



UNED

Geografía General I

Geografía Física

M.^a José Aguilera Arilla
M.^a Pilar Borderías Uribeondo
M.^a Pilar González Yanci
José Miguel Santos Preciado

Geografía General I

Geografía Física

M.^a JOSÉ AGUILERA ARILLA
M.^a PILAR BORDERÍAS URIBEONDO
M.^a PILAR GONZÁLEZ YANCI
JOSÉ MIGUEL SANTOS PRECIADO

6701101GR01A01
GEOGRAFÍA GENERAL I
(Geografía Física)

Quedan rigurosamente prohibidas, sin la autorización escrita de los titulares del Copyright, bajo las sanciones establecidas en las leyes, la reproducción total o parcial de esta obra por cualquier medio o procedimiento, comprendidos la reprografía y el tratamiento informático, y la distribución de ejemplares de ella mediante alquiler o préstamos públicos.

© Universidad Nacional de Educación a Distancia
Madrid 2009

Librería UNED: c/ Bravo Murillo, 38 - 28015 Madrid
Tels.: 91 398 75 60 / 73 73
e-mail: libreria@adm.uned.es

© María José Aguilera Arilla, María Pilar Borderías Uribeondo,
María Pilar González Yanci y José Miguel Santos Preciado

ISBN: 978-84-362-5906-3
Depósito legal: M. 39.706-2009

Primera edición: septiembre de 2009

Impreso en España - Printed in Spain

ÍNDICE

Prefacio	23
Tema 1. La tierra planeta. Movimientos y representación	27
DIAGRAMA CONCEPTUAL	28
INTRODUCCIÓN	29
1. Presentación	29
2. Objetivos	29
3. Orientaciones de estudio	30
4. Palabras clave	30
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	31
1. La Tierra en el espacio. Forma y dimensiones	31
1.1. Forma y dimensiones de la Tierra	32
1.2. Consecuencias de la esfericidad de la Tierra	34
2. Movimientos de la Tierra y sus consecuencias geográficas	35
2.1. Los movimientos de la Tierra	35
2.1.1. Movimiento de rotación	35
Orientación y situación sobre la superficie terrestre	35
Medición del tiempo	38
Otras consecuencias del movimiento de rotación	40
2.1.2. Movimiento de traslación	42
Solsticios y equinoccios	44
Consecuencias del movimiento de traslación	46
3. La representación de la superficie terrestre. La Cartografía	48
3.1. Las proyecciones	49
3.2. La escala	54
3.3. Bases matemática y geográfica. Tipos de mapas	56
3.4. Otras formas de representación	58
LECTURAS RECOMENDADAS	61
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	63
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	64

CLIMATOLOGÍA

Introducción a la climatología	67
Tema 2. Elementos y factores climáticos I. La temperatura	69
DIAGRAMA CONCEPTUAL	70
INTRODUCCIÓN	71
1. Presentación	71
2. Objetivos	72
3. Orientaciones de estudio	73
4. Palabras clave	74
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	75
1. Composición de la atmósfera	75
2. La estructura atmosférica	77
2.1. La troposfera	78
2.2. La estratosfera	80
2.3. La alta atmósfera	80
3. Las propiedades del aire	81
4. La energía solar y la temperatura terrestre	86
5. El desigual reparto de la insolación terrestre	90
5.1. Factores explicativos del desigual reparto de la insolación y comportamiento calorífico terrestre	90
5.1.1. Influencia de la distancia entre la Tierra y el Sol	90
5.1.2. Influencia de la altura del Sol	91
5.1.3. Influencia de la duración de la luz solar	94
5.1.4. El efecto de la atmósfera	94
5.1.5. El efecto de la desigual distribución de las tierras y los mares	95
5.1.6. Efecto de la elevación y la topografía	96
5.2. La distribución de la radiación solar en la superficie terrestre	97
6. La diferenciación térmica de la troposfera	98
6.1. Las temperaturas de la superficie	99
6.1.1. La oscilación térmica diaria	99
6.1.2. Las variaciones estacionales	101
6.1.3. La distribución de temperaturas sobre la superficie del globo terrestre	103

– Principales factores explicativos de la desigual distribución de temperaturas de la superficie terrestre	104
– Distribución térmica superficial a escala planetaria	105
6.2. La estructura térmica en altura	108
LECTURAS RECOMENDADAS	110
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	112
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	113
Tema 3. Elementos y factores climáticos II. La presión y la humedad atmosféricas	115
DIAGRAMA CONCEPTUAL	116
INTRODUCCIÓN	117
1. Presentación	117
2. Objetivos	118
3. Orientaciones de estudio	119
4. Palabras clave	120
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	121
1. Las variaciones de presión en el seno de la atmósfera terrestre	121
1.1. El campo de presión en superficie	121
1.2. El campo de presión en altura	123
1.3. Causas de las diferencias de presión atmosférica	125
2. Los vientos y la circulación atmosférica	125
2.1. Análisis dinámico del movimiento del aire	127
2.1.1. El movimiento del aire debido a las diferencias de presión	127
2.1.2. La fuerza aparente de Coriolis y la desviación de los vientos	128
2.1.3. Los movimientos de convergencia y divergencia	129
2.2. La circulación general atmosférica	130
2.2.1. El mapa de la distribución de presiones y el sistema de vientos dominantes en la superficie terrestre	131
2.2.2. La circulación atmosférica en altura	135
2.3. Los vientos locales	138
3. La humedad atmosférica	139
3.1. El ciclo hidrológico del agua en la naturaleza	139
3.2. La evaporación	141

3.3. Condensación y precipitación 142

 3.3.1. Los mecanismos de saturación 143

 3.3.2. Los tipos de ascendencias 145

 3.3.3. Condensación y formación de nubes. Los mecanismos de precipitación 148

3.4. La distribución de las precipitaciones en la superficie terrestre 154

 3.4.1. El desigual reparto sobre la superficie 154

 3.4.2. Las variaciones estacionales 158

4. Las zonas climáticas 159

LECTURAS RECOMENDADAS 163

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 165

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 166

Tema 4. Los océanos 167

DIAGRAMA CONCEPTUAL 168

INTRODUCCIÓN 169

1. Presentación 169

2. Objetivos 169

3. Orientaciones de estudio 170

4. Palabras clave 170

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 171

1. Las aguas marinas 171

 1.1. Composición de las aguas marinas 171

 1.2. Propiedades de las aguas marinas 174

 1.3. Las masas de agua 177

2. Los movimientos de las aguas marinas 179

 2.1. Movimientos de equilibrio 180

 2.2. Movimientos de origen cósmico 182

 2.3. Movimientos eustáticos y tectónicos 186

 2.4. Movimientos debidos a los vientos 186

 2.4.1. Olas u ondas marinas 187

 2.4.2. Las corrientes superficiales 189

 2.5. La circulación abisal 195

3. La atmósfera y el océano 196

 3.1. Influencia de la atmósfera sobre el océano 196

3.2. Influencia del océano sobre la atmósfera 197

3.3. La participación de las masas continentales en la relación atmósfera-océano 198

LECTURAS RECOMENDADAS 200

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 201

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 202

Tema 5. La diversidad climática I. Clasificación de los climas. Los climas azonales 203

DIAGRAMA CONCEPTUAL 204

INTRODUCCIÓN 205

1. Presentación 205

2. Objetivos 206

3. Orientaciones de estudio 206

4. Palabras clave 207

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 209

1. El clima y su clasificación 209

 1.1. Los conceptos de tiempo y clima 209

 1.2. La diversidad de clasificaciones climáticas 209

 1.2.1. La clasificación climática según su finalidad 210

 1.2.2. La clasificación climática según la escala de estudio ... 213

 • La escala zonal o macroclimática 215

 • La escala regional o mesoclimática 215

 • La escala de provincia climática 215

 • La escala local o de topoclimas 216

 • La escala microclimática 216

 • El piso climático 216

 1.2.3. La clasificación climática según el método de clasificación 219

 1.3. Variables de referencia en las principales clasificaciones climáticas 219

2. La diversidad climática: los climas azonales 220

 2.1. Los climas secos 222

 2.1.1. Causas de los climas secos 223

2.1.2. Tipos de climas secos	225
2.1.3. Rasgos biogeográficos	227
2.2. Climas de montaña	228
2.2.1. Causas del clima de montaña	229
2.2.2. Variedades del clima de montaña	233
2.2.3. Rasgos biogeográficos	233
LECTURAS RECOMENDADAS	235
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	237
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	238
Tema 6. La diversidad climática II. Los climas zonales: intertropicales, templados y polares	239
DIAGRAMA CONCEPTUAL	240
INTRODUCCIÓN	243
1. Presentación	243
2. Objetivos	243
3. Orientaciones de estudio	243
4. Palabras clave	244
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	245
1. Los climas de la zona cálida o latitudes intertropicales	245
1.1. El clima de selva tropical	248
1.1.1 Causas del clima de selva tropical	248
1.1.2 Variedades del clima de selva tropical	250
1.1.3 Rasgos biogeográficos de selva tropical	251
1.2. El clima de sabana tropical	253
1.2.1 Causas del clima de sabana tropical	254
1.2.2 Variedades del clima de sabana tropical	254
1.2.3 Rasgos biogeográficos del clima de sabana tropical	255
1.3. El clima monzónico	256
1.3.1 Causas del clima monzónico	257
1.3.2 Variedades del clima monzónico	259
1.3.3 Rasgos biogeográficos	260
2. Los climas de la zona templada o latitudes medias	260
2.1. Clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa oriental de los continentes (Cfa)	263
2.1.1 Causas del clima Cfa	263

2.1.2 Variedades del clima Cfa	264
2.1.3 Rasgos biogeográficos del clima Cfa	265
2.2. El clima lluvioso templado con verano seco (Csa y Csb)	266
2.2.1 Causas del clima (Csa y Csb)	268
2.2.2 Variedades del clima (Csa y Csb)	268
2.2.3 Rasgos biogeográficos del clima (Csa y Csb)	269
2.3. El clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa occidental de los continentes (Cfb y Cfc)	271
2.3.1 Causas del clima Cfb y Cfc	273
2.3.2. Variedades del clima Cfb y Cfc	273
2.3.3. Rasgos biogeográficos del clima Cfb y Cfc	274
2.4. Los climas microtérminos, de bosque frío	276
2.4.1. Causas del clima microtérmino	277
2.4.2. Variedades del clima microtérmino	278
2.4.3. Rasgos biogeográficos del clima microtérmino	279
3. Los climas de la zona fría o latitudes polares	280
3.1. El clima de tundra	281
3.1.1. Causas del clima de tundra	283
3.1.2. Variedades del clima de tundra	283
3.1.3. Rasgos biogeográficos	284
3.2. El clima de hielo perpetuo	285
3.2.1. Causas del clima de hielo perpetuo	286
LECTURAS RECOMENDADAS	288
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	289
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	290

GEOMORFOLOGÍA

Introducción	293
Tema 7. La estructura y dinámica terrestres. Los componentes litológicos y tectónicos del relieve	295
DIAGRAMA CONCEPTUAL	296
INTRODUCCIÓN	297
1. Presentación	297

2. Objetivos	297
3. Orientaciones de estudio	298
4. Palabras clave	299
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	301
1. La estructura y dinámica terrestres	301
1.1. La estructura del globo terrestre	301
1.1.1. Estructura y composición de la corteza	302
1.1.2. Estructura y composición del manto	303
1.1.3. Estructura y composición del núcleo	304
1.2. La dinámica terrestre	305
1.2.1. La separación y dinámica de los continentes	305
1.2.2. La teoría de la tectónica de placas	308
2. Los componentes litológicos y tectónicos del relieve	309
2.1. Las rocas: definición y clasificación	309
2.2. Rocas eruptivas	311
2.2.1. Intrusivas o plutónicas	312
– Origen	312
– Formas de yacimiento	312
– Composición	313
– Principales rocas intrusivas	314
2.2.2. Extrusivas, efusivas o volcánicas	314
– Origen	314
– Formas de yacimiento	314
– Composición	315
– Principales rocas efusivas	315
2.3. Rocas sedimentarias	315
– Origen	315
– Formas de yacimiento	317
– Composición	318
– Principales rocas sedimentarias	318
2.4. Rocas metamórficas	320
– Origen	320
– Formas de yacimiento	321
– Composición	321
– Principales rocas metamórficas	321
2.5. El ciclo de las rocas	323
2.6. Propiedades de las rocas	324

2.6.1. Respuesta de las rocas ante los esfuerzos tectónicos	324
2.6.2. Respuesta o resistencia de las rocas a la erosión	325
3. Las unidades espacio-temporales de la geología	326
3.1. Las unidades espaciales: órdenes	327
3.2. Las unidades temporales: eras y periodos	327
4. Las deformaciones tectónicas de la corteza continental y relieves asociados	332
4.1. Las estructuras de deformación, pliegues	332
4.1.1. Partes de un pliegue	332
4.1.2. Clasificación de los pliegues	333
4.2. Las estructuras de dislocación, fallas	337
4.2.1. Partes de una falla	337
4.2.2. Clasificación de las fallas	338
LECTURAS RECOMENDADAS	342
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	343
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	344
Tema 8. Los relieves estructurales	345
DIAGRAMA CONCEPTUAL	346
INTRODUCCIÓN	347
1. Presentación	347
2. Objetivos	348
3. Orientaciones de estudio	349
4. Palabras clave	349
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	351
1. Las grandes unidades estructurales de la corteza terrestre	351
1.1. Las áreas sumergidas: cuencas oceánicas	351
1.1.1. Los bordes continentales	351
1.1.2. Llanuras abisales	353
1.1.3. Dorsales oceánicas	353
1.2. Las áreas emergidas: los continentes	354
1.2.1. Los cratones o escudos	355
1.2.2. Las plataformas	355
1.2.3. Los orógenos	356
1.2.4. Los volcanes	356

2. Los relieves estructurales de cuencas sedimentarias	357
2.1. Forma de relieve acinal (estructuras horizontales)	357
2.1.1. Relación de la red fluvial y la estructura horizontal	361
2.2. Formas de relieve monoclinas o inclinadas (estructuras inclinadas o cuestas)	361
2.2.1. Relación de la red fluvial y la estructura monoclinas ...	364
3. Los relieves estructurales de los orógenos	364
3.1. Los relieves estructurales plegados	364
3.1.1. Formas originales, directas o primitivas.....	365
3.1.2. Formas derivadas	366
3.1.3. Formas invertidas	369
3.1.4. Relación entre la red hidrográfica y la estructura plegada	372
3.2. El relieve apalachense	373
3.3. Los relieves estructurales fallados	375
3.3.1. Escarpe de falla original o primitivo	378
3.3.2. Escarpe de línea de falla o derivado	378
3.3.3. Escarpe de línea de falla compuesto	380
3.3.4. Relación de la red hidrográfica con las estructuras falladas	383
3.4. Los relieves en estructuras volcánicas	385
3.4.1. Los volcanes	385
3.4.2. Partes y materiales de los volcanes	386
3.4.3. Tipos de volcanes	389
3.4.4. Las coladas	392
3.4.5. Las formas excavación	393
LECTURAS RECOMENDADAS	396
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	397
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	398
Tema 9. Morfologías litológicas	399
DIAGRAMA CONCEPTUAL	400
INTRODUCCIÓN	401
1. Presentación	401
2. Objetivos	402

3. Orientaciones de estudio	402
4. Palabras clave	402
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	403
1. Introducción. Las morfologías litológicas	403
2. Relieve granítico	404
2.1. Características de las rocas graníticas	404
2.2. Las formas graníticas	409
2.2.1. Formas mayores	410
– Domas y agujas alpinas	410
– Panes de azúcar y medias naranjas	413
– Paisajes de bolas	415
2.2.2. Formas de detalle	416
– Acanaladuras, pilancones, taffoni y nerviaciones	417
2.3. La variedad de paisajes graníticos según el clima	417
3. Modelado kárstico	419
3.1. Las características de las rocas calcáreas y su disolución	420
3.2. Las formas kársticas	422
3.2.1. Las formas exteriores o exokársticas	422
– Las depresiones cerradas y cañones	422
– Las formas menores	428
3.2.2. Las formas endokársticas	433
– La circulación subterránea de las aguas	434
– Las principales formas subterráneas	437
– Las formaciones kársticas según las condiciones bioclimáticas	439
LECTURAS RECOMENDADAS	443
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	444
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	445
Tema 10. Modelado del relieve por acción de las fuerzas externas I. Los procesos elementales de meteorización y dinámica de vertientes	447
DIAGRAMA CONCEPTUAL	448
INTRODUCCIÓN	449
1. Presentación	449

2. Objetivos	450
3. Orientaciones de estudio	450
4. Palabras clave	451
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	453
1. Introducción	453
2. Las fuerzas externas	453
2.1. La gravedad	453
2.2. La energía procedente de la radiación solar	454
2.3. Incidencia de las características de los materiales de la superficie y las condiciones externas	455
3. La meteorización	456
3.1. Procesos mecánicos de meteorización. Fragmentación	457
3.1.1. Fragmentaciones o clastias de origen térmico	457
3.1.2. Fragmentaciones de origen hídrico	460
3.2. Procesos químicos	460
3.2.1. La disolución	460
3.2.2. Alteraciones químicas	462
3.3. Acciones biológicas	463
3.4. Factores condicionantes de la meteorización	464
4. La dinámica de vertientes. Procesos elementales de erosión	464
4.1. Desplazamiento por elementos	465
4.1.1. Caída libre y desprendimiento	465
4.1.2. Reptación	466
4.2. Desplazamientos en masa	468
4.2.1. Soliflucción	468
4.2.2. Deslizamiento	470
4.3. La arroyada	472
LECTURAS RECOMENDADAS	476
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	477
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	478
Tema 11. Modelado del relieve por acción de las fuerzas externas II. La erosión	479
DIAGRAMA CONCEPTUAL	481
INTRODUCCIÓN	483
1. Presentación	483

2. Objetivos	484
3. Orientaciones de estudio	485
4. Palabras clave	485
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	487
1. Introducción la erosión definición y enfoques de estudio	487
1.1. Los conceptos de ciclo de erosión y erosión normal de Davis	488
1.2. Los sistemas morfogenéticos	490
1.3. Los grandes agentes de erosión	491
1.3.1. Acción erosiva ejercida por las actividades humanas ...	491
2. Dinámica y morfogénesis fluvial	493
2.1. Torrentes y uadis	494
2.2. Los ríos	497
2.2.1. Redes y regímenes fluviales	499
2.2.2. Labor erosiva de los ríos	503
- Transporte de materiales por las aguas corrientes	503
- Acción erosiva del río	505
- Formas de modelado resultante de la acción erosiva fluvial	506
- Las formas producidas por acumulación	513
3. Morfogénesis litoral	517
3.1. Acción erosiva del mar	517
3.1.1. Acción mecánica, química y biológica	517
3.1.2. Alternancia de sumersión y emersión	518
3.1.3. Influencia del medio	519
3.2. Principales formas litorales de erosión	520
3.2.1. Formas de ablación	520
3.2.2. Formas de acumulación	522
3.3. Tipos de costas	527
4. Dinámica y morfogénesis glaciar	529
4.1. Las glaciaciones	529
4.2. Formación de los glaciares	530
4.3. Tipos de glaciares	530
4.3.1. Glaciares regionales	530
4.3.2. Glaciares locales	531
4.4. Flujo glaciar	533
4.5. Labor erosiva del glaciar	535

4.5.1. Formas de relieve resultante de la acción glacial	537
– Formas de acumulación	537
– Las formas mayores del modelado	540
5. El viento como agente erosivo	543
5.1. Movimiento del aire	544
5.2. Acción erosiva	544
5.2.1. Deflacción	544
5.2.2. Abrasión o corrosión	545
5.2.3. Formas de relieve producidas por la acción del viento ..	546
LECTURAS RECOMENDADAS	549
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	551
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	552
Tema 12. Geomorfología climática	553
DIAGRAMA CONCEPTUAL	554
INTRODUCCIÓN	555
1. Presentación	555
2. Objetivos	556
3. Orientaciones de estudio	556
4. Palabras clave	557
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS	559
1. Breve historia de la Geomorfología Climática	559
2. Clima y morfogénesis	559
2.1. La influencia del clima en las formas de relieve	559
3. Paleoclimas y herencias morfoclimáticas	562
3.1. Los climas del Cuaternario	562
4. Las grandes áreas morfoclimáticas	565
4.1. Divisiones morfoclimáticas	565
4.2. La zona morfoclimática fría	568
4.2.1. Dominio glacial	568
– Los procesos	568
– Las formas resultantes	569
4.2.2. Dominio periglacial	570
– Los procesos	572
– Las formas resultantes	574
– Tipología de dominios periglaciares	578

4.3. La zona morfoclimática de latitudes medias	578
4.3.1. El dominio marítimo	579
4.3.2. El dominio continental seco	580
4.3.3. El dominio templado mediterráneo (tibio).....	580
4.4. La zona morfoclimática árida o xérica	581
– Los procesos	581
– Las formas resultantes	582
– Tipología de dominios áridos	583
4.5. La zona morfoclimática tropical	585
4.5.1. El dominio tropical de selva	586
4.5.2. El dominio tropical de sabana	589
4.6. La morfogénesis en áreas de montaña	590
4.6.1. Los pisos morfoclimáticos	591
– Piso forestal	591
– Piso periglacial	592
– Piso glacial	592
Conclusión	594
LECTURAS RECOMENDADAS	596
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS	597
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN	598
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	599

Los estudios de Grado de Geografía e Historia incluyen unos conocimientos básicos de Geografía. La Geografía General I (Física) es una de las asignaturas que los configura, y en ella los alumnos toman contacto por primera vez con esta materia.

Su contenido, de carácter general, supone una base fundamental para la comprensión de las siguientes asignaturas que configuran la materia citada, de gran utilidad para el estudio del Grado en su conjunto.

El objetivo es que los alumnos adquieran los fundamentos teóricos de la Geografía Física, en lo relativo a la diversidad y complejidad de los fenómenos climáticos y geomorfológicos, y sus repercusiones en la actividad humana, así como una serie de competencias prácticas que les ayuden a analizar, interpretar y sintetizar la información geográfica.

ORGANIZACIÓN DE LA UNIDAD DIDÁCTICA

El presente libro constituye una Unidad Didáctica, que se estructura en tres capítulos.

El primero trata de la Tierra como planeta, sus movimientos, las repercusiones geográficas de los mismos y su representación cartográfica.

El segundo, organizado en cinco temas, comprende aspectos básicos de Climatología. Los dos primeros están dedicados a los elementos y factores del clima. El tercero estudia la interacción entre la atmósfera y los océanos con el clima, y los dos últimos muestran el mosaico climático mundial.

El tercer capítulo se ocupa de los fundamentos de la Geomorfología en seis temas. Comienza por un análisis de la dinámica interna de la Tierra, que propicia unas estructuras tectónicas y la génesis de los materiales litológicos. A continuación se analizan las estructuras que se derivan del pre-

dominio de determinados materiales y la acción de las fuerzas externas, que van remodelando la superficie terrestre. El último tema se dedica a la Geomorfología Climática, analizando la interacción del clima y el relieve.

Como complemento y ayuda, el libro incluye dos DVD de videos relacionados con algunos de los temas estudiados.

ESTRUCTURA DE LOS TEMAS

Cada uno de los temas se configura conforme a los siguientes apartados:

Un *esquema* de los apartados, que da al alumno una primera visión estructurada de lo que va a estudiar.

- Un *diagrama conceptual* sinóptico, en el que se ponen de relieve las relaciones entre los conceptos y procesos tratados.
- Una *introducción*, donde se presentan las ideas básicas y contenidos esenciales; los *objetivos* que se pretende que los alumnos consigan a lo largo del estudio del tema; las *orientaciones* para el estudio del mismo, y las *palabras clave* o conceptos fundamentales para la comprensión del tema.
- El *desarrollo de los contenidos*, que constituyen el objeto de estudio propiamente dicho, estructurado en epígrafes y apartados, donde se incluyen abundantes materiales gráficos de ayuda a la comprensión, cuadros, diagramas y fotografías.
- Unas *lecturas recomendadas*, que incluyen una serie de libros generales y específicos relacionados con cada tema, con un breve comentario.
- *Actividades* sugeridas para reflexionar y profundizar determinados aspectos tratados en el tema.
- *Ejercicios de autoevaluación* para facilitar el control del propio aprendizaje.

La Unidad Didáctica se complementa con una serie de vídeos didácticos y un manual de prácticas. Y, para los alumnos de la UNED, con un curso virtual, en el que se incluyen diversos materiales de actualización y ejercicios prácticos, así como un glosario de términos.

CÓMO UTILIZAR EL LIBRO

La Unidad Didáctica sigue una estructura orientada a facilitar el autoaprendizaje de los alumnos, por lo que conviene que su utilización se haga siguiendo las pautas que se marcan en ella.

Es aconsejable que estudien cada tema en el orden que sigue la Unidad Didáctica, atendiendo a las instrucciones que aparecen en cada caso, complementando el estudio con el visionado de los vídeos didácticos, que se incluyen en la Unidad Didáctica, y la realización de los ejercicios de autoevaluación. También, para una mayor profundización, pueden consultar algunos de los libros que se incluyen en la bibliografía de cada tema.

Con todo ello estarán en disposición de realizar las prácticas requeridas en el curso y en posesión de los conocimientos y herramientas necesarios para superar con éxito la asignatura y afrontar las restantes, que componen la materia básica de Geografía.

En su conjunto, el contenido de esta Unidad Didáctica puede resultar de interés tanto para los alumnos que vayan a seguir una mayor formación geográfica como para aquellos que quieran dedicarse a la Historia, dado que se sientan las bases fundamentales para comprender el paisaje.

La Tierra planeta. Movimientos y representación

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

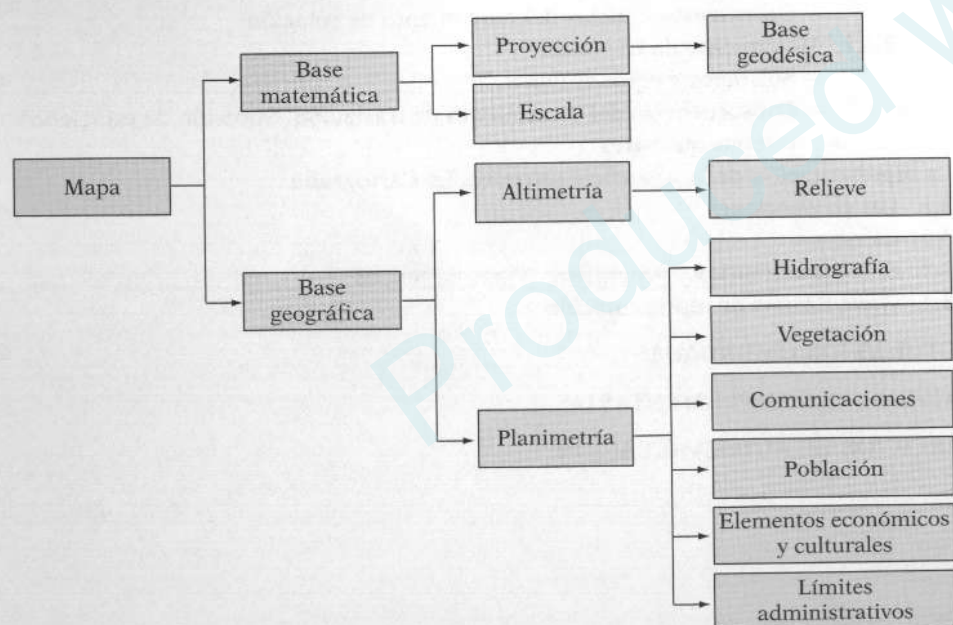
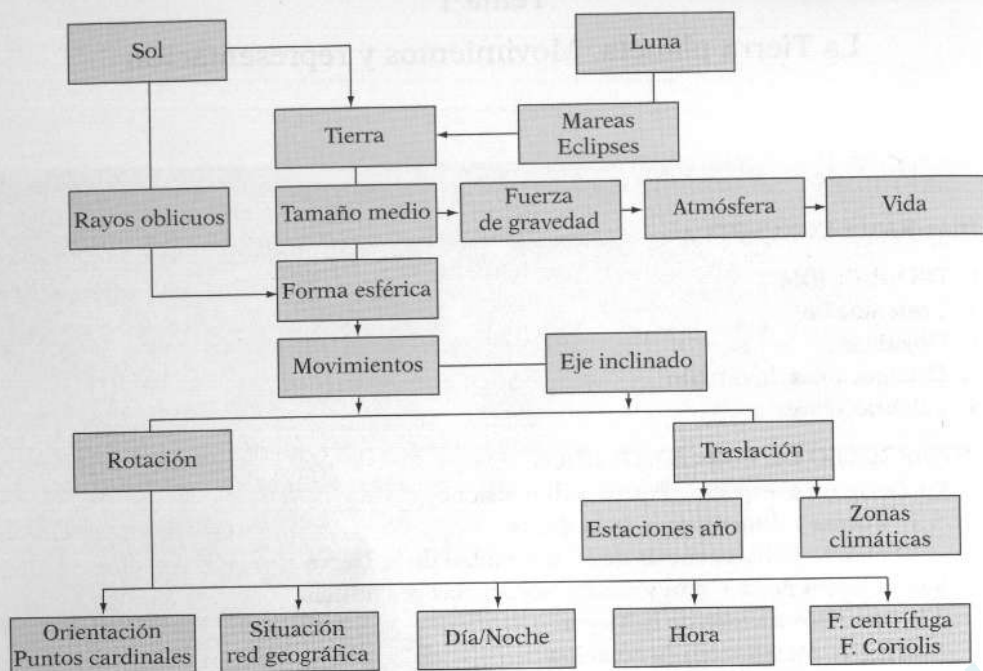
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. La Tierra en el espacio. Forma y dimensiones
 - 1.1. Forma y dimensiones de la Tierra
 - 1.1.1. Consecuencias de la esfericidad de la Tierra
 2. Movimientos de la Tierra y sus consecuencias geográficas
 - 2.1. Los movimientos de la Tierra
 - 2.1.1. Movimiento de rotación
 - Orientación y situación sobre la superficie terrestre
 - Medición del tiempo
 - Otras consecuencias del movimiento de rotación
 - 2.1.2. Movimiento de traslación
 - Solsticios y equinoccios
 - Consecuencias del movimiento de traslación. Sucesión de estaciones y zonas terrestres
 3. La representación de la superficie terrestre. La Cartografía
 - 3.1. Las proyecciones
 - 3.2. La escala
 - 3.3. Bases matemática y geográfica. Tipos de mapas
 - 3.4. Otras formas de representación

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

El objeto de estudio de la Geografía Física es la superficie terrestre, el complejo espacio en el que se interrelacionan la litosfera, la hidrosfera, la atmósfera y la biosfera. De las propias características del planeta, de su forma, dimensiones y movimientos en el espacio, resultan unas repercusiones fundamentales para la dinámica de la superficie y para que pueda desarrollarse la vida.

Desde la más remota antigüedad, el hombre buscó respuesta a los interrogantes que suscitaban los fenómenos que se presentaban ante sus ojos y a los que había que acomodarse o enfrentarse, como la sucesión de períodos de iluminación y de oscuridad, la diferente duración de esos períodos, la alternancia de épocas frías o cálidas, secas o húmedas. También sintió la necesidad de orientarse en el espacio y de representarlo.

La forma esférica de la Tierra supone también un importante condicionante para llevar a cabo la representación de su superficie, que constituye otra de las necesidades sentidas desde la antigüedad por los hombres, resuelta por medio de la Geodesia y la Cartografía, disciplina ésta última estrechamente relacionada con la Geografía.

2. OBJETIVOS

- Conocer la forma y dimensiones de la Tierra y su posición en el espacio.
- Conocer los movimientos que efectúa la Tierra: rotación y traslación.
- Conocer las principales consecuencias geográficas de la forma y de los movimientos terrestres.

- Conocer la forma de llevar a cabo la representación cartográfica de la Tierra.
- Conocer la solución dada a los problemas del tamaño y de la forma esférica del objeto a representar: proyecciones y escala.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Para estudiar las cuestiones planteadas en este tema es de gran importancia una lectura a fondo, con especial atención a los conceptos expresados y la observación de las figuras, que representan, de forma gráfica, los conceptos teóricos, mucho más fáciles de comprender con una imagen adecuada.

De gran utilidad en este tema, aunque esto vale para toda la Geografía, es apoyarse al estudiar en un buen atlas. El atlas, además, nos facilita ver una variedad de representaciones cartográficas y apreciar distintas proyecciones y escalas, además de diversos tipos de mapas, topográficos y temáticos, así como diversas formas de representación altimétrica y planimétrica.

4. PALABRAS CLAVE

Planeta Tierra. Rotación. Traslación. Paralelos. Meridianos. Orientación. Fuerza de Coriolis. Solsticios. Equinoccios. Estaciones. Zonas terrestres. Cartografía. Proyecciones. Escalas. Mapas topográficos y temáticos. Fotografía aérea. Teledetección. Sistemas de Información Geográfica (SIG).

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. LA TIERRA EN EL ESPACIO. FORMA Y DIMENSIONES

En la actualidad el conocimiento de la forma, dimensiones e, incluso, del aspecto exterior en perspectiva y la posición en el espacio de la Tierra, están al alcance de todo el mundo, desde que podemos disfrutar de bellísimas imágenes tomadas desde los potentes ingenios que orbitan en torno al planeta y desde los imponentes satélites espaciales con los que el hombre ha sido capaz de poner pie en la Luna o alcanzar planetas relativamente próximos.

La Tierra es un *planeta* y se encuentra en el espacio formando parte del Sistema Solar, constituido por el Sol, estrella de la Vía Láctea, y sus planetas. La Vía Láctea es una Galaxia entre las miles que componen el universo. A su vez posee un único *satélite*, la Luna, de dimensiones equivalentes a

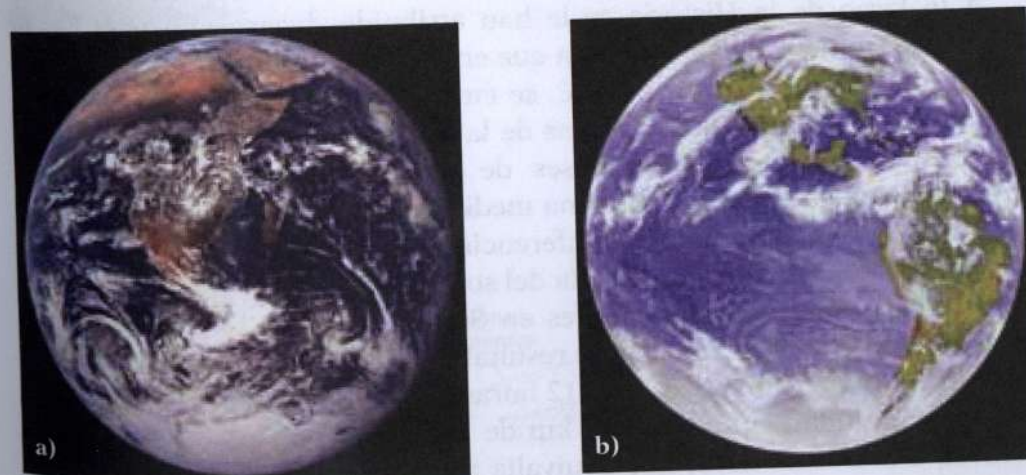


Figura 1.1. a) Imagen de la Tierra tomada por la tripulación del Apollo 17 en diciembre de 1972 mientras la nave viajaba entre la Tierra y la Luna; b) imagen infrarroja de la Tierra tomada por el satélite GOES 6 el 21 de septiembre de 1986.

la cuarta parte de la Tierra, con una masa que sólo representa la octava parte de aquélla, que gira a su alrededor, en una órbita elíptica, en sentido oeste-este, con su eje de rotación aproximadamente paralelo al terrestre.

La presencia de la Luna tiene importantes repercusiones sobre la Tierra, entre ellas la de provocar las mareas, que veremos en el tema de los océanos.

1.1. Forma y dimensiones

Como ya dedujeron los clásicos, la Tierra es una esfera, como se pone de manifiesto en multitud de evidencias para cualquier observador atento, sin necesidad de ver la imagen desde el espacio, que constituye la prueba irrefutable. Cuando se produce un eclipse de luna, por ejemplo, la Tierra siempre proyecta una sombra curva sobre la Luna; si en la costa observamos un barco que se aleja, llega un momento en que parece hundirse y desaparecer. La línea del horizonte, cuando la observamos desde una altura suficiente, manifiesta una curvatura. Podríamos continuar mostrando evidencias de este tipo, ya innecesarias cuando disponemos de la imagen real, fotografiada, de la Tierra.

A lo largo de la Historia se le han atribuido diversas formas. En la Grecia de Homero, se consideraba que era un disco plano, rodeado por un río Océano. En el siglo VI a. de C. se empezó a dudar de la forma plana. Aristóteles mostraría las evidencias de la esfericidad, a partir de sus sagaces observaciones de los eclipses de luna y, como es bien sabido, Eratóstenes fue capaz de hacer una medición aproximada (increíblemente cercana a la realidad) de la circunferencia terrestre, que calculó en torno a 45.000 km. Se basaba en que el día del solsticio de verano (21 de junio) los rayos solares eran perpendiculares en Siena (la actual Asuan), localidad situada en el valle del Nilo, lo que resultaba evidente porque el Sol se reflejaba en el fondo de un pozo, a las 12 horas. Sin embargo, ese mismo día, en Alejandría, ciudad situada a 800 km de Siena, los objetos reflejaban una sombra a la misma hora, que equivalía a una inclinación de los rayos de aproximadamente 7°. El sabio dedujo que si 7° equivalían a 800 km y la Tierra fuera una esfera, los 360° de perímetro de la misma medirían sobre 45.000 km (naturalmente los cálculos los realizó en estadios, que se han convertido a km).

Tras tiempos de oscuridad, el Renacimiento recuperó el interés por estas cuestiones. Colón se embarcó en su colosal aventura de viajar a la India por el oeste, convencido de que la Tierra era esférica. Elcano lo demostró, al circunnavegarla por vez primera, cuando asumió el mando de la expedición que capitaneaba Magallanes, al producirse el fallecimiento de éste (año 1522).

La Academia de Ciencias de Francia determinó que la forma de la Tierra era un *elipsoide*, es decir, una esfera achatada por los polos, con una diferencia de tan sólo 43 km entre el diámetro mayor (ecuatorial) y menor (polar). Posteriormente, los trabajos de Gauss y Helmert llevaron a que la Tierra es propiamente un *geoide*, una figura definida por el potencial gravitatorio, que podríamos representar como la superficie de los mares en calma, prolongada bajo los continentes. Se considera, a efectos prácticos, que la Tierra es un elipsoide cuyo radio ecuatorial mide 6.378,16 km. Su radio polar 6.356,77 km y el radio medio 6.367,75 km parámetros aceptados por los principales organismos mundiales (Unión Astronómica Internacional, Sistema Geodésico Mundial, etc.). Lo que no impide que existan grupos minoritarios que, desde el siglo XIX, vuelven a plantear que la Tierra es plana (Sociedad de la Tierra Plana, Flat Earth Society) basándose en pseudociencia y en la creencia en que existen teorías conspirativas de los científicos.

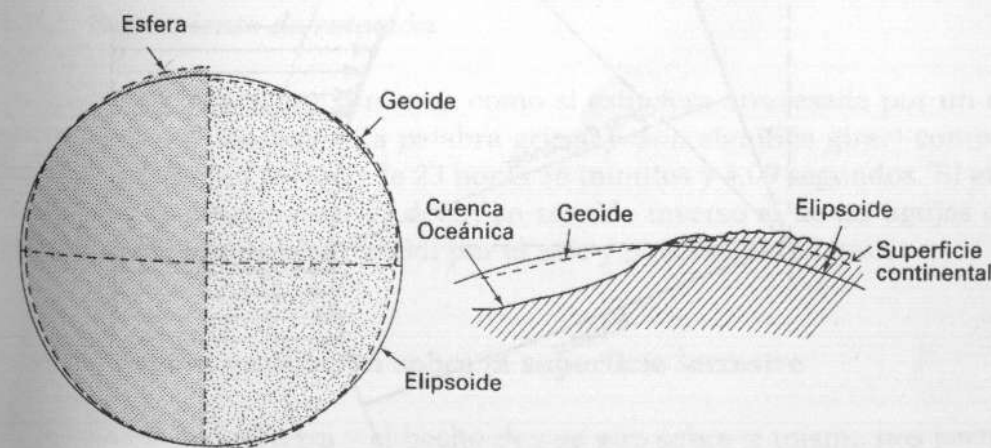


Figura 1.2 Representación de las figuras de esfera, elipsoide y geoide.

1.2. Consecuencias de la esfericidad de la Tierra

El hecho de que la Tierra tenga forma esférica tiene grandes repercusiones para la vida en el planeta:

- Condiciona la forma en que la superficie recibe la energía, dado que los rayos solares, al incidir sobre una superficie curva, tienen distinto grado de inclinación, lo que hace variar la energía recibida en cada zona.
- La forma esférica, junto con los movimientos que la Tierra realiza y que veremos en el siguiente apartado, es responsable de gran parte de las características físicas de la Tierra (además de las debidas a la configuración del relieve y la existencia de la atmósfera).
- Permite trazar sobre la superficie terrestre una red imaginaria de líneas curvas, que se cortan en ángulo recto (meridianos y paralelos), que hace posible situar de forma exacta cualquier punto sobre la superficie terrestre.

