque la erosión en manto es reemplazada por carcavamiento. (Fotografía de Engineering Experiment Station, Purdue University.)*

en pendientes suaves donde no hay materiales impermeables. El problema relacionado con la clasificación de la tierra también entraña el conocimiento de los varios tipos de terrenos y los mejores usos que se puede hacer de ellos.

Se pueden mencionar otros campos en los cuales el conocimiento de los caracteres geomórficos es importante, pero los expuestos precedentemente son suficientes para mostrar que el entendimiento cabal de los principios geomórficos, junto con el conocimiento de la historia geomórfica de determinadas áreas, pueden contribuir significativamente a la solución de problemas en geología aplicada.

REFERENCIAS CITADAS EN EL TEXTO

ADAMS (G. I.): *Bauxite deposits of the southeastern states.* Econ. Geol., t. *22*, págs. 615-620, 1927.

BASS (N. W.): *Origin of the shoestring sands of Greenwood and Butler counties, Kansas.* Kansas Geol. Survey Bull. *23*, págs. 69-126, 1936.

BENSON (W. N.): *Landslides and their relation to engineering in the Dunedin district, New Zealand.* Econ. Geol., t. *41*, págs. 328-347, 1946.

BRAMLETTE (M. N.): *Geology of the Arkansas bauxite region.* Arkansas Geol. Survey, Inf. Circ. *8*, págs. 4-31, 1936.

BROOKS (A. H.): *The use of geology on the western front.* U.S. Geol. Survey, Bull. *128-D*, págs. 85-124, 1921.

BROWN (C. B.): *Effects of soil conservation*, págs. 380-406, en *Applied Sedimentation*, editado por Parker D. Trask. John Wiley and Sons, Nueva York, 1950.

BRYAN (Kirk): *Geology of reservoir and dam sites.* U. S. Geol. Survey, Water Supply Paper *597*, págs. 1-33, 1929.

BURWELL (E. B., Jr.) y MONEYMAKER (B. C.): *Geology in dam construction.* Geol. Soc. Am., Berkey Vol., págs. 37-39, 1950.

BYBEE (H. P.): *Possible nature of limestone reservoirs in the Permian basin.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *22*, págs. 915-924, 1938.

EKBLAW (G. E.) y GRIM (R. E.): *Some geological relations between the constitution of soil materials and highway construction.* Illinois Geol. Survey, Rept. Invest., *42*, 16 págs., 1936.

ERDMANN (C. E.): *Application of geology to the principles of war.* Geol. Soc. Am., Bull. *54*, págs. 1169-1194, 1943.

FIELDER (A. G.) y NYE (S. S.): *Geology and groundwater resources of the Roswell artesian basin, New Mexico.* U.S. Geol. Survey, Water Supply Paper *639*, págs. 179-189, 1933.

GOLDICH (S. S.) y BERGQUIST (H. R.): *Aluminous lateritic soil of the Sierra de Bahoruco, Dominican Republic, W. I.* U.S. Geol. Survey, Bull. *953-C*, págs. 57-77, 1947.

— *Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti, W. I.* U.S. Geol. Survey, Bull. *954-C*, págs. 99-109, 1948.

GUYTON (W. F.): *Artificial recharge of glacial sand and gravel with filtered river water at Louisville, Kentucky.* Econ. Geol., t. *41*, págs. 644-658, 1946.

HAMILTON (D. K.): *Some solutional features of the limestone near Lexington, Kentucky.* Econ. Geol., t. *43*, págs. 39-52, 1948.

HARRISON (J. B.): *The residual earths of British Guiana commonly termed "laterite".* Geol. Mag. t. 7, págs. 553-562, 1910.

HEWETT (D. F.), STOSE (G. W.), KATZ (F. J.) y MISER (H. D.): *Possibilities for manganese ore on certain undeveloped tracts in the Shenandoah Valley, Virginia.* U.S. Geol. Survey, Bull. *660-J*, págs. 280-281, 1918.

HORBERG (Leland): *A major buried valley in east-central Illinois and its regional significance.* J. Geol., t. *53*, págs. 349-359, 1945.

— *Bedrock topography of Illinois.* Illinois Geol. Survey, Bull. *73*, págs. 67-72, 1950.

HOWARD (W. V.): *A classification of limestone reservoirs.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *12*, págs. 1153-1161, 1928.

HUNT (C. B.): *Military geology.* Geol. Soc. Am., Berkey Vol., págs. 295-327, 1950.

JENKINS (O. P.): *New technique applicable to the study of placers.* Calif. J. Mines Geol., t. *31*, págs. 143-200, 1935.

JENKINS (O. P.) y WRIGHT (W. Q.): *California's gold-bearing Tertiary channels.* Eng. Mining J., t. *135*, págs. 497-502, 1934.

KRUMBEIN (W. C.): *Geological aspects of beach engineering.* Geol. Soc. Am., Berkey Vol., págs. 195-223, 1950.

LEGGET (R. F.): *Geology and Engineering.* págs. 304-352. Mc Graw-Hill Book Co., Nueva York, 1939.

LEITH (C. K.) y MEAD (W. J.): *Origin of the iron-ores of central and northeastern Cuba.* Trans. Am. Inst. Mining Engrs., t. *42*, págs. 90-102, 1911.

LEVERSON (A. I.): *Relation of oil and gas pools to unconformities in the midcontinent region.* págs. 761-784; en *Problems of Petroleum Geology.* American Assoc. of Petroleum Geol. 1934.

LINDGREN (Waldemar): *The Tertiary gravels of the Sierra Nevada.* U.S. Geol. Survey, Profess. Paper *73*, págs. 9-81, 1911.