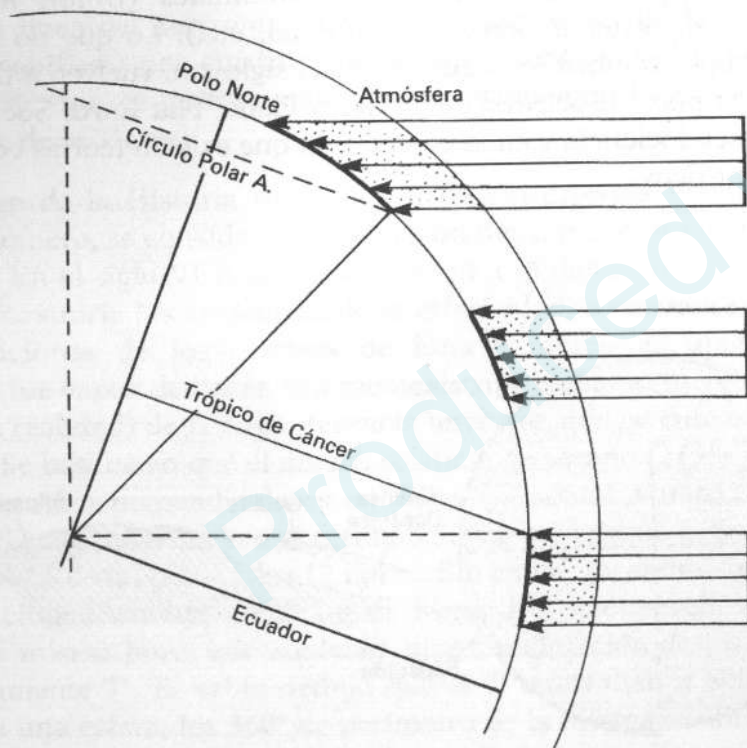


Figura 1.3. Incidencia de los rayos solares sobre la superficie esférica de la Tierra.

- Plantea también la dificultad de la representación de la superficie terrestre en dos dimensiones, que se resuelve gracias a la utilización de proyecciones geométricas, desarrolladas por la Cartografía, ciencia estrechamente vinculada a la Geografía, que veremos someramente en este tema.

2. MOVIMIENTOS DE LA TIERRA Y SUS CONSECUENCIAS GEOGRÁFICAS

2.1. Los movimientos de la Tierra

Sobre la superficie terrestre no tenemos conciencia de que nos movemos. Los antiguos, ante la evidencia de la aparición y desaparición diaria del Sol y la Luna, se inclinaron a creer que esos astros giraban a nuestro alrededor. Hizo falta mucho tiempo para que se aceptaran las ideas de Copérnico y Galileo de que la Tierra se mueve.

El movimiento de la Tierra en el espacio es, al menos, doble. Gira en torno a sí misma y a la vez en torno al Sol. Éstos constituyen los dos movimientos principales de la Tierra, aunque también se ve sometida a otros movimientos de ciclo mucho más largo, que afectan a oscilaciones del eje terrestre, por ejemplo, y que tienen importantes repercusiones en los climas y en la actividad terrestre, en los que no entramos en este curso.

2.1.1. Movimiento de rotación

La Tierra gira sobre sí misma como si estuviera atravesada por un eje que pasara por sus polos (la palabra griega *polein* significa girar) completando el giro en un período de 23 horas 56 minutos y 4,09 segundos. El giro se efectúa de oeste a este, es decir, en sentido inverso al de las agujas del reloj. Por ello, vemos salir el Sol por el este y ponerse por el oeste.

Orientación y situación sobre la superficie terrestre

La forma de la Tierra y el hecho de que gire sobre sí misma nos permite poder orientarnos y situarnos sobre la superficie, así como medir el tiempo, aspectos todos de enorme importancia para el desenvolvimiento de la

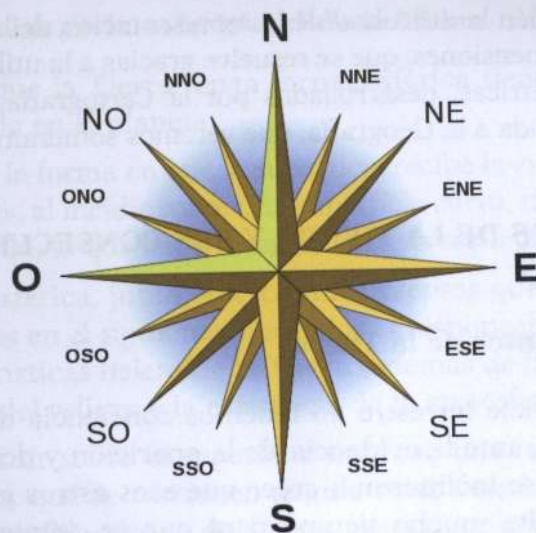


Figura 1.4. La rosa de los vientos.

actividad humana y esencial para la Geografía, que se configura como la ciencia espacial por antonomasia,

Orientarse resulta fácil gracias al movimiento de rotación. Para ello se utilizan los llamados *puntos cardinales*: Norte, Sur, Este y Oeste. Con sólo observar el lugar por donde sale el Sol sabemos donde está el este (oriente, de donde orientación) y el lugar por donde se pone, que indica el oeste. A partir de ellos se deducen con facilidad los otros dos puntos cardinales: norte y sur. Situado el observador con los brazos en cruz, la mano derecha hacia el este y la izquierda hacia el oeste, tendría a su frente el Norte y a su espalda el Sur.

Los puntos de referencia fijos y válidos para toda la superficie terrestre son *los polos*, que son los extremos del eje de rotación. Sirven de base para trazar *la red geográfica*. Ésta consiste en un entramado de líneas imaginarias sobre la superficie terrestre que se denominan *meridianos* y *paralelos*. Su finalidad es permitir localizar con exactitud cualquier punto de la superficie terrestre.

Los meridianos son arcos de círculo máximo, cuyos extremos coinciden con los polos. Cada meridiano mide 180° y dos opuestos constituyen un círculo máximo.

Los paralelos son círculos completos, que se obtienen por la intersección de planos perpendiculares al eje de rotación. Sólo uno de ellos configura un círculo máximo. Es el llamado *Ecuador*, que divide la Tierra transversalmente en dos mitades iguales o *hemisferios*.

El número de meridianos y paralelos que se pueden trazar es infinito. Siempre se cortan en ángulo recto. El entramado que configuran permite establecer la localización exacta de cualquier punto por referencia a un paralelo, el Ecuador, y a un meridiano, establecido por acuerdo, al que se denomina *meridiano cero o de Greenwich*, por el nombre del observatorio por el que pasa, situado al oeste de Londres.

Para la localización y medición exactas, se utilizan los valores angulares de latitud y longitud.

La longitud se puede definir como el ángulo que forma el plano que pasa por el meridiano de un lugar y el eje terrestre, con el plano que comprende este eje y el meridiano cero, o, dicho de otra forma, como el arco de paralelo medido en grados entre un punto de la superficie y el meridiano cero. La longitud puede ser este y oeste, entre 0° y 180° . Todos los puntos situados sobre un mismo meridiano tienen la misma longitud.

La latitud es el ángulo comprendido entre el plano que atraviesa la Tierra por el Ecuador y la recta que pasa por el punto a considerar y el centro de la Tierra. La latitud puede ser norte y sur, entre 0° y 90° desde el

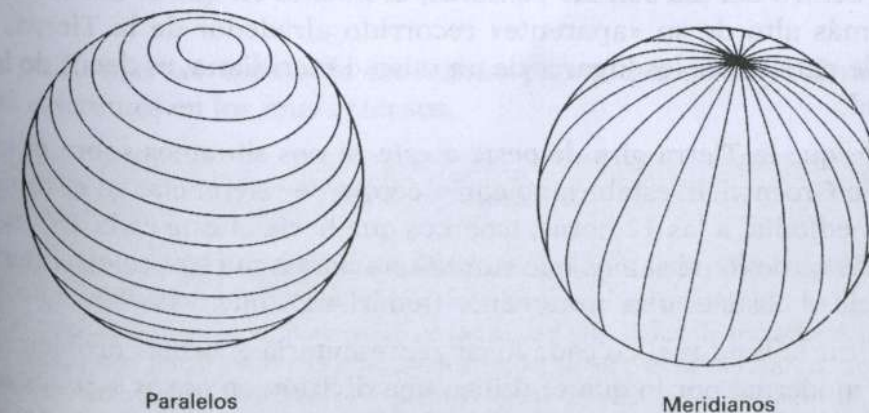


Figura 1.5. Meridianos y Paralelos.

Ecuador hasta cada uno de los polos. Todos los puntos situados sobre un mismo paralelo tienen igual latitud.

Extensión lineal de los grados de meridianos y paralelos

La extensión lineal de los grados en que se dividen meridianos y paralelos no es igual en todos los lugares. En el Ecuador un grado de este paralelo mide 111,322 km. Según ascendemos en latitud el valor del grado es menor, hasta ser cero en el polo, dado que los paralelos constituyen circunferencias de diámetro decreciente. Los grados de meridiano son sensiblemente iguales. Tan sólo se observa una pequeña diferencia relacionada con la forma achatada de la esfera terrestre, de modo que en la proximidad al Ecuador un grado de meridiano mide 110,5 km y en la cercanía al polo 111,7 km. Naturalmente, con la latitud varía la velocidad de giro. Todos los puntos de la Tierra hacen un giro de 360° cada día, pero dado que el tamaño de los grados es muy diferente según la latitud, también lo es la velocidad lineal de giro, máxima en el Ecuador y mínima en los polos.

Medición del tiempo

El período de tiempo que tarda la Tierra en realizar el giro sobre sí misma constituye, por otro lado, la más clara y sencilla unidad de medida del tiempo: *el día*. Convencionalmente, el día se ha dividido en 24 horas, siendo cada hora, por tanto, el tiempo que tarda la Tierra en girar 15° . El centro del día son las 12 horas, momento en que el Sol está en el punto más alto de su «aparente» recorrido alrededor de la Tierra, que coincide para todos los lugares de un mismo meridiano, es decir, de igual longitud.

Dado que la Tierra gira de oeste a este, si nos situamos sobre el meridiano de Greenwich, establecido como cero o de referencia, en el momento del mediodía, a las 12 horas, tenemos que hacia el este cada 15° es una hora más tarde (tendríamos que sumar una hora a nuestro reloj), mientras que hacia el oeste es una hora menos (tendríamos que restarla).

Utilizar la hora real en cada lugar representaría enormes problemas en la vida moderna, por lo que se utiliza una división en *husos o zonas horarias*. Son 24 franjas de norte a sur en las que se toma la hora media para todo el huso y que tienen numerosas irregularidades sobre los continentes,

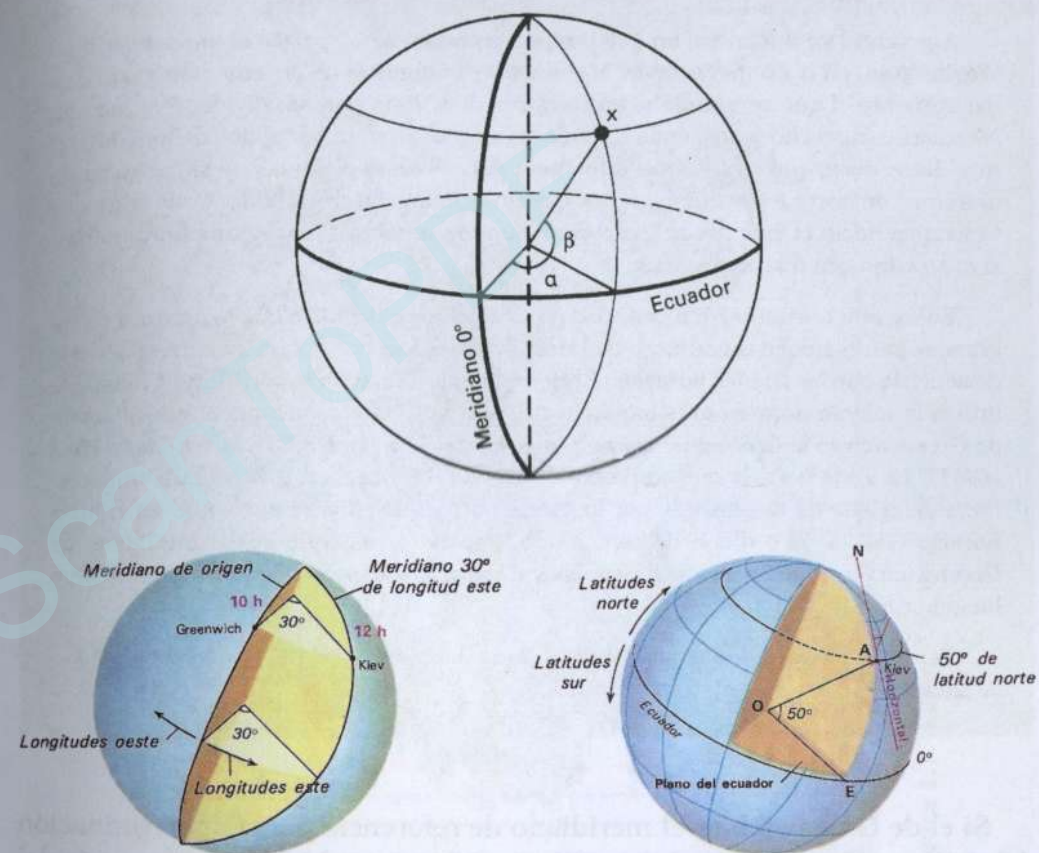


Figura 1.6. Longitud y latitud.

para uniformar territorios de un mismo país y que no haya demasiadas horas diferentes en los muy extensos.

Las zonas horarias

El establecimiento de las *zonas horarias* es relativamente reciente. A finales del siglo XIX existían un gran número de horas oficiales, se podría decir que una por cada gran ciudad, lo que con el incremento de movilidad y facilidad de transporte, que se iba dando, ocasionaba bastantes dificultades. En 1870, Sir Sandford Fleming, un ingeniero de ferrocarriles canadiense, se planteó trazar un plan para establecer un sistema horario estándar.

Siguiendo su iniciativa, en 1884, representantes de 27 países se encontraron en Washington, en la *Conferencia del Meridiano*, y adoptaron un sistema horario que es básicamente el que se mantiene en nuestros días. Este sistema divide al mundo en 24 zonas o husos horarios, cada uno de aproximadamente 15 grados de longitud, el meridiano cero, que sirve como referencia para el resto de zonas, se sitúa trazando una línea de norte a sur que pasa por Greenwich, en el Reino Unido. Cada zona que se avanza hacia el este desde Greenwich supone una hora más, y una hora menos, si avanzamos en dirección oeste.

Sobre esta norma existen cantidad de excepciones, debido a que la mayoría de los grandes países tienen un número de horas oficiales inferior al que les correspondería de acuerdo con las franjas horarias. El ejemplo más llamativo lo constituye China, que utiliza la misma hora en todo su territorio. A la hora que determina el huso horario de Greenwich se le denomina *tiempo promedio de Greenwich* o *Greenwich Mean Time (GMT)*. La zona horaria que corresponde al territorio español es la situada inmediatamente al este de Greenwich, por lo que la hora en España se encuentra en el huso horario GMT + 1, o dicho de otro modo, una hora más que la del meridiano de Greenwich, con la excepción de las islas Canarias, que se encuentran en el mismo huso horario de Greenwich.

También fue idea de Fleming la utilización del meridiano 180° como el de *cambio de fecha*.

Si el de Greenwich es el meridiano de referencia para la determinación del tiempo y de la longitud, hay que considerar también la importancia del *meridiano 180°*, también conocido como de medianoche, en el que desde 1884, se acordó por la Conferencia Internacional sobre Meridianos, fijar la *línea de cambio de fecha internacional*.

Otras consecuencias del movimiento de rotación

La *posibilidad de orientarnos* y de *medir el tiempo* son consecuencias derivadas del movimiento de rotación. Hay que destacar, también, otras de enorme importancia. La primera es la *sucesión de períodos de iluminación, día, y de oscuridad, noche*. Cada punto de la Tierra sufre esta alternancia, que hace posible que se dé un período de *calentamiento* y otro de *enfriamiento*, puesto que tanto la luz, como el calor proceden del Sol. De este modo, en todos los lugares se recibe la cantidad necesaria de luz y calor que hace posible la vida.

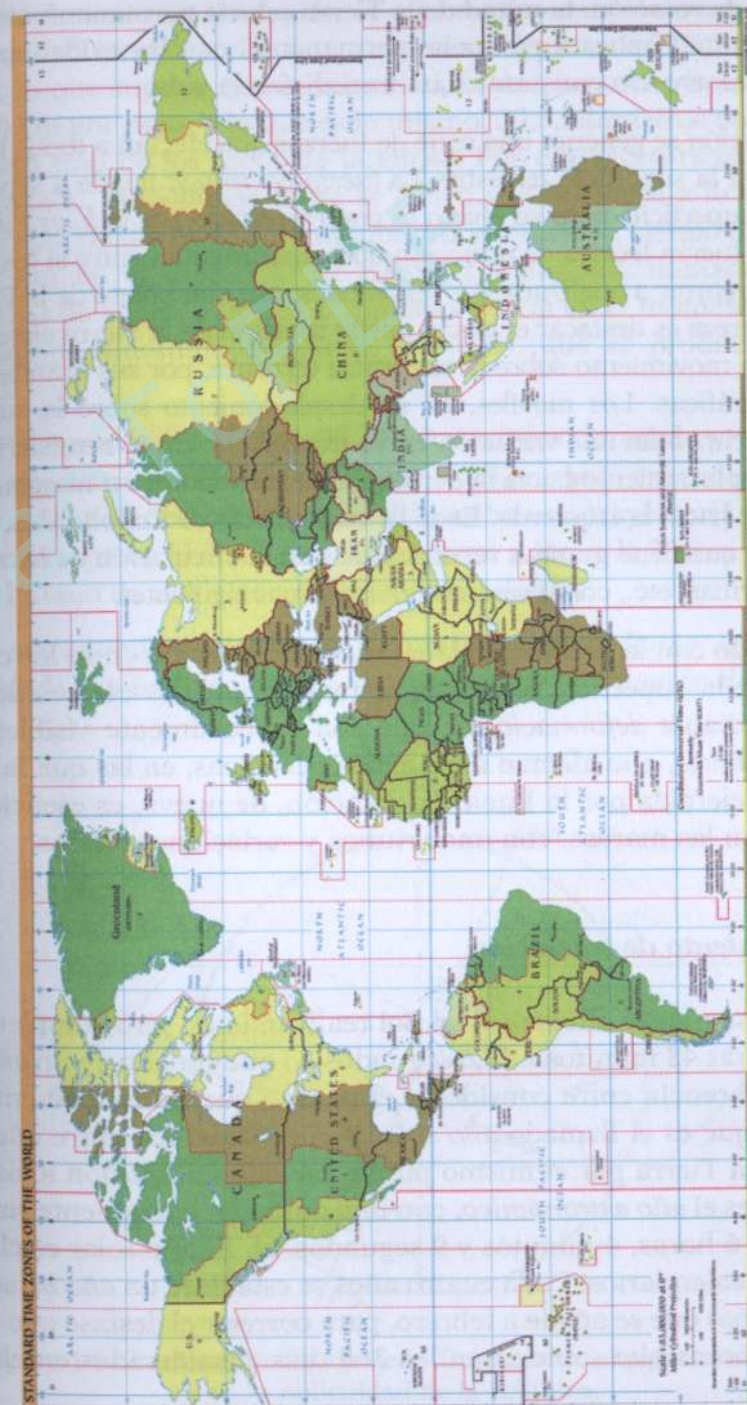


Figura 1.7. Las zonas horarias.

Si no se diera la rotación, la mitad de la Tierra estaría permanentemente iluminada y la mitad opuesta en noche permanente, con las evidentes consecuencias de calor y frío constante, que impedirían la vida.

Por la rotación se generan una serie de fuerzas que afectan a todos los objetos situados en la superficie terrestre. La *fuerza centrífuga* tiende a separar los objetos de la superficie, pero su efecto es contrarrestado por la *fuerza de gravedad*, que es la fuerza teórica de atracción que experimentan entre sí los objetos con masa. Sin entrar a analizar estos fenómenos, que son objeto de la Física, lo que sí nos interesa es destacar el efecto que la rotación de la Tierra ejerce sobre los cuerpos en movimiento sobre la superficie terrestre, por sus grandes repercusiones geográficas. Los móviles, en su desplazamiento sobre la superficie terrestre, experimentan una variación en su trayectoria. En el hemisferio norte supone un desplazamiento hacia la derecha, en el sentido de su marcha y en el hemisferio sur hacia la izquierda. Es el llamado *Efecto de Coriolis*. Afecta a los fluidos, por lo que tiene grandes repercusiones en la circulación de los vientos, corrientes marinas, etc., como veremos en los temas siguientes.

Relacionado con la dinámica planetaria y la atracción entre los cuerpos celestes sobre la superficie terrestre, se manifiestan los efectos de dicha atracción mediante *deformaciones*, que son especialmente visibles en el caso de las *mareas*, que afectan a las aguas oceánicas, en las que la mayor influencia es ejercida por la Luna. La rotación, de nuevo, es esencial para que se sucedan las mareas, con unos ritmos y variaciones diarias.

2.1.2. Movimiento de traslación

La Tierra se mueve alrededor del Sol realizando un giro completo cada 365 días, 5 horas 48 minutos y 45,6 segundos, lo que constituye un *año*. Hay una ligera diferencia entre considerar el tiempo que transcurre entre dos equinoccios, que es el llamado *año solar* y el considerado entre dos pasos sucesivos de la Tierra por el mismo punto, medido en relación a las estrellas fijas, que es el *año astronómico*, con una duración ligeramente superior, de 365 horas, 6 horas, 4 minutos y 9 segundos, al. El año solar es el considerado en los calendarios. Cada cuatro años se establece un *año bisiesto*, de un día más (366) que se añade a febrero, para corregir el desfase que se produce por las horas que sobrepasan los 365 días considerados en el calendario.

El movimiento de traslación se efectúa de oeste a este, igual que el de rotación. La Tierra describe una trayectoria elíptica de 930 millones de kilómetros, lo que supone que la velocidad de desplazamiento es muy grande, 106.000 km por hora, o lo que es lo mismo, 29,5 kilómetros por segundo. El Sol ocupa uno de los focos de la elipse. Por esa excentricidad, que no es muy acusada, la distancia entre la Tierra y el Sol varía a lo largo del año. La distancia media es de 150 millones de kilómetros, siendo de 147,5 millones de km en el momento de mayor proximidad, llamado *perihelio*, a comienzos de enero, y de 152,6 millones de km en el momento de máximo alejamiento, denominado *aphelio* (o *afelio*), que se produce a primeros de julio.

Si observamos a lo largo del año los puntos de salida y puesta del Sol vemos que van cambiando de lugar. Si fijáramos, en cada momento, la posición del Sol, obtendríamos que describe una trayectoria oblicua, inclinada con respecto al Ecuador. Esto ocurre porque la Tierra gira *inclinada* sobre el plano de traslación o *plano de la eclíptica*.

En Astronomía se denomina *oblicuidad de la eclíptica* (o simplemente *oblicuidad*) a la inclinación que presenta el eje de rotación de la Tierra con

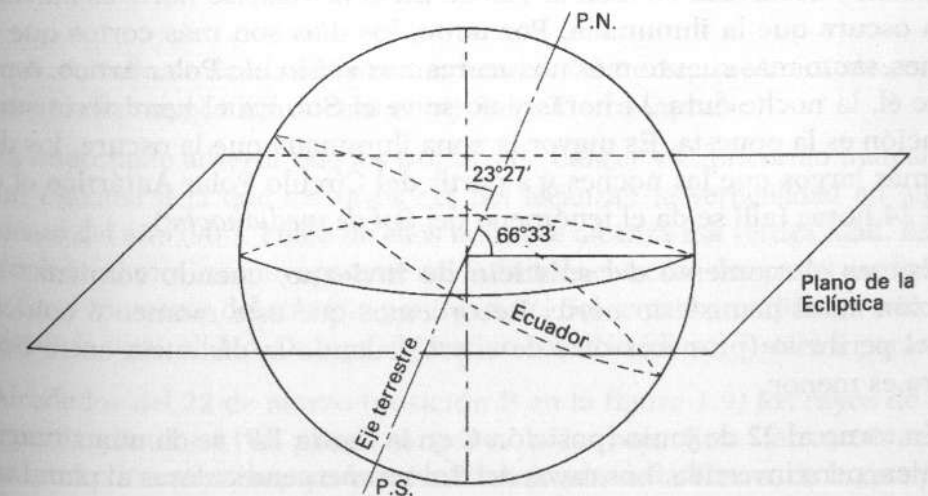


Figura 1.8. Inclinación del eje de la Tierra sobre el plano de la eclíptica u oblicuidad de la eclíptica.

respecto al plano de la eclíptica, que es complementario del coincide con el ángulo que forma el plano del Ecuador terrestre con el plano de la Eclíptica. La inclinación es de $23^{\circ} 27'$ y, por tanto el ángulo que forman los planos del Ecuador y de la Eclíptica mide $66^{\circ} 33'$ La inclinación es constante y el eje apunta siempre en la misma dirección.

Solsticios y equinoccios

A lo largo del año se producen cuatro momentos clave, de enormes repercusiones en la vida de la Tierra.

En torno al 22 de diciembre (posición A en la figura 1.9) los rayos del Sol son perpendiculares al plano tangente en la superficie terrestre en el *Trópico de Capricornio*. Este trópico es el paralelo situado a $23^{\circ} 27'$ S. coincidiendo con el valor de la inclinación del eje terrestre citada. En ese momento, la línea que delimita la parte iluminada de la Tierra, de la que permanece en la oscuridad, es tangente a dos paralelos situados a $66^{\circ} 33'$ N. y S. respectivamente, que constituyen los llamados *Círculos Polares, Ártico y Antártico*. En el *Ecuador* hay una igualdad en la duración del día y la noche, ya que la línea de iluminación lo divide por la mitad. Fuera de esta latitud hay una clara desigualdad entre la duración de los períodos de iluminación y oscuridad en toda la Tierra. En el hemisferio norte es mayor la zona oscura que la iluminada. Por tanto, los días son más cortos que las noches, tanto más cuanto más nos acercamos al Círculo Polar Ártico. A partir de él, la noche dura 24 horas y no se ve el Sol. En el hemisferio sur la situación es la opuesta. Es mayor la zona iluminada que la oscura, los días son más largos que las noches y a partir del Círculo Polar Antártico el día dura 24 horas (allí se da el fenómeno del *Sol de medianoche*).

Este es el momento del **solsticio de invierno**, cuando comienza esa estación en el hemisferio norte. Recordemos que este momento coincide con el perihelio (primeros días de enero) cuando la distancia entre Sol y Tierra es menor.

En torno al 22 de junio (posición C en la figura 1.9) se da una situación idéntica, pero invertida. Los rayos del Sol son perpendiculares al plano tangente al Trópico de Cáncer (a $23^{\circ} 27'$ N.) El Círculo Polar Ártico tiene 24 horas de luz y los días son más largos que las noches, tanto más, cuanto más nos acercamos al círculo polar citado. Es el momento del **solsticio de**

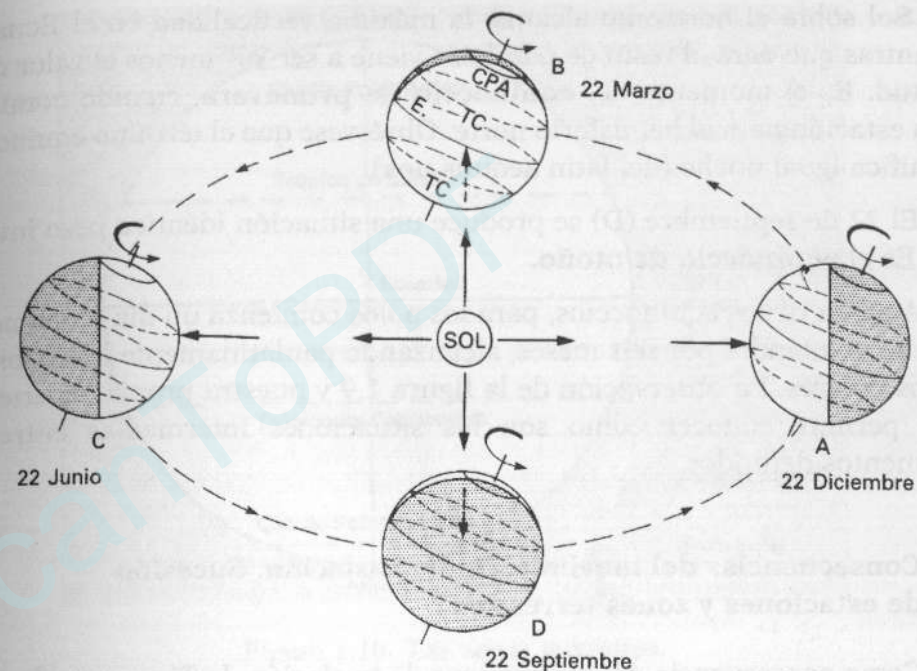


Figura 1.9. Posición de la Tierra respecto al Sol durante los equinoccios y solsticios.

verano, cuando se da el verano en el hemisferio norte, que coincide con el momento de mayor alejamiento entre Sol y Tierra (afelio).

Es importante advertir que los trópicos de Cáncer y Capricornio marcan la latitud máxima a la que los rayos del Sol alcanzan la verticalidad en algún momento del año (90°). Fuera de ellos nunca se alcanza esa verticalidad. Entre los trópicos, el movimiento aparente del Sol oscila entre los dos pasos por la vertical. En el momento del solsticio parece que el Sol se para y empieza a retroceder desde la verticalidad. De aquí el término solsticio (de sol + stare = pararse).

Alrededor del 22 de marzo (posición B en la figura 1.9) los rayos de Sol son perpendiculares al plano tangente a la superficie terrestre en el Ecuador. La línea que separa la mitad iluminada de la Tierra, de la que permanece en la oscuridad pasa por los polos. Todos los paralelos terrestres quedan divididos en dos semicírculos iguales, de modo que, en todas las latitudes, el día y la noche tienen la misma duración (12 horas). La altura

del Sol sobre el horizonte alcanza la máxima verticalidad en el Ecuador, mientras que para el resto de paralelos viene a ser 90° menos el valor de su latitud. Es el momento del **equinoccio de primavera**, cuando comienza esta estación para el hemisferio norte. Obsérvese que el término equinoccio significa igual noche (del latín *aequus nox*).

El 22 de septiembre (D) se produce una situación idéntica pero invertida. Es el **equinoccio de otoño**.

A partir de los equinoccios, para los polos comienza un día o una noche que se mantendrá por seis meses, alcanzando paulatinamente hasta los círculos polares. La observación de la figura 1.9 y nuestra propia experiencia nos permite conocer cómo son las situaciones intermedias entre los momentos definidos.

Consecuencias del movimiento de traslación. Sucesión de estaciones y zonas terrestres

Como consecuencia del movimiento de traslación, la Tierra, por la inclinación de su eje sobre el plano en que se produce el movimiento, se ve sometida a situaciones que cambian a lo largo del año para cada punto de su superficie. El resultado es que hay una *sucesión de estaciones*, en las que las horas de iluminación y oscuridad cambian y consiguientemente también lo hacen las temperaturas, lo que afecta a los seres vivos, al mundo animal y vegetal y al medio físico en conjunto (precipitaciones, caudal de los ríos, erosión, etc.). Las estaciones son cuatro: *primavera, verano, otoño e invierno*, cuyo comienzo se establece en los momentos clave de los solsticios y equinoccios. Si la Tierra no girase inclinada las cosas serían muy diferentes, especialmente más allá de los trópicos, siendo en todas las latitudes terrestres los días y las noches de igual duración, sin alternancia estacional.

En función de la traslación y la inclinación se establecen una serie de paralelos que marcan unos límites precisos a la verticalidad con que se reciben los rayos solares y a la existencia de períodos largos de oscuridad, que ya hemos citado anteriormente. Son: *el Ecuador, los Trópicos, de Cáncer y Capricornio y los Círculos Polares, Ártico y Antártico*. De acuerdo con estos paralelos se puede considerar la existencia de una división zonal de la Tierra, de gran importancia geográfica. Zonas, no obstante, que, en realidad, presentan áreas de transición y perfiles irregulares, afectados por

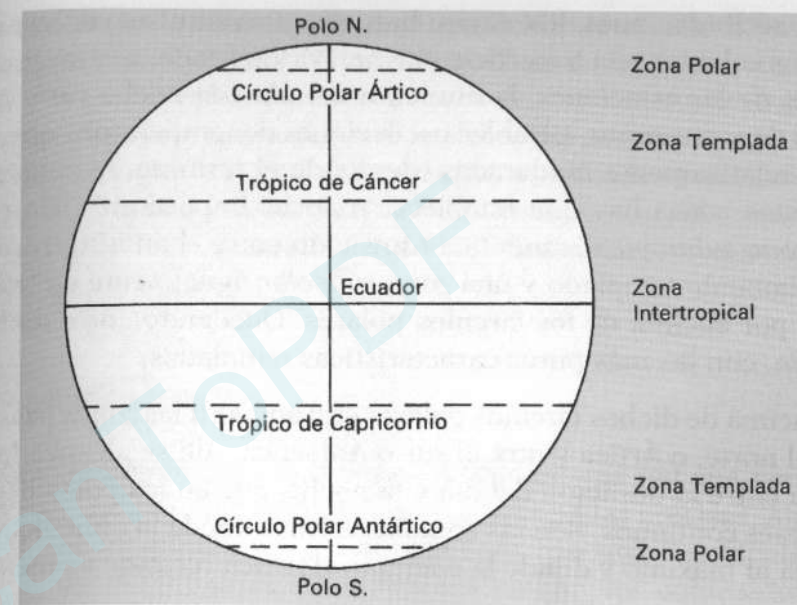


Figura 1.10. Las zonas terrestres.

diversos factores, pero que, a grandes rasgos, definimos entre los paralelos citados.

Entre los trópicos se extiende la *zona intertropical*. En ella, los rayos solares alcanzan la máxima verticalidad, que nunca se da fuera de estas latitudes. La duración del día y la noche es sensiblemente igual a lo largo del año, con muy leve oscilación, siendo superior el calentamiento diurno al enfriamiento nocturno. Es la *zona cálida*. Dentro de la zona intertropical destaca el *cinturón ecuatorial*, una banda en torno al Ecuador, hasta aproximadamente 5° la latitud norte y sur, donde más acusadas se dan las características citadas. Entre esa franja y el límite de los Trópicos se consideran *las zonas tropicales*, donde la desigualdad entre día y noche es más marcada y la insolación es menor. En estas zonas, caracterizadas por la poca diferencia entre las estaciones térmicas, se aprecia, sin embargo, una diferencia estacional que viene determinada por las precipitaciones.

A ambos lados de los trópicos hay dos *zonas templadas*, que se extienden hasta los círculos polares. En ellas los rayos solares llegan tanto más oblicuos cuanto mayor es la latitud, lo que supone una gradación de la energía

calorífica recibida, pues los rayos han de atravesar mayor espesor de atmósfera y calentar una superficie mayor. Por otro lado, a lo largo del año, en función de las estaciones, la duración del día y la noche varía notablemente. Se dan, por tanto, notables oscilaciones de temperatura que son, no obstante, relativamente moderadas (de donde el término de zona templada). En estas zonas hay que establecer matices importantes. En realidad hay una *zona subtropical*, auténtica transición entre el ámbito tropical y el más propiamente templado y una *zona subpolar*, igualmente de transición a la zona por encima de los círculos polares. Quedando entre ambas una *zona media*, con las más puras características templadas.

Por encima de dichos círculos polares entramos en las *zonas frías o polares*, una al norte, o Ártica y otra al sur o Antártica. Allí se alcanza la mayor diferencia entre la duración del día y la noche, que en los polos llega a ser de seis meses continuos. Son las zonas más frías, donde la oblicuidad de los rayos llega al máximo y donde la energía calorífica recibida es menor.

En los temas referentes a la circulación atmosférica y las propiedades del aire volveremos a tratar de las zonas terrestres, como paso previo al estudio de los climas terrestres.

3. LA REPRESENTACIÓN DE LA SUPERFICIE TERRESTRE. LA CARTOGRAFÍA

Representar el espacio terrestre ha constituido, desde la más remota antigüedad, una preocupación importante del hombre. *La Cartografía*, ciencia que se ocupa de la confección de mapas, ha estado siempre estrechamente relacionada con la Geografía, que plasma en mapas la información geográfica de todo tipo.

La forma y dimensiones de la Tierra son elementos clave a la hora de intentar su representación. Por ello, dedicamos un breve apartado a considerar cómo se lleva a cabo aquélla, en este tema inicial. Sólo una representación esférica nos permite apreciar la Tierra en su conjunto, siempre con dimensiones muy pequeñas en relación con su tamaño. *Los mapas*, que, en palabras de Robinson, son la representación gráfica de relaciones espaciales, son los que nos permiten conocer las características de la superficie terrestre con el detalle necesario, y también plasmar los resultados de análisis, investigaciones y relaciones diversas.

La Geodesia es la ciencia que se ocupa del llevar a cabo el levantamiento y la representación de la forma y superficie de la Tierra, dado que sus dimensiones y su forma esférica requieren de importantes trabajos previos a la plasmación en un mapa, superficie plana, del conjunto, o de una pequeña parte de tal superficie. A grandes rasgos, son dos los principales problemas que se plantean inicialmente: el del tamaño, que se resuelve con la *escala* y el pasar de la esfera al plano la información, que se resuelve mediante las *proyecciones*.

3.1. Las proyecciones

Para confeccionar mapas hay que establecer una red que permita trasladar la información real al plano, con las referencias precisas. Algo similar a cuando para copiar un dibujo lo cubrimos con una cuadrícula y vamos pasando a otra cuadrícula, generalmente menor, los contenidos de cada cuadrado. Un método consiste en cubrir el territorio con una *red de triángulos*, a partir de una *línea base*, medida con precisión en la realidad. Después se miden, por diversos métodos, las alturas de los puntos clave y se obtienen todas las coordenadas geográficas con precisión. Para conseguir trasladar tal información, que se refiere a una parte de la superficie terrestre y que, por tanto, tiene forma curva, a la superficie plana de una hoja de papel, hay que recurrir a las proyecciones.

La proyección, en el caso de la esfera que nos ocupa, consiste en trasladar al plano la red de meridianos y paralelos dibujada sobre la Tierra, desde un centro de proyección. En este paso se producen inevitablemente *deformaciones*, que serán pequeñas, si representamos una pequeña superficie de la esfera y muy grandes si tratamos de representar una parte grande, o todo el conjunto. La red de meridianos y paralelos se puede proyectar sobre un *cilindro*, sobre un *cono* o sobre un *plano*, superficies desarrollables en todos los casos, tangentes a una parte de la superficie de la esfera en algún, o algunos, puntos.

Si consideramos la esfera inscrita en un cilindro, tangente en un círculo máximo (por ejemplo el Ecuador) obtenemos, al desplegar o desenvolver esta figura, una red de meridianos y paralelos ortogonal, una cuadrícula de ángulos rectos. Si la inscribimos en un cono, que será tangente en un paralelo determinado, al desplegarlo tendremos una red en

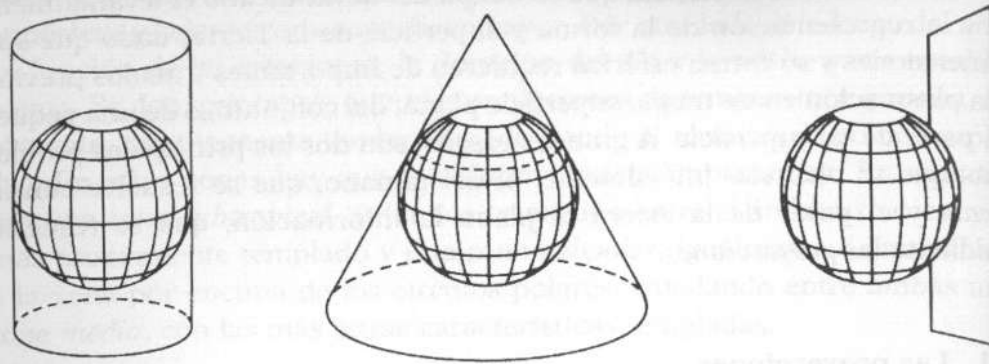


Figura 1.11. Proyecciones. La mayor parte de las proyecciones se resuelven considerando la Tierra inscrita en un cilindro, un cono o trasladada sobre un plano.

la que los paralelos serán arcos de círculo concéntricos y los meridianos una red de líneas radiales, que convergen hacia el polo. Si proyectamos los meridianos y paralelos sobre un plano tangente a la esfera, por ejemplo sobre uno de los polos, la red de paralelos quedará convertida en una serie de círculos concéntricos y los meridianos como los radios de estos círculos.

Las deformaciones son inevitables. Según la figura escogida, afectarán más a las superficies o a las distancias. Las proyecciones que respetan los ángulos se denominan *conformes*. En ellas, las líneas en la esfera mantienen el mismo ángulo que en la representación plana. Conservan la forma de la figura representada, pero entrañan grandes cambios en las superficies. Son muy útiles en mapas generales, pues reflejan bastante bien las características físicas. Hay sistemas que conservan las distancias a lo largo de direcciones especiales, denominándose *equidistantes*. Otras proyecciones, en cambio, respetan las áreas, siendo fieles a la superficie de las figuras representadas, son *equivalentes*. Según lo que se pretenda del mapa serán más útiles unas u otras. Por ejemplo, en un mapa para la navegación es esencial medir ángulos, por lo que la mejor proyección será la conforme. En cambio, para un mapa que represente la distribución de un fenómeno, por ejemplo la superficie cultivada, se buscará un mapa de tipo equivalente.

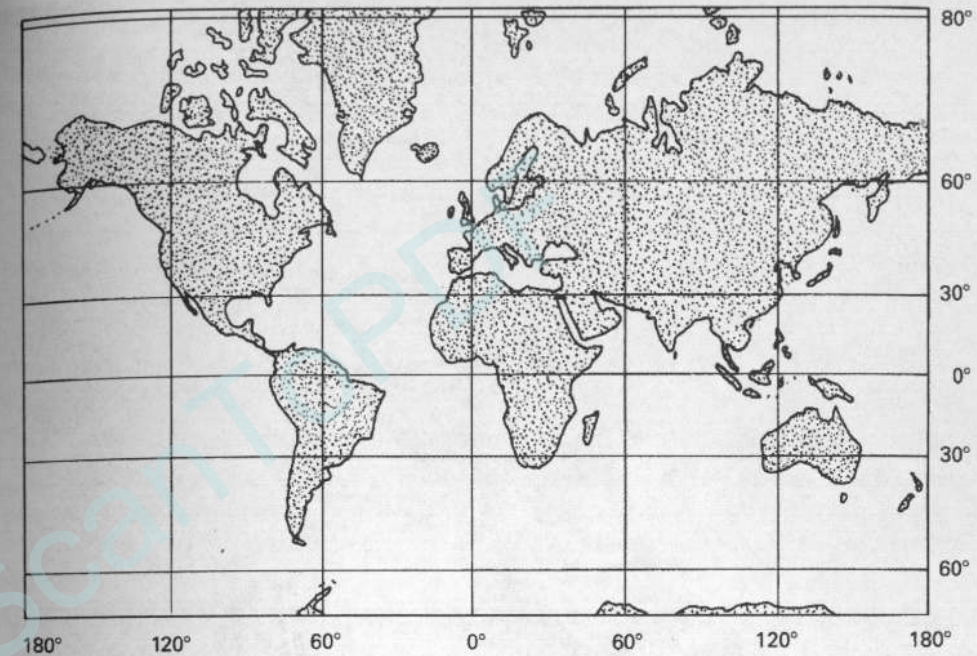


Figura 1.12 Proyección cilíndrica.

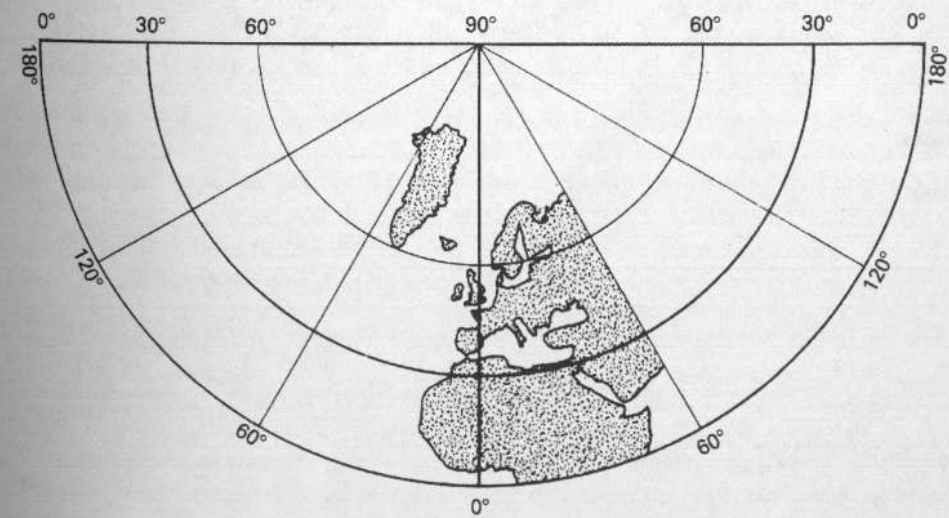


Figura 1.13. Proyección cónica.

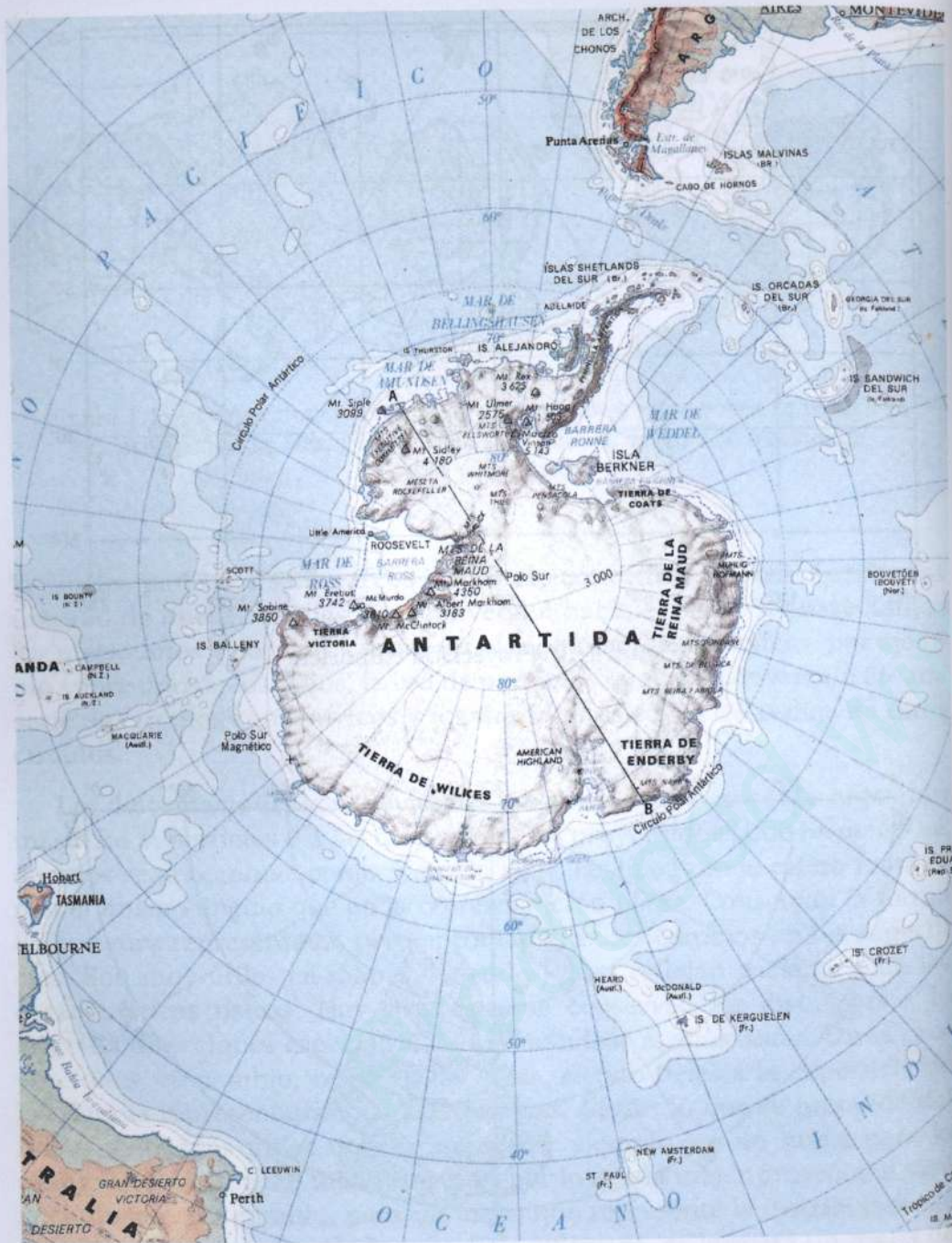


Figura 1.14. Proyección acimutal.

Tipos de proyecciones

Las proyecciones posibles son numerosísimas. Se suelen clasificar en cuatro grupos:

Cenitales o acimutales. Proyectan la superficie del globo sobre un plano desde un centro determinado de perspectiva, cuyo punto de mira se sitúa en el centro del globo, en los antípodas, o externo. Para imaginarlo es muy gráfico utilizar una red de meridianos y paralelos de alambre. Introducir una luz y ver la sombra proyectada en una pared. Pueden ser *polares*, *ecuatoriales* y *oblicuas*, según que el plano tangente sea perpendicular, paralelo u oblicuo al eje terrestre. Según donde se sitúe el foco desde el que se realice la proyección tenemos proyecciones: *ortográficas*, *estereográficas* y *gnomónicas*.

Cónicas. Las más sencillas son las llamadas *simples*, que son tangentes a un solo paralelo, único que conserva la escala. Una modificación consiste en hacer que el cono sea tangente a dos paralelos. Las *policónicas* utilizan varios paralelos de base por medio de varios conos.

Cilíndricas. Los meridianos y paralelos aparecen como rectas que se cortan en ángulo recto, con una separación constante los meridianos, mientras que los paralelos se van espaciando según se asciende en latitud. Muy utilizada en mapas mundi presenta una gran deformación en las altas latitudes, que a menudo llevan a una imagen muy distorsionada de las dimensiones de los continentes. Muy conocida es la *proyección conforme de Mercator*. Una interesante variante es la llamada *UTM (Universal Transversa de Mercator, o conforme de Gauss)*, que consiste en utilizar un cilindro tangente a un doble meridiano. Es la utilizada mucho tiempo para la confección del mapa topográfico nacional de España a escala 1 : 50.000.

Complejas. Hay otras muchas proyecciones, que combinan varias figuras y son muy utilizadas sobre todo para mapas mundi. Entre las más frecuentes estarían: la *homolográfica o de Mollweide*, (equivalente) en la que sólo son rectas los paralelos y el meridiano cero, con doble longitud el Ecuador, los restantes meridianos son arcos de elipse. La sinusoidal, similar, pero con los meridianos, salvo el cero, como curvas sinusoidales y la *homolosena*, que combina las dos anteriores.

Es de destacar una proyección moderna la llamada *de Peters*, que encierra toda una filosofía y es especialmente crítica con la imagen del mundo transmitida por las proyecciones clásicas, especialmente la de Mercator y por el dominio ejercido por Europa. Él propone una nueva proyección que busca tener fidelidad de superficie, de eje y de posición. La imagen, que choca a quien la ve por vez primera pretende una forma más cercana a la realidad de la superficie de los continentes. Ha sido adoptada por algunos organismos internacionales.

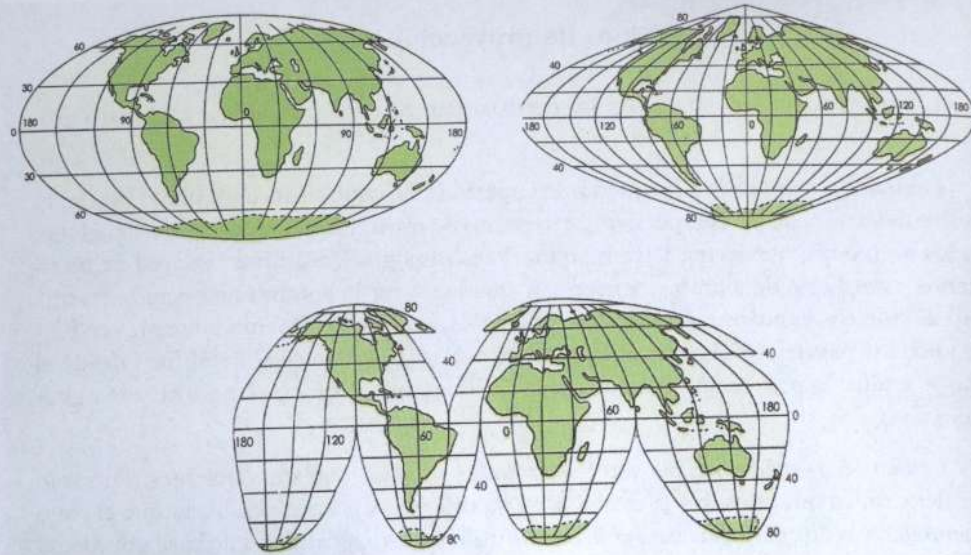


Figura 1.15. Ejemplos de proyecciones complejas: a) homolográfica; b) sinusoidal y c) homolosena.

3.2. La escala

El mapa es una representación convencional de la configuración superficial de la Tierra y, como tal, tiene que guardar una proporción o relación de tamaño con el objeto representado. La *escala* es la relación de reducción entre las distancias reales y las del mapa, o dicho de otro modo, la relación matemática entre las dimensiones reales y las de su representación en un mapa. Se expresa como una fracción en la que el numerador es la unidad y el denominador el número de veces que cualquier medida en el mapa es mayor en la realidad. Una escala 1:50.000 expresa que un centímetro equivale a 50.000 centímetros en la realidad (50.000 cm = 500 m).

Se considera *gran escala* a la que tiene pequeño denominador y *pequeña escala* a la que lo tiene grande, aunque con excesiva frecuencia se utilizan erróneamente estos dos conceptos. Los mapas de mayor escala, a partir de en torno a 1:10.000 para abajo, son los *planos* propiamente dichos.



Figura 1.16. Proyección de Peters.

En los mapas se puede expresar la escala en forma *numérica* (1:25.000; 1:100.000, etc.) y también en forma *gráfica*, como un segmento en el que se incorporan las equivalencias en metros, kilómetros, etc., que permite medir directamente sobre el mapa con ese segmento, sin necesidad de hacer la conversión.

Gracias a la escala es posible medir también superficies, ya que las figuras representadas son semejantes y, por tanto, las áreas son iguales al cuadrado de la razón de semejanza

Relación entre superficie real y del mapa

$$S_m / S_r = (1/x^2) \text{ Por tanto, } S_r = S_m \text{ por } x^2$$

Siendo: S_m = superficie medida en el mapa;

S_r = superficie en la realidad y

x = denominador de la escala.

3.3. Bases matemática y geográfica. Tipos de mapas

Triangulación, proyección y escala forman parte de la *base matemática* de la confección de un mapa. La posterior representación de la *altimetría*, esto es el relieve y la *planimetría*, o conjunto de accidentes del terreno, obra de la naturaleza o de la intervención humana, llena el mapa de información y contenido, que lo convierten en un documento de enorme valor, en Geografía, por descontado, y en multitud de disciplinas, entre las que ocupa lugar de excepción la Historia.

Destacamos, por su interés, la representación del relieve, preocupación desde los comienzos de la Cartografía, que tras etapas de tipo pictórico, que representaban las elevaciones del terreno como *perfiles abatidos* o pequeños trazos para dar sensación de relieve, o simples *cotas de altitud*, ha alcanzado gran precisión, y hasta belleza, por medio de las *curvas de nivel*. Consisten en unir, por medio de una línea, los puntos del terreno de igual altitud (por eso se llaman también *isohipsas* de iso = igual e hipsos = altura). La altitud se toma con una base de referencia establecida previamente, siendo con frecuencia el nivel de mar. Es como suponer el relieve cortado por planos horizontales paralelos entre sí.

En cada mapa se mantiene constante la separación de las curvas de nivel, a la que se da una determinada equidistancia, que suele ser en múltiplos de 10. Por ejemplo en el mapa topográfico nacional es de 20 metros. Cuando la escala del mapa es muy pequeña las curvas de nivel se sustituyen por *tintas hipsométricas*, que consisten en dar el mismo color a los espacios comprendidos entre intervalos determinados (por ejemplo de 100 a 250 m de 500 a 1.000, etc.). Para facilitar la lectura y conseguir mayor belleza, muchos mapas aparecen además, *sombreados*.

Las curvas de nivel, además de ayudar a visualizar el relieve, son de absoluta precisión y permiten medir directamente sobre el mapa, calcular pendientes, alturas y levantar perfiles topográficos y alzados del terreno.

La planimetría y la rotulación añaden muchísima información, que enriquece el documento.

En función de sus características y objeto para el que se realizan, existen muy variados tipos de mapas, según el objeto que nos ocupe podemos hacer diversas clasificaciones. Sólo nos interesa destacar, para los objetivos de este curso, dos grandes conjuntos:

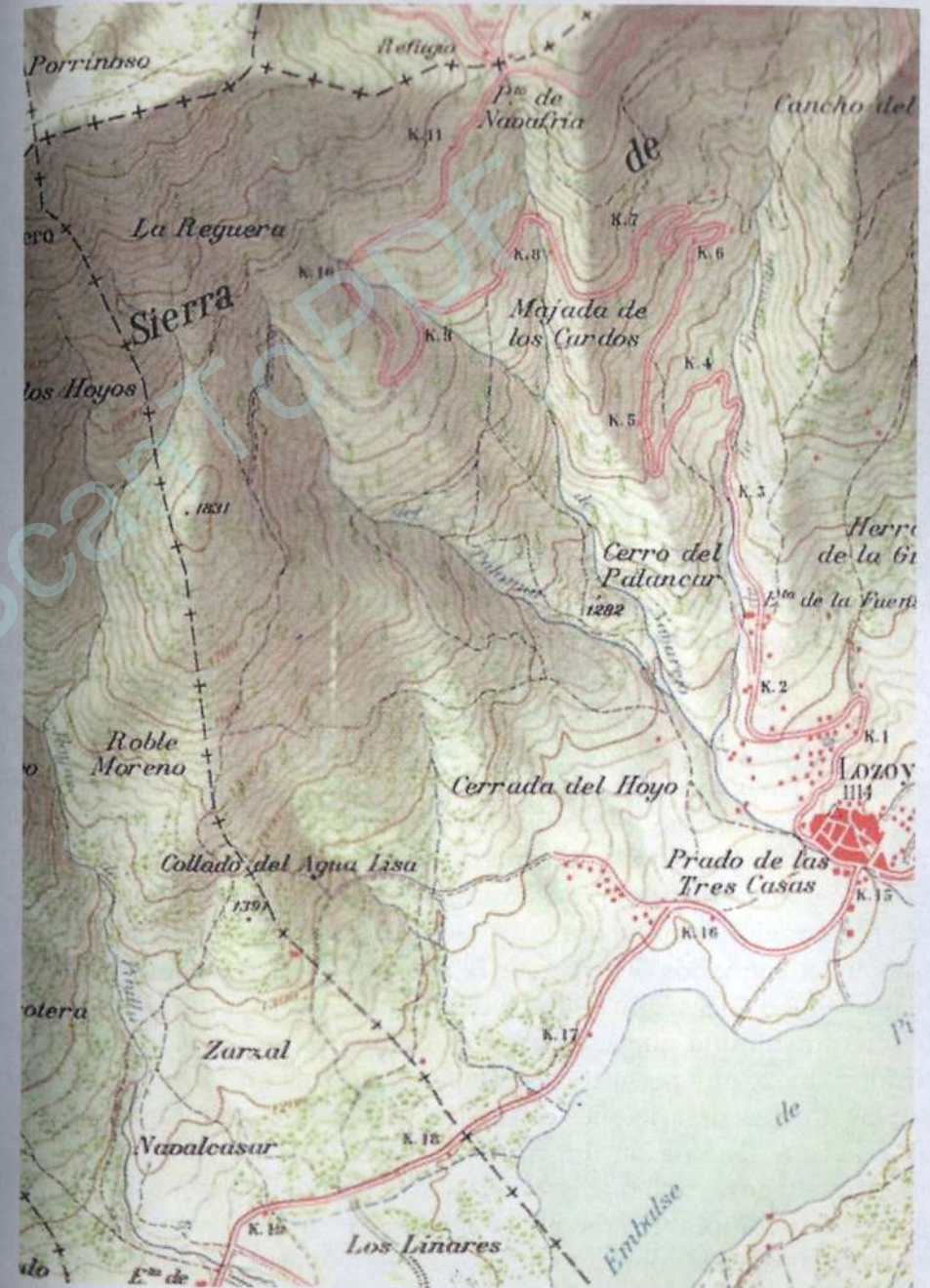


Figura 1.17. Fragmento de una hoja del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

- *Mapas topográficos*, que representan la superficie tal como se presenta con su aspecto físico y los resultados de la actividad humana (algo similar a como vemos la Tierra desde un avión)
- *Mapas temáticos*, que tienen por objeto la representación de un tema, fenómeno o aspecto concreto, quedando la parte topográfica en un segundo plano. La variedad de mapas temáticos es inmensa, siendo frecuente diferenciar dos grupos: los que son de carácter *cualitativo*, que muestran la localización o distribución del fenómeno, y los de tipo *cuantitativo*, que añaden una precisión numérica, estadística o de otras categorías.

3.4. Otras formas de representación

La representación de la Tierra no es objeto exclusivo de la Cartografía. Con los avances científicos y tecnológicos se han ido multiplicando las posibilidades de conocer, reproducir y representar la superficie terrestre y toda la Tierra. Especialmente interesantes son las posibilidades que brindan la *fotografía aérea* y la *teledetección*. Desde diversos «ingenios» que van de una avioneta a un satélite espacial, se pueden captar imágenes de la Tierra que permiten obtener información riquísima, en distintos momentos y hasta en tiempo real. Imágenes que pueden, además, capturarse con diversos procedimientos fotográficos (color, falso color, infrarrojos, etc.) y traducirse a formato digital. Estos nuevos procedimientos son utilizados para la confección de mapas, de gran precisión, sin necesidad de los laboriosos trabajos de preparación manual antiguos. Por otro lado, cada día adquieren más presencia los llamados *Sistemas de Información Geográfica*, conocidos por las siglas SIG o GIS según se tome del nombre en español o en inglés. Los SIG constituyen una nueva tecnología, dentro del ámbito de los Sistemas de Información, que permite gestionar y analizar la información espacial. Entre las muchas definiciones que se han realizado podemos citar la que lo considera «un sistema de información diseñado para trabajar con datos georreferenciados, mediante coordenadas espaciales o geográficas», o «una base de datos computerizada que contiene información espacial» o «un sistema para la captura, almacenamiento, corrección, manipulación, análisis y presentación de datos que están espacialmente representados sobre la Tierra». La posibilidad de digitalizar imágenes y de procesar la información espacial por medios informáticos, aumenta en forma espectacular las posi-



Figura 1.18. Fragmento de una fotografía aérea de Madrid.

bilidades de elaborar cartografía y analizar y gestionar la información. Uno de los aspectos más destacables consiste en la capacidad de estos sistemas de integrar la información geográfica en su vertiente espacial y de atributos, y además de llevar a cabo un tratamiento posterior, para hacer la representación cartográfica de los resultados. Los SIG constituyen un instrumento esencial para todas las disciplinas que se ocupan del análisis de los fenómenos que tienen lugar sobre la superficie terrestre, para las que han supuesto una verdadera revolución.

La captura de datos, y su almacenamiento en el sistema, es una parte muy importante del funcionamiento del SIG. Se utilizan previamente digitalizados datos procedentes de cartografía tradicional, o de mediciones topográficas directas. La mayoría de los datos proceden de la interpretación de fotografías aéreas y de teledetección de satélites.

LECTURAS RECOMENDADAS

COMELLAS, J. L. (1980): *El universo*. Colección Salvat. Temas Clave n.º 3. Ed. Salvat Barcelona. 64 págs. Es un libro de divulgación que puede ser útil para los alumnos interesados en indagar sobre la estructura del Universo, el Sistema Solar, el sistema Galáctico, las teorías cosmológicas, etc. Contiene ilustraciones gráficas y una bibliografía brevemente comentada.

STRAHLER, A. N. (1974): *Geografía Física*. Ed. Omega. Barcelona. (hay numerosas ediciones posteriores). Este manual de carácter general es sumamente didáctico y claro. De gran utilidad puede resultar leer toda la parte primera «El globo terráqueo», que responde a los apartados del tema primero de nuestro programa. Páginas 1 a 120. En total son seis capítulos los dedicados a estas cuestiones, con un nivel de profundización importante para una asignatura como la nuestra. El capítulo 1 versa sobre la forma de la Tierra y la red geográfica. El capítulo 2 sobre sistemas de proyección. El capítulo 3 sobre localización y dirección sobre el globo. El capítulo 4 sobre la iluminación del globo. El capítulo 5 sobre la hora y el capítulo 6 sobre la Luna y las mareas. Las ilustraciones son también muy gráficas y ayudan a entender los conceptos expuestos. En cada tema hay un cuestionario de repaso, y ejercicios propuestos. Contiene también un apéndice sobre la lectura de mapas, págs. 671 a 692.

Sobre el apartado 3 «Cartografía»

FERNÁNDEZ GARCÍA, F. (2000): *Introducción a la fotointerpretación* Ed. Ariel, Barcelona, 253 págs. Manual claro y magníficamente ilustrado para acercarse a la utilización de las fotografías aéreas y al conocimiento básico de la fotointerpretación. Trata de la historia de la fotografía aérea, sitúa las fotografías aéreas en el contexto de las imágenes aéreas, analiza las características específicas de estas fotografías y, por último, se ocupa de las tareas y métodos para realizar la fotointerpretación. Contienen ejercicios y bibliografía.

GUTIÉRREZ PUEBLA, J. y GOULD, M. (1994): *SIG: sistemas de información geográfica*. Ed. Síntesis. Col. Espacios y Sociedades. Madrid. 251 págs. Un libro muy interesante para introducirse en el conocimiento de los sistemas de información geográfica en el que se trata de la naturaleza de los datos geográficos, los modelos de datos de tipo raster y vectorial, así como los SIG que utilizan ambos modelos. Da una visión de la evolución de los SIG y las posibles aplicaciones en diversos campos de investigación.

PUYOL, R. y ESTÉBANEZ, J. (1976): *Análisis e interpretación del mapa topográfico Nacional*. Ed. Tebar Flores. Madrid, 88 págs. De especial utilidad para adentrarse en el análisis e interpretación de los mapas topográficos. Claro y conciso explica las características del Mapa Topográfico Nacional, de enorme utilidad para geógrafos e historiadores, entre los innumerables usuarios de esta información. Enseña a obtener el máximo aprovechamiento de su análisis. Contiene un estudio práctico de la hoja del MTN 1:50.000 de Segovia.

ROBINSON, A. SALE; R. D. MORRISON, J. L. y MUEHRCKE, P. C. (1989): *Elementos de Cartografía*. Ed. Omega. Barcelona, 543 págs. Manual imprescindible para acercarse al mundo de la Cartografía. Bien ilustrado. Tras una introducción trata de los principios teóricos de la Cartografía y de la práctica de la misma, por una parte del proceso de datos y por otra de la producción y reproducción de mapas.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Haga una observación atenta de lo que ocurre a su alrededor en relación con los movimientos de la Tierra. Observe, a lo largo del año, el lugar por donde sale y se oculta el Sol y vea cómo va cambiando. Fíjese también en la altura del Sol en su ciudad o pueblo a lo largo del año. En relación con ello, observe desde una terraza, un porche o cobertizo, o incluso desde una habitación con ventana orientada al sur, cómo va cambiando la forma en que los rayos del Sol penetran a lo largo del año.
- Ve el vídeo didáctico elaborado por el equipo docente de la asignatura denominado *El mapa* y lea en el apartado de ejercicios, al final de las unidades didácticas, el correspondiente al análisis y comentario del mapa topográfico. Adquiera alguna hoja del MTN a escala 1 : 50.000 o 1 : 25.000 de alguna zona próxima a su domicilio y salga con ella al campo. Observe la realidad con el mapa, realice algún recorrido previamente dibujado en el mapa y note la gran información que éste contiene.
- Tome un atlas y observe detenidamente los mapas que contiene, fíjese en las diversas proyecciones utilizadas, en cómo se representa el relieve según las escalas, en la variedad de mapas temáticos, en la calidad que tienen para transmitir la información según los símbolos y forma de hacer la representación, etc.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

1. ¿Sabría explicar por qué la verticalidad máxima de los rayos solares solamente alcanza hasta los Trópicos?
2. ¿Puede imaginar cómo sería la duración del día y la noche en la latitud de España si la Tierra no girara inclinada sobre su eje?
3. ¿Qué valor concede a que la Tierra esté más o menos alejada del Sol a lo largo de su período de traslación en relación a las estaciones? ¿Cree que el verano se produce cuando está más próxima y el invierno cuando está más alejada?
4. ¿Puede describir la situación de la Tierra en el momento del solsticio de invierno para cada uno de los hemisferios?

CLIMATOLOGÍA

Produced with ScanTOPDF

www.scantopdf.eu

INTRODUCCIÓN A LA CLIMATOLOGÍA

La *Climatología* es una de las ramas fundamentales de la Geografía Física. Su objeto es el estudio de las características de la atmósfera en contacto con la superficie terrestre y su repartición espacial. Estas características se refieren a las propiedades del aire como principal componente atmosférico; es decir, su temperatura, su humedad (vapor de agua y agua condensada en nubes y precipitación) y su dinámica (presión y movimiento).

Estas variables atmosféricas se presentan de forma combinada, originando los conceptos de *tiempo atmosférico* y *clima*. Mientras la noción de tiempo atmosférico representa una combinación pasajera y accidental, el clima sintetiza tendencias estables, que tienen lugar durante largos períodos de tiempo. Podemos, por tanto, definir el tiempo atmosférico como *el conjunto de las variables meteorológicas (temperatura, presión, viento, humedad, precipitaciones, etc.) que caracterizan el estado de la atmósfera en contacto con un lugar determinado del globo, en un instante preciso, es decir, durante un período muy corto*. Estos valores no se mantienen estables y pueden variar con cierta rapidez, aunque si nos detenemos en sus rasgos más generales, podemos referirnos a ellos en un período de tiempo más largo (un día o varios, si la situación atmosférica permanece estable). En general, el tiempo atmosférico varía, pero es fácil observar que determinadas combinaciones de sus elementos se repiten a lo largo del año; son los *tipos de tiempo*: tiempo anticiclónico, borrasca del Oeste, gota fría, etc.

Por su parte, el clima resulta de las combinaciones realizadas por las propiedades de la atmósfera para un período de tiempo mucho mayor. Así, las tendencias del clima se deducen después de realizar un análisis minucioso de un período que alcance, por definición, al menos los 30 años. El clima resulta, por tanto, de la sucesión de tiempos más o menos diferentes que pueden, incluso, variar de un año a otro. Sin embargo, los valores

medios de una larga serie de años terminan reflejando situaciones atmosféricas que aparecen con una cierta regularidad. Así, por ejemplo, el predominio de los vientos del Noroeste en la cornisa cantábrica española y la proximidad del mar, aseguran a esta región un clima de temperaturas moderadas, precipitaciones abundantes, con veranos frescos e inviernos relativamente suaves. Esta tendencia, a largo plazo, no excluye que se presenten situaciones excepcionales de temperaturas extremas, altas o bajas, o de gran sequedad.

La estructura de esta parte de la asignatura se ajusta a los dos campos antes definidos. En los tres primeros temas (2, 3 y 4) se estudian las propiedades generales de la atmósfera, los elementos que la componen (temperatura, humedad y presión atmosférica), así como los procesos y mecanismos que conducen a la formación de las situaciones atmosféricas más características: balance energético, movimiento del aire, influencia climática de las aguas marinas y humedad atmosférica. En los temas siguientes (5 y 6), se utilizan estos conceptos básicos para definir los principales criterios de clasificación climática, así como para analizar las características de los principales dominios climáticos existentes sobre nuestro planeta.

Tema 2

Elementos y factores climáticos I. La temperatura

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

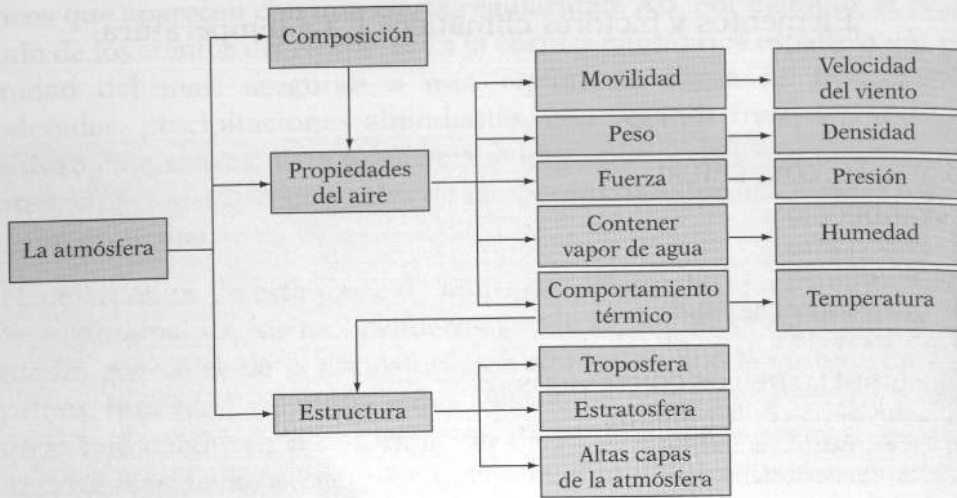
1. Composición de la atmósfera
2. La estructura atmosférica
 - 2.1. La troposfera
 - 2.2. La estratosfera
 - 2.3. La alta atmósfera
3. Las propiedades del aire
4. La energía solar y la temperatura terrestre
5. El desigual reparto de la insolación terrestre
 - 5.1. Factores explicativos del desigual reparto de la insolación y comportamiento calorífico terrestre
 - 5.1.1. Influencia de la distancia entre la Tierra y el Sol
 - 5.1.2. Influencia de la altura del Sol
 - 5.1.3. Influencia de la duración de la luz solar
 - 5.1.4. El efecto de la atmósfera
 - 5.1.5. El efecto de la desigual distribución de las tierras y los mares
 - 5.1.6. Efecto de la elevación y la topografía
 - 5.2. La distribución de la radiación solar en la superficie terrestre
6. La diferenciación térmica de la troposfera
 - 6.1. Las temperaturas de la superficie
 - 6.1.1. La oscilación térmica diaria
 - 6.1.2. Las variaciones estacionales
 - 6.1.3. La distribución de temperaturas sobre la superficie del globo terrestre
 - Principales factores explicativos de la desigual distribución de temperaturas de la superficie terrestre
 - Distribución térmica superficial a escala planetaria
 - 6.2. La estructura térmica en altura

LECTURAS RECOMENDADAS

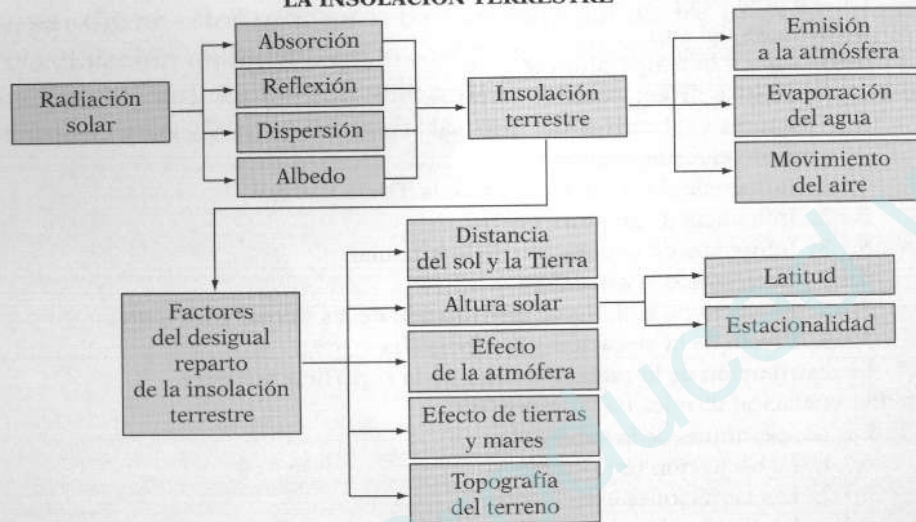
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

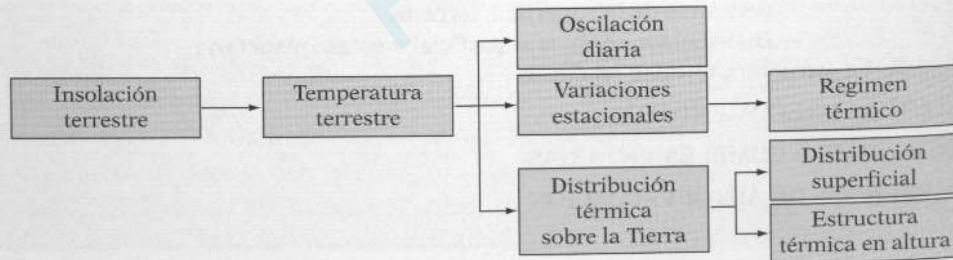
LA ATMÓSFERA



LA INSOLACIÓN TERRESTRE



LA TEMPERATURA



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

Este tema está dedicado al estudio de la atmósfera o masa gaseosa que envuelve a la Tierra. Su conocimiento resulta capital para comprender el fenómeno del *tiempo atmosférico* o estado de la atmósfera en un lugar y un momento determinados, definido, fundamentalmente, por un conjunto de variables meteorológicas: la temperatura, la humedad y la velocidad del viento. Los fenómenos meteorológicos que tienen lugar en el seno de la atmósfera son posibles por las propiedades características del aire. La *movilidad* del componente gaseoso terrestre supone el movimiento del aire o viento y la dinámica atmosférica, debida a las diferencias de presión; la *humedad* o capacidad de contener vapor de agua hace posible la evaporación, condensación y posterior precipitación de la lluvia, nieve o granizo; y por último, la *capacidad de contener calor* y transmitirlo desde los lugares más cálidos a los más fríos, permite redistribuir la energía desigualmente repartida por el Sol, determinando como resultado uno de los elementos fundamentales del clima: la *temperatura*.

El *clima* de una zona depende, en consecuencia, de estas variables meteorológicas que se conocen como elementos climáticos; como ya hemos indicado, la *temperatura*, las *precipitaciones*, la *presión* y los *vientos*. Estos componentes o *elementos* son resultado de las relaciones que se producen por la acción de distintos fenómenos físicos que tiene lugar en la superficie terrestre y les dan origen. Los valores adoptados por los elementos climáticos varían de unos lugares a otros porque están condicionados por *factores* de distinto tipo, que son la causa de que se manifiesten diferencias sustanciales térmicas, de presencia o ausencia de humedad o de precipitación. Así, la temperatura depende de la inclinación de los rayos solares, del tipo de sustrato rocoso que recibe la radiación (la roca absorbe energía, el hielo

la refleja), de la dirección y fuerza del viento, de la latitud, de la altura sobre el nivel del mar o de la proximidad de masas de agua.

2. OBJETIVOS

- Conocer los principales componentes del aire y su interés, desde un punto de vista climático.
- Diferenciar las capas atmosféricas en lo que respecta a su denominación, superficies de separación y propiedades.
- Conocer, conceptualmente, las variables de estado atmosféricas fundamentales (densidad, presión, temperatura, humedad y velocidad del viento).
- Aprender una idea general del balance energético global que tiene lugar, en el sistema térmico terrestre, entre los tres elementos básicos que interactúan entre sí: el Sol, la atmósfera y la superficie terrestre.
- Conocer el desigual reparto de la insolación terrestre en el espacio y en el tiempo. Comprender la influencia decisiva de los factores cósmicos (derivados de la posición de la Tierra y el Sol a lo largo del día y del año) y de los factores geográficos (distribución de tierras y mares, topografía, vertiente expositiva, etc.) en este comportamiento térmico diferencial.
- Conocer el ciclo de temperaturas diarias del aire atmosférico, como consecuencia de la variación de la radiación solar existente entre el día y la noche. Deducir de este ciclo los conceptos de temperatura máxima, mínima y media diarias, así como amplitud térmica diaria.
- Aprender los conceptos de temperaturas máximas, mínimas y media mensual a partir de los valores térmicos deducidos en el objetivo anterior.
- Conocer el ciclo anual de temperaturas del aire atmosférico, como consecuencia de la variación de la radiación solar existente, en un lugar determinado, a lo largo del año. Deducir de este ciclo los conceptos de temperatura máxima, mínima y media anual, así como amplitud térmica anual.
- Aprender el concepto de régimen térmico, como variación de la distribución de las temperaturas medias mensuales, a lo largo del año, referidas a un periodo de tiempo de 30 años, al menos.

- Conocer la desigual distribución térmica existente sobre la superficie terrestre, tanto en superficie como en altura.
- Comprender la influencia determinante de los factores cósmicos y geográficos, intrínsecos y extrínsecos (que tienen como origen otra causa diferente a la radiación solar recibida), en el desigual reparto térmico de temperaturas en el espacio y en el tiempo.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

La primera parte del tema debe servir para que el alumno comprenda la composición y estructura de la atmósfera terrestre, teniendo muy en cuenta que de las propiedades del aire (movilidad, densidad, presión, temperatura y humedad) se derivan los elementos del clima.

Posteriormente, en este tema y en el próximo, analizaremos cada uno de los elementos climáticos, la forma de medirlos y los factores terrestres y cósmicos que intervienen en que cada lugar de la superficie terrestre alcance valores diferentes.

Comenzamos el estudio del primer elemento climático, intentando comprender el significado de la temperatura. En primer lugar, el alumno debe relacionar, de manera directa, la insolación recibida del Sol con el nivel térmico alcanzado, diferenciando las oscilaciones temporales, que se producen en la superficie terrestre (a lo largo del día y de las estaciones del año), y las variaciones espaciales (según los distintos lugares de la Tierra). Además, se debe familiarizar con la manera de calcular los valores térmicos medios de un lugar de la Tierra, a partir de los valores térmicos diarios, conociendo la forma de obtener la amplitud térmica diaria y la temperatura media diaria, la temperatura media mensual, la amplitud térmica anual y, finalmente, el régimen térmico.

Los factores del clima constituyen los verdaderos agentes de los distintos tipos climáticos del planeta. Por tanto, el segundo objetivo que se debe alcanzar es el de comprender las causas que determinan que la radiación recibida del Sol varíe de acuerdo a factores cósmicos (distancia de la Tierra al Sol, inclinación de los rayos solares según la estación, etc.) y terrestres (latitud, topografía, proximidad a tierras y mares, etc.). De estos factores intrínsecos (derivados de la energía solar directamente recibida del Sol) y

de los extrínsecos (derivados del movimiento del aire y de las aguas que transfieren propiedades de un lugar a otro), se debe estar en condiciones de interpretar qué factores intervienen en la variación de la temperatura en la superficie de la Tierra.