LIPPERT (T. W): *Cerro Bolivar - saga of an iron ore crisis averted.* J. Metals, t. *188*, págs. 222-236, 1950.

LOCKE (Augustus) y BILLINGSLEY (Paul): *Trend of ore hunting in the United States.* Eng. Mining J., t. *130*, págs. 565-566 y 609-612, 1930.

LUGN (A. L.): *The Pleistocene geology of Nebraska.* Nebraska Geol. Survey, Bull. 10, 2ª serie, págs. 25-37 y 201-209, 1935.

MCKINSTRY (H. E.): *Mining Geology.* págs. 219-232. Prentice-Hall, Nueva York, 1948.

MALCOLMSON (J. W.): *The Sierra Mojada, Mexico, and its ore deposits.* Trans. Am. Inst. Mining Engrs., t. *32*, pág. 130, 1902.

MASON (M. A.): *Geology in shore-line control problems;* págs. 276-290, en *Applied Sedimentation*, editado por Parker D. Trask. John Wiley and Sons, Nueva York, 1950.

MEAD (W. J.): *Occurrence and origin of the bauxite deposits of Arkansas.* Econ. Geol., t. *10*, págs. 28-54, 1915.

MOHR (E. C. J.): *The Soils of Equatorial Regions with Special Reference to the Netherlands East Indies.* J. W. Edwards, Ann Arbor, 1944.

NIKIFOROFF (C. C.): *Introduction to paleopedology.* Am. J. Sci., t. *241*, págs. 194-200, 1943.

NORRIS (S. E.): *The water resources of Montgomery County, Ohio.* Ohio Water Resources Board, Bull. *12*, 100 págs., 1948.

PECORA (W. T.) y HOBBS (S. W.): *Nickel deposits near Riddle, Douglas County, Arizona.* U.S. Geol. Survey, Bull. *931-I*, págs. 211-212, 1942.

PECORA (W. T.): *Nickel-silicate and associated nickel-cobalt-manganese-oxide deposits near São José do Tocantíns, Goiáz, Brazil.* U. S. Geol. Survey, Bull. *935-E*, págs. 261-283, 1944.

PETERSON (H. V.): *The problem of gullying in western valleys;* págs. 407-434, en *Applied Sedimentation*, editado por Parker D. Trask. John Wiley and Sons, Nueva York, 1950.

PUTNAM (W C.) y SHARP (R. P.): *Landslides and earthflows near Ventura, southern California.* Geog. Rev., t. *30*, págs. 591-600, 1940.

RICH (J. L.): *Shoestring sands of eastern Kansas.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. 7, págs. 103-113, 1923.

— *Shorelines and lenticular sands as factors in oil accumulation;* págs. 230-239, en *The Science of Petroleum.* Oxford University Press, Londres, 1938.

SCHAEFER (E. J.), WHITE (G. W.) y VAN TUYL (D. W.): *The ground-water resources of the glacial deposits in the vicinity of Canton, Ohio.* Ohio Water Resources Board, Bull. *3*, págs. 20-26, 1946.

SCHMEDEMAN (O. C.): *Caribbean aluminous ores.* Eng. Minig J., t. *149*, número correspondiente al mes de junio, págs. 78-82, 1948.

SCHMITT (Harrison): *Outcrops of ore shoots.* Econ. Geol., t. *34*, págs. 654-673, 1939.

SIMPSON (E. S.): *Buried preglacial groundwater channels in the Albany-Schenectady area in New York.* Econ. Geol., t. *44*, págs. 713-720, 1949.

SINGEWALD (Q. D.): *Bauxite deposits at Gant, Hungary.* Econ. Geol., t. *33*, págs. 730-736, 1938.

— *Stratigraphy, structure, and mineralization in the Beaver-Tarryall area, Park County, Colorado.* U.S. Geol. Survey, Bull. *928-A*, págs. 37-42, 1942.

SWEET (H. S.) y WOODS (K. B.): *Mapcracking in concrete pavements as influenced by soil textures.* Purdue Eng. Expt. Sta., Highway Research Reprint *33*, págs. 286-301, 1947.

VICKERY (F. P.): *The interpretation of the physiography of the Los Angeles coastal belt.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull *11*, págs. 417-424, 1927.

WESTERVELD (J.): *The tin ores of Banca, Billiton and Singkep, Malay archipelago -a discussion.* Econ. Geol. t. *32*, págs. 1019-1041, 1937.

WISSER (Edward): *Oxidation subsidence at Bisbee, Arizona.* Econ. Geol., t. *22*, págs. 761-790, 1927.

WOOLNOUGH (W. G.): *The influence of climate and topography in the formation and distribution of products of weathering.* Geol. Mag., t. *67*, págs. 123-132, 1930.

REFERENCIAS ADICIONALES

CROSS (W. P.): *The relation of geology to dry-weather stream flow in Ohio.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *30*, págs. 563-566, 1949.

GEORGE (W. O.): *Development of limestone reservoirs in Comal County, Texas.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *29*, págs. 503-510, 1948.

GESTER (G. C.) y GALLOWAY (John): *Geology of the Kettleman oil field, California.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *17*, págs. 1161-1193, 1933.

MONEYMAKER (B. C.): *Some broad aspects of limestone solution in the Tennessee Valley.* Trans. Am. Geophys. Union, t. *29*, págs. 93-96, 1948.

PRICE (P. H.) y WOODWARD (H. P.): *Geology and war.* Am. Assoc. Petroleum Geol., Bull. *26*, págs. 1832-1838, 1942.

STEARNS (H. T.): *Hydrology of volcanic terrains;* en *Physics of the Earth*, Pt. IX, *Hydrology*, págs. 678-702, McGraw-Hill Book Co., Nueva York, 1942.