4. PALABRAS CLAVE

Elementos climáticos. Factores climáticos. Troposfera. Gradiente térmico. Estratosfera. Estratopausa. Mesopausa. Presión atmosférica. Temperatura del aire atmosférico. Humedad atmosférica. Absorción de la radiación solar. Reflexión de la radiación solar. Dispersión de la radiación solar. Albedo. Efecto invernadero. Perihelio. Aphelio. Solana. Umbría. Temperatura máxima diaria. Temperatura mínima diaria. Amplitud térmica diaria. Temperatura media diaria. Temperatura media mensual. Régimen térmico. Amplitud térmica anual. Isoterma. Inversión térmica.

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA

El componente fundamental de la atmósfera es el *aire*, que no es un compuesto químico, sino una mezcla de gases. Acompañando a la masa gaseosa se encuentran los *aerosoles*, pequeñas partículas líquidas y sólidas dispersas en su seno. La desigual participación e importancia de estos distintos elementos aconseja considerar los gases de la atmósfera en primer término.

La *composición química* y el *porcentaje en volumen* de los principales gases que integran la atmósfera terrestre vienen reflejados en el cuadro 1.

Algunos de los gases que integran la atmósfera terrestre tienen menor interés que otros, desde un punto de vista climático, a pesar de representar un elevado porcentaje de su volumen (o de su peso) total. Así, el *nitrógeno* (N_2), principal componente gaseoso de la atmósfera, de gran importancia en la nutrición de los seres vivos, apenas influye en las variaciones climáti-

Cuadro 1. Composición media de la atmósfera (por debajo de los 25 Kilómetros).

Componentes	Símbolos	Volumen porcentual	
Nitrógeno	N_2	78,08	Gases que participan de forma constante
Oxígeno	O_2	20,94	
Gases nobles (Argón, Neón, etc.)	Ar, Ne, etc.	0,93	
Hidrógeno	H_2	0,0018	
Metano	CH_4	indicios	
Vapor de agua	H_2O	De 0 a 4	Gases que participan de forma variable
Dióxido de carbono	CO_2	0,0325	
Ozono	O_3		
Monóxido de carbono	CO		
Anhídrido sulfuroso	SO_2		
Anhídrido nitroso	N_2O		

cas de nuestro planeta. Algo parecido podría decirse del *oxígeno* (O_2), enormemente activo desde el punto de vista químico, e imprescindible biológicamente en la respiración de los seres vivos, o de los denominados *gases nobles* (argón, neón, helio, xenón y kriptón).

No ocurre lo mismo con otros gases, aunque participen en la masa atmosférica en proporciones mucho más reducidas. El de mayor importancia, sin duda, es el *vapor de agua*, la forma gaseosa del agua que se mezcla perfectamente con los otros gases del aire. Su presencia en la atmósfera es muy variable, desde cantidades inapreciables en las regiones secas y desérticas, hasta superar un 3% del volumen total atmosférico en las áreas caldeadas de los océanos. El agua penetra en la atmósfera por la evaporación de los mares, lagos, ríos e incluso por la transpiración de las plantas. Su condensación en minúsculas gotitas para formar las nubes y la precipitación posterior sobre la superficie terrestre cierra el ciclo hidrológico del agua, de gran transcendencia en la dinámica atmosférica. Por lo tanto, cuando empleamos el término *humedad del aire* (cantidad de agua contenida en la masa atmosférica terrestre) nos referimos, tanto al vapor de agua en estado gaseoso como a las gotas líquidas de las nubes. Finalmente, interesa destacar la propiedad del vapor de agua de absorber los rayos infrarrojos de mayor longitud de onda del espectro solar, emitidos por la Tierra, lo que evita el brusco enfriamiento que tendría lugar si la atmósfera estuviera desprovista de humedad.

El *dióxido de carbono* o *anhídrido carbónico* (CO_2) procede de las emanaciones volcánicas, de las combustiones y de la respiración de los seres vivos. Desde finales del siglo XIX, se ha advertido un incremento notable en el contenido de dióxido de carbono de la atmósfera, como consecuencia de la combustión de enormes cantidades de combustibles, como la madera, el carbón, el petróleo o el gas natural. El aumento progresivo del mismo es compensado por la acción clorofílica de las plantas, que absorben el anhídrido carbónico y desprenden oxígeno. El gas carbónico refuerza considerablemente la acción del vapor de agua en la absorción de los rayos infrarrojos. Se calcula que su completa desaparición provocaría un descenso medio de la temperatura de la Tierra en $21^\circ C$.

Otro de los gases de gran interés desde un punto de vista humano es el *ozono* (O_3). Este gas se forma por la absorción de los rayos ultravioletas procedentes del Sol, que descomponen el oxígeno molecular biatómico, provo-

cando la constitución de moléculas triatómicas del mismo. El ozono existente en la atmósfera es capaz de impedir el paso de la radiación ultravioleta de efectos más perjudiciales, que haría imposible la vida en nuestro planeta.

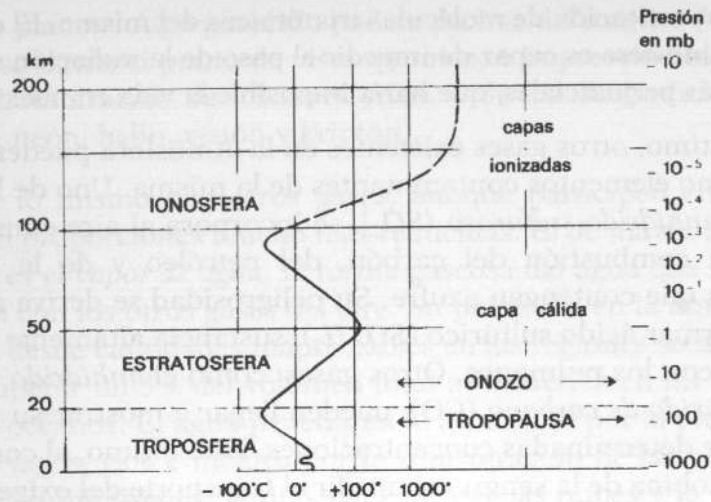
Por último, otros gases existentes en la atmósfera pueden ser considerados como elementos contaminantes de la misma. Uno de los más conocidos, el *anhídrido sulfuroso* (SO_2), se incorpora al aire como consecuencia de la combustión del carbón, del petróleo y de la fundición de minerales que contengan azufre. Su peligrosidad se deriva de la posibilidad de formar ácido sulfúrico ($SO_4 H_2$), sustancia altamente perjudicial al contacto con los pulmones. Otros gases, como el *anhídrido nitroso* (N_2O) y el *monóxido de carbono* (CO), pueden llegar a mostrar su toxicidad por encima de determinadas concentraciones. Este último, al combinarse con la hemoglobina de la sangre e impedir el transporte del oxígeno, es uno de los más peligrosos.

Las partículas sólidas contenidas en la atmósfera tienen una procedencia y una naturaleza variables: partículas de polvo, sales que cristalizan al evaporarse las gotas de agua de los océanos, humos procedentes de la combustión, etc. Las partículas de polvo, debido a su pequeño tamaño y ligero peso, permanecen fácilmente en suspensión. Proceden de las llanuras secas y desérticas, playas o explosiones volcánicas y son transportadas, a veces, a grandes distancias de sus lugares de origen. Los incendios forestales y, en general, las combustiones son fuente del aumento constante del polvo existente en la atmósfera terrestre. Su importancia se deriva de su participación como núcleos de condensación en la formación de las nubes.

2. LA ESTRUCTURA ATMOSFÉRICA

En el apartado anterior, hemos considerado la composición media de la atmósfera, analizando los principales componentes que la integran. Sin embargo, el aire se va enrareciendo con la altitud. La influencia de la atmósfera, en los fenómenos que determinan el tiempo atmosférico y por lo tanto el clima, varía considerablemente si consideramos los primeros kilómetros próximos a la superficie terrestre o si nos situamos a una distancia suficientemente alejada de la misma.

Cabe, por tanto, referirnos a la existencia de una *estructura vertical de la atmósfera*. Un criterio que permite dividirla en capas homogéneas, diferen-



Fuente: DEMANGEOT, J. (1989).

Figura 2.1. Estructura atmosférica.

ciadas entre sí, es el de su diverso comportamiento térmico. La variación de la temperatura en altura presenta determinadas discontinuidades, delimitando así varios estratos gaseosos superpuestos (Fig. 2.1). Las diferencias térmicas no son sino el resultado de la *diferente composición gaseosa de cada capa*, lo que condiciona, a su vez, su particular dinámica atmosférica. Para facilitar la exposición, comenzaremos a describir la estructura de la atmósfera en orden ascendente, desde la capa más próxima a la más alejada de la superficie terrestre.

2.1. La troposfera

Es la capa inferior de la atmósfera, donde se encuentran las tres cuartas partes de la masa gaseosa que envuelve a la Tierra y prácticamente la totalidad de vapor de agua. Su mismo nombre, derivado del griego *tropein* (girar, revolver), traduce la existencia de movimientos turbulentos del aire en su seno, tanto de dirección horizontal, como vertical. En esta capa atmosférica, se produce el dominio de las nubes, las precipitaciones y los demás fenómenos meteorológicos. Sin embargo, no toda la troposfera presenta un comportamiento semejante. Así, existiría una primera subcapa,

hasta una altitud media de unos 3.000 m, donde la presencia de impurezas y la mayor turbulencia del aire serían la causa de una superior actividad de la dinámica atmosférica. Por estos motivos, se conoce a esta primera subcapa, como *capa geográfica* o *capa sucia*. De aquí, hasta el límite de la *tropopausa* (superficie de separación respecto a la siguiente capa atmosférica: la estratosfera), la atmósfera se presenta más limpia y homogénea y recibe el nombre de *capa libre*.

En general, por término medio, la temperatura desciende con la altura, de manera más o menos regular, a razón de $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada 100 metros. Esta tendencia, que manifiesta un *gradiente térmico negativo*, se interrumpe, bruscamente, al alcanzar la tropopausa. Su descubrimiento data de comienzos del siglo XX, pues, hasta entonces, se suponía que el descenso continuaba hasta el límite superior de la atmósfera donde existiría la temperatura del cero absoluto ($-273\text{ }^{\circ}\text{C}$). La altura a que se encuentra la tropopausa es variable y depende, fundamentalmente, de la latitud y de la estación del año. Como puede observarse en la figura 2.2, la aparición de la estratosfera se produce en los Polos a una altura inferior (aproximadamente a los 6 km) y a una temperatura superior ($-45\text{ }^{\circ}\text{C}$) que en el Ecuador (17 km y $-85\text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente).

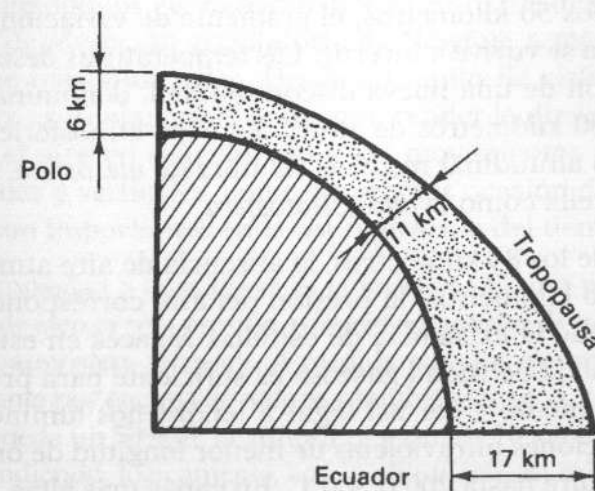


Figura 2.2. Altura alcanzada por la troposfera.

2.2. La estratosfera

La segunda capa atmosférica en importancia es la estratosfera, que se extiende desde la *tropopausa* hasta una altura aproximada de 50 kilómetros, donde se encuentra la *estratopausa*, superficie de separación con respecto a las capas altas de la atmósfera. En ella sólo se dan algunos movimientos horizontales de vientos. Destaca, en este espacio atmosférico, la ausencia casi completa de vapor de agua, así como la progresiva *rarificación* de la presencia de gases con la altura. Se puede afirmar que aproximadamente el 95% de la masa atmosférica está localizada en los primeros 20 kilómetros. La temperatura de la estratosfera en las latitudes medias y altas permanece constante hasta una altura de unos 18 a 20 kilómetros, aumentando después a razón de 3 °C por cada kilómetro de ascensión. El incremento de temperatura es todavía más marcado a partir de los 30 a 35 kilómetros. La presencia del ozono atmosférico en esta capa le ha proporcionado el nombre de *ozonofera*, con el que a veces se distingue a la estratosfera. La existencia del ozono y su capacidad para absorber las radiaciones ultravioletas del Sol explica la elevación de la temperatura, que puede alcanzar los 100 °C. La estratosfera termina, precisamente, donde acaba la capa de ozono.

2.3. La alta atmósfera

Más allá de los 50 kilómetros, el gradiente de variación de la temperatura con la altura se vuelve a invertir. Las temperaturas descienden otra vez hasta la aparición de una nueva discontinuidad, denominada *mesopausa*, situada a unos 80 kilómetros de altura. La capa atmosférica comprendida en este intervalo altitudinal recibe el nombre de *mesosfera* y algunos autores se refieren a ella como la *alta estratosfera*.

Por encima de los 80 kilómetros, la ausencia de aire atmosférico es casi total. A unos 150 kilómetros, la presión del aire corresponde casi al vacío neumático, aunque la existencia de estrellas fugaces en este espacio pone de manifiesto que la densidad gaseosa es suficiente para provocar calentamiento por rozamiento y dar así lugar a fenómenos luminosos. La absorción de las radiaciones ultravioletas de menor longitud de onda aumenta la temperatura del aire hasta 200 o 300°C. En capas más altas, aún puede dispararse hasta alcanzar los 1.000°C. Por este motivo, también se conoce a esta capa atmosférica con el nombre de *termosfera*.

Otra consecuencia de la radiación y su absorción por el aire es la *ionización*. Los átomos gaseosos se transforman en iones (átomos cargados eléctricamente). Esta transformación convierte a la atmósfera en conductora de la electricidad y debido a este fenómeno ha recibido el nombre de *ionosfera*. Esta propiedad es muy interesante en la radiocomunicación, ya que los estratos ionizados permiten reflejar las ondas de radio y devolverlas a la Tierra. Sin esta reflexión no sería posible la comunicación por radio a larga distancia.

3. LAS PROPIEDADES DEL AIRE

El aire es una *mezcla de gases*; por lo tanto, sus propiedades se derivan de este particular estado de agregación de la materia. En general, los gases pueden definirse como cuerpos sin forma ni volumen propios y con tendencia a dispersarse uniformemente por el espacio. En este aspecto, se diferencian fundamentalmente de los líquidos y de los sólidos. Quizás, el hecho que mejor marca la diferencia entre los gases y los líquidos es el de que estos últimos forman superficies de separación respecto a los primeros.

Es, por tanto, la *movilidad* una de las propiedades que mejor define a los gases y, en consecuencia, al aire, en su comportamiento respecto a los cuerpos sólidos y líquidos. Esta propiedad permite a la materia, en este estado físico, moverse libremente por el espacio. Por contra, en los líquidos y mucho más en los sólidos, la menor distancia entre sus moléculas les obliga, por las leyes de atracción gravitatoria de Newton, a mantener posiciones relativamente fijas entre ellos. Desde un punto de vista geográfico, la movilidad del aire es fundamental para comprender la dinámica atmosférica. El viento es el aire en movimiento y los movimientos del aire a gran escala, horizontales y verticales, como tendremos ocasión de mostrar en el tema siguiente, son importantes en la configuración del tiempo y del clima.

La segunda propiedad a considerar es la *presión*. El aire pesa y, en consecuencia, es capaz de ejercer una presión, o *fuerza por unidad de superficie*, en cualquier punto de la atmósfera terrestre. A medida que nos elevamos en altura, la capa de aire existente por encima se reduce y también su peso. Así, a unos 5 kilómetros, tan sólo queda un 50% de la atmósfera y a unos 10 kilómetros, el 25%; la presión iría descendiendo, lógicamente, con la altitud, en esa misma proporción.

Las diferencias de presión en el aire no existen únicamente en altura, sino también entre diferentes puntos de la superficie terrestre de la misma altitud.

Las causas de esta falta de uniformidad en el campo de presión en superficie son de origen térmico y dinámico. Si el suelo se calienta, el aire se dilata y pesa menos, por lo que tiene tendencia a moverse verticalmente hacia arriba, dejando un espacio libre que provoca un descenso de la presión. Además de este factor de origen térmico, el aire puede ascender o descender por fenómenos derivados de corrientes de aire existentes en altura, provocando bajas o altas presiones de carácter dinámico (esta idea se comprenderá mejor al estudiar el tema de la circulación atmosférica). En general, podemos señalar que las diferencias de la presión terrestre son la causa del movimiento del aire.

Otra propiedad de gran interés es la **temperatura**. Existen dos conceptos que habitualmente se confunden y que son el de calor y temperatura. El *calor* es una forma de energía, mientras que la *temperatura* es una consecuencia del anterior. Si un cuerpo recibe calor, sus átomos o moléculas comienzan a vibrar y a moverse con mayor intensidad, elevando su nivel térmico o temperatura. Pero no todos los cuerpos adquieren la misma temperatura cuando reciben la misma cantidad de calor. Este desigual comportamiento térmico se puede medir mediante el concepto de *calor específico*. Se denomina calor específico de un cuerpo (no importa su estado físico) a la *cantidad de calor necesaria para elevar a un gramo del mismo un grado su temperatura*. Así, el comportamiento térmico del agua y del aire son muy diferentes. El calor específico del agua es cinco veces superior al del aire. Esto significa, que la misma cantidad de calor elevaría la temperatura del aire cinco veces más que la del agua (suponiendo idéntica masa en ambos); o, visto de otra manera, que a la misma temperatura, el agua almacenaría cinco veces más cantidad de calor. Esta propiedad tiene repercusiones climáticas muy importantes y explica que los mares y océanos acumulen calor y lo pierdan lentamente, respecto a la tierra, lo que suaviza el clima de las tierras situadas en su proximidad.

La **densidad** es otra propiedad de gran interés, ya que el aire más denso se estabiliza, mientras que el menos denso, de menor peso, tiende a elevarse (normalmente por calentamiento). Se denomina densidad a la *masa de un cuerpo por unidad de volumen*. Su valor es equivalente al *peso específico* o peso unitario (si un cuerpo tiene 20 gramos de masa, pesa también 20 gramos).

Diversos factores modifican la densidad del aire. El primero es la *humedad*. En general, el aire húmedo es más ligero que el aire seco (debido a que el vapor de agua es menos pesado que el resto de los componentes del aire). Otro factor importante, que determina la densidad es la *temperatura*. Los

cuerpos al calentarse se dilatan y aumentan sus dimensiones y su volumen. Así, una masa de aire caliente ocupa mayor volumen que si estuviera fría, siendo menor su densidad. El aire caliente tiene, al igual que el húmedo, predisposición a elevarse, mientras que el aire frío y seco, por su mayor peso, tiende a ocupar las posiciones más bajas.

Finalmente, la **humedad** hace referencia a la cantidad de vapor de agua contenida en la atmósfera. El conocimiento de la máxima cantidad de agua que el aire puede admitir en su seno como vapor se presenta pues como algo fundamental. Esta capacidad higrométrica depende de la temperatura. Así, el aire caliente puede contener mayor cantidad de vapor de agua que el aire frío antes de alcanzar la saturación. El gráfico de la figura 2.3 indica el máximo valor de vapor de agua que un metro cúbico de aire puede contener, según su temperatura.

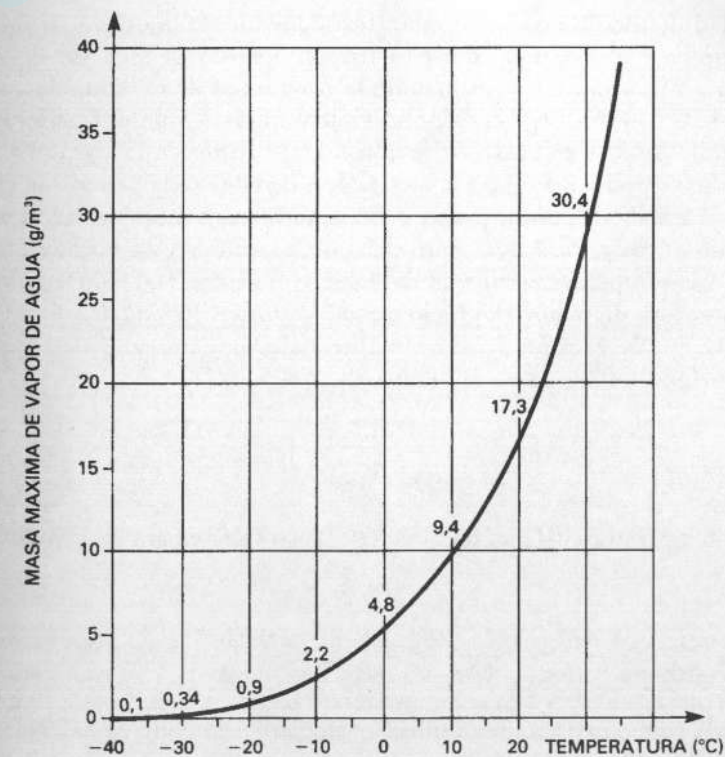


Figura 2.3. Masa máxima de vapor de agua (por unidad de volumen de aire) según la temperatura, en estado de saturación.

Medida de los elementos climáticos (1)

Presión atmosférica

Hoy en día, se dan por anticuadas las unidades de medida de la presión atmosférica en milímetros de mercurio (presión ejercida por el peso de una columna de ese metal). En meteorología, se suele emplear otra unidad, fuera del sistema de unidades, denominada milibar. El *milibar*, según indica su nombre, es una milésima de bar. El bar es la unidad de la presión atmosférica equivalente a cien mil pascales (unidad de presión equivalente a una fuerza de 1 Newton distribuida uniformemente por una superficie de 1 metro cuadrado). En la proximidad de la superficie terrestre, la presión atmosférica vale aproximadamente un *bar*.

Temperatura

La unidad de medida de la temperatura depende de la escala de medida. La *escala centígrada* fue inventada por el astrónomo sueco Celsius, en 1742, y en la misma, sobre un termómetro, utilizando la propiedad de la dilatación se fijaron los valores de 0 °C y 100 °C, correspondiendo con las temperaturas en las que el agua en condiciones normales de presión hiela o rompe a hervir. Dividiendo el espacio de variación en cien partes, a cada una de ellas se le denominó *grado centígrado* (°C). Fahrenheit, por su parte, establecía otros puntos de referencia en la medición; dio un valor 0 °F a la temperatura de la nieve y de la sal de amoníaco en fusión y a la temperatura normal del cuerpo humano 100 °F. De aquí, resulta que la temperatura de fusión del hielo era de 32 *grados Fahrenheit* (°F) y la de ebullición de 212 °F. De esta manera, es fácil transformar un valor de referencia de la escala centígrada (C) a la escala Fahrenheit (F):

$$\frac{C}{100} = \frac{F - 32}{180}$$

Así, si la temperatura del aire fuera de 112 °F, su valor en grados centígrados sería de 44,4 °C:

$$\frac{C}{100} = \frac{F - 32}{180} = \frac{112 - 32}{180} = \frac{80}{180}; C = \frac{80 \times 100}{180} = 44,4 \text{ °C}$$

Una escala termométrica muy utilizada también es la llamada *Kelvin* o *absoluta*. Esta escala es la prolongación de la escala centígrada (los grados de ambas tienen el mismo valor), con el cero absoluto en el -273 °C, temperatura en que la materia que-

daría sin movimiento interno. Sería, por tanto, la temperatura más baja que se puede alcanzar. La correspondencia entre ambas escalas, siendo *T* la temperatura absoluta y *C* la centígrada, sería:

$$T = C + 273^\circ$$

Así, un cuerpo a 20 °C tendría una temperatura de 293° K, Y si su temperatura fuera -13 °C, le correspondería 260 °K.

Medida de los elementos climáticos (2)

Densidad

La unidad de medida más usual es el y el *gr/cm³* y el *gr/litro*.

Humedad atmosférica

Su medida o *humedad absoluta* se realiza en peso (gramos) con relación a una unidad de volumen de aire (*m³*). Así, una masa de aire, de humedad 25 *gr/cm³*, significaría la presencia de 25 gramos de vapor de agua por cada metro cúbico de aire existente. Una de las características más importantes del aire es que este valor no puede crecer indefinidamente. Al alcanzar un límite, el aire se satura de humedad. Si, a partir de este momento, pretendemos aumentar la concentración de agua, el aire será incapaz de mantenerlo en estado de vapor y el mismo se condensará al estado líquido.

Por tanto, además de conocer la humedad absoluta del aire, interesa saber la situación en que nos encontramos respecto a la saturación. Este nuevo concepto recibe el nombre de *humedad relativa* y la forma de medirlo es calcular la proporción, en tanto por ciento, de la humedad absoluta del aire respecto a la correspondiente al estado de saturación a esa temperatura.

$$H_{\text{relativa}} = \frac{H_{\text{absoluta}}}{H_{\text{saturación}}} \times 100$$

Un ejemplo sencillo puede servir para ilustrar esta importante propiedad del aire. Supongamos una masa de aire a 20 °C, con un contenido de humedad de 12 *gr/cm³*. La humedad relativa sería la siguiente (observar que según el gráfico de la figura 2.3, la máxima cantidad de vapor de agua que el aire puede poseer a 20 °C es de 17,3 *gr/cm³*):

$$H_{relativa} = \frac{H_{absoluta}}{H_{saturación}} \times 100 = \frac{12}{17,3} \times 100 = 69,4\%$$

Si la temperatura de esta masa de aire descendiera a 16 °C, su humedad absoluta continuaría siendo la misma, pero su humedad relativa sería más alta y próxima al estado de saturación (14 gr/cm³ punto de saturación a 16 °C).

$$H_{relativa} = \frac{H_{absoluta}}{H_{saturación}} \times 100 = \frac{12}{14} \times 100 = 85,7\%$$

Si la temperatura continuara descendiendo, para un valor aproximado de 14 °C se alcanzaría la saturación y la humedad relativa sería del 100%. Un enfriamiento por debajo de este valor, hasta los 10 °C, por ejemplo (9,4 gr/cm³ en el punto de saturación), obligaría al aire a ceder el exceso de humedad (12 - 9,4 = 2,6 gr/cm³), continuando con una humedad relativa del 100%. Esta cantidad de humedad en exceso condensaría, pudiendo permanecer en forma de minúsculas gotitas disueltas en el resto de la masa atmosférica. Únicamente, cuando las pequeñas gotas se juntan para formar otras de mayor tamaño, el peso las impide continuar en suspensión, precipitando.

4. LA ENERGÍA SOLAR Y LA TEMPERATURA TERRESTRE

El Sol es la principal fuente de energía que recibe nuestro planeta. La energía solar alcanza la superficie terrestre, calentándola y elevando su temperatura. A su vez, la Tierra, una vez caldeada, emite energía calorífica hacia el espacio externo. Del equilibrio térmico que se establece, la Tierra adquiere una determinada temperatura. Como, en un período relativamente largo de tiempo, la temperatura media terrestre ha permanecido constante, podemos deducir que el intercambio de calor es equilibrado.

La energía recibida del Sol es en forma de ondas electromagnéticas de pequeña longitud de onda. La estrella solar irradia la energía a una temperatura aproximada de 5.700°C, en un espectro de onda corta (al menos su valor medio), que alcanza desde *rayos X*, *rayos gamma* y *rayos ultravioleta* (9%), a todo el *espectro visible* (41%) y parte de la gama de *infrarrojos* (50% restante). Por su parte, la Tierra emite, debido a su inferior temperatura, en ondas de mayor longitud de onda, fundamentalmente de la franja de los *infrarrojos*.

Si descendemos al análisis del propio sistema térmico terrestre, podemos, en una primera fase, considerarlo integrado por dos elementos fundamentales: la atmósfera y las superficies continental y marítima, dejando al margen, por intrascendente, la energía procedente del interior del planeta. Se considera que un 45% de la radiación emitida por el Sol, *en forma de onda corta*, alcanza de forma directa la superficie de la Tierra. El resto es interceptado por la masa del aire atmosférico. La atmósfera actúa a modo de filtro, reteniendo, por tanto, un porcentaje importante de la energía solar (el 55% restante). Veamos como se distribuye esta energía que no alcanza la superficie del suelo:

- La estructura vertical atmosférica realiza la operación de *absorción o filtrado* en fases sucesivas. La ionosfera absorbe casi completamente los rayos X y una buena parte de la radiación ultravioleta. Posteriormente, el ozono de la estratosfera completa la absorción de los rayos ultravioletas más perjudiciales y, por último, el vapor de agua y el anhídrido carbónico realizan la labor de filtrado en las radiaciones infrarrojas. La energía absorbida no es siempre constante y oscila de acuerdo a la situación atmosférica (ausencia o presencia de nubes, contenido de dióxido de carbono, etc). Su valor medio se puede cifrar, aproximadamente, en un 20% del total de la energía recibida del Sol.
- La segunda forma de filtrar la energía, que, procedente del Sol, intenta alcanzar nuestro planeta, es por *reflexión*. La parte superior de las nubes se comporta como una superficie reflectante, extremadamente activa, que puede devolver por *reflexión* directa el 25 por 100 de la energía recibida. Este valor medio se refiere al conjunto del globo terrestre, aunque, en áreas parciales, totalmente cubiertas de nubes, el porcentaje es sensiblemente superior, pudiendo llegar al 60 por 100 del total de la energía recibida.
- Aparte de la absorción y la reflexión directa, las moléculas de los gases y las partículas de polvo dispersan parte de la luz, desviándola en todas las direcciones. El proceso total puede describirse como reflexión difusa. La *dispersión* de la luz consiste en la separación de los distintos colores que integran la luz solar (rojo, amarillo, verde, azul, etc.). Solamente la gama de los azules de la luz dispersa desciende hacia la superficie terrestre, lo que explica el color azul del cielo. Como consecuencia de la dispersión, parte de la energía solar es devuelta al espacio, perdiéndose para siempre (podemos valorarla en un 10%), mientras que el resto se dirige hacia la

Tierra y se denomina dispersión descendente (aproximadamente un 20% del total).

En resumen, del 100% de la energía recibida desde el Sol, únicamente el 45% alcanza el suelo (insolación), perdiéndose el 55% en el filtrado atmosférico y el escape hacia el exterior. El balance calorífico de la radiación corta procedente del Sol, entre la superficie terrestre, la atmósfera y el espacio exterior, puede observarse en la figura 2.4.

La superficie terrestre no se beneficia totalmente de ese 45% de la radiación solar que llega para elevar su temperatura, pues, una parte, según el *albedo* del suelo receptor (porcentaje de energía reflejada), se pierde hacia el exterior. Este hecho tiene gran importancia, pues dependiendo del material que recibe la insolación, así como de la inclinación de los rayos solares, el porcentaje de energía reflejada es mayor o menor. Así, mientras el albedo del agua para radiaciones verticales es bajo (2%), lo que supone que dedica casi toda la energía recibida del Sol en calentar la Tierra, es extremadamente alto en el caso de la nieve o el hielo (45-88%), lo que significa que la superficie del suelo se calentará menos, oscilando el resto de la superficie terrestre, bosques, campos y suelo en general, en posiciones intermedias. La reflexión de la radiación de onda corta solar tiene lugar únicamente duran-

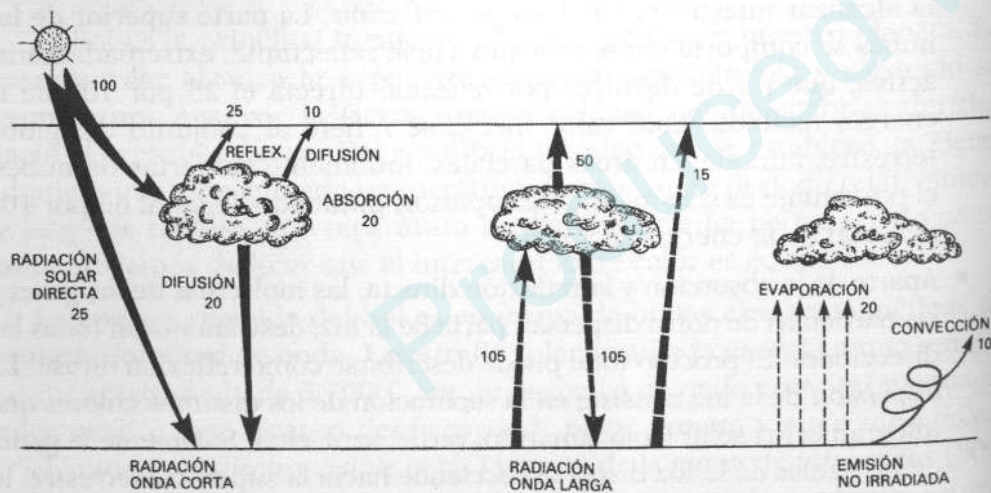


Figura 2.4. Balance energético entre los principales elementos del sistema térmico terrestre.

te el día. Su valor medio es muy reducido, por lo que puede ser incluido con la reflexión de las nubes al evaluar las pérdidas totales.

La última fase del balance energético se refiere a la *radiación emitida por el suelo*. La Tierra presenta así un doble comportamiento: receptor de la energía solar y emisor hacia el exterior. La energía irradiada por la superficie terrestre es variable con su temperatura y se realiza por *radiaciones de onda larga*. Esta parte de la energía, o bien es absorbida por la propia atmósfera, por el anhídrido carbónico y vapor de agua de la troposfera, o bien se proyecta directamente al exterior. Este hecho es muy importante desde un punto de vista climático, pues supone que la atmósfera, sobre todo en presencia de nubes, se comporta como una pantalla térmica, que devuelve calor a la superficie terrestre, impidiendo que, durante la noche, la temperatura descienda excesivamente por ausencia de radiación solar. Este efecto atmosférico ha sido definido como *efecto invernadero*, al permitir la entrada de la radiación de onda corta y dificultar que la de mayor longitud de onda escape hacia el exterior. El balance energético de la radiación de onda larga (figura 2.4) puede sorprender por la elevada magnitud de las cantidades de calor intercambiadas. Así, la superficie terrestre, pese a sólo recibir 45 calorías de cada 100 procedentes del Sol, emite por irradiación 120 calorías, casi tres veces más de la energía recibida por insolación. De ellas, 105 son absorbidas por la atmósfera y 15 escapan hacia el exterior. Esta situación es posible, porque también la atmósfera, como cuerpo caliente, irradia igualmente energía de onda larga (su temperatura no es muy elevada) compensando las pérdidas de superficie. De las 155 calorías irradiadas, 105 alcanzan la superficie y 50 van al espacio externo.

Por último, la superficie terrestre utiliza *dos nuevos mecanismos de transformación del calor*. Ambos intentan compensar los desequilibrios térmicos existentes en nuestro planeta y no se emiten por radiación. El primero de ellos sirve para facilitar, sobre todo en los océanos y los mares, la *evaporación* del agua y su paso a la atmósfera. Este calor latente de vaporización es devuelto posteriormente en el mecanismo de la *condensación*. El segundo uso de la energía solar es comunicar calor a las capas bajas de la atmósfera, que sufren un *movimiento ascensional convectivo*. Ambas cantidades de energía calorífica pueden ser tasadas en 20 y 10 calorías respectivamente (por cada 100 calorías solares que alcanzan la Tierra).

Como resumen, del 45% de la energía recibida del Sol (onda corta), la Tierra devuelve un 15% al exterior en forma de onda larga y el 30% restante es empleado en los mecanismos atmosféricos de la condensación y el movimiento del aire.

5. EL DESIGUAL REPARTO DE LA INSOLACIÓN TERRESTRE

Hemos analizado el balance energético que tiene lugar en el sistema térmico terrestre de forma global. Sin embargo, debemos tener en cuenta que la Tierra actúa de manera no homogénea. Los contrastes térmicos de carácter zonal y su variación en el tiempo son el resultado del desigual reparto de la radiación solar, motivado por factores de orden cósmico y geográfico. De forma genérica, podemos afirmar que la Tierra se calienta de manera desigual, en zonas climáticas muy contrastadas. Este *desequilibrio térmico* interior genera unos mecanismos compensatorios de transferencia de calor desde las regiones cálidas de baja latitud hasta las frías regiones polares. Como tendremos ocasión de analizar en el siguiente tema, los movimientos de la atmósfera y de las aguas de los océanos actúan como mecanismos de trasvase energético. A su vez, parte de la radiación solar es absorbida para permitir el cambio de estado del agua de líquido a vapor, desencadenando el ciclo hidrológico del agua, con sus diversas fases de evaporación, condensación y precipitación.

5.1. Factores explicativos del desigual reparto de la insolación y comportamiento calorífico terrestre

Un conjunto de factores, cósmicos y geográficos afectan a la proporción de la energía solar que alcanza la superficie terrestre y a su variación temporal. El resultado es un comportamiento térmico diferencial. Consideremos la influencia de cada factor de forma separada.

5.1.1. Influencia de la distancia entre la Tierra y el Sol

El primer factor a considerar se deriva del movimiento de traslación de la Tierra. El movimiento de la Tierra alrededor del Sol, según una tra-

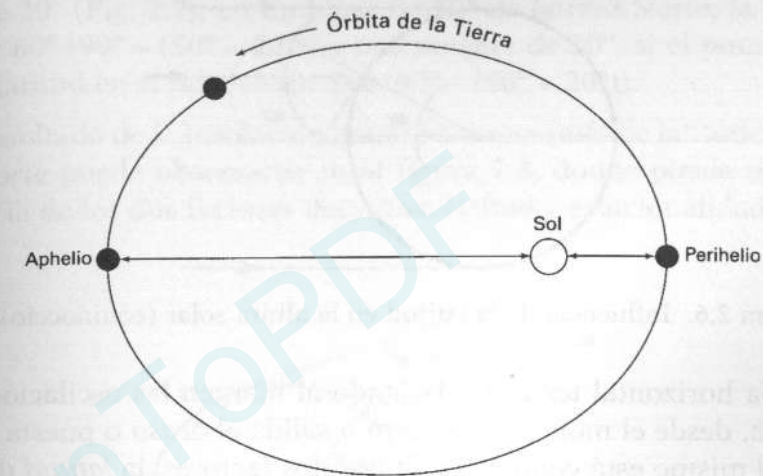


Figura 2.5. Distancias máxima y mínima entre la Tierra y el Sol.

yectoria elíptica, es la causa de que la *distancia* de ambos astros no siempre sea la misma. La forma de la órbita de la Tierra varía de ser casi circular (excentricidad baja de 0,005; con excentricidad nula, la órbita sería circular) a ser ligeramente elíptica (excentricidad alta de 0,058) con una excentricidad media de 0,028. La excentricidad actual es 0,017 y, por tanto, la diferencia entre el mayor acercamiento al Sol y la mayor distancia es sólo del 3,4% (5,1 millones de kilómetros). Esta diferencia explica que la energía recibida en el perihelio de enero (momento de mayor proximidad de la Tierra y el Sol) sea superior en un 7% a la correspondiente al aphelio de julio (momento de mayor lejanía). De esta circunstancia, cabría deducir que los inviernos en el hemisferio Norte deberían ser más cálidos que los del hemisferio Sur. Lo contrario ocurriría para los veranos. En la práctica, la circulación de calor en la atmósfera y la continentalidad enmascaran esta tendencia global, reduciendo su efecto.

5.1.2. Influencia de la altura del Sol

El segundo factor a tener en cuenta es de mucha mayor trascendencia. Este factor afecta directamente a la cantidad de insolación recibida, ya que la altura del astro solar está medida por la *inclinación* de los rayos del Sol

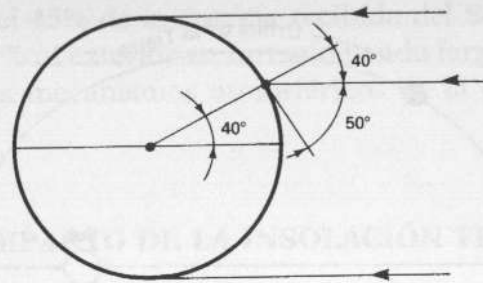


Figura 2.6. Influencia de la latitud en la altura solar (equinoccio).

respecto a la horizontal terrestre. Dejando al margen las oscilaciones a lo largo del día, desde el momento del *orto* o salida al *ocaso* o puesta del Sol, la altura del mismo está condicionada por dos factores: la *latitud* del lugar y la *estación* del año. Veamos el primero de ellos. Así, en el momento de uno de los equinoccios, la altura de los rayos del Sol adquiere un valor complementario a la latitud. Así, en el Ecuador, de latitud 0° , la altura de los rayos solares es de 90° ($90^\circ - 0^\circ = 90^\circ$). En el resto de los puntos de la superficie terrestre, la altura solar disminuye con la latitud. Por ejemplo, a 40° de latitud (Norte o Sur), la altura del Sol sería de 50° ($90^\circ - 40^\circ = 50^\circ$) (Fig. 2.6), y en los Polos, de latitud 90° , la altura será nula ($90^\circ - 90^\circ = 0^\circ$).

El otro factor complementario de la altura solar es la *estacionalidad*. La inclinación del plano de la eclíptica respecto al Ecuador a lo largo del año es la causa de que los rayos solares, como hemos visto en el caso anterior, sean perpendiculares al mismo, únicamente, en los equinoccios de primavera y otoño. Durante medio año, el Sol incide con mayor perpendicularidad en el hemisferio Norte y lo mismo ocurre en el otro medio año restante en el hemisferio Sur. Más allá de los trópicos de Cáncer y Capricornio, el Sol no alcanza nunca la verticalidad. Esta situación límite es propia de los solsticios de verano e invierno.

En cualquier caso, cualquier día distinto de los equinoccios, la altura de los rayos solares es el complemento de la diferencia entre la latitud y el ángulo de la eclíptica. Así, si la eclíptica formara un ángulo de 0° (caso analizado con anterioridad, correspondiente al equinoccio) el valor de la altura del Sol sería el complemento de sólo la latitud ($90^\circ - (\text{latitud} - 0^\circ) = 90^\circ - \text{latitud}$) como pudimos observar en el apartado anterior. Ahora bien, en el caso de que la eclíptica forme un ángulo distinto de cero (α), el valor de altura solar es de $(90^\circ - (\text{latitud} - \alpha))$. Si el valor de la inclinación de la eclíptica

fuera de 20° (Fig. 2.7), en un lugar de 50° de latitud Norte, la altura solar sería de 60° ($90^\circ - (50^\circ - 20^\circ)$) y únicamente de 20° , si el punto tuviera la misma latitud en el hemisferio Sur ($90^\circ - (50^\circ + 20^\circ)$).

El resultado de la insolación anual para una serie de latitudes del hemisferio Norte puede observarse en la figura 2.8, donde puede apreciarse la influencia de los dos factores descritos: latitud y estacionalidad.

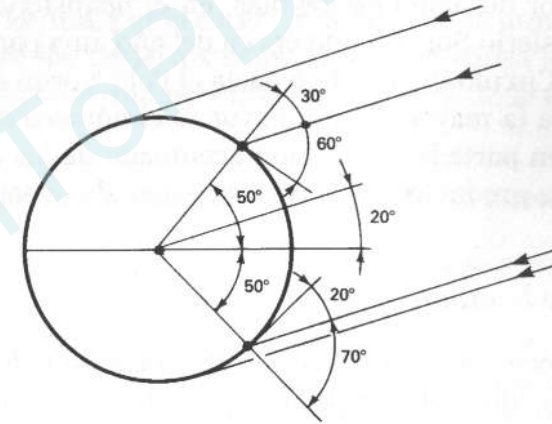
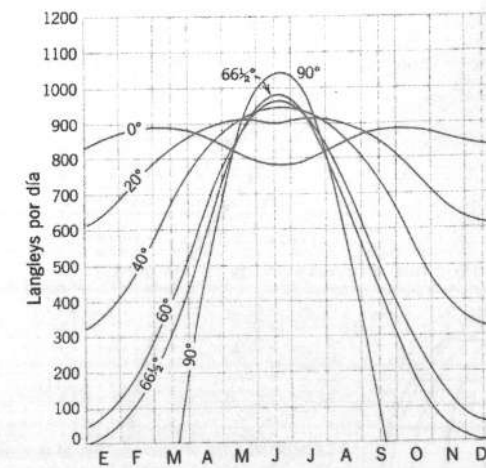


Figura 2.7. Influencia de la estacionalidad en la altura solar (ángulo de los planos de la eclíptica y ecuador de 20°).



Fuente: STRAHLER, A. N. y STRAHLER A. H. (1997).

Figura 2.8. Insolación anual, por meses, para un conjunto de latitudes del hemisferio Norte.

5.1.3. Influencia de la duración de la luz solar

Además de la perpendicularidad de los rayos solares, la latitud condiciona la duración del día solar y, en consecuencia, la cantidad de insolación. Resulta obvio, que cuanto mayor sea el período de tiempo de iluminación solar, mayor será la cantidad de radiación diaria recibida. Así, en la proximidad del solsticio de verano, la desigualdad de los días y las noches es más acusada, con mayor duración de los días, en el hemisferio Norte, y de las noches, en el hemisferio Sur. En esta época del año, una parte importante de la Tierra (desde el Círculo Polar Ártico hasta el Polo Norte) recibe la luz solar las 24 horas del día (a mayor latitud mayor es el número de días seguidos), lo que compensa en parte la inclinación acentuada de los rayos del Sol. La situación inversa se produciría durante el solsticio de invierno.

5.1.4. El efecto de la atmósfera

Hemos tenido ocasión de analizar la influencia de la latitud en la inclinación de los rayos del Sol y en la duración del día solar, pero, además, otras circunstancias complementarias se derivan de su posición. Así, el desigual recorrido en longitud de los rayos solares a través de la atmósfera

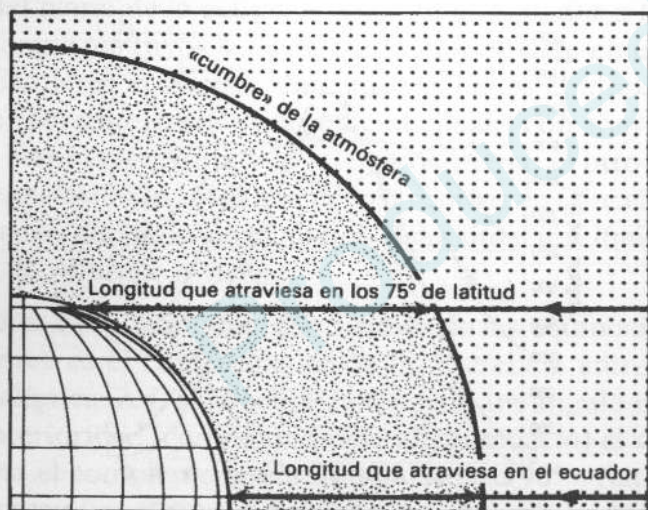


Figura 2.9. Influencia del incremento de espesor atmosférico recorrido por los rayos solares según la latitud.

sería una consecuencia de la latitud. Como puede apreciarse en la figura 2.9, a la menor cantidad de radiación recibida por unidad de superficie, en las altas latitudes, habría que añadir la superior pérdida derivada del *mayor espesor atmosférico* que deben atravesar los rayos solares.

Pero, el principal factor atmosférico causante de la diferente llegada de radiación solar al suelo es la presencia de la *nubosidad*. En general, la insolación en algunas áreas, como el Ecuador, es bastante inferior a la que corresponde por latitud, por el carácter nuboso de su atmósfera. Sin embargo, el aire seco de los desiertos tropicales (cuya causa analizaremos en el próximo tema) permite una penetración más fácil de la energía del Sol.

5.1.5. El efecto de la desigual distribución de las tierras y los mares

El diferente comportamiento térmico de las superficies marina y continental añade nuevas e importantes consecuencias al balance energético diferencial de la superficie terrestre. En primer lugar, y, de forma general, en los océanos, debido a la superior evaporación del agua, el efecto de filtrado atmosférico es superior. Así, para una misma latitud, el porcentaje de insolación sería superior en los continentes que en los océanos.

Otra diferencia esencial proviene de la distinta manera en que tierras y mares son capaces de *aprovechar la energía* que les llega. Mientras el agua tiene mayor capacidad de almacenamiento de la energía solar, la tierra, en contraste, rápidamente la devuelve a la atmósfera. Varias son las causas de esta realidad. Por una parte, el *albedo* del suelo es más elevado que el de la superficie marina, por lo que también es superior la cantidad de energía reflejada y que no llega a ser absorbida. Además, también es mayor la facilidad con que las ondas electromagnéticas procedentes del Sol pueden *penetrar en el agua*. Hasta un 20% de la radiación alcanza una profundidad de 9 metros, pudiendo ser incluso arrastrada más adentro por la acción de las olas y corrientes. Por último, la *conductividad* del calor hacia el interior es también más alta. La confluencia de todos estos factores determina que la masa de agua calentada sea bastante superior a la correspondiente a la misma superficie de suelo continental.

Estas diferencias de comportamiento térmico entre los océanos y los continentes se manifiestan en que la superficie continental se calienta y se enfría más rápidamente que la oceánica. Las consecuencias geográficas son

de gran trascendencia. En primer lugar, las oscilaciones diarias de temperatura son inferiores en el mar. El agua se comporta como un gran acumulador de calor durante el día, cediéndolo, en parte, durante la noche. Esta situación se repite también a lo largo del año, por lo que los inviernos en las proximidades del mar son más bonancibles y los veranos más frescos.

5.1.6. Efecto de la elevación y la topografía

La *altitud* y la *exposición* de la vertiente a los rayos solares modifican, sensiblemente, la cantidad de la radiación solar que alcanza la superficie terrestre. Es evidente, que, con cielo despejado, las altas cumbres reciben una cantidad de insolación mayor que el nivel del mar, por la menor masa atmosférica que participa en la labor de filtrado. En las latitudes medias, la intensidad de la radiación solar se incrementa entre un 5% y un 15% por cada 1.000 metros de elevación. Ahora bien, si es cierto que la cantidad de energía recibida es superior, también lo es la facilidad con que se pierde. La debilidad de la atmósfera se manifiesta, negativamente, desde un punto de vista térmico, al no existir el efecto pantalla cuando la radiación llega a la Tierra, pero tampoco cuando se disipa en el espacio. Esta circunstancia explica las amplias oscilaciones térmicas existentes entre el día y la noche.

La influencia de la *exposición a los rayos solares* es muy elevada, sobre todo en las latitudes medias. En el hemisferio Norte, la *solana* o área de la montaña situada en el Sur recibe mayor cantidad de insolación por unidad de superficie, como consecuencia de la mayor perpendicularidad de los rayos del Sol (Fig. 2.10). La situación inversa se presenta en la *umbría* o

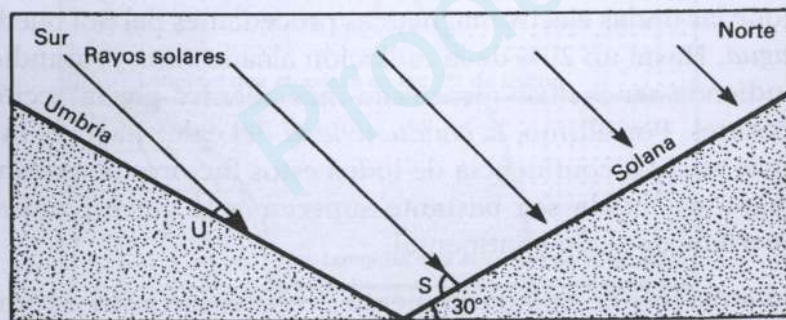


Figura 2.10. Influencia de la exposición en la incidencia de los rayos solares.

área norte. El fenómeno se manifiesta de manera contraria en el hemisferio Sur, donde la zona norte, más próxima al Ecuador, recibe mayor impacto de los rayos solares.

5.2. La distribución de la radiación solar en la superficie terrestre

Después de haber revisado la influencia de los principales factores que intervienen en el desigual reparto de la insolación, podemos comprender mejor los contrastes existentes entre las diferentes áreas de la superficie del globo.

El mapa de la figura 2.11 recoge los valores de la radiación solar anual recibida en los diferentes lugares del planeta. El efecto de la *altura solar* se refleja en la disposición latitudinal de las isolíneas de radiación, cuyo valor decrece hacia las latitudes más altas. Sin embargo, el modelo se rompe por la influencia del *contraste tierra-mar* y la importancia de la *atmósfera* en su labor de filtrado. Los valores máximos se localizan, no en el Ecuador, sino a lo largo de los trópicos, principalmente a lo largo del Trópico de Cáncer,

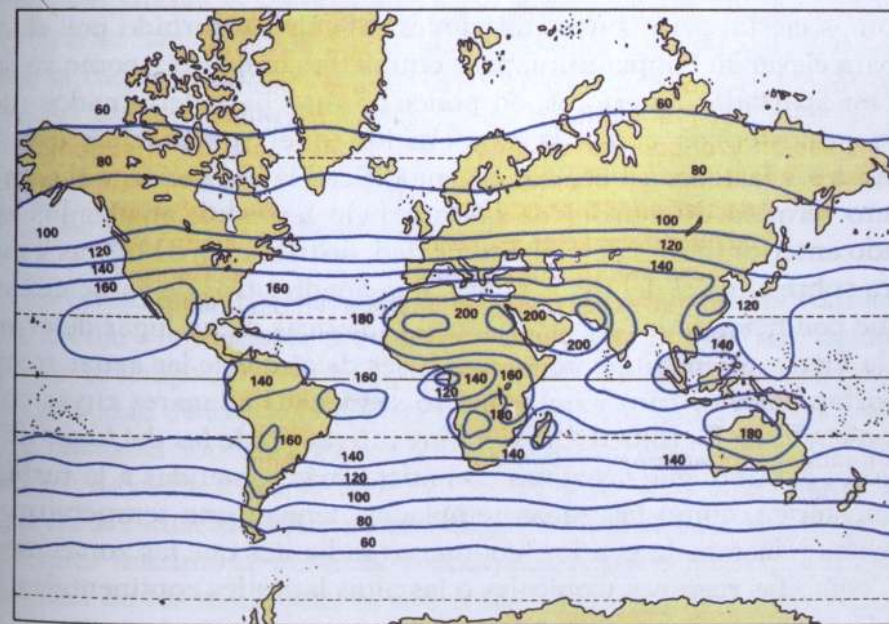


Figura 2.11. Distribución de la radiación global anual en la superficie de la Tierra (kilolangleys).

en los bloques continentales africano y asiático, desierto del Sahara y noroeste de la India y en menor medida en la costa oeste del continente americano. En el hemisferio Sur, destaca la presencia de otra banda de altos valores de radiación sobre los continentes africano y australiano. El aire seco de los desiertos subtropicales, cuyo origen dinámico analizaremos en el próximo tema, permite una penetración máxima de la radiación solar, lo que no ocurre en la franja ecuatorial con atmósfera más nubosa. El efecto de la nubosidad, mayor en los océanos que en los continentes, se aprecia en el hecho de que las isólinas de radiación se inflexionan hacia los Polos, cuando pasan por encima de los continentes y hacia el Ecuador cuando lo hacen por encima de los océanos.

6. LA DIFERENCIACIÓN TÉRMICA DE LA TROPOSFERA

Es conveniente insistir en no confundir el estudio de la temperatura con el de los fenómenos radiantes. Resulta obvio, que parte de la insolación que el suelo recibe se utiliza en calentar el aire situado sobre su superficie. Cabría, por tanto, esperar una relación directa entre ambas variables. Esta relación es cierta, pero con matizaciones. El calor absorbido por el suelo sirve para elevar su temperatura, pero también es empleado, como ya señalamos en apartados anteriores, en poner en marcha determinados mecanismos atmosféricos como la evaporación o el movimiento del aire. Además, a los factores *intrínsecos* que modifican la insolación y el comportamiento térmico diferencial de la superficie terrestre, analizados en el apartado anterior (altura del Sol, nubosidad, distribución de tierras y mares y altura sobre el nivel del mar), habría que añadir otros de carácter *extrínseco* que condicionan las características climáticas de un lugar determinado de la Tierra. El movimiento de las masas de aire y de las aguas marinas transportan calor (o frío) y humedad (o sequedad) a lugares cuyas condiciones térmicas e higrométricas son muy diferentes de las del lugar de origen. No es extraño, que las zonas climáticas más sometidas a la turbulencia atmosférica, como las zonas templadas, tengan una temperatura del aire menos relacionada con los fenómenos radiantes que las zonas más en calma, como las regiones tropicales o las altas latitudes continentales.

El resultado final del calentamiento del aire es la obtención de una determinada temperatura. Como puede imaginarse, por la cantidad de factores internos y externos que condicionan este calentamiento, la distribu-

ción de temperaturas no es uniforme, ni espacialmente, ni a lo largo del tiempo. Como el espacio físico tiene tres dimensiones, podríamos diferenciar, para facilitar el estudio, una *temperatura de superficie*, medida a una distancia corta del suelo, e introducir posteriormente las variaciones que se producen en altura. Cabría hablar entonces de dos estructuras térmicas del aire diferenciadas: estructura térmica en *superficie* y estructura térmica *vertical*. En lo relativo a la variación temporal, distinguiremos la *oscilación diaria* de temperatura, de la *fluctuación estacional* a lo largo del año.

6.1. Las temperaturas de la superficie

Si bien resulta bastante complicado realizar un balance completo de las distintas proporciones de la energía que llega a la Tierra, no lo es tanto la *medición* de la temperatura del aire. Con un simple termómetro, puede realizarse. El término temperatura de superficie no hace referencia a la temperatura del suelo, como uno podría imaginarse, sino más bien a la temperatura del aire que está en contacto con la superficie terrestre. A fin de hacer comparable la medición térmica en los diferentes puntos del globo terrestre, se ha convenido realizar la misma en idénticas condiciones: evitando la radiación directa del Sol sobre el termómetro y a una altura constante del suelo (a 1,5 o 2 metros).

6.1.1. La oscilación térmica diaria

Las variaciones de insolación, debidas al diferente comportamiento térmico del día y la noche, se ponen de manifiesto en el ascenso y descenso rítmico de la temperatura del aire, denominado *ciclo diario*. La variación de la verticalidad de los rayos solares por el día es la causa del desigual reparto de la insolación durante las horas de luz, a la que hay que sumar la ausencia de radiación solar por la noche (figura. 2.12). La curva representativa de la radiación solar absorbida por el suelo es una línea parabólica, cuyo valor máximo se presenta al mediodía (momento en que la perpendicularidad de los rayos solares es mayor). Durante las horas centrales del día, cuando mayor es el excedente de radiación recibida, la temperatura del aire tiende a aumentar; por contra, por la noche, la atmósfera cede calor a la superficie y la temperatura del aire tiende a disminuir. Examinando el

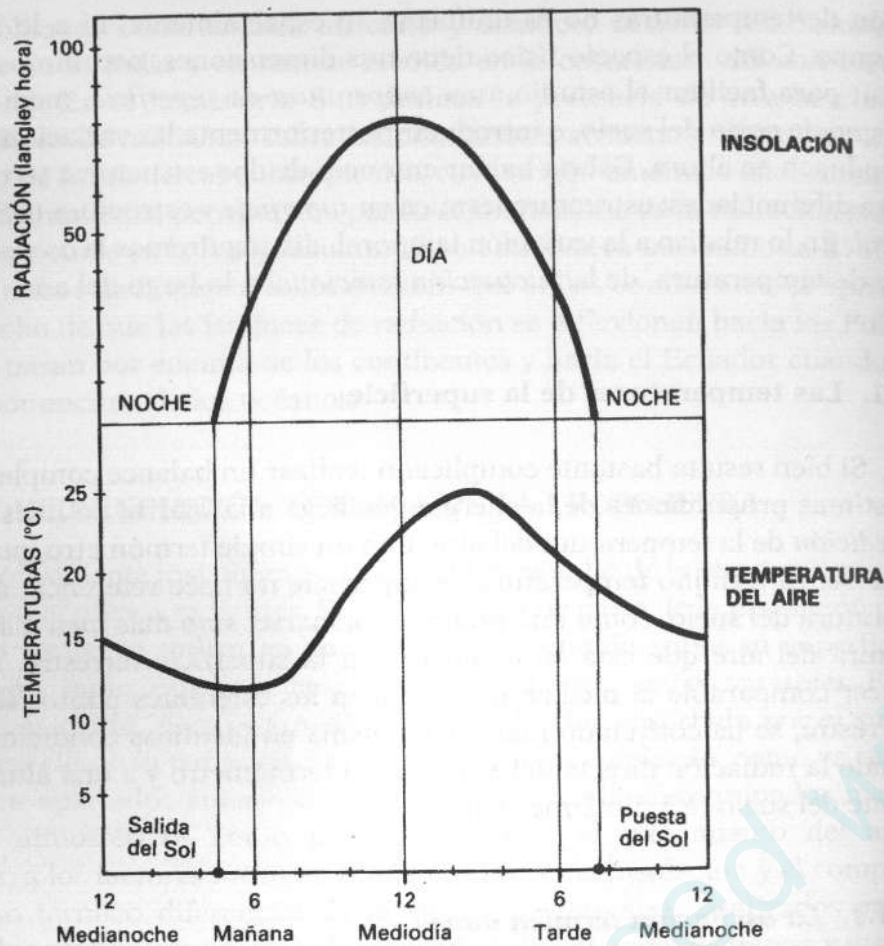


Figura 2.12. Ciclos diarios de la temperatura de superficie y la insolación terrestre.

perfil del ciclo diario de temperatura del aire, observamos un cierto desfase respecto al máximo de la insolación. Este desfase es producto de la *inercia térmica* de la superficie terrestre, lo que explica que la temperatura máxima del aire se produzca unas horas más tarde, entre las 12 del mediodía y las 6 de la tarde. De igual manera, la temperatura mínima del día no se produce inmediatamente después de desaparecer la radiación solar. El aire va perdiendo progresivamente el calor almacenado y alcanza su temperatura más baja hacia las 6 de la mañana.

Temperaturas diarias

A lo largo de la oscilación térmica diaria, existen dos momentos clave, que definen las *temperaturas máxima y mínima del día*. En el caso de la figura 2.12, estos valores serían de 25 °C y 12 °C, respectivamente. Otros valores de interés a tener en consideración son la *amplitud térmica diaria* o distancia entre ambos valores extremos ($25\text{ °C} - 12\text{ °C} = 13\text{ °C}$) y la *temperatura media diaria*. Este último valor se suele calcular, aproximadamente, como valor medio de las dos temperaturas extremas. Cuando no se dispone de termómetros de máxima y mínima, instrumentos de medida que permiten obtener ambas temperaturas, mayor y menor, se suele tomar como temperatura media la registrada a las nueve de la mañana.

Los *factores geográficos y estacionales* son decisivos en el perfil de la oscilación térmica diaria. Así, la latitud y la estación del año desempeñan un papel fundamental. En las latitudes templadas, sobre todo en verano con ausencia de nubosidad, las diferencias térmicas entre los días y las noches son muy marcadas. Algo semejante ocurre en las altas montañas o en las regiones subtropicales desérticas, donde la debilidad de la protección atmosférica incrementa los valores de la amplitud. También la continentalidad juega a favor de hacer mayores las diferencias diarias de temperatura. Por contra, la presencia de los océanos o la existencia de capas nubosas de los países tropicales explican las débiles oscilaciones de temperatura a lo largo del día y la noche.

6.1.2. Las variaciones estacionales

La representación gráfica de las temperaturas medias mensuales a lo largo del año da lugar a una curva de temperaturas oscilatoria, con valores máximo y mínimo, semejante a la del ciclo térmico diario.

Temperaturas medias mensuales

Se define como la *temperatura media mensual* al valor promedio de las temperaturas medias de cada uno de los días del mes. Así, para calcular la temperatura media del mes de enero, tomaríamos los valores de las temperaturas medias de cada uno de los días del mes y su suma la dividiríamos por 31. Este valor puede hacer referencia a un año determinado o bien pueden tomarse los valores de muchos años para obtener, mediante su promedio, el valor representativo del mes de enero de la estación meteorológica de que se trate (en nuestro país, se toman los valores correspondientes a series de 30 años para definir las tendencias medias del clima).

Se denomina *régimen térmico* a la sucesión de los valores de las temperaturas medias mensuales, correspondientes a los doce meses del año. Los regímenes térmicos estacionales están estrechamente relacionados con las variaciones de la radiación solar recibida a lo largo del año. Como ocurría en el ciclo diario de las temperaturas, existe también un desfase entre el momento en que la insolación adquiere su valor máximo (solsticio de verano) y el momento en que se produce la *temperatura máxima mensual* (figura 2.13). La absorción de los rayos solares por el suelo y su calentamiento posterior, durante los primeros días del verano, provoca un retraso aproximado de un mes, respecto al instante de máxima emisión de calor del suelo al aire. Este desfase suele ser aún superior en los océanos, debido a que las masas marinas aún se calientan más lentamente que las masas continentales. El desfase se vuelve a reproducir durante el invierno y los meses de temperaturas más bajas corresponden a los meses de enero o febrero y no al momento de mínima insolación (solsticio de invierno).

La *latitud* es el factor predominante de la fluctuación térmica anual. En las latitudes medias y altas, la curva de las temperaturas medias mensuales presenta una variación más marcada y es donde la *amplitud térmica anual* (diferencia entre las temperaturas del mes más cálido y del mes más frío) es superior. Quizás, la excepción a esta afirmación se presente en los regímenes oceánicos, donde la acción suavizante del mar amortigua la oscilación.

En la zona intertropical, los contrastes estacionales son suaves, apenas remarcados por el paso del Sol por el cenit del lugar. Estas variaciones aún se presentan menos marcadas en los regímenes ecuatoriales.

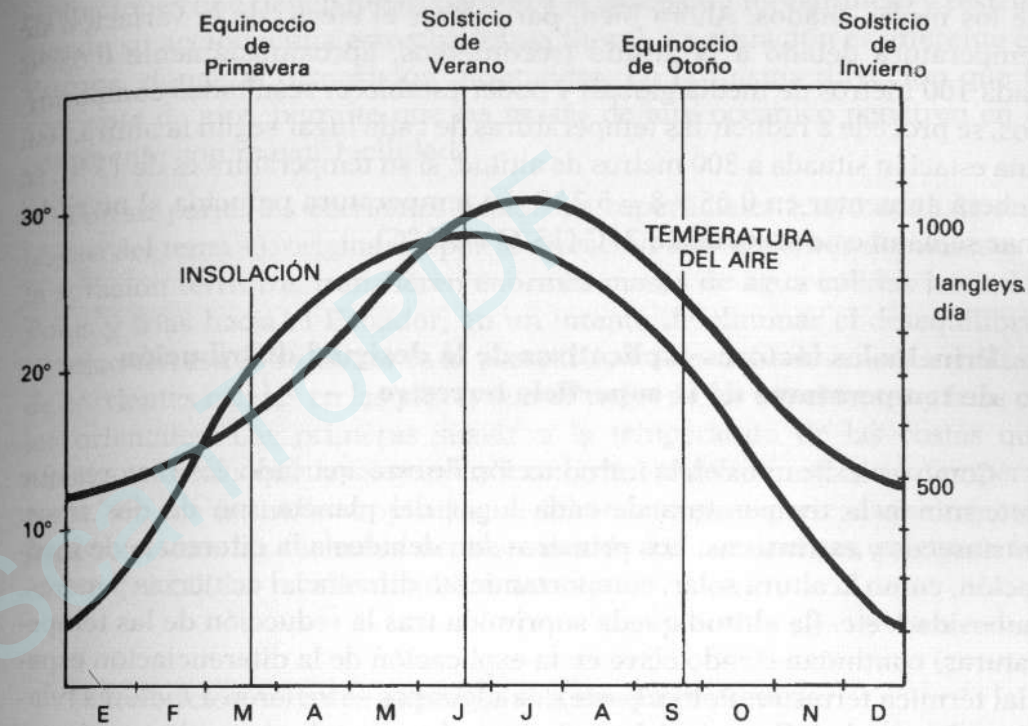


Figura 2.13. Ciclos anuales de la temperatura de superficie y la insolación terrestre.

6.1.3. La distribución de temperaturas sobre la superficie del globo terrestre

El estudio de la distribución térmica en la superficie terrestre se facilita mediante el *mapa de isotermas*. Las isotermas son líneas que unen puntos con el mismo valor de temperatura. Estos valores representan observaciones hechas para toda una zona, en un mismo instante, o valores medios para un período de muchos años, correspondientes a un cierto día o un cierto mes del año, según el fin al que se destine el mapa.

Los mapas de isotermas de *enero* y *julio* (realizadas con los valores medios de cada mes) ilustran los rasgos más importantes de la distribución mundial, mediante líneas que conectan los puntos de idéntica temperatura

de los meses citados. Ahora bien, para evitar el efecto de la variación de temperatura debido a la altitud (recordemos, aproximadamente $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 metros de media global) y poder establecer resultados comparativos, se procede a reducir las temperaturas de cada lugar según la altura. Así, una estación situada a 800 metros de altitud, si su temperatura es de $13\text{ }^{\circ}\text{C}$, se deberá aumentar en $0,65 \times 8 = 5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. La temperatura reducida al nivel del mar será, en este caso, de $18,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($13\text{ }^{\circ}\text{C} + 5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Principales factores explicativos de la desigual distribución de temperaturas de la superficie terrestre

Como ya indicamos en la introducción de este apartado, los factores que determinan la temperatura de cada lugar del planeta son de dos tipos: intrínsecos y extrínsecos. Los primeros son debidos a la diferencia de insolación, como la altura solar, comportamiento diferencial de tierras y mares, nubosidad, etc. (la altitud queda suprimida tras la reducción de las temperaturas) continúan siendo clave en la explicación de la diferenciación espacial térmica terrestre. Por su parte, los segundos se refieren a factores relacionados con la influencia del *movimiento de masas de aire* y a las *corrientes oceánicas*. De esta manera, se transfieren las propiedades térmicas de determinados lugares de origen a los lugares de destino.

Las condiciones climáticas no se forman, por tanto, exclusivamente en el lugar donde se manifiestan los efectos térmicos. Así, una región continental puede estar afectada por masas de aire marítimas, si una vez formadas en el océano, penetran, posteriormente, empujadas por los vientos. Nos encontramos, en consecuencia, con masas de aire foráneas que comunican sus propiedades a los lugares por donde se van desplazando. El movimiento más importante sobre nuestro planeta es la corriente de aire de dirección Oeste-Este que tiene lugar en la franja de las latitudes medias (30° a 60° latitud). La parte occidental de los continentes es invadida por masas de aire marítimas, originando inviernos más templados y veranos más frescos, mientras que en las costas orientales, las masas de aire han perdido sus primitivas propiedades, continentalizándose. Sin embargo, no todas las masas de aire penetran en los continentes con la misma facilidad. Las cordilleras occidentales de América actúan a modo de barrera, desecando las masas de aire procedentes del mar (por las pre-

cipitaciones que tienen lugar, debido a la ascensión topográfica) y restringiendo su acción a una estrecha franja litoral. La situación es diferente en Europa, donde la disposición montañosa, en la misma dirección que la corriente de aire, permite que las masas de aire oceánico penetren en el continente con mayor facilidad.

Por su parte, las corrientes oceánicas superficiales (cuyo análisis será objeto del tema 4), originadas por la dirección de los vientos dominantes y la rotación terrestre, transfieren enormes masas de agua cálidas hacia los Polos y frías hacia el Ecuador, en un intento de eliminar el desequilibrio térmico terrestre. Su efecto es la presencia, en las latitudes medias y altas, de corrientes cálidas en las partes occidentales de los continentes y frías en las orientales. Las primeras suavizan la temperatura de las costas que bañan, mientras que las segundas hacen descender aún más sus temperaturas. En las latitudes tropicales, el fenómeno se invierte; las corrientes frías refrescan las fachadas occidentales de los continentes, mientras las corrientes cálidas recalientan las orientales.

Distribución térmica superficial a escala planetaria

Estamos ya en condiciones de analizar la influencia de los distintos factores en la distribución térmica terrestre. En las figuras 2. 14 y 2. 15, se representan los mapas de isotermas de las temperaturas reducidas al nivel del mar, correspondientes a los meses de enero y julio. En primer término, puede apreciarse cómo las isotermas presentan un cierto paralelismo zonal y una gradación progresiva en sentido descendente, desde el Ecuador hacia los Polos. Este hecho no es sino un fiel reflejo del carácter zonal del fenómeno de la radiación absorbida por la superficie terrestre como consecuencia de la insolación. El desplazamiento relativo hacia el Norte (mes de enero) o hacia el Sur (mes de julio) de las isotermas manifiesta la influencia estacional.

El paralelismo de las isotermas, en el sentido de los paralelos, se aprecia mejor en el hemisferio Sur que en el Norte. La mayor superficie de los continentes en el hemisferio septentrional introduce profundas modificaciones, por el *contraste tierra-mar* y el papel regulador térmico de los océanos. Así, las isotermas del mes de enero aparecen desviadas hacia el Sur sobre el continente y hacia el Norte sobre el océano, o dicho de otra mane-

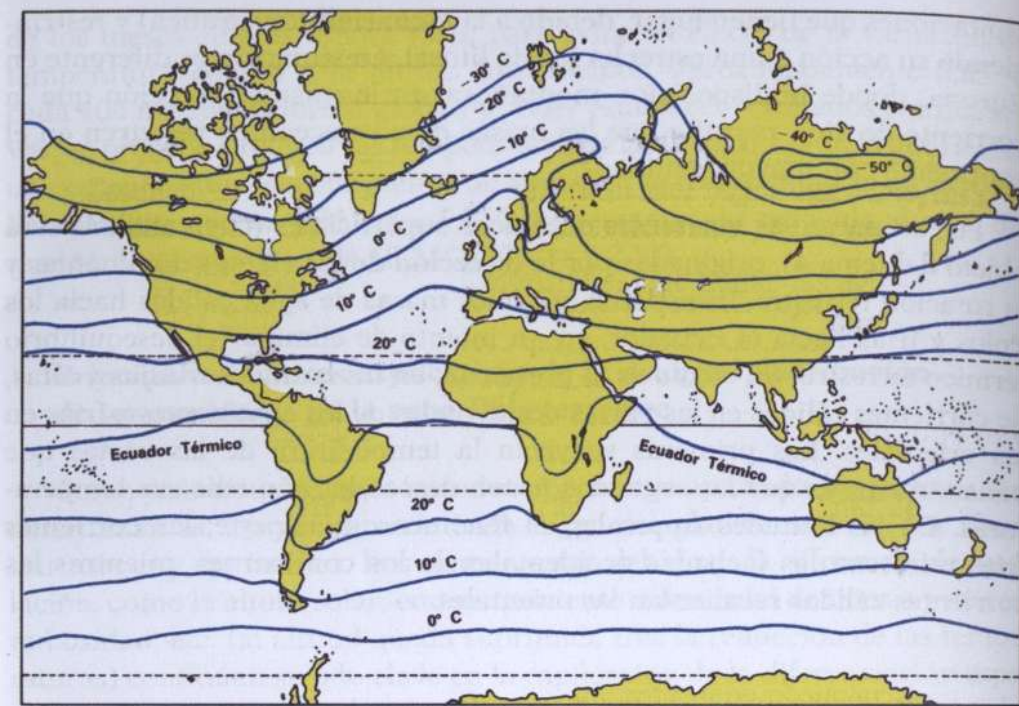


Figura 2.14. Distribución de las temperaturas medias del mes de enero sobre la superficie del globo terrestre.

ra, sobre un mismo paralelo, las temperaturas son más elevadas en el mar y más bajas en los continentes. En el mes de julio, sucede lo contrario y la isoterma se desplaza hacia el Norte en el continente.

El peso de la *continentalidad* se refleja en la existencia de áreas delimitadas por isotermas que se cierran, manifestando o muy bajas temperaturas en invierno (sobre la zona de Siberia) o muy altas temperaturas en verano (Sahara y Asia Central). Además, puede apreciarse cómo la línea de mayor temperatura o ecuador térmico no coincide con el ecuador geográfico. La masividad continental del hemisferio Norte desplaza el ecuador térmico en latitud durante el mes de julio en mucha mayor proporción que la que se produce en el mes de enero en el hemisferio Sur.

La *penetración de aire marítimo* hacia el interior de los continentes en las latitudes medias, fundamentalmente en el hemisferio Norte, introduce

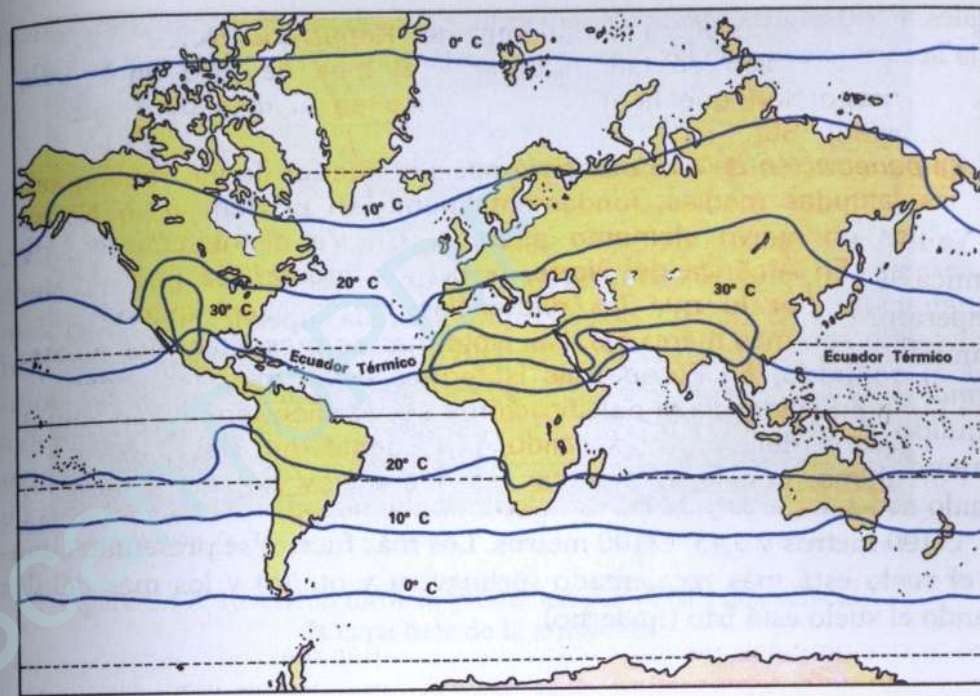


Figura 2.15. Distribución de las temperaturas medias del mes de julio sobre la superficie del globo terrestre.

un nuevo elemento diferencial en la distribución de las isotermas. En América del Norte, la barrera montañosa impide esta penetración, por lo que las diferencias térmicas en latitud en el continente son más marcadas. Las isotermas se presentan más juntas. Por el contrario, en Europa, las isotermas están más separadas, lo que pone en evidencia la *dulcificación* y *suavización térmica* en latitud por la acción del aire, más cálido, procedente del mar.

Por último, conviene remarcar las diferencias existentes para un mismo océano, o continente, entre las *fachadas orientales* y *las occidentales*. Este hecho se aprecia, fácilmente, comparando los valores de las temperaturas correspondientes a dos estaciones meteorológicas situadas en la misma latitud. En las latitudes altas, las costas occidentales de los continentes (u orientales de los océanos) mantienen una temperatura más elevada que las costas orientales continentales (u occidentales de los océanos). En las regiones tro-

picales, la disimetría térmica se invierte. Este fenómeno es la consecuencia de la acción térmica de las corrientes marinas sobre las costas que bañan.

6.1.4. La estructura térmica en altura

Ya tuvimos ocasión de expresar en el apartado 2.1, cómo la estructura térmica de la troposfera en altura muestra un descenso casi constante de la temperatura, a medida que nos elevamos sobre la superficie terrestre. Esta disminución o gradiente térmico negativo se denomina *gradiente vertical normal de la temperatura* y suele moverse habitualmente en valores comprendidos entre $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, cada 100 metros de elevación. Los valores extremos alcanzados por el gradiente aún pueden ser superiores, dependiendo de los lugares y de las estaciones, habiéndose observado valores de $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100$ metros y $0,75\text{ }^{\circ}\text{C}/100$ metros. Los más fuertes se presentan cuando el suelo está más recalentado (primavera y otoño) y los más débiles cuando el suelo está frío (invierno).

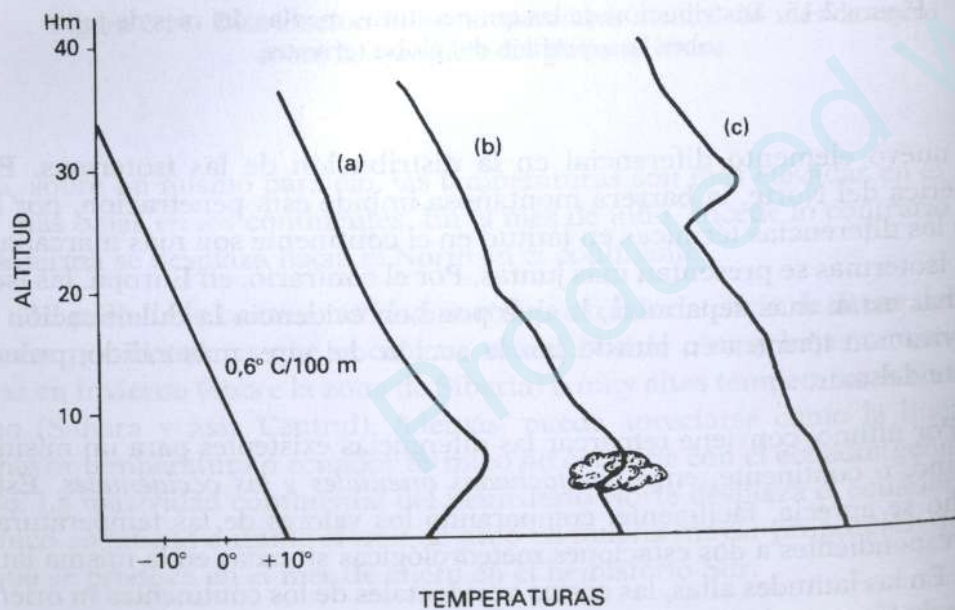
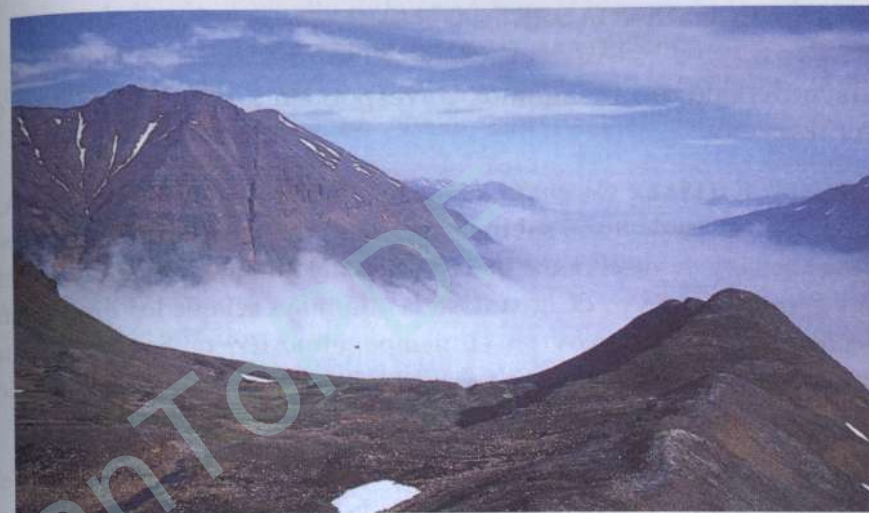


Figura 2.16. Inversiones térmicas en el gradiente vertical de la troposfera.



Fuente: WAUGH, D. (1995).

Figura 2.17. Inversión térmica producida por déficit de radiación en la capa baja de la atmósfera.

Una de las circunstancias que transforma las condiciones normales del gradiente térmico es el calentamiento o enfriamiento muy pronunciados de la superficie terrestre. Por la noche, debido a la ausencia de radiación solar, el aire en contacto con el suelo se encuentra más frío que el de la parte superior, produciéndose lo que se denomina una *inversión térmica* (figura 2.16, detalle a). Un fenómeno similar puede producirse por causas diferentes; así, una formación nubosa de poca altura o la presencia de un mar de nubes en los valles montañosos explican el déficit de radiación de las capas bajas de la atmósfera (figura 2.16, detalle b y figura 2.17). La inversión térmica también puede producirse por la existencia de masas de aire, en contacto, de diferente naturaleza (figura. 2.16, detalle c).

LECTURAS RECOMENDADAS

Las lecturas que recomendamos corresponden a las obras que se detallan a continuación:

DURAND-DASTÉS, F. (1982): *Geografía de los aires*. Editorial Ariel, Barcelona, 336 páginas. Libro introductorio sobre la atmósfera terrestre y las principales propiedades del aire desde el punto de vista climático. Analiza, de manera detallada, los grandes dominios de la atmósfera y la influencia de los diversos factores cósmicos y geográficos en el tiempo atmosférico, en un intento de establecer los regímenes térmicos y de precipitación, básicos en la definición de los distintos climas existentes sobre la superficie terrestre.

MCKNIGHT, T. L. y HESS, D. (2002): *Physical Geography*. Prentice Hall, New Jersey, 629 páginas. Manual dedicado al estudio de la Geografía Física, editado en lengua inglesa, abarca los diferentes aspectos de un texto de esta naturaleza (análisis de la atmósfera, hidrosfera, litosfera y biosfera). Libro muy completo, con figuras muy didácticas de elevada calidad, que ayudan a comprender los complejos fenómenos del medio natural. Los capítulos 3 y 4 están dedicados al estudio de estructura y composición de la atmósfera y los procesos de calentamiento terrestre a partir de la energía recibida del Sol.

PLANS, P.; FERRER, M.; DERRUAU, M.; ALLIX, J. P. y DACIER, G. (1993): *Geografía Física Geografía Humana*. EUNSA, Pamplona, 802 páginas. Manual de Geografía General, elaborado de manera muy didáctica, que puede servir para ampliar las explicaciones expuestas en estas Unidades Didácticas. Los temas 6 y 7 están dedicados al estudio de la naturaleza y propiedades de la troposfera y la Geografía de las temperaturas, donde se analizan los principales factores que influyen en el desigual reparto térmico terrestre. Todos los temas incluyen dos apartados que pueden resultar muy útiles, sobre lecturas y complementos del contenido expuesto y la realización de trabajos prácticos, con el objeto de facilitar la comprensión de la materia estudiada.

STRAHLER, A. N. y STRAHLER A. H. (1997): *Geografía Física*. Ediciones Omega, Barcelona, 550 páginas. Manual clásico de Geografía Física, que destaca por su abundante información, la claridad expositiva de sus autores y la gran cantidad de esquemas y elementos gráficos disponibles. Posiblemente, supera el nivel medio exigible en este curso, aunque puede ayudar a aquellos alumnos que buscan disponer de información suplementaria sobre los complejos mecanismos que hacen del medio físico una realidad global e integrada. Los capítulos 3, 4 y

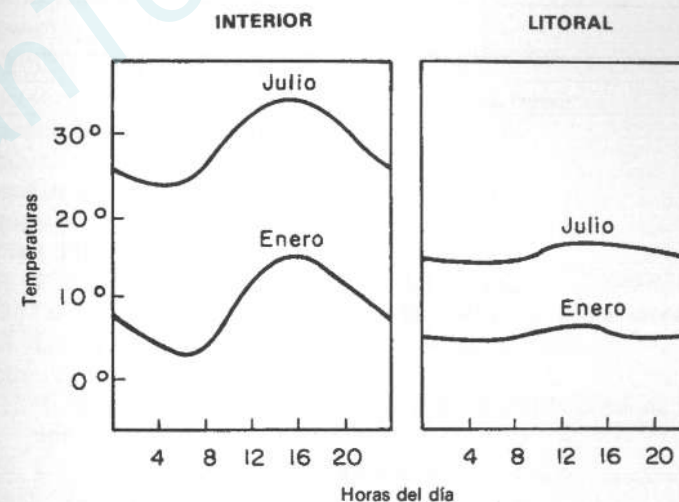
5 se han dedicado al estudio de la atmósfera, el balance de la radiación terrestre y el calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre. Puede resultar útil, para los alumnos ávidos de explicaciones complementarias, si se emplea como material de consulta que amplíe aspectos parciales estudiados en estas Unidades Didácticas.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- A partir de los datos de las temperaturas máximas y mínimas de los observatorios de la Península Ibérica, extraídos de la información sobre el mapa del tiempo en un periódico que lea habitualmente, obtenga los valores de las temperaturas medias y representelos en un mapa de isotermas. A continuación, intente considerar cuales son los factores que puedan explicar las diferencias observadas.
- Vea el DVD didáctico elaborado por el equipo docente de la asignatura, denominado *La dinámica atmosférica. Interpretación de los mapas del tiempo* e intente comprender los factores explicativos del desigual reparto de la radiación solar sobre la superficie de la Tierra.
- A partir de un atlas, observe, detenidamente, el mapa temático de la distribución de temperaturas a escala mundial e intente deducir los factores explicativos de las diferencias existentes.

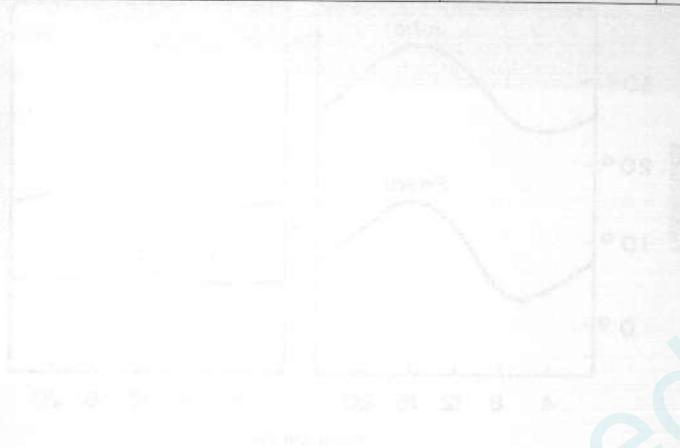
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

- 1) ¿Qué masa de aire tiene mayor humedad relativa, una que contenga 6,5 gramos por m³ de aire a 10° C u otra que contenga 10 gramos por m³ a 20 °C?
- 2) Los ciclos de la figura representan la variación diurna de la temperatura del aire en enero y julio, en dos localidades situadas en el interior del continente y el océano. ¿Qué factores determinan las variaciones térmicas observadas?



- 3) ¿Por qué motivo no es la zona ecuatorial, pese a que la incidencia de los rayos solares es máxima, donde se produce la mayor insolación terrestre?
- 4) ¿Cuál es el efecto que producen las corrientes marinas sobre la horizontalidad de las isotermas a escala mundial?
- 5) La energía solar media, recibida en diversos puntos del planeta de diferente latitud, en diciembre y junio, es la expresada en la tabla adjunta. ¿Cuáles son los factores principales que explican las diferencias observadas? ¿A qué zona climática pertenecería cada uno de ellos?

Lugar	Latitud	Energía (calorías/cm ² · día)	
		Diciembre	Junio
Yangami	1°	373	397
Dakar	15°	470	580
Calcuta	22°	501	817
Santa María (California)	35,5°	235	651
Madrid	40,4°	155	606
Bruselas	51°	47	441
Estocolmo	59°	18	517



Tema 3

Elementos y factores climáticos II.
La presión y la humedad atmosféricas

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

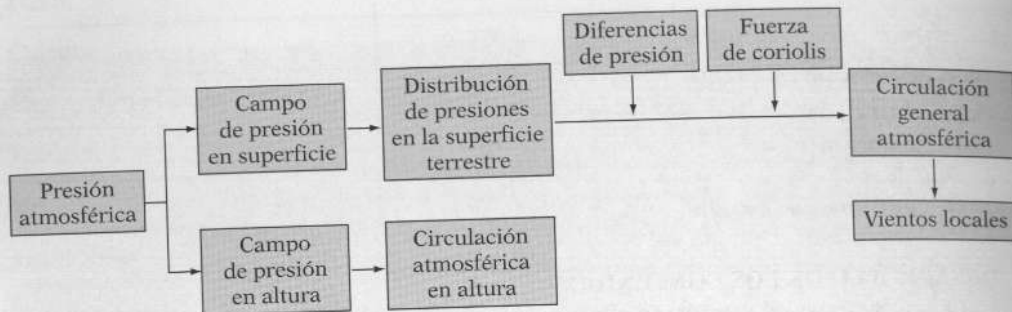
1. Las variaciones de presión en el seno de la atmósfera terrestre
 - 1.1. El campo de presión en superficie
 - 1.2. El campo de presión en altura
 - 1.3. Causas de las diferencias de presión atmosférica
2. Los vientos y la circulación atmosférica
 - 2.1. Análisis dinámico del movimiento del aire
 - 2.1.1. El movimiento del aire debido a las diferencias de presión
 - 2.1.2. La fuerza aparente de Coriolis y la desviación de los vientos
 - 2.1.3. Los movimientos de convergencia y divergencia
 - 2.2. La circulación general atmosférica
 - 2.2.1. El mapa de la distribución de presiones y el sistema de vientos dominantes en la superficie terrestre
 - 2.2.2. La circulación atmosférica en altura
 - 2.3. Los vientos locales
3. La humedad atmosférica
 - 3.1. El ciclo hidrológico del agua en la naturaleza
 - 3.2. La evaporación
 - 3.3. Condensación y precipitación
 - 3.3.1. Los mecanismos de saturación
 - 3.3.2. Los tipos de ascendencias
 - 3.3.3. Condensación y formación de nubes. Los mecanismos de precipitación
 - 3.4. La distribución de las precipitaciones en la superficie terrestre
 - 3.4.1. El desigual reparto sobre la superficie
 - 3.4.2. Las variaciones estacionales
4. Las zonas climáticas

LECTURAS RECOMENDADAS

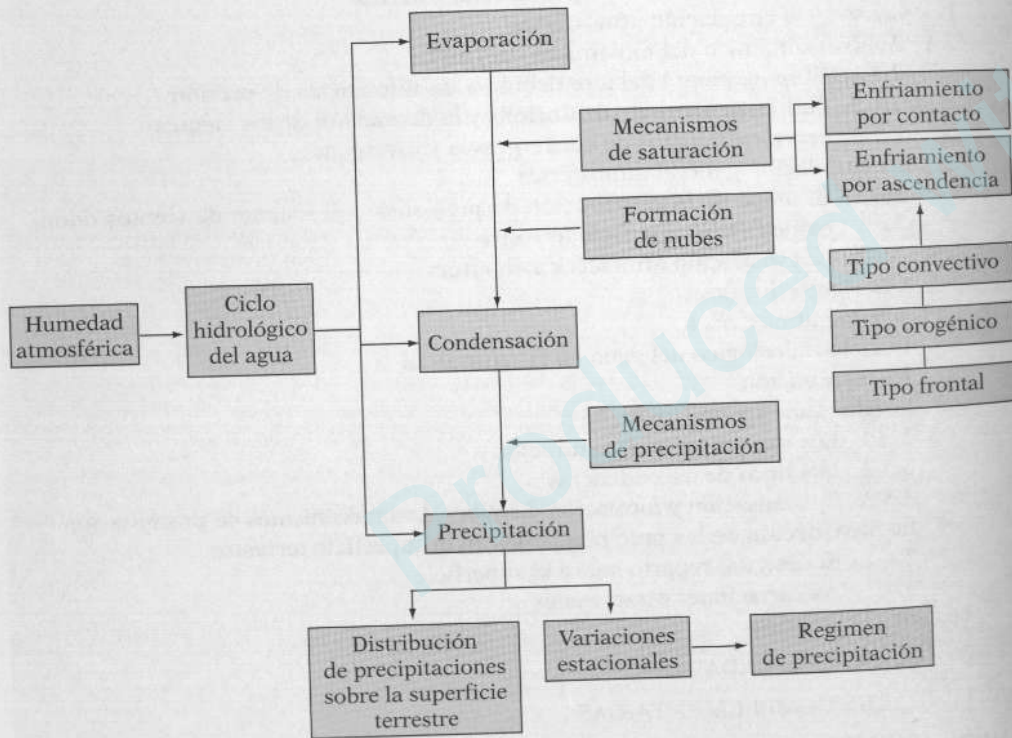
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA



LA HUMEDAD ATMOSFÉRICA



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

Dedicamos este tema al estudio de los otros dos elementos climáticos fundamentales: la presión y la humedad atmosféricas. Las diferencias de presión son el punto de partida del movimiento del aire. La ausencia de homogeneidad en la distribución de la presión atmosférica tiene un doble origen, térmico y dinámico: el diferente caldeoamiento y enfriamiento de áreas vecinas y el aire en movimiento. Comenzamos la exposición por el campo de presión en superficie. Así, de manera general, definimos los conceptos de *individuos isobáricos*, *centros de acción* (*anticiclones* y *depresiones*) a partir de los mapas de *isobaras* (líneas de igual presión) y, a continuación, la *dinámica del aire* por las fuerzas que originan su movimiento: *gradiente de presión* (de las altas a las bajas presiones) y *rotación* de la Tierra. En una fase posterior, pasando de lo general a lo particular, analizamos el esquema de la *circulación atmosférica* terrestre, en superficie y altura, a través de los mapas de distribución de presión y el sistema de vientos que producen, concluyendo con la exposición de los vientos locales, generados por condiciones geográficas particulares.

La segunda parte del tema está dedicada al análisis de la *humedad* y la *precipitación* atmosféricas. El agua es el elemento más versátil de todos los que integran la atmósfera terrestre. Su facilidad para cambiar de estado origina el ciclo hidrológico, con tres fases fundamentales desde el punto de vista climático: *evaporación-condensación-precipitación*. Si la fuente de energía de la máquina terrestre es el Sol, el fluido de trabajo es el agua y la caldera de alimentación el mar. El agua se evapora y pasa a formar parte de la atmósfera en estado de vapor. Para que el agua vuelva a la superficie terrestre (en estado líquido o sólido) debe condensarse, circunstancia que se consigue al alcanzar la saturación. El mecanismo principal que conduce a la *saturación* es el *enfriamiento adiabático*, que tiene lugar por el ascenso

de una masa de aire. Las causas que lo originan están relacionadas con factores de tipo geográfico (aire en movimiento que se encuentra con un *obstáculo montañoso*), o bien con el calentamiento terrestre (*ascenso convectivo*) y ascenso *ciclónico* o *frontal*. La última fase, la del regreso del agua atmosférica a la superficie terrestre, es la precipitación. Las minúsculas gotas condensadas en forma de nieblas y nubes pueden agruparse en gotas de mayor tamaño, cayendo por efecto de la gravedad en forma de lluvia, nieve o granizo.

2. OBJETIVOS

- Identificar, sobre un mapa de presiones en superficie, los principales individuos isobáricos (anticiclones, borrascas, etc.).
- Conocer el significado de los mapas de presión en altura, representados por las isohipsas.
- Comprender el viento, como movimiento del aire causado por diferencias de presión. Deducir su intensidad, dirección y sentido respecto a las líneas isobaras.
- Conocer la situación de los principales centros de acción a nivel planetario y el esquema global de la circulación atmosférica.
- Conocer las fases fundamentales del ciclo hidrológico: evaporación, condensación y precipitación, así como su relación con los cambios de estado.
- Comprender el mecanismo de la evaporación del agua a la atmósfera y los factores que lo favorecen.
- Conocer los principales mecanismos de saturación de aire atmosférico, con especial incidencia en el enfriamiento adiabático por ascendencia (orográfica, térmica y frontal).
- Conocer el mecanismo de la condensación del vapor de agua y la formación de las nubes.
- Conocer el mecanismo de la precipitación y sus tipos (nieve, granizo, lluvia).
- Comprender cómo influyen los diversos factores (geográficos y climáticos), en la desigual distribución de la precipitación a escala mundial.

- Comprender el concepto de régimen de precipitación, como variación de la misma a lo largo del año. Conocer su representación gráfica, mediante un histograma de frecuencias.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

El segundo elemento climático a considerar es la presión atmosférica. Su importancia se deriva de que las diferencias de presión, en el seno de la atmósfera, son las desencadenantes de los vientos, lo que origina el desplazamiento del aire. Este movimiento debe interpretarse en sentido horizontal y vertical. Por este motivo, el alumno debe ser capaz de interpretar un mapa de presiones en superficie (representado por isobaras o líneas de igual presión), con el objeto de comprender como se moverá el aire (de las altas a las bajas presiones), y las isohipsas en superficies de presión homogéneas en altura. Se debe tener muy en cuenta el efecto Coriolis (desviación del aire por el movimiento de la Tierra), cuya principal consecuencia es que el aire siga una trayectoria aproximada a la dirección de las isobaras, en vez de perpendicular a las mismas. Finalmente, el alumno debe centrar su atención en la distribución de las presiones en el conjunto de la superficie terrestre (de naturaleza zonal), su origen (térmico, como en el Ecuador, o dinámico, como en las áreas subtropicales) y los principales vientos que existen según la latitud.

Otros dos aspectos de interés a considerar son: la relación que existe entre los movimientos del aire en altura (Jet-Stream) y la distribución de presiones en superficie, y la existencia de vientos locales, cuya génesis es diferente a la de los vientos a nivel planetario, y que se deben a factores regionales o locales.

El segundo elemento climático objeto de estudio es la humedad del aire, de gran importancia, ya que es la causa de las precipitaciones. Debe centrarse el alumno en comprender el denominado ciclo hidrológico del agua en la naturaleza, ya que supone la existencia de un conjunto de mecanismos atmosféricos concatenados (evaporación-condensación-precipitación) que explican cómo el agua presente en la atmósfera pasa a las nubes y vuelve a la superficie terrestre al precipitar sobre ella.

Como en el caso de la temperatura, es importante conocer cómo se mide la precipitación y el cálculo de la precipitación media mensual y del régi-

men de precipitación, a partir del conocimiento de la precipitación diaria. Además, se debe intentar comprender los factores explicativos de la existencia de áreas secas y húmedas, lo que permite poder interpretar la diferente distribución de precipitaciones existente sobre la superficie terrestre.

El último concepto a considerar es el de zona climática, de naturaleza latitudinal, entendido como una extensa franja de la superficie terrestre, comprendida entre dos planos paralelos al Ecuador, que destaca por sus propiedades homogéneas respecto a la circulación atmosférica y al comportamiento térmico, lo que hace que puedan diferenciarse en la corteza terrestre tres grandes áreas climáticas muy similares (cálida, templada y fría).

4. PALABRAS CLAVE

Isobara. Anticiclón. Depresión o Borrasca. Vaguada. Dorsal. Centro de acción. Gradiente de presión. Fuerza de Coriolis. Doldrums. Vientos alisios. Línea de Convergencia Intertropical. Corriente en Chorro o Jet-Stream. Ciclo hidrológico del agua. Evaporación. Condensación. Precipitación. Saturación atmosférica. Enfriamiento adiabático del aire. Enfriamiento del aire atmosférico por contacto. Enfriamiento del aire atmosférico por ascendencia. Efecto foehn. Cúmulo. Nubes estratiformes. Isoyetas. Precipitación media mensual. Régimen de precipitación.

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. LAS VARIACIONES DE PRESIÓN EN EL SENO DE LA ATMÓSFERA TERRESTRE

Ya hemos indicado que la presión, como elemento climático básico, es la causa del mecanismo que pone en movimiento el aire atmosférico. Este hecho está relacionado de forma directa con las diferencias de presión existentes, tanto sobre la superficie terrestre, como a una cierta altura. El interés del fenómeno nos aconseja detenernos, en primer lugar, en el estudio de la distribución de presiones en superficie y altura.

1.1. El campo de presión en superficie

Antes de comparar las presiones existentes en los diversos puntos de la superficie terrestre, es imprescindible *eliminar la influencia* de dos elementos perturbadores:

1. La *altitud*, introduciendo una corrección que tenga en cuenta la variación de presión con la altura, refiriendo todos los valores al nivel del mar.
2. Las *oscilaciones diarias de presión*, debidas a las fluctuaciones de la temperatura a lo largo del día.

La medición de la presión se obtendría, de esta manera, a una hora fija del día, incrementando 11 milibares de presión por cada 100 metros. Por ejemplo, una presión de 980 milibares a 200 metros de altitud, se convertiría en una presión de 1.002 milibares al nivel del mar ($980 + (2 \times 11) = 1.002$).

La representación del campo de presión atmosférica en superficie se ve facilitada si unimos los puntos de igual presión (reducida a nivel del mar) mediante líneas, denominadas *isobaras*. El resultado no es en absoluto aleatorio y muestra la existencia de áreas con líneas cerradas de alta presión,

denominadas *anticiclones*, así como de otras similares pero de bajas presiones, denominadas *ciclones*, *depresiones* o *borrascas*. Para facilitar su identificación (aunque es fácil comprobar que, a medida que las isobaras se aproximan al centro, el valor aumenta en los anticiclones y disminuye en los ciclones) se escribe una A en el centro, en el caso de un área de alta presión, y una B (o D) en el caso de que sea de baja presión. En países con predominio del idioma inglés, estas letras son sustituidas por H (high) y L (low). También se utilizan respectivamente los signos + y -.

Por su semejanza con los mapas topográficos, donde las isolíneas unen puntos de igual altitud (curvas de nivel), las formas geométricas que aparecen en los mapas de presión reciben nombres similares. Así, nos referimos a una vaguada, dorsal, talweg, etc. En la *vaguada*, todo resulta como si se tratase de la mitad de una borrasca, con la isobara interior de valor de presión más reducido que la exterior. Por su parte, en la *dorsal*, también denominada *cuña anticiclónica*, sucedería lo contrario; la línea interior sería la de la presión más elevada. También cabe hablar de *pantano isobárico*, cuando el espacio de presión es confuso y poco diferenciado. Todos estos elementos (anticiclones, depresiones, dorsales, vaguadas, etc), de características similares, reciben el nombre de *individuos isobáricos* y a ellos es preciso referirse cuando se desea describir un mapa de presiones.

Las regiones de alta y baja presión no son fijas y varían su posición en el tiempo. Las primeras son, sin embargo, más *estables* y se desplazan lentamente de un día a otro, mientras que las depresiones presentan mayor movilidad o cambio de posición. Estos individuos isobáricos son, como veremos, muy importantes, ya que influyen definitivamente en el tiempo atmosférico y por lo tanto en el clima. Los centros de bajas presiones van asociados, en general, a *tiempo variable*, nuboso y productor de precipitaciones, mientras que las altas presiones van acompañadas de *tiempo estable*, seco y soleado. Por este motivo, se les conoce a ambas con el nombre de *centros de acción*. Para diferenciar dichas superficies, de alta y baja presión, conviene tomar como referencia la presión de 760 mm (1.015 milibares), presión normal al nivel del mar. Esta isobara separa, por tanto, las áreas de alta presión (que pueden alcanzar, e incluso superar el valor de 1.040 milibares) de las áreas de baja presión (que pueden tener valores de 980 milibares e incluso menos) (figura. 3.1).

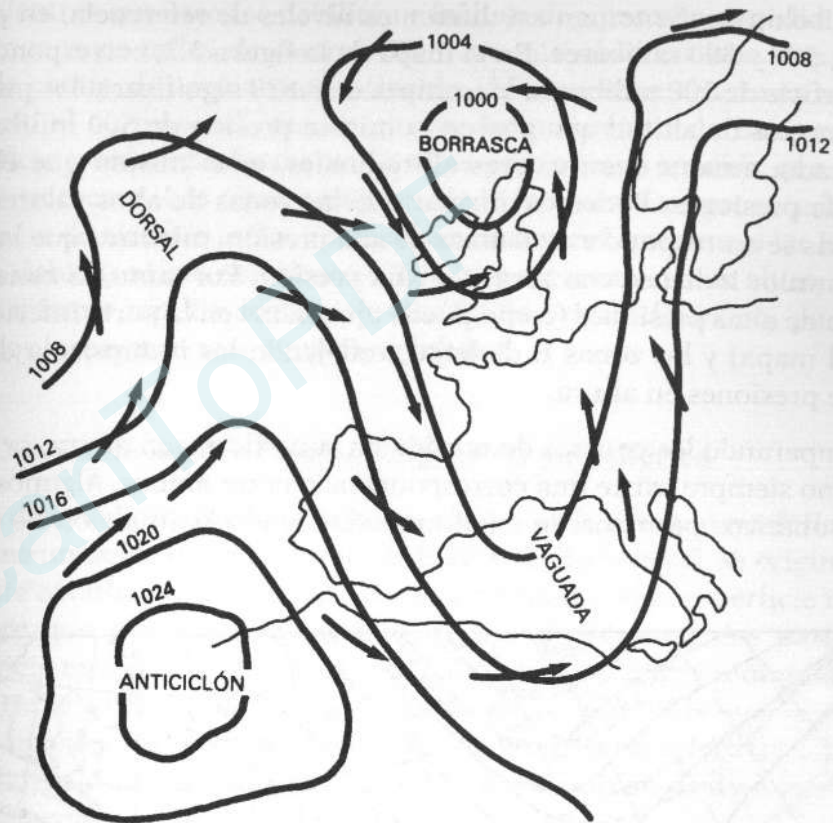


Figura 3.1. Mapa de presiones en superficie. Principales individuos isobáricos.

1.2. El campo de presión en altura

Generalmente, la estabilidad del campo de presión en superficie depende de la situación de la presión del aire en altura. Para obtener la información, la meteorología moderna dispone de aparatos para hacer sondeos en la atmósfera, obteniendo mediciones, incluso en grandes altitudes, de la temperatura, presión y humedad del aire.

Podría pensarse que la representación de la presión en altura se realizaría dibujando los mapas isobáricos a determinadas altitudes, en superficies paralelas a la esfera terrestre. Sin embargo, se ha optado por representar las isolíneas de altitud correspondientes a superficies isobáricas, es decir, superficies que tienen la misma presión atmosférica. Estas líneas se deno-

minan isohipsas. Se toman así diferentes niveles de referencia, en particular 700, 500 y 300 milibares. En el mapa de la figura 3.2, correspondiente a la superficie de 500 milibares, la isohipsa de 5.820 significaría los puntos de 5.820 metros de altitud que poseen la misma presión de 500 milibares. El significado, aunque sean valores altitudinales, es el mismo que el de un mapa de presiones. Podemos afirmar que las zonas de altos valores de las isohipsas se corresponden con áreas de alta presión, mientras que las zonas de bajo valor lo hacen con áreas de baja presión. Por tanto, la zona A será un área de altas presiones (como puede apreciarse en la parte inferior derecha del mapa) y las zonas B de bajas, reflejando las isohipsas la distribución de presiones en altura.

Comparando los campos de presión en superficie y en altura, se constata que no siempre existe una correspondencia entre ambos. Algunos individuos isobáricos permanecen en altura, reforzando la situación de superfi-

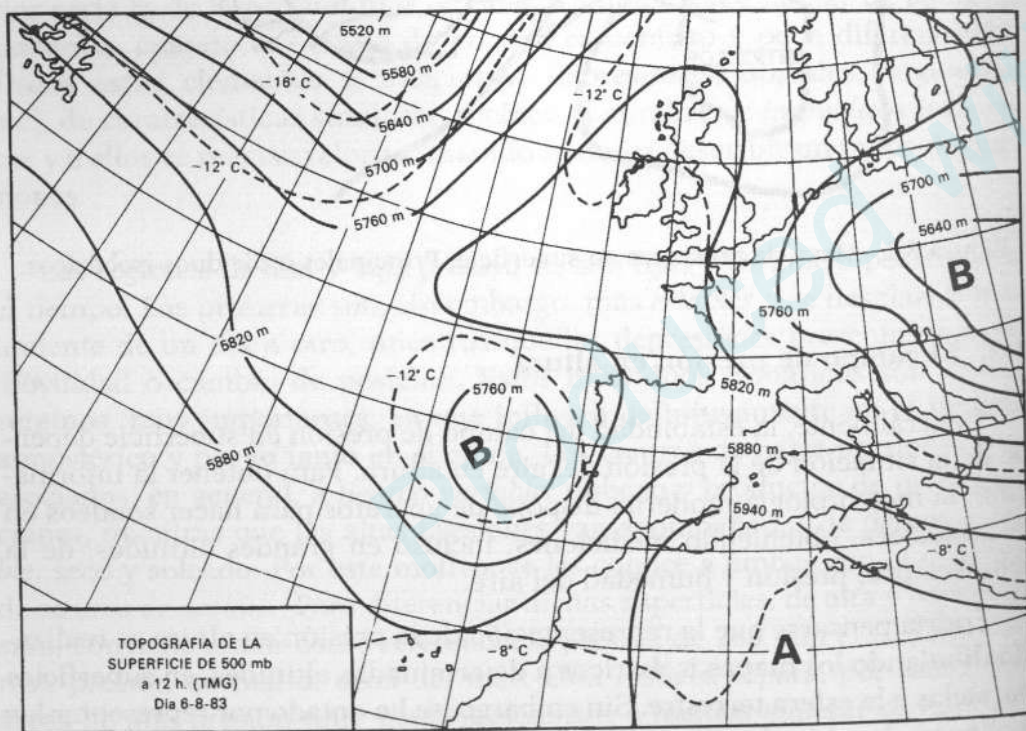


Figura 3.2. El campo de presión en altura (superficie de 500 milibares).

cie, mientras que otros se debilitan e incluso desaparecen a medida que nos elevamos unos miles de metros. Es frecuente observar una inversión del tipo de centro de acción predominante, de manera que varíe en superficie respecto al correspondiente en altura. Así, un centro de baja presión en superficie puede transformarse en altas presiones, a medida que ascendemos y viceversa. Las altas presiones de origen *térmico*, provocadas por la presencia de aire frío en los continentes durante el invierno, o las bajas presiones debidas al calentamiento del verano, desaparecen en altura. No ocurre lo mismo con los centros de acción de origen *dinámico*, pues, como veremos, presentan una mayor estabilidad.

1.3. Causas de las diferencias de presión atmosférica

La desigual distribución de las presiones en la masa atmosférica terrestre tiene un doble origen: *térmico* y *dinámico*. En general, se origina un sistema de *circulación térmica*, en áreas restringidas de la superficie terrestre, siempre que exista un calentamiento diferencial entre dos partes de la superficie terrestre; por ejemplo, entre tierra y mar, entre montaña y llanura, entre la gran ciudad y sus alrededores, o entre el bosque y el prado. Como consecuencia de las diferencias de temperatura debidas a la insolación diurna, se producen vientos locales que cambian de dirección cuando llega la noche.

Con ser importantes los factores de origen *térmico*, más definitivos son los de origen *dinámico*. En el caso de la circulación del aire a nivel del globo terrestre, la *corriente en Chorro* o *Jet Stream*, que tiene lugar a unos 12 kilómetros de altura, y que describiremos más detalladamente en otro apartado del tema, es la causa de los principales centros de acción que existen sobre la superficie. Es éste uno de los casos típicos, en los que una corriente de aire en movimiento determina una variación de la presión.

2. LOS VIENTOS Y LA CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA

Podemos considerar al *viento* como todo movimiento del aire, ocasionado por una diferencia de presión. Para describir el viento, al ser una magnitud de carácter *vectorial*, es preciso referirse a los dos elementos que la integran: su *intensidad* y su *dirección*. La dirección del

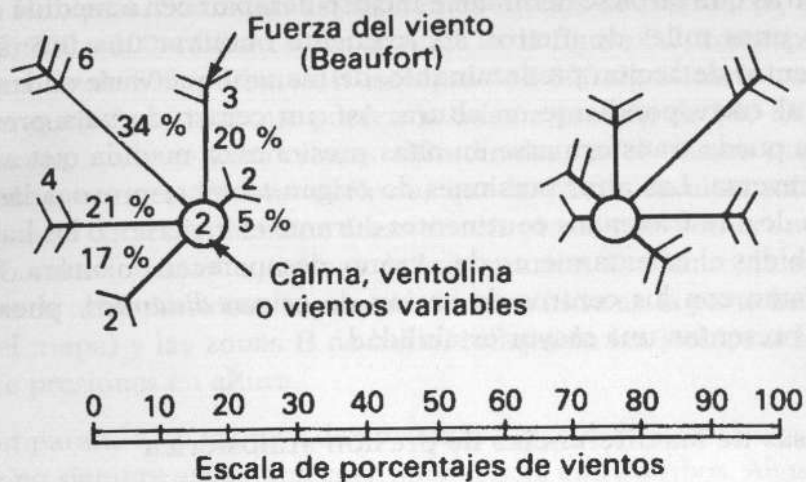


Figura 3.3. Fuerza y dirección del viento.

2.1. Análisis dinámico del movimiento del aire

El movimiento del aire, en intensidad y dirección, es la consecuencia de diversos factores que vamos a analizar de manera separada. En esencia, tanto su trayectoria como magnitud dependen de las diferencias de presión y del movimiento de rotación terrestre.

2.1.1. El movimiento del aire debido a las diferencias de presión

En el caso del aire, la fuerza motriz, causante del movimiento inicial, es debida a las diferencias de presión existentes en el campo de presión atmosférica terrestre. El movimiento horizontal del aire se establece, de acuerdo al campo de presión en superficie, desde los centros de alta presión o anticiclones hasta los de baja presión o ciclones. De acuerdo con ello, la dirección del viento debería ser perpendicular a las líneas isobaras (figura 3.4) y su intensidad o velocidad dependería de dos factores:

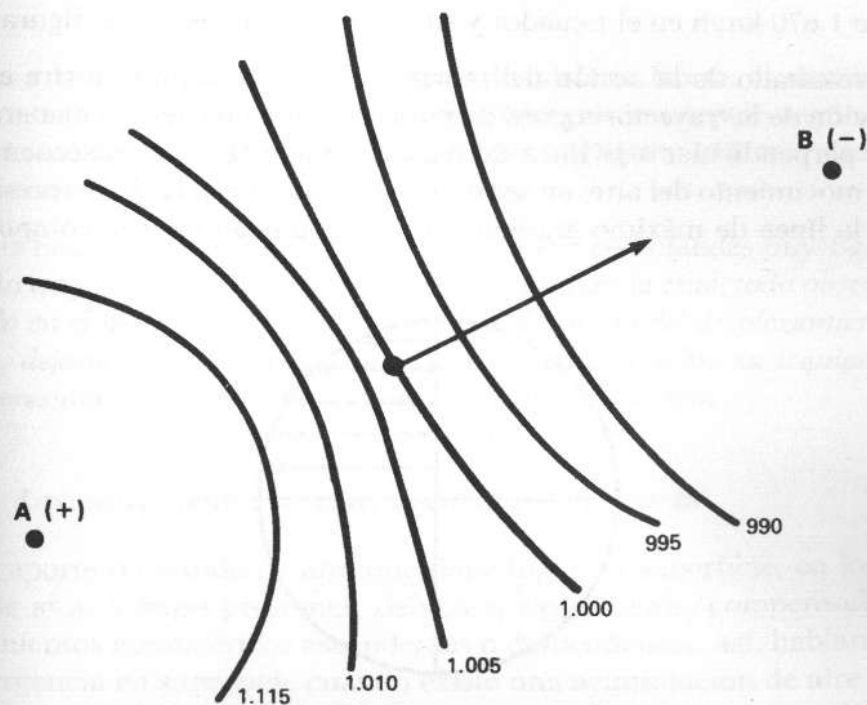


Figura 3.4. Dirección de la fuerza del viento, según el gradiente de presión.

Medida de la velocidad del viento

La velocidad del viento viene medida en *kilómetros por hora* o *millas por hora* (*nudos*). Durante mucho tiempo se utilizó una escala de números para referirse a la velocidad del viento. La escala de *Beaufort* fue ideada por un almirante de la marina británica en 1806. Comprendía 13 escalones, desde el nivel 0, denominado de viento en calma, hasta el nivel 12, huracán, pasando por posiciones intermedias, flojo (posición 3), fresco (posición 6), duro (posición 8), temporal (posición 10) y borrasca (posición 11). Hoy en día, se viene utilizando más directamente la velocidad en km/h o nudos. En los mapas meteorológicos, se han establecido símbolos convencionales para referirse, además de a la dirección, a la fuerza del viento.

1. Del *gradiente de presión* o *diferencia de presión por unidad de longitud*. Este gradiente se mide en milibares por grado de meridiano (la longitud correspondiente a éste es de 111 kilómetros). En general, podemos afirmar, que si las isobaras estuvieran muy próximas entre sí, la velocidad sería más elevada que si estuvieran separadas.
2. De la *densidad del aire*. A menor densidad, el aire pesaría menos y accionado por la misma fuerza se desplazaría más rápidamente.

2.1.2. La fuerza aparente de Coriolis y la desviación de los vientos

El *movimiento de rotación* de la Tierra, girando a una velocidad de un giro completo cada 24 horas, modifica sensiblemente la trayectoria aparente del viento. El movimiento constante de la Tierra hace que no seamos conscientes de los elevados valores alcanzados por la velocidad, variable, lógicamente, del Ecuador a los Polos, según su radio de giro. La velocidad lineal de un punto de la superficie terrestre se movería entre valores extremos de 1.670 km/h en el Ecuador y su valor nulo en los Polos (figura 3.5).

El resultado de la acción del movimiento de rotación terrestre es una desviación de la trayectoria prevista para el viento, que de esta manera deja de ser perpendicular a la línea de máximo gradiente. La consecuencia es que el movimiento del aire, en sentido de las altas hacia las bajas presiones, según la línea de máximo gradiente, se ve modificado por la componente

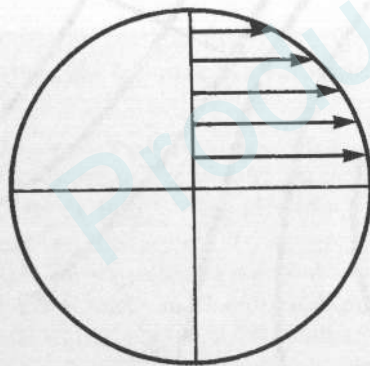


Figura 3.5. Variación de la velocidad de un punto de la superficie terrestre, según la latitud.

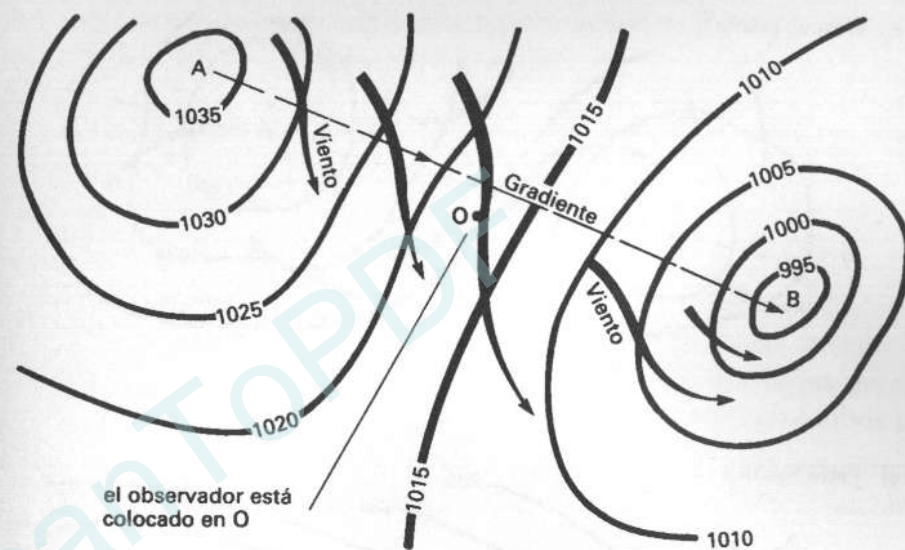


Figura 3.6. Inclinación del viento respecto a las isobaras en el hemisferio Norte.

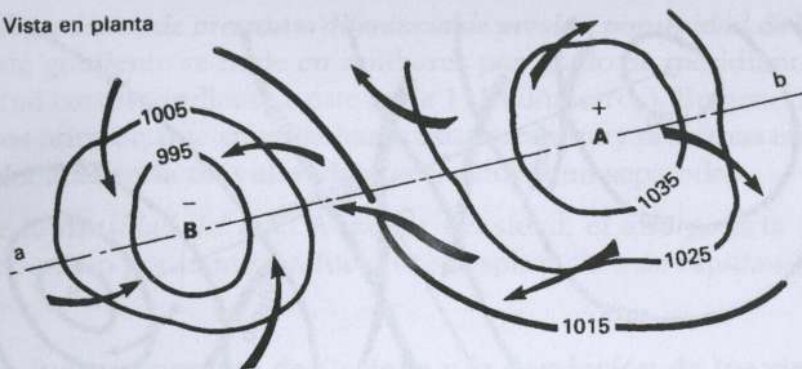
debida a la *fuerza de Coriolis*. Así, en el hemisferio Norte, el movimiento resultante del viento iría de las altas a las bajas presiones, pero según la trayectoria inclinada respecto a las líneas isobaras (figura 3.6), casi siguiendo la dirección de las mismas.

Este hecho ya fue observado por el meteorólogo holandés *BuysBallot*, lo que dio origen a la ley que lleva su nombre y según la cual, *todo observador situado en el hemisferio Norte, colocado en el sentido del desplazamiento del viento, dejaría sobre su derecha las altas presiones y sobre su izquierda las bajas presiones. Lo contrario ocurriría en el hemisferio Sur.*

2.1.3. Los movimientos de convergencia y divergencia

El aporte o pérdida de aire que tiene lugar en superficie, en los centros de altas y bajas presiones, debe ser, lógicamente, compensado con movimientos atmosféricos ascendentes o descendentes. Así, hablamos de convergencia en superficie cuando existe una acumulación de aire en un área limitada del espacio y divergencia, cuando existe una pérdida del mismo.

a) Vista en planta



b) Perfil según a-b

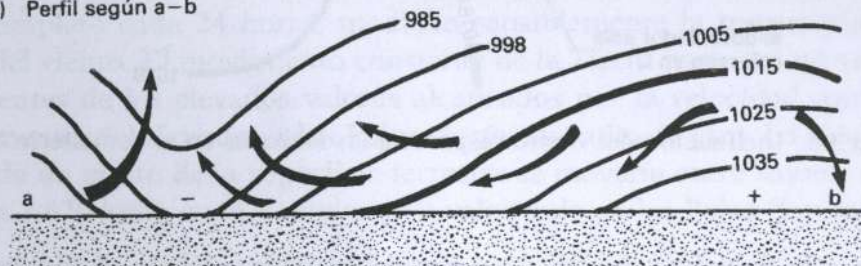


Figura 3.7. Convergencia y divergencia del aire.

Los ciclones o áreas de bajas presiones actúan a modo de centros de convergencia atmosférica. El aire se eleva, por tanto, en una depresión y desciende en un anticiclón, produciéndose de esta manera un flujo compensatorio a nivel del suelo (figura 3.7).

2.2. La circulación general atmosférica

En este apartado, vamos a mostrar la distribución del mapa de presiones en superficie y altura, con los principales centros de acción existentes, su situación y su variación estacional, así como el sistema de vientos dominantes que de ellos resulta.

2.2.1. El mapa de la distribución de presiones y el sistema de vientos dominantes en la superficie terrestre

Las figuras 3.8 y 3.9 nos muestran la *distribución de presiones medias* en los meses de enero y julio, calculadas como promedio de los valores alcanzados a lo largo de cada mes y reducidas al *nivel del mar*. De su observación pueden deducirse una serie de rasgos generales:

1. Una tendencia a la *zonalidad* en la situación de las áreas de altas y bajas presiones. Así, se aprecia una zona de bajas presiones en el Ecuador, altas presiones en latitudes subtropicales, bajas presiones en las latitudes medias o subpolares y altas presiones en ambos polos.
2. Las diversas franjas de presión *varían su posición estacionalmente*. En enero se encuentran más desplazadas hacia el Sur que en el mes de julio.

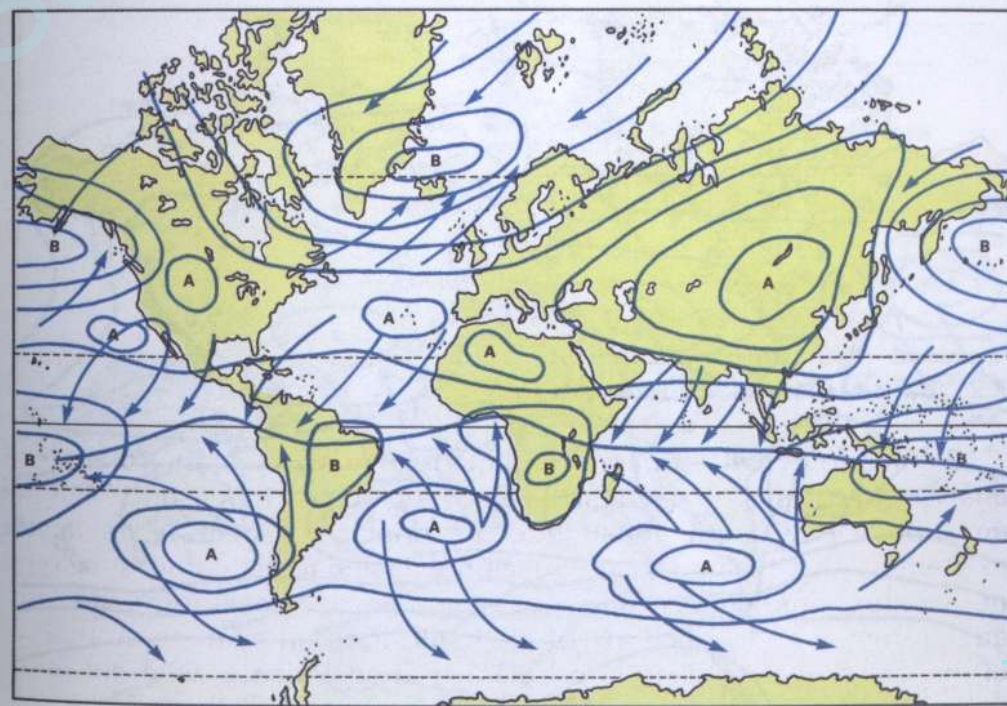


Figura 3.8. Mapa de presiones en superficie sobre la superficie terrestre (mes de enero).

- Este modelo zonal queda alterado por la *distribución de los océanos y continentes*. En verano, los continentes se calientan más rápidamente que los océanos y son ocupados por bajas presiones térmicas, mientras que, durante el invierno, la presencia de aire pesado y frío es la causa de la existencia de altas presiones continentales. En un continente masivo, como el asiático, se observan con facilidad los grandes contrastes térmicos verano-invierno. En el período estival, las altas temperaturas y las bajas presiones dominan hasta prácticamente el Polo Norte. En invierno sucede lo contrario y las altas presiones ocupan los continentes masivos.
- En el hemisferio Sur, los contrastes de presión entre tierras y mares son menos marcados, debido al inferior porcentaje de tierras emergidas.

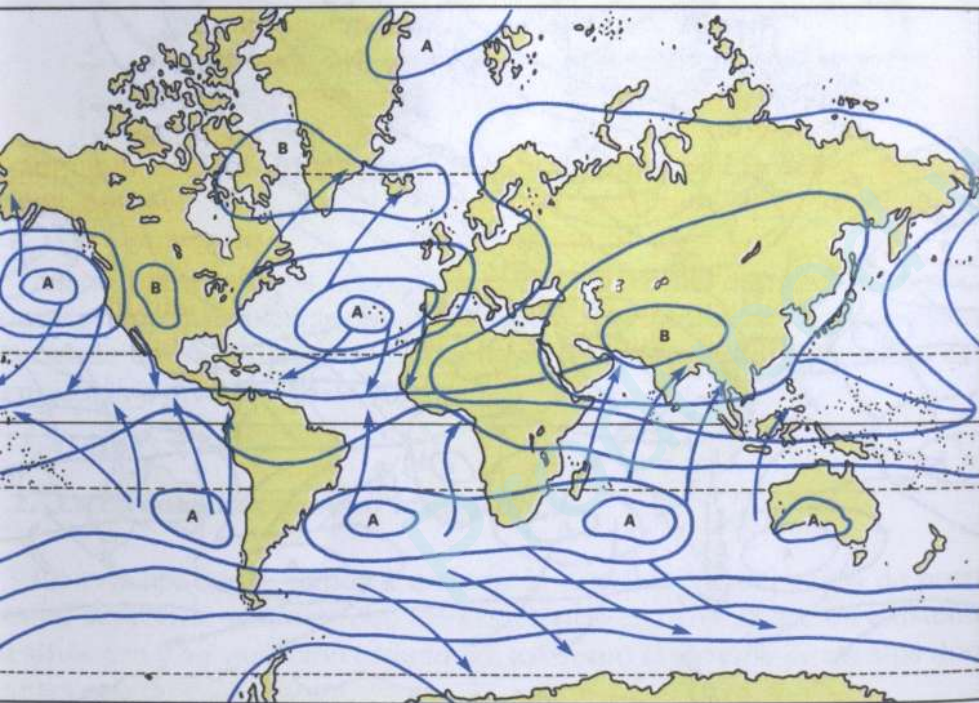
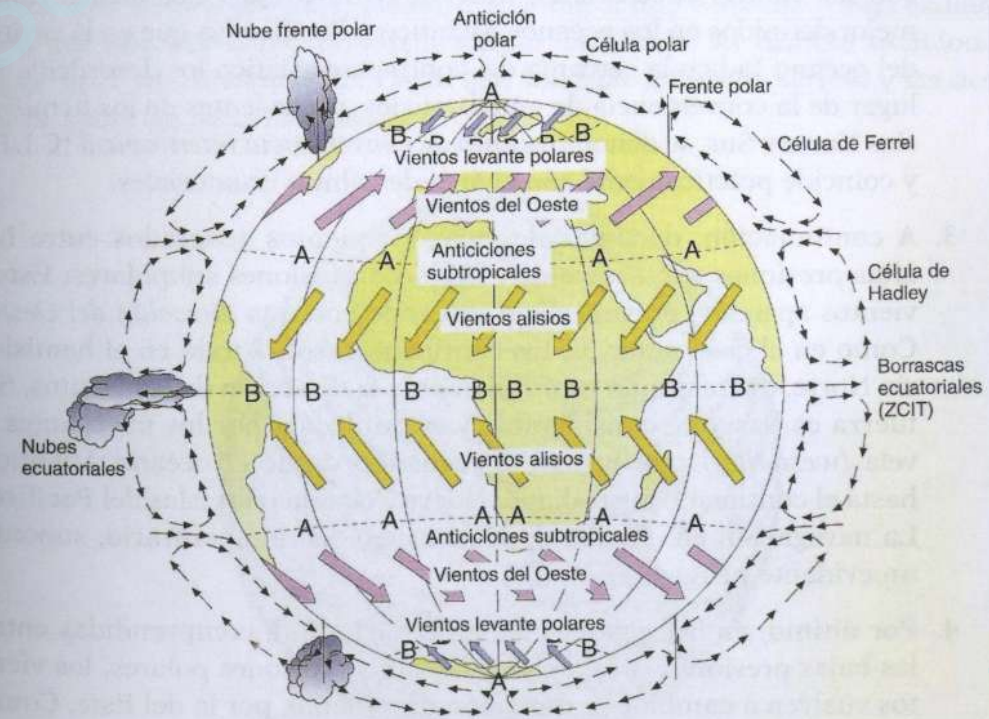


Figura 3.9. Mapa de presiones en superficie sobre la superficie terrestre (mes de julio).

Esta distribución de presiones es la causa del movimiento del aire. La relativa estabilidad de las posiciones de los centros de acción permite hablar de la existencia de un *sistema de vientos dominante* y de un modelo explicativo de los mismos, válido con carácter general, prescindiendo de los detalles relativos al contraste océanos-continentes y a la influencia del relieve, que suponen factores geográficos muy importantes, que, sin embargo eliminamos en este nivel de la explicación. Los rasgos básicos del sistema de vientos terrestre son (figura 3.10):

- El *cinturón ecuatorial*, delimitado entre los 5° de latitud Norte y Sur, se denominó, durante largo tiempo, cinturón ecuatorial de vientos variables y calmas. Situado en un área de bajas presiones, los débiles gradientes de presión, apenas tendrían fuerza suficiente para poner el aire en movimiento. Estas áreas de calma reciben el nombre de *doldrums*.



Fuente: CALVO, D., MOLINA, M. T. y SALVACHÚA, J. (2005)

Figura 3.10. Esquema general de la circulación atmosférica.

- Al Norte y al Sur de las calmas ecuatoriales, en una franja que alcanza aproximadamente los 30° de latitud (Norte o Sur), se encuentra el *cinturón de los vientos alisios*. Estos vientos son la consecuencia del gradiente de presión existente entre las altas presiones subtropicales y el cinturón de bajas presiones ecuatoriales. El aire es desviado hacia la derecha en el hemisferio Norte, como consecuencia de la rotación terrestre, soplando del Nordeste hacia el Suroeste. En el hemisferio Sur, ocurre lo contrario y la dirección dominante del viento es Sureste-Noroeste. Estos vientos se caracterizan por la *regularidad* de su velocidad (20 km/h aproximadamente) y dirección (son vientos del Este). La intensidad es superior en invierno, así como la inclinación de su dirección con los paralelos (30-35° en invierno y únicamente 20° en verano), en razón al desplazamiento de las células anticiclónicas. Estas circunstancias explican que en el pasado fueran denominados *trade winds* (vientos del comercio), al asegurar la navegación a vela, en contraste con las calmas ecuatoriales, difíciles de atravesar. Los alisios están mejor definidos en los océanos Atlántico y Pacífico, ya que en la región del océano Índico la cercanía del continente asiático los desordena. El lugar de la convergencia de ambos alisios, procedentes de los hemisferios Norte y Sur, se denomina *línea de convergencia intertropical* (C.I.T.) y coincide prácticamente con el área de calmas ecuatoriales.
- A continuación, debemos destacar los vientos generados entre las altas presiones subtropicales y las bajas presiones subpolares. Estos vientos aparecen en superficie soplando con una *dirección del Oeste*. Como en el caso anterior, los continentes, sobre todo en el hemisferio Norte, distorsionan profundamente la dirección de los vientos. Su fuerza es bastante considerable y era utilizada por los navegantes a vela (*westerlies*) que hacían el recorrido desde el océano Atlántico hasta el continente australiano, Nueva Zelanda o las islas del Pacífico. La navegación en el cabo de Hornos, en sentido contrario, suponía un evidente peligro.
- Por último, en las regiones de superior latitud, comprendidas entre las bajas presiones subpolares y las altas presiones polares, los vientos vuelven a cambiar su dirección dominante, por la del Este. Como en el caso anterior es, también, en el hemisferio Sur, en la Antártida, donde éste esquema teórico de la circulación atmosférica tiene una validez superior.

2.2.2. La circulación atmosférica en altura

El dispositivo general de la circulación atmosférica en altura es más simple que el de superficie. La atmósfera libre, a partir de una altura de 1.000 metros, se muestra fuera del ámbito de influencia de los factores geográficos. La acción de los ciclones y de los anticiclones de origen térmico desaparece prácticamente a nivel de la superficie de los 700 milibares y se puede decir que es nula en la de 500 milibares. Por contra, las altas presiones subtropicales, cuyo origen es fundamentalmente dinámico, aparecen en los mapas de altura.

La distribución de presiones en altura, correspondiente a los valores medios del mes de enero (figura 3.11), es suficientemente elocuente al respecto. Un cinturón de anticiclones subtropicales enmarcan las corrientes de dirección Oeste, existentes hasta las bajas presiones polares. La trayectoria de los vientos manifiesta la existencia de un *flujo zonal de dirección del Oeste*. Los vientos del Este quedan reducidos a una estrecha franja ecuatorial, que aparece como prolongación de los alisios. El cambio estacional desacelera las corrientes del Oeste que son más lentas en verano y las desplaza hacia las altas latitudes.

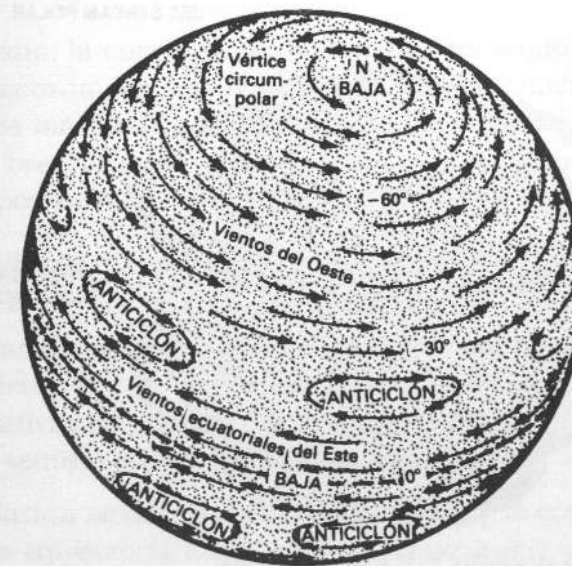
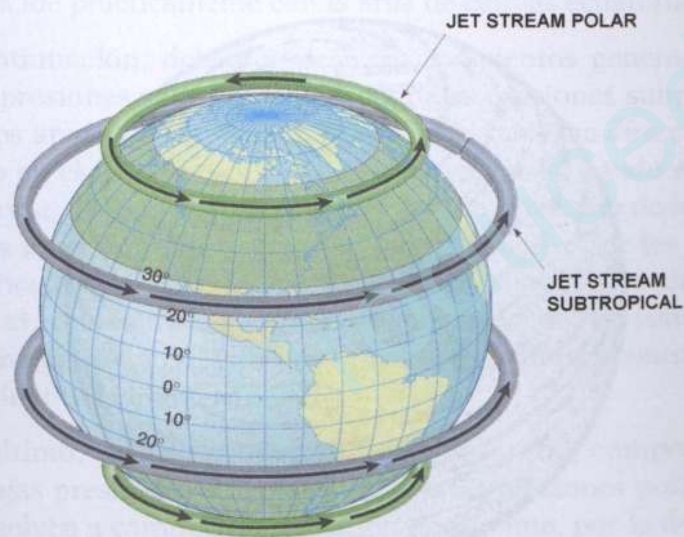


Figura 3.11. Distribución de presiones y circulación en altura.

Esta circulación dominante del Oeste alcanza velocidades máximas en niveles superiores de la atmósfera, que llegan a valores comprendidos entre los 200 y los 400 km/h (en invierno). El flujo de mayor velocidad se halla concentrado en una estrecha franja, situada hacia los 30° de latitud (oscilante con las estaciones) y entre 9.000 y 15.000 metros de altitud, recibiendo el nombre de *Corriente en Chorro* o *Jet-Stream*. El Jet-Stream fue descubierto en el hemisferio Norte, durante la Segunda Guerra Mundial, y su conocimiento ha modificado sustancialmente las ideas que se tenían sobre la dinámica atmosférica. Posteriormente, se ha podido observar la existencia de una corriente de similares características en el hemisferio Sur e incluso un desdoblamiento del propio Jet-Stream en una rama subtropical, situada en los límites de los flujos de viento del Oeste y de las altas presiones subtropicales y en otro Jet polar (figura 3.12).

En la circulación zonal en altura, se observan cambios que afectan a la Corriente en Chorro, no exclusivamente como consecuencia de cambios estacionales, sino, a veces, en períodos de tiempo más breves. Estos cambios afectan, tanto a su posición en latitud, como a su velocidad y trayectoria. En invierno, el flujo es particularmente rápido y bajo en latitud, mien-



Fuente: MCKNIGHT, T. L. y HESS, D. (2002).

Figura 3.12. Situación del Jet Stream subtropical y polar.

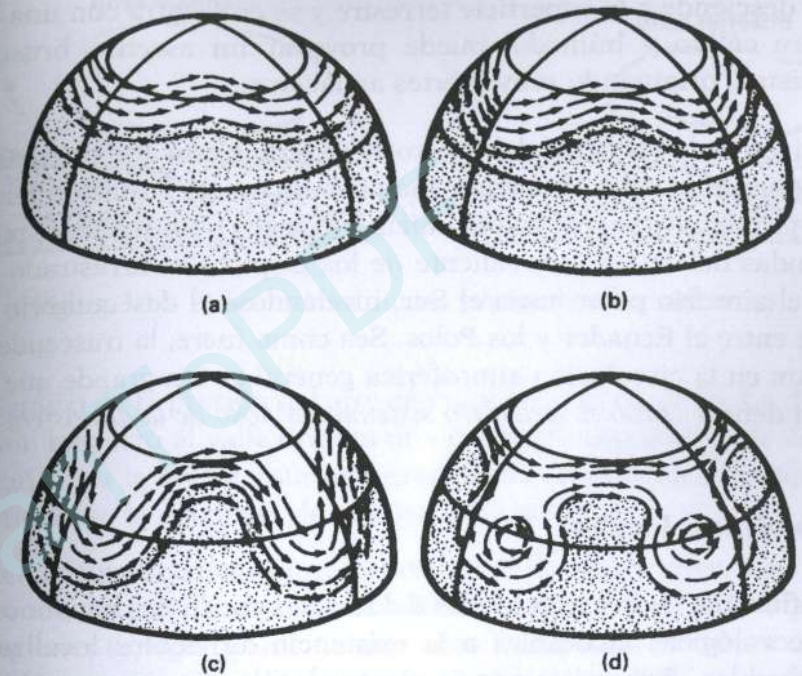


Figura 3.13. Evolución de la corriente en Chorro o Jet-Stream.

tras que en verano, la corriente se debilita, ascendiendo en latitud y realizando una trayectoria sinuosa. A estas variaciones estacionales se añaden, a veces, cambios más bruscos que modifican el carácter del Jet-Stream en un tiempo más breve. En general, se produce un ciclo, en el que la corriente del Jet pasa por varias fases sucesivas:

1. La corriente es *rápida* (150 km/h), casi zonal y relativamente alta en latitud (figura 3.13).
2. Comienzan a aparecer ondulaciones, cada vez de mayor amplitud, en una corriente aún de velocidad elevada, que dan nacimiento a *curvas* positivas (sentido de las agujas del reloj) *anticiclónicas* y negativas (en sentido contrario), *ciclónicas*.
3. La circulación se hace más *lenta* (70 km/h) y la corriente del Jet describe una trayectoria cada vez más *sinuosa* que puede dar lugar al fenómeno de la *gota fría*, fenómeno de gran interés meteorológico que consiste en el aislamiento de una masa de aire frío en altura, que

si desciende a la superficie terrestre y se encuentra con una masa de aire cálido y húmedo, puede provocar un ascenso brusco de la misma, originando muy fuertes aguaceros.

El origen de la corriente del chorro es *incierto* y está aún por determinar. En la explicación, cabe considerar factores dinámicos (rotación terrestre) y factores térmicos (desigual calentamiento terrestre). En realidad, por medio de las ondas del Jet, el aire caliente de los trópicos es arrastrado hacia el Norte y el aire frío polar hacia el Sur, nivelándose el desequilibrio térmico existente entre el Ecuador y los Polos. Sea como fuere, la trascendencia del Jet-Stream en la circulación atmosférica general es tan grande que se le ha llegado a definir como *el verdadero sistema nervioso de la atmósfera inferior*.

2.3. Los vientos locales

La influencia de irregularidades del terreno puede dar lugar a condiciones meteorológicas favorables a la existencia de vientos localizados, en áreas reducidas. Estos sistemas de vientos locales no tienen nada que ver con el sistema global de presiones a escala planetaria. La importancia de los sistemas de vientos a escala menor se debe a su contribución a aspectos interesantes de los climas locales.

Uno de los tipos de vientos locales más familiares es el que se establece *en las zonas costeras entre el mar y la tierra*. Durante el día, el superior calentamiento de la superficie terrestre respecto al océano provoca diferencias de presión que originan una corriente de aire que sopla hacia la tierra en superficie y que se ve compensada en altura por el movimiento del aire en sentido contrario. Son las *brisas marinas*, que refrescan el ambiente caluroso de las costas en verano, al ser portadoras de un aire fresco y húmedo. El viento invierte su sentido durante la noche. El descenso de temperatura, consecuente al rápido enfriamiento del suelo, es la causa de que el gradiente de presión sea ahora de la tierra al mar. Son las *brisas terrestres* (figura 3.14). Estas corrientes de aire, producidas por un desigual calentamiento tierra-agua, tienen lugar, igualmente, siempre que existan grandes masas de agua interiores, como los lagos.

Un sistema de vientos de carácter similar, de ciclo diario, se establece *entre los valles y las montañas*. Las laderas de las montañas, que reciben la radiación solar de forma más directa, experimentan durante el día un des-

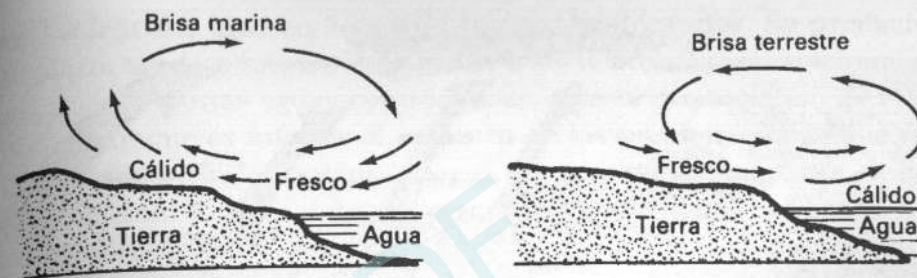


Figura 3.14. Brisa marina diurna y brisa terrestre nocturna.

censo térmico de la presión del aire en contacto con su suelo. La diferencia de presión respecto al valle origina una corriente ascendente de éste hacia la montaña. Por la noche, estas mismas laderas se enfrían más rápidamente, invirtiéndose la corriente de aire hacia el valle.

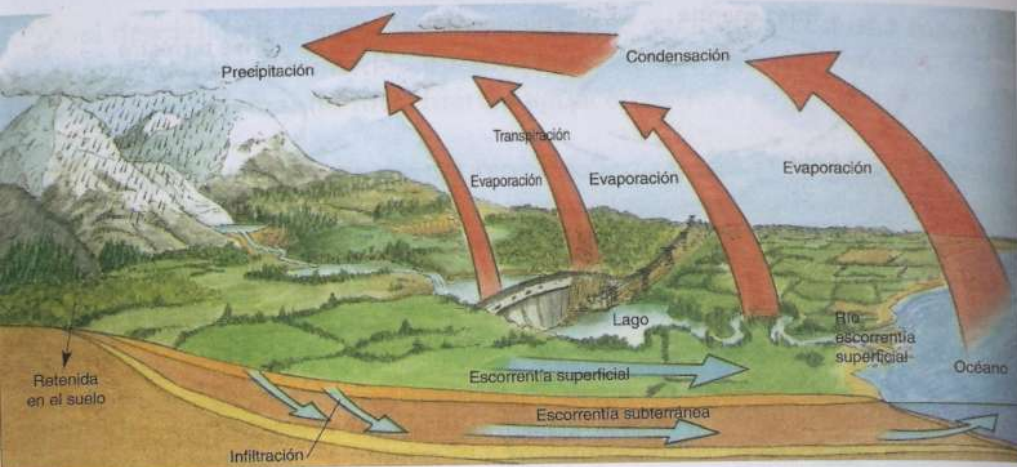
Un tercer tipo de vientos locales son los de *drenaje* o *vientos catabáticos*, que se producen por desplazamiento de aire frío por acción de la gravedad, desde regiones topográficamente más altas hacia otras de menor altitud. Si las condiciones climáticas lo permiten, el aire acumulado en un valle o un altiplano durante un cierto tiempo puede enfriarse, aumentando su densidad. Este aire puede encontrar salida a través de desfiladeros, alcanzando las áreas más bajas en forma de viento fuerte y frío. Estos vientos de drenaje se originan en muchas regiones montañosas del mundo y reciben nombres locales: mistral, bora, etc.

Por último, existen otros vientos, originados por barreras montañosas. El más conocido es el denominado *foehn* o *chinook*. Las cadenas montañosas ejercen un efecto importante sobre el flujo de aire que las atraviesa. El ascenso forzado del aire al atravesar una montaña puede provocar su desecación. El aire a sotavento es, por tanto, un aire cálido y seco.

3. LA HUMEDAD ATMOSFÉRICA

3.1. El ciclo hidrológico del agua en la naturaleza

El agua en la naturaleza se encuentra en un continuo estado de transformación, pasando de la superficie terrestre a la atmósfera y viceversa, en un proceso cuyas fases más importantes son la *evaporación*, la *condensa-*



Fuente: CALVO, D.; MOLINA, M. T. y SALVACHÚA, J. (2005).

Figura 3.15. Ciclo hidrológico del agua en la naturaleza.

ción y la precipitación. Estas diversas fases constituyen los eslabones de un ciclo cerrado, denominado *ciclo hidrológico del agua* (figura 3.15). A grandes rasgos, y, aunque expongamos posteriormente con mayor detalle el mecanismo de cada una de estas fases, podemos describir el ciclo completo a partir de cada uno de los momentos clave de la transformación. Así, el agua de los océanos, mares, lagos, e incluso las plantas, pasa a la atmósfera, incrementando su humedad, mediante el mecanismo de la *evaporación*. El contenido de vapor de agua atmosférico depende de diversos factores, entre los que, sin duda, la temperatura es el más importante. Cualquier fenómeno que provoque el descenso de temperatura limita la capacidad del aire de mantener la humedad en estado de vapor y determina su *condensación* (formación de nubes) y posterior precipitación o caída a la superficie terrestre. La *precipitación* tiene lugar en forma de lluvia, granizo y nieve y cae directamente sobre los continentes y los océanos. El balance es desigual en ambos. Así, en los continentes, la precipitación supera a la evaporación. Parte del agua recogida moja el suelo y la vegetación y se evapora de nuevo, mientras que otra, o bien se filtra a través del suelo y alimenta los manantiales (escorrentía subterránea) o va a los ríos y corrientes y vuelve a los océanos (escorrentía superficial). Otra parte del agua permanece retenida, bien superficialmente (en forma de nieve en las altas montañas o de agua líquida

da en los lagos) o bien en las capas freáticas del interior. Su oscilación, a corto plazo, obedece fundamentalmente a las fluctuaciones estacionales. La evaporación, en estas aguas continentales, se está produciendo de manera continua, aunque es inferior el volumen de las precipitaciones que recibe de la atmósfera. En los océanos, por el contrario, la evaporación supera a la precipitación. El nivel del mar se mantiene constante por las aportaciones de los continentes.

3.2. La evaporación

Hemos adelantado, en el apartado anterior, que la evaporación es el resultado del escape hacia la atmósfera de moléculas de agua desde la superficie de un líquido. La velocidad de evaporación *depende de un conjunto de factores*; unos *facilitan* la energía cinética molecular y, por tanto, favorecen la evaporación, otros, por el contrario, la *dificultan*, entorpeciendo el movimiento del vapor hacia la atmósfera. Veamos separadamente la influencia de cada uno de ellos.

El cambio de estado líquido-vapor necesita calor. El *calor latente de evaporización* necesario para evaporar un gramo de agua *varía con la temperatura*, desde un valor de 600 calorías a 0 °C, hasta 540 calorías a 100 °C, cuando tiene lugar la ebullición. El proceso inverso de condensación devuelve el calor comunicado durante la evaporación. Como la evaporación tiene lugar fundamentalmente durante el día y la condensación (en la proximidad del suelo) durante la noche, la humedad del aire *atenúa* la oscilación térmica diaria, al absorber calor durante las horas de presencia solar y devolverlo en las horas de ausencia.

De lo dicho anteriormente, puede concluirse, fácilmente, que la *temperatura es el principal factor que afecta a la evaporación*. La evaporación máxima tiene lugar en condiciones de fuerte insolación. El calor procedente de la radiación solar eleva la temperatura del agua y la energía cinética de sus moléculas, permitiéndolas escapar de la atracción del resto de la masa líquida. La temperatura desempeña un papel *doblemente positivo* en la evaporación; por una parte, facilita la amplitud del movimiento molecular en el seno del líquido y las posibilidades de escape hacia la atmósfera, mientras que por otra permite que el aire pueda contener un mayor porcentaje de humedad, alejándose del punto de saturación. Ambos hechos determi-

nan que un mayor volumen de agua pueda integrarse en la masa atmosférica.

Un nuevo factor positivo que favorece la evaporación es la *presencia de una corriente de aire* que limpie la capa de humedad existente en la proximidad del líquido y la reemplace por aire seco. En estas condiciones, se debilita la condensación y el agua puede evaporarse de manera más continuada. Este fenómeno lo hemos comprobado en múltiples ocasiones, al observar la mayor rapidez de secado de la ropa húmeda al soplar el viento.

El tercer factor que influye en la evaporación lo hace de manera negativa. La *presión atmosférica exterior*, al obstaculizar el paso de las moléculas de vapor a la atmósfera libre disminuye las posibilidades de la evaporación. Las moléculas de vapor de agua chocan con el resto de las moléculas gaseosas de la atmósfera y se ven obligadas a retornar a la masa líquida en mayor proporción. No es de extrañar, por tanto, que con la altitud y la consecuente disminución de presión se favorezca la evaporación.

Por último, y aunque resulte obvio, la evaporación depende de la *presencia de una masa suficiente de agua* que asegure la alimentación continua del vapor. En este sentido, las masas de agua oceánicas son los lugares preferentes de nuestro planeta donde tiene lugar el paso del agua líquida a la atmósfera. La diferencia entre la precipitación y la evaporación es positiva en los continentes y negativa en los océanos. Constituyen, por lo tanto, éstos últimos, la caldera de vapor del motor térmico terrestre.

3.3. Condensación y precipitación

La condensación ha quedado definida como el proceso mediante el cual el vapor de agua atmosférico se transforma en agua líquida. Cuando el vapor de agua, presente en la masa atmosférica, alcanza el grado de saturación, no se produce la condensación de forma automática. El vapor de agua necesita de un *soporte material* donde condensarse. Habitualmente, son las impurezas que el aire contiene las que facilitan la operación. En otros casos, la condensación tiene lugar directamente sobre la superficie de objetos cuya temperatura esté por debajo del punto de rocío. Algunas partículas de agua condensada son tan pequeñas que permanecen flotando en el aire, formando las nubes, mientras que otras de mayor entidad precipi-

tan en forma de lluvia, nieve o granizo. El paso de unas a otras merecerá un estudio más detallado en apartados posteriores. Como primer paso en el complejo mecanismo saturación-condensación-precipitación, comenzaremos por analizar las circunstancias que favorecen el que una masa de aire alcance el 100% de humedad.

3.3.1. Los mecanismos de saturación

Puesto que el aire puede contener mayor cantidad de vapor de agua, cuanto mayor sea su temperatura, la circunstancia más favorable para que se sature es que se enfríe. De todas las circunstancias favorables que provocan que el aire alcance el punto de saturación nos detendremos en el enfriamiento por contacto y el enfriamiento dinámico de la atmósfera.

El *enfriamiento por contacto* tiene lugar cuando una masa de aire caliente se desplaza sobre una superficie fría. Durante el invierno, las masas de aire oceánico, más cálidas y cargadas de humedad, sobre todo durante la noche, al entrar en contacto con la superficie terrestre más fría, se enfrían por debajo del *punto de rocío*, dando origen a *nieblas* por condensación del vapor de agua. Esta misma situación puede presentarse en circunstancias diferentes, como sucede durante el verano sobre la superficie fría del mar, cuando una masa de aire cálido, procedente de tierra, se pone en contacto con el agua. El principio general es siempre el mismo y es conocido en Física como de la *pared fría*. Existen multitud de ejemplos en que dicho fenómeno se pone de manifiesto y es quizás el empañamiento de los cristales, por condensación de vapor de aire cálido frente a una superficie más fría, el más conocido.

El *enfriamiento por ascendencia* constituye, con mucho, el mecanismo más eficaz. Al producirse en amplios volúmenes de aire, este mecanismo es el responsable de las más fuertes condensaciones y abundantes precipitaciones. La causa de la ascensión del aire es múltiple y su análisis será objeto de un próximo apartado. Basta, de momento, adelantar, que su origen puede ser: *térmico*, cuando el aire es calentado en la base y tiene tendencia a ascender, *dinámico*, en las bajas presiones causadas por el movimiento del aire, donde el mismo se ve obligado a subir por convergencia u *orográfico*, cuando el aire se eleva por irregularidades del relieve.

Los movimientos ascendentes y descendentes del aire en la troposfera, en la medida que introducen modificaciones en la temperatura, densidad y humedad del mismo, son de gran importancia para comprender la condensación y precipitación atmosféricas. Si la ascendencia tiene lugar rápidamente, sin intercambio de calor con el exterior (*adiabático*), situación que se aproxima bastante a la realidad, el aire disminuye aproximadamente su temperatura en $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada 100 metros de desnivel, tal como queda representado en la figura 3.16a. A partir del momento en que se alcanza el punto de saturación, se produce la condensación y la liberación de energía calorífica correspondiente al cambio de estado de vapor a líquido (calor latente de condensación). De esta manera, el enfriamiento debido a la disminución de presión queda compensado, en parte, reduciéndose a la mitad; sería ahora únicamente de $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada 100 metros en los que el aire continúa subiendo (figura 3.16b). A este descenso térmico se le conoce con el nombre de *enfriamiento adiabático húmedo*, para diferenciarlo del que tiene lugar antes de la saturación, denominado *enfriamiento adiabático seco*.

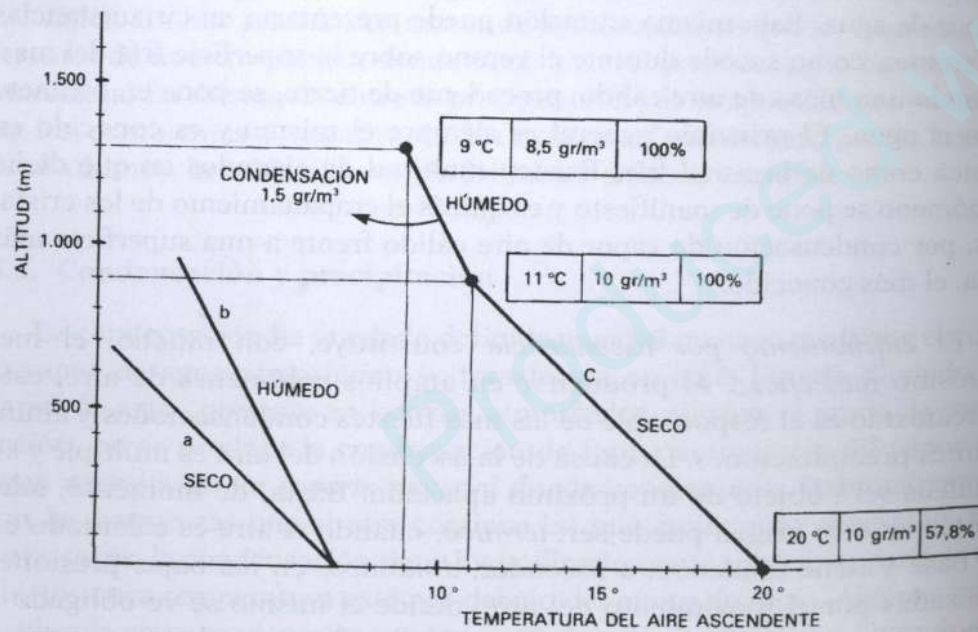
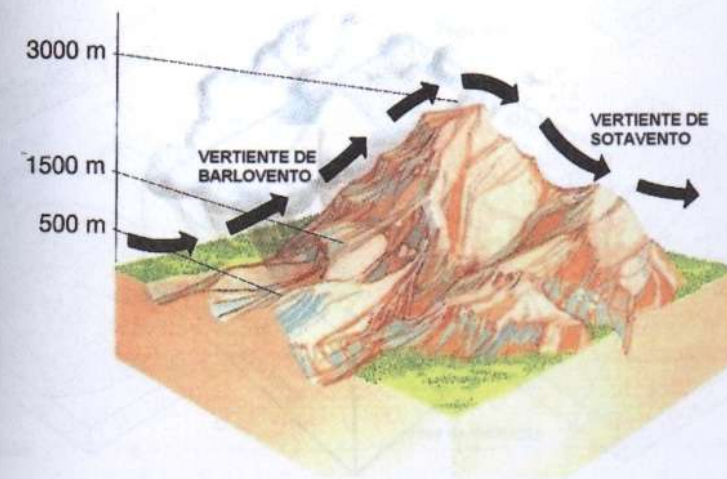


Figura 3.16. Enfriamiento adiabático del aire atmosférico.

3.3.2. Los tipos de ascencias

El primer sistema, por el que una masa de aire puede elevarse, es por *calentamiento del suelo*. El aire caliente pierde densidad y presión y se ve obligado a subir. Es la ascensión denominada convectiva. El aire, en general, continúa elevándose en altitud hasta que encuentra una masa atmosférica circundante de igual o mayor temperatura. En ese momento, se produce la estabilización. Este tipo de ascensiones son muy frecuentes en las regiones tropicales y ecuatoriales, aunque también es familiar en las latitudes medias, en las tormentas de verano. Su *origen* es fundamentalmente *térmico*.

En segundo lugar, nos referiremos a las *ascensiones orográficas* (figura 3.17). El aire en movimiento, si se encuentra a su paso con algún obstáculo montañoso se eleva por la vertiente de barlovento (la que recibe directamente el impacto del viento) y desciende por la de sotavento. Este tipo de ascensión incrementa su efecto, si la corriente de aire contiene un alto porcentaje de humedad. Esta circunstancia se produce en las barreras montañosas próximas al mar, cuando las masas de aire son empujadas desde el océano hacia el continente. Si la disposición de las montañas es perpendicular a la dirección del viento, las precipitaciones son aún más abundantes.



Fuente: SCOTT, R. C. (1989).

Figura 3.17. Ascendencia orográfica del aire atmosférico.

Una vez superada la cumbre de la montaña, la consecuente subsidencia del aire provoca un calentamiento, como fenómeno inverso del enfriamiento y por los mismos motivos origina el denominado *efecto foehn*. El aire en la vertiente de sotavento se deseca y disminuye su humedad relativa, a medida que se produce el descenso, debido al incremento de presión.

Hemos dejado para el final, las ascensiones que tienen origen en las *perturbaciones frontales o ciclónicas*. La existencia de masas de aire de características muy contrastadas, formadas en lugares de la Tierra que les comunican sus propiedades térmicas e higrométricas (bien sean cálidas y húmedas del océano en verano, secas y frías de los continentes en invierno, etc.), hace aparecer superficies de separación entre ellas, denominadas frentes. La presencia de un frente es tanto más potente cuanto más grandes y vigorosos sean los *contrastos* entre las dos masas de aire, y ello, no sólo en lo relativo a sus propiedades físicas de humedad y temperatura sino también a su dinámica y movimiento. La acción del frente es mayor cuando las dos masas de aire se encuentran enfrentadas.

La superficie de separación rara vez es vertical. La mayor densidad del aire frío explica que tienda a introducirse en el cálido a modo de cuña, produciendo una superficie de contacto oblicua (figura 3.18).

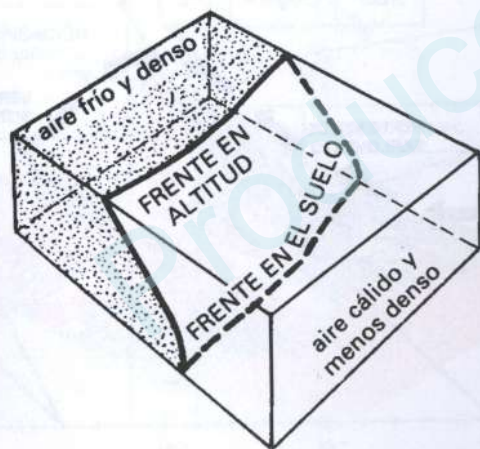
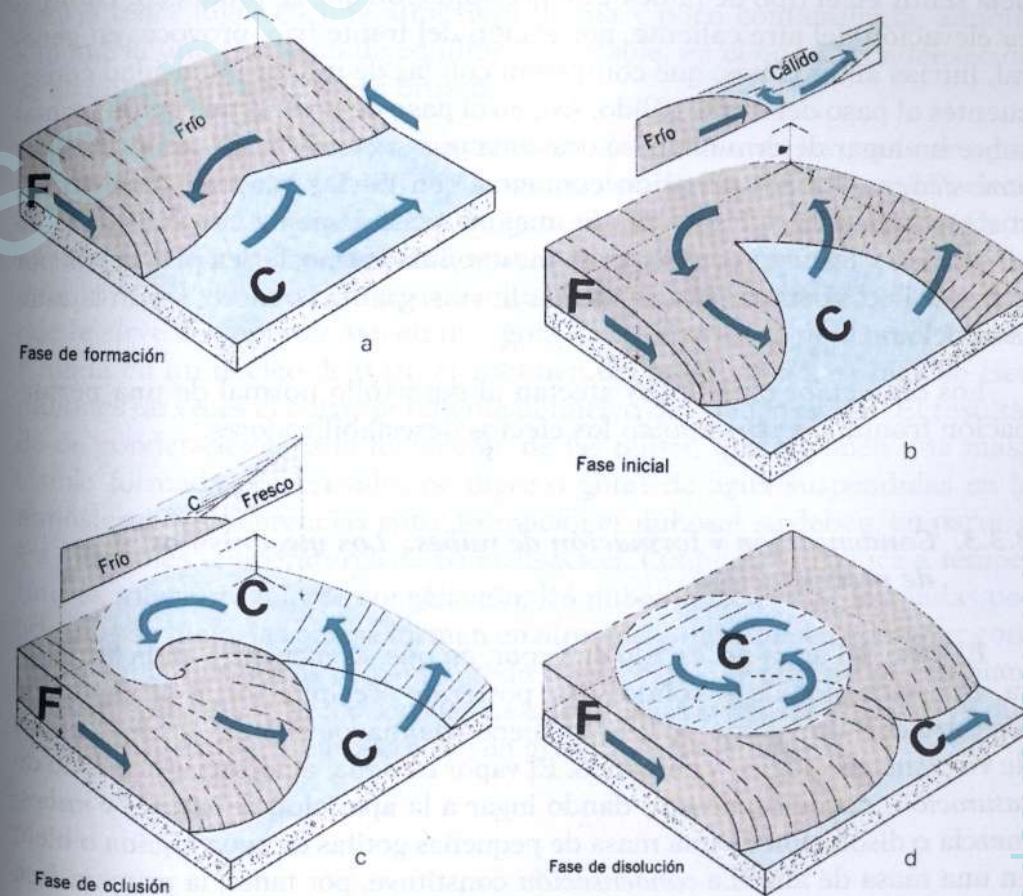


Figura 3.18. El frente como superficie de separación de dos masas de aire.

Durante un corto período de tiempo (de varios días), tiene lugar un ciclo completo de la *génesis* del frente que comprende, nacimiento, desarrollo y desaparición de la perturbación. Como puede apreciarse en la figura 3.19, al comienzo de la conformación del frente, la línea de separación de las masas de aire es prácticamente recta (fase a); progresando, posteriormente, en una simple ondulación, que va ampliando la interpenetración de ambas. A partir del momento en que la perturbación esté perfectamente formada (fase b), habiéndose delimitado con nitidez los



Fuente: STRAHLER, A. N. y STRAHLER A. H. (1997).

Figura 3.19. Evolución de una perturbación frontal.

dos frentes, cálido y frío, con pendientes de distinta inclinación (el frente cálido tiene menos pendiente que el frente frío), el frente frío progresa más rápidamente que el cálido hasta que se produce la *oclusión* (fase c) y la borrasca frontal desaparece (fase d). En este movimiento de avance, el aire cálido se ve obligado a ascender lo que da lugar a precipitaciones de carácter frontal.

En una perturbación de este tipo, el avance de los frentes cálido y frío provoca una *elevación del aire* que puede tener como consecuencia la saturación y posterior condensación del vapor de agua atmosférico. La *pendiente* del frente frío es bastante superior a la del frente cálido, lo que se deja sentir en el tipo de nubes y de precipitación que se producen. La brusca elevación del aire caliente, por acción del frente frío, provoca, en general, lluvias abundantes, que contrastan con las de menor intensidad consecuentes al paso del frente cálido. Así, en el paso de una perturbación frontal sobre un lugar determinado, se ocasiona una *sucesión de diferentes tiempos atmosféricos*. La perturbación comienza con lluvias suaves y moderadas, correspondientes al frente cálido, mejora sensiblemente con la llegada de aire cálido y termina con una gran inestabilidad atmosférica provocada por el frente frío, acompañado de fuertes lluvias, granizo o nieve, según la estación del año.

Los *obstáculos orográficos* afectan al desarrollo normal de una perturbación frontal, *incrementando* los efectos desestabilizadores.

3.3.3. Condensación y formación de nubes. Los mecanismos de precipitación

El paso del agua del estado de vapor, en que se encuentra en la atmósfera, al estado líquido o sólido y su posterior precipitación a la superficie terrestre constituye uno de los fenómenos de mayor interés, desde el punto de vista meteorológico y climático. El vapor de agua, al alcanzar el estado de *saturación*, puede *condensar*, dando lugar a la aparición de *nieblas y nubes*, mezcla o disolución de una masa de pequeñas gotitas de agua líquida o hielo en una masa de aire. La *condensación* constituye, por tanto, la primera fase del mecanismo de la precipitación. En la segunda fase, las minúsculas gotas incrementan su tamaño hasta un momento en que, por su propio peso, *precipitan y caen*. Analicemos cada una de ellas de forma separada.

Para que la condensación pueda tener lugar, es necesaria la existencia de partículas muy pequeñas, que actúen a modo de *núcleos de condensación*. Su *tamaño* no suele sobrepasar la décima de micra ($0,1 \mu = 0,0001 \text{ mm}$) y su *procedencia* es muy variada. Así, pueden ser, desde polvo de origen diverso, cenizas volcánicas, pólenes vegetales, hasta partículas higroscópicas de sal marina, muy abundantes en los dos o tres primeros kilómetros de la troposfera. Estas circunstancias explican que en determinadas zonas industriales y urbanas la abundancia de polvo y sustancias de desecho aceleren la condensación y la formación de nieblas. Por el contrario, la ausencia de núcleos que faciliten la condensación puede provocar que el aire sobrepase el grado de saturación sin producirse el cambio de estado. Este hecho podría tener lugar en una atmósfera limpia y poco contaminada, aunque supondría una situación de equilibrio inestable, en el que la condensación se alcanzaría de forma más brusca.

El proceso de *formación e incremento de tamaño de las gotas de agua* condensada está aún por ser explicado en detalle. Se conoce que la velocidad de crecimiento de las gotas de agua es mayor en la primera fase de la condensación y que va disminuyendo a medida que alcanzan su tamaño definitivo. El volumen del agua es muy superior al del núcleo o impureza que le sirve de soporte. Así, en una gota de agua de 50μ de diámetro, sustentada en un núcleo de $0,1 \mu$, el volumen del agua supera en más de cien millones de veces el correspondiente al núcleo de condensación. El resultado de condensación es la formación de las nubes, que suponen una masa visible formada por cristales de nieve o gotas de agua suspendidas en la atmósfera. Las diferencias entre formaciones nubosas se deben, en parte, a las diferentes temperaturas de condensación. Cuando se produce a temperaturas inferiores a la de congelación, las nubes suelen estar formadas por cristales de hielo; las que se forman en aire más cálido suelen contener gotitas de agua. Las nubes dispersan toda la luz visible, y por eso se ven blancas. Sin embargo, a veces son demasiado gruesas o densas como para que la luz las atraviese, y entonces se ven grises o incluso negras.

Los tipos de nubes

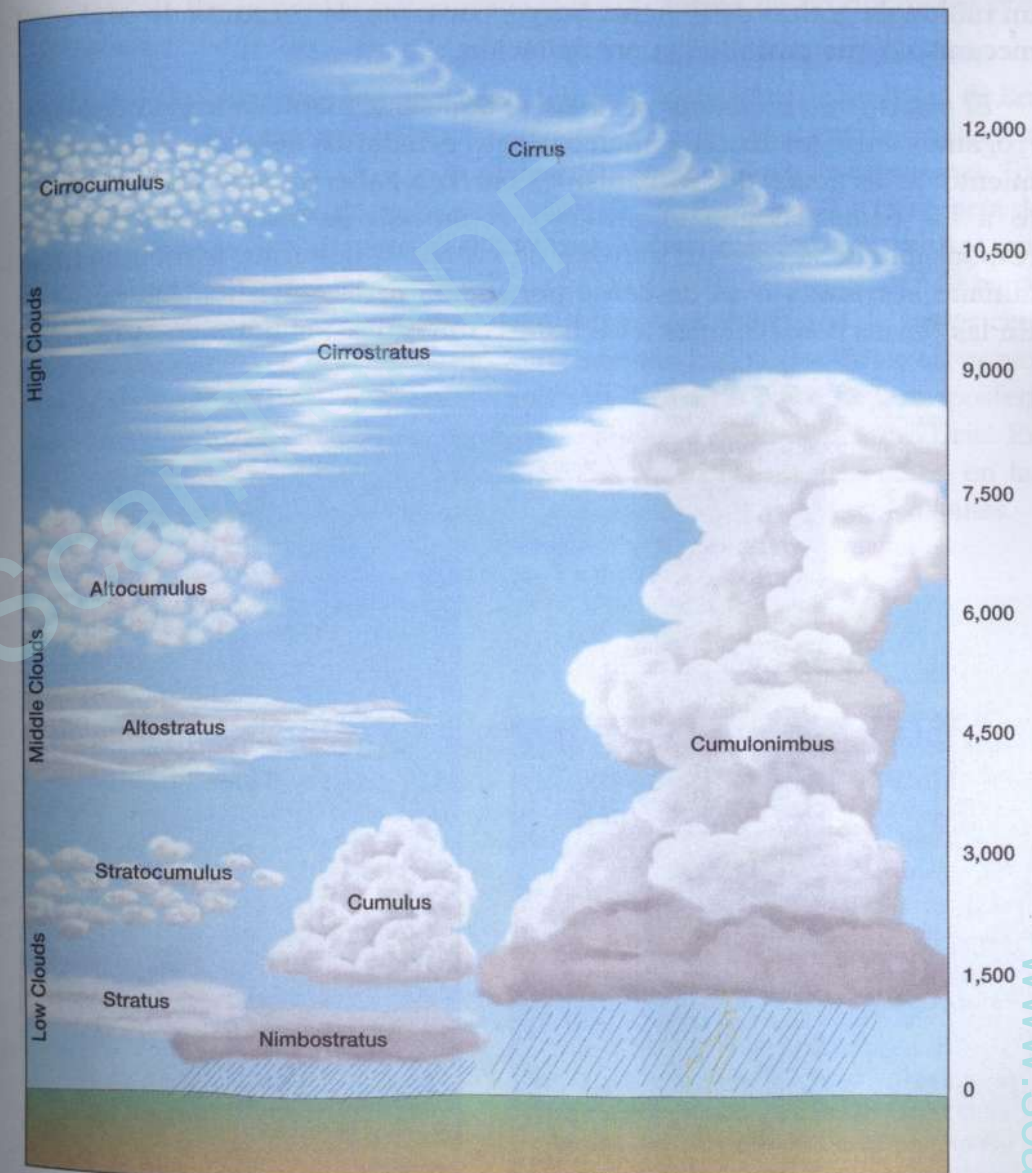
Si el aire es inestable, la ascensión del mismo va conformando la nube, dibujando sus contornos. Son las nubes cumuliformes. Los **cúmulos** son las nubes más características. Son nubes algodonosas de color blanco, aunque pueden ser grises en su base o en las partes expuestas a la sombra. En caso de buen tiempo, suelen ser de pequeño tamaño, cuando el calentamiento local del Sol es capaz de crear alguna corriente convectiva de inestabilidad. Cuando la inestabilidad atmosférica es mayor aparecen los **cúmulo-nimbos**, nubes tormentosas de gran tamaño, acompañadas de grandes precipitaciones y aparato eléctrico. Son fácilmente reconocibles por su forma característica de yunque. En las latitudes templadas, estas nubes pueden alcanzar una altura de 5 a 6 kilómetros, pero en las regiones tropicales, la inestabilidad posibilita su ascenso hasta altitudes más elevadas. La parte superior de la nube presenta un color blanco intenso, debido a los cristales de hielo que se forman.

Por el contrario, la presencia de aire estable produce nubes planas, de forma tabular, sin espesor, denominadas estratos. Las **nubes estratiformes**, por contraste, son más largas que gruesas y se subdividen según la altura a la que se encuentran. Las de mayor altura son los **cirros**, nubes de hielo, delgadas y transparentes, que se hallan a alturas comprendidas entre los 6.000 y 12.000 metros. Permiten el paso de la luz solar o lunar. Las formas de mayor interés son los **cirrostratos** y los **cirrocúmulos**. Los primeros son como velos ligeros que producen un halo característico en el Sol y la Luna. Los cirrocúmulos constituyen masas globulares muy apretadas a las que popularmente se conoce como cielo aborregado.

En las alturas intermedias, de 2.000 a 6.000 metros, se encuentran los **altoestratos** y los **altocúmulos**. Los primeros se disponen a menudo en una capa que cubre la totalidad del cielo. Los altocúmulos aparecen formados por pequeños cúmulos que toman formas geométricas. Su presencia suele ser signo de condiciones atmosféricas benignas.

Por último, por debajo de los 2.000 metros, estarían las denominadas nubes bajas, más sombrías y cargadas de agua, que precipitan con mayor intensidad. Las formas características son los **nimboestratos** y los **estracúmulos**.

Finalmente, la precipitación aparece cuando en la nube se produce la **condensación a gran escala**. Si comparamos el **tamaño** de las minúsculas gotas que forman la nube (10-25 μ) con las de las gotas de lluvia (0,50-3 milímetros), podemos deducir que una gota al precipitar estaría integrada por

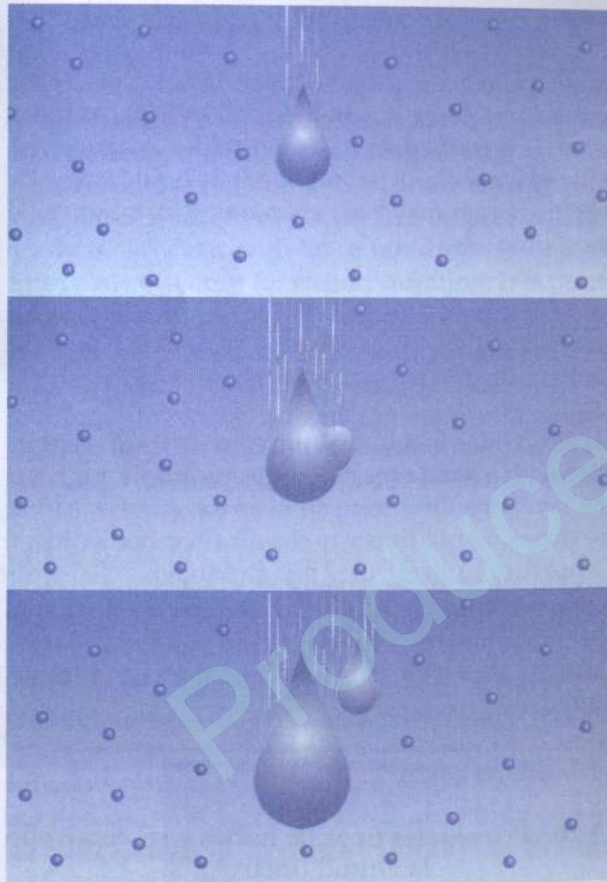


Fuente: McKNIGHT, T. L. y HESS, D. (2002).

Figura 3.20. Principales tipos de nubes y su desarrollo según la altitud (metros).

un millón de gotitas de la nube. Surge, por tanto, la pregunta de cuál es el mecanismo que posibilita la precipitación.

El mecanismo productor de la lluvia aún sigue planteando grandes interrogantes entre los físicos y meteorólogos estudiosos del tema. En el crecimiento de las gotas, dos mecanismos parecen haber ganado fuerza respecto a los demás. Según el primero, el proceso de coalescencia sería el responsable de la colisión y fusión de las gotas, que irían aumentando su tamaño al comenzar su descenso por acción de la gravedad (figura 3.21). En las lluvias consecuentes a las nubes convectivas, el limitado tamaño de



Fuente: McKNIGHT, T. L. y HESS, D. (2002).

Figura 3.21. Proceso de coalescencia en la formación de las gotas de lluvia.

las gotas de lluvia parece ser causado por esta forma de producirse la precipitación.

Otro de los procesos que podrían originar la formación de las gotas de lluvia es el denominado *proceso de los cristales de hielo*. Esta teoría explicativa fue establecida ya en 1930 por el famoso meteorólogo escandinavo *Tor Bergeron* y completada, después, por el alemán *W. Findeisen*. La existencia de cristales de hielo en una nube modificaría su estabilidad de manera muy sensible. La tendencia de los cristales a crecer, a costa de las partículas de agua, ocasionaría que en pocos minutos éstos alcanzaran el tamaño de varios centenares de micras. Los cristales podrían además fusionarse entre sí, provocando su precipitación. Si la temperatura de las capas bajas de la troposfera fuera muy reducida, los copos de nieve llegarían sólidos a la superficie. En caso contrario, fundirían, originando la lluvia. Ello explicaría cómo en las zonas montañosas es frecuente ver nieve en las cimas y lluvia en los valles.

Tipos y medida de la precipitación

Los tipos de precipitación dependen de las características de la ascendencia del aire y de la temperatura existente debajo de las nubes. La **lluvia** es la forma más común de precipitación. Bien sea por el mecanismo de la coalescencia o por el de los cristales de hielo, las gotas de agua podrían llegar a alcanzar el tamaño de 7 milímetros de diámetro. Por encima de este valor, la gota tendería a romper en otras más pequeñas. Por debajo de 0,5 milímetros de diámetro, la lluvia recibe el nombre de *llovizna*. En ocasiones, debido a una inversión térmica en los kilómetros inferiores de la atmósfera, se origina un tipo de lluvia de características especiales, denominada *agua-nieve*, como consecuencia de que los copos de nieve se funden al atravesar capas de aire de temperatura superior a los 0 °C, congelándose, posteriormente, si deben atravesar una capa más fría.

La **nieve** se produce cuando la temperatura de congelación está tan próxima al suelo que los conglomerados de cristales de hielo alcanzan la superficie terrestre antes de fundirse. Generalmente, en este caso, el nivel de congelación se encuentra situado por debajo de los 300 metros de altura. Analizando con una simple lupa, pueden apreciarse sus formas regulares de cristales planos hexagonales o prismas.

Por su parte, el **granizo** es una de las formas de precipitación característica de los *cúmulo-nimbos*. Las potentes corrientes ascensionales de los mismos arrastran las gotas de lluvia hacia arriba, enfriándolas y solidificándolas. Esta fuerza vertical permite mantener en suspensión las bolas de hielo, durante el tiempo necesario para

incrementar su tamaño. Al final, la bola de granizo por efecto gravitatorio escapa de la corriente de aire y cae a la superficie.

La **medida de la precipitación** se realiza por la profundidad o espesor alcanzado por el agua depositada sobre la superficie terrestre. Una precipitación de 20 milímetros significaría que el suelo estaría cubierto de agua hasta esa altura, si no existieran pérdidas por escorrentía, evaporación o filtración. La medición se hace con referencia a un período de tiempo de recogida de la precipitación (día, mes, año). Otra unidad de medida es el *litro/m²*, que indica el número de litros de agua recogidos por cada metro cuadrado de superficie. Su valor es equivalente al *milímetro*.

La nieve se mide de la misma manera, indicando la altura alcanzada durante un período de tiempo determinado. También puede convertirse en agua líquida y realizar la nueva medición. Habitualmente, la relación es de 1 a 10; 10 milímetros de nieve equivaldrían a 1 milímetro de agua líquida (densidad de la nieve 0,1 *gr/cm³*).

3.4. La distribución de las precipitaciones en la superficie terrestre

La cantidad de agua que anualmente cae sobre la superficie del globo alcanzaría un valor medio, para el conjunto de la Tierra, de 900 milímetros de altura, lo que representa un volumen aproximado de 14 millones de toneladas de agua por segundo. Sin embargo, el reparto se produce de manera desigual, con variaciones de un punto a otro de la superficie terrestre y de una estación del año a otra. Resulta de interés analizar los factores explicativos de esta diferente distribución, espacial y temporal.

3.4.1. El desigual reparto sobre la superficie

En el mapa de la figura 3.22, se ha representado el promedio anual de lluvia existente sobre los diversos lugares de la superficie terrestre. Para ello se han trazado líneas, denominadas *isoyetas*, que unen puntos que tienen el mismo promedio anual de precipitación.

De igual manera que en el caso de las temperaturas, para eliminar las variaciones que se producen de un año a otro, los valores de las precipitaciones se refieren a un período suficiente de años.

Hasta ahora, nos hemos venido ocupando de los principales mecanismos productores de las precipitaciones. Es el momento de analizar, a partir de su distribución superficial, los *factores geográficos* que determinan que en ciertas áreas la precipitación supere el valor de 2.000 milímetros, mientras que en otros, apenas alcance los 250 milímetros.

Estos factores inciden en las diversas etapas del proceso *evaporación-condensación-precipitación*. Así, un conjunto de **factores favorecen un volumen de precipitación elevado**. La *proximidad a los océanos cálidos* supone una condición importante para que la evaporación pueda producirse a gran escala. Cuanto mayor sea ésta, mayor será la precipitación. En otros casos, interesa destacar aquellos factores que favorecen el enfriamiento adiabático del aire, como son: la existencia de *gradientes térmicos inestables* a lo largo del año, la situación en un área afectada por las *perturbaciones* o la *orografía* de un territorio. Todos ellos participan en que la producción de lluvia o nieve sea mayor.

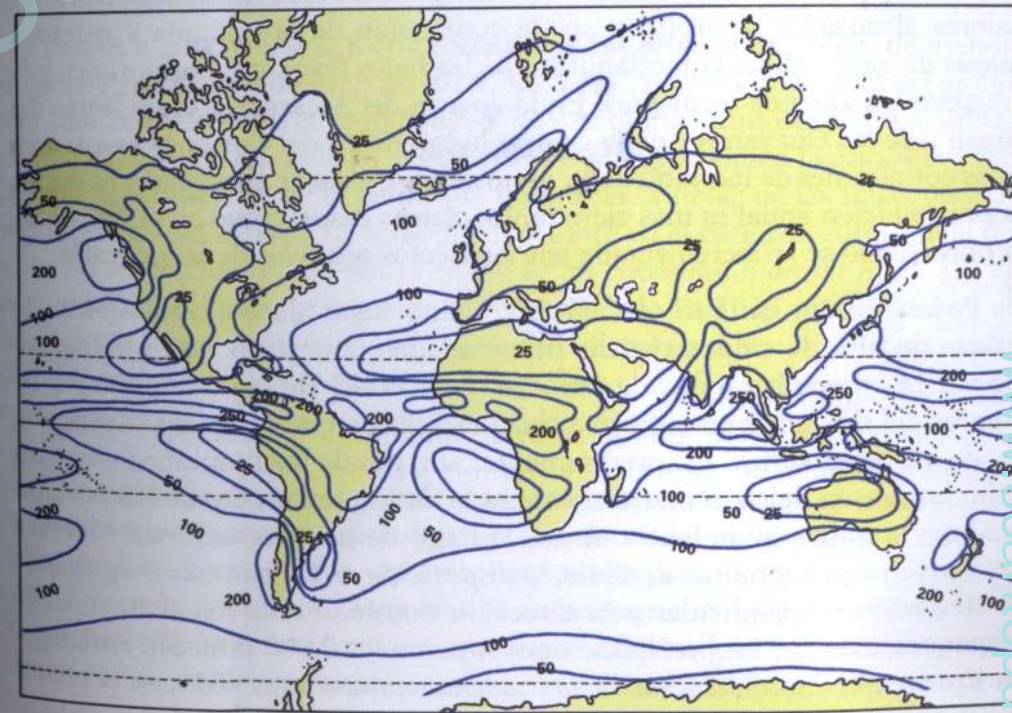


Figura 3.22. Distribución de la precipitación media anual sobre la superficie de la Tierra (valores en centímetros).

Por el contrario, otros **factores influyen en que los promedios de precipitación sean bajos**. Algunos de ellos son los mismos, pero actuando en sentido contrario. Así, cabe destacar: la *distancia a los centros suministradores de la humedad*, las *altas presiones subtropicales*, una situación *alejada de la trayectoria de las tormentas* o las condiciones de *sombra pluviométrica* a sotavento de las montañas. A ellos habría que añadir, las *bajas temperaturas del aire* y la presencia de *corrientes marinas frías*. En el primer caso, aunque la baja temperatura favorezca la saturación, la cantidad de vapor de agua que puede contener el aire es tan limitada que las precipitaciones no son muy abundantes. Por su parte, las corrientes marinas frías crean desiertos costeros, ya que las masas de aire marítimo se recalientan al llegar a la tierra, disminuyendo su humedad relativa.

Las **áreas de máxima precipitación** se caracterizan por presentar al menos dos de las cuatro condiciones citadas. Así, en la *zona próxima al Ecuador* aparece una estrecha franja, más o menos uniforme, de concentración de la pluviosidad, que se deforma y rompe sobre los continentes. Los altos valores alcanzados se explican por la conjunción de la cercanía a extensas masas de agua cálida, la inestabilidad de las bajas presiones ecuatoriales y la situación en zona de tormentas. En la cuenca del Amazonas, costa norte del Brasil y de las Guayanas y en la cuenca hidrográfica del Congo se mantienen estas condiciones de inestabilidad y atmósfera cargada de humedad y es donde la precipitación anual es más elevada. En ciertos casos, como en el Camerún, la pluviosidad se ve incrementada por los efectos positivos de la orografía.

Por su parte, las *latitudes medias*, como lugar de enfrentamiento de masas de aire de características diferenciadas, muestran una predisposición a las precipitaciones de carácter frontal. El flujo predominante de vientos del Oeste incrementa las precipitaciones en las fachadas occidentales de los continentes. Es, precisamente, allí, donde las montañas obstaculizan la llegada del aire marítimo cargado de humedad, donde las precipitaciones son más abundantes. Así, a lo largo de la costa oeste de América del Norte y en la zona sur de Chile, la *disposición de las barreras orográficas*, en dirección perpendicular a la dirección dominante de los vientos, es la responsable de que las precipitaciones superen los 2.000 mm. Sin embargo, en Europa, la *dirección zonal de las cadenas montañosas* reducen el efecto del Frente Polar y las masas de aire húmedo progresan más profundamente en el continente. Las costas occidentales de Nueva Zelanda representan la cuarta área donde la precipitación frontal tiene lugar.

Por último, una excepción importante de la distribución más o menos zonal de las precipitaciones la constituyen las lluvias *monzónicas* del Asia subtropical. Aunque no existe una explicación definitiva en el mecanismo productor del monzón (cambio de 180° en la dirección de los vientos de una estación del año a otra), parece haberse desechado la idea, según la cual, serían, exclusivamente, el calentamiento del continente asiático en verano y su enfriamiento en invierno los responsables de los flujos alternativos de los vientos. La explicación debe encontrarse en la *modificación de la circulación atmosférica* general a lo largo del año, como consecuencia de la cadena montañosa del Himalaya. La barrera del Himalaya obliga a la corriente del Jet-Stream a situarse, bien al Norte, bien al Sur de la montaña, desplazando la línea de convergencia intertropical durante el verano más al Norte de lo habitual. La consecuencia, en el período estival, momento de formación de las lluvias, es la afluencia de aire cargado de humedad, del Sur hacia el Norte, hacia la línea de CIT, que proporciona lluvias muy abundantes en el Sudoeste de Asia.

Vamos a pasar revista, a continuación, a las **áreas más secas**, de menor índice de precipitación. En gran parte, las áreas de mayor sequedad del globo son una consecuencia de condiciones de estabilidad atmosférica. La subsidencia del aire en las *altas presiones subtropicales* recalienta la atmósfera del Sahara continental y de la península de Arabia, a pesar de las bajas presiones térmicas del verano. La estabilidad del aire en el cinturón subtropical de altas presiones se acentúa por el efecto de las *corrientes marinas frías*. Así, el desierto de California se extiende sobre el Océano Pacífico subtropical en el hemisferio Norte y el desierto de Atacama chileno en el Sur. La misma explicación tendría el desierto subtropical del norte de África relacionado con la corriente fría de Canarias, o del Sur con la corriente de Benguela.

Una segunda área importante con precipitaciones inferiores a los 250 milímetros, se encuentra situada en el *interior de los continentes de las latitudes medias*. La sequedad del aire, consecuencia de la lejanía del mar, se acentúa por la estabilidad atmosférica de las masas de aire en invierno. Las formas de relieve condicionan, como factor adicional, la ausencia de precipitación. Así, en Norteamérica, a sotavento de las montañas Rocosas, se produce un extenso desierto interior, o en el continente asiático, el Himalaya limita la extensión de las lluvias monzónicas y permite que las condiciones secas penetren hacia el Sur.

Por último, en las *altas latitudes polares*, la baja humedad absoluta del aire, la subsidencia debida a la circulación anticiclónica y la estabilidad del aire actúan a lo largo de todo el año.

3.4.2. Las variaciones estacionales

Tan importante como conocer el valor anual de las precipitaciones es el de su reparto a lo largo de las estaciones del año. La mejor manera de representar esta distribución es mediante un histograma de frecuencias, disponiendo, para cada mes del año, los valores medios de las precipitaciones (el cálculo de la *precipitación mensual* se realiza, hallando el valor medio durante un número suficiente de años). La *variación mensual de las precipitaciones* define su *régimen* específico. Las semejanzas de la fluctuación estacional, en diversos lugares, puede atribuirse al hecho de estar dominados, todos ellos, por condiciones atmosféricas y climáticas similares. Veamos, cuáles son los **regímenes de precipitaciones** más característicos.

En la zona intertropical, el reparto anual de las lluvias está ligado al paso del Sol por el cenit del lugar. En la proximidad del *Ecuador*, aparecen marcados con nitidez dos períodos de sequía relativa, separados por dos períodos de lluvia. Los primeros, corresponden a los solsticios de verano e invierno y los segundos a los equinoccios de primavera y otoño. Por el contrario, en la cercanía de los *trópicos*, a una larga estación seca le sucede una única lluviosa, que coincide por el paso del sol por el cenit en dos momentos muy próximos entre sí. El ritmo que se observa en el sudeste asiático, propiciado por los *monzones*, es muy semejante al anterior, con grandes precipitaciones concentradas en el verano (figura 3.23).

Fuera de las latitudes intertropicales, los contrastes estacionales de las precipitaciones son menos acentuados, a excepción, quizás, de las regiones *mediterráneas*, donde la sequedad estival asemeja su régimen pluviométrico al de las regiones subtropicales. En las latitudes medias, las variaciones estacionales se manifiestan según la posición del lugar en la fachada oriental u occidental de las regiones costeras o en el interior de los continentes. La inestabilidad del frente polar determina que la fachada occidental de Eurasia tenga precipitaciones durante todo el año, aunque predominantes

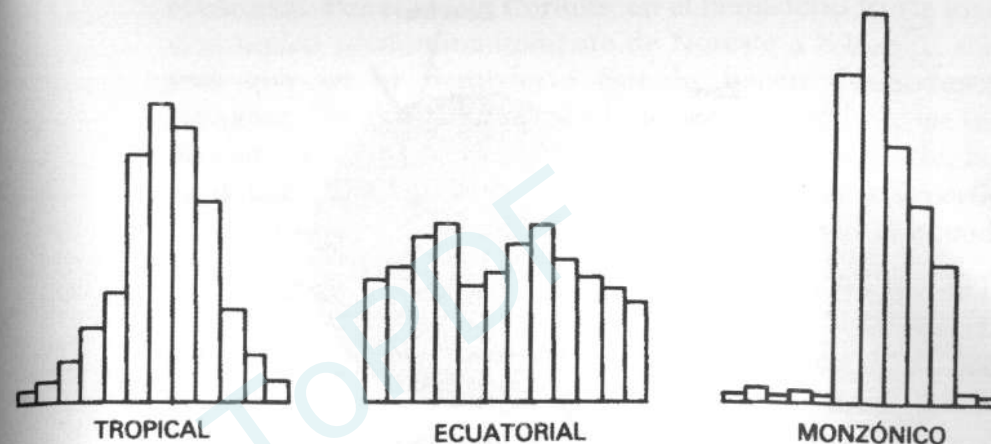


Figura 3.23. Regímenes de precipitación (1).

en la estación invernal. Es el denominado régimen *oceánico*. Sin embargo, el régimen *continental* se caracteriza porque las precipitaciones máximas tienen lugar durante el verano, debido a la superior inestabilidad atmosférica en esta época del año (figura 3.24).

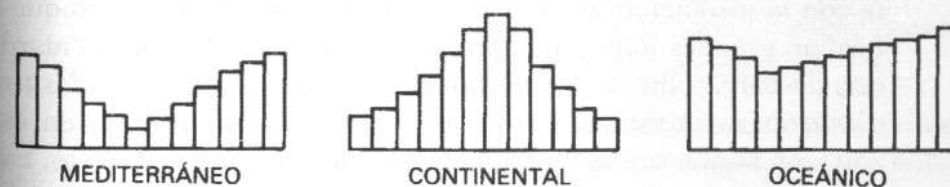


Figura 3.24. Regímenes de precipitación (2).

4. LAS ZONAS CLIMÁTICAS

Teniendo en cuenta la circulación atmosférica y otros factores, fundamentalmente de origen térmico, en el mundo se diferencian tres grandes zonas climáticas (figura 3.25):

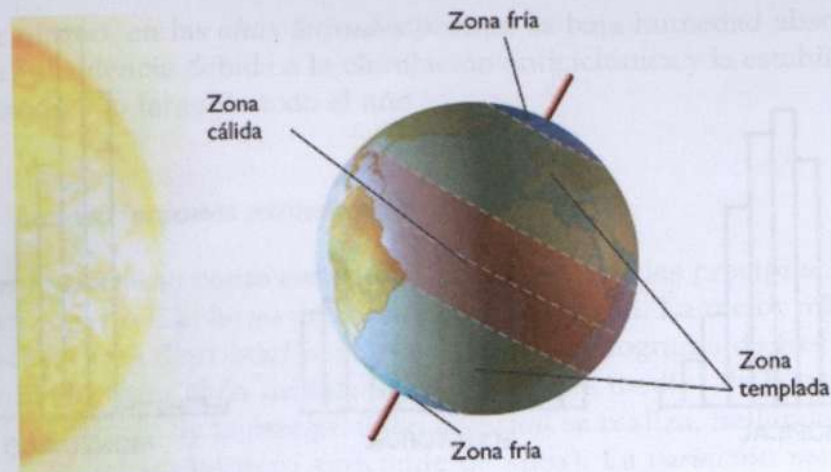


Figura 3.25. Zonas climáticas de la Tierra.

1. *Zona cálida.* Es la zona terrestre comprendida entre los trópicos de Cáncer y Capricornio. Corresponde a la superficie de la Tierra de incidencia más perpendicular de los rayos solares. Podemos subdividirla en dos subzonas:

- *La zona de convergencia intertropical.* La podemos llamar también *zona ecuatorial* porque se sitúa en las cercanías del ecuador. En esta zona, el aire cálido y húmedo tiende a ascender, especialmente con la insolación del día. Al ir subiendo, se enfría por lo que se forman grandes nubes que, prácticamente todos los días al atardecer, descargan lluvia. La abundancia de *lluvias* y las *elevadas temperaturas* favorecen el desarrollo de la vegetación y es, en esta zona, en la que se desarrollan los grandes bosques selváticos. Esta zona climática no se sitúa a lo largo de todo el año en el mismo sitio, sino que sufre *desplazamientos hacia el norte o hacia el sur*, dependiendo de las estaciones o empujada por los vientos monzones, que son especialmente fuertes en el sur de Asia.
- *Las zonas tropicales.* Son las situadas al norte y al sur de la zona anterior. Pertenecen, igualmente, a la *zona cálida* terrestre. En ellas predominan los llamados *vientos alisios* que se forman cuando las masas de aire del Norte o del Sur se mueven para ocupar el espacio que deja libre el aire ascendente de la zona

ecuatorial. Por el efecto Coriolis, en el hemisferio Norte los alisios soplan predominantemente de Noreste a Suroeste, mientras que en el hemisferio Sur lo hacen de Sudeste a Noroeste. En altura, la circulación del viento se hace en sentido contrario, hasta los 30° de latitud, aproximadamente, lugar en donde el aire, ya enfriado, se desploma hacia la superficie, cerrándose así las corrientes convectivas próximas al Ecuador.

Las zonas tropicales situadas entre los 20° y los 40° de latitud, en las que el aire desciende desde la altura, se caracterizan por el predominio de las *altas presiones* (aire frío y denso que se acumula contra la superficie). Esto supone precipitaciones escasas, normalmente inferiores a los 250 milímetros anuales, ya que la circulación vertical descendente impide el desarrollo de nubes, pues el aire al bajar aumenta su temperatura y por tanto incrementa su capacidad de contener vapor de agua (mayor humedad de saturación). Por esto, en estas zonas, hay grandes extensiones *desérticas* en los continentes, tanto en el hemisferio norte como en el sur.

2. *Zonas templadas.* Son las situadas al Norte (hemisferio Norte) o al Sur (hemisferio Sur) de las zonas tropicales. Justo al Norte (o al Sur en el hemisferio Sur) de donde surgen los alisios, la misma masa de aire que al desplomarse desde la altura ha originado esos vientos, provoca también que parte de ese aire viaje hacia el Noreste (o hacia el Sureste en el hemisferio Sur). Se forman así los *vientos occidentales* (de Oeste a Este) típicos de las latitudes templadas.

Las masas de aire que arrastran los vientos occidentales llegan a chocar con las masas de aire frío procedentes de las zonas polares y se desplazan montándose sobre ellas, al ser más calientes. Este ascenso provoca la formación de nubes y precipitaciones en el fenómeno meteorológico que llamamos *borrasca*. En las borrascas es típico que el aire al ascender adquiera un movimiento giratorio, formándose un *frente cálido* que suele ser seguido de otro *frente frío*. El paso de los frentes cálido y frío es el que trae las lluvias.

Las borrascas tienden a desplazarse de Oeste a Este, de tal manera que al paso de un frente cálido le suele seguir una mejoría transitoria y viene luego un frente frío con empeoramiento del tiempo que

termina por alcanzar y neutralizar al frente cálido, produciéndose, así, la desaparición de la borrasca. Estas continuas variaciones provocadas por la alternancia de anticiclones (altas presiones) y borrascas (bajas presiones) son las típicas del «tiempo atmosférico» de las zonas templadas.

3. Las *zonas polares*. En ellas, la situación es casi siempre *anticiclónica* porque las masas de aire frío descienden desde las alturas y se desplazan lateralmente hacia el Sur (hacia el Norte en el hemisferio Sur). En estas zonas, llueve muy poco, menos de 250 milímetros anuales (situación anticiclónica), por lo que se suele hablar de desiertos fríos, a pesar de que se mantengan cubiertos por hielos y nieve.

LECTURAS RECOMENDADAS

Las lecturas que recomendamos corresponden a las obras que se detallan a continuación:

- DURAND-Dastés, F. (1982): *Geografía de los aires*. Editorial Ariel, Barcelona, 336 páginas. Libro introductorio sobre la atmósfera terrestre. Analiza, de manera detallada, la importancia de las corrientes atmosféricas y las masas de aire en el tiempo atmosférico, básicos en la definición de los distintos climas existentes sobre la superficie terrestre.
- MCKNIGHT, T. L. y HESS, D. (2002): *Physical Geography*. Prentice Hall, New Jersey, 629 páginas. Manual dedicado al estudio de la Geografía Física, editado en lengua inglesa, abarca los diferentes aspectos de un texto de esta naturaleza (análisis de la atmósfera, hidrosfera, litosfera y biosfera). Libro muy completo, con figuras muy didácticas de elevada calidad, que ayudan a comprender los complejos fenómenos del medio natural. Los capítulos 5, 6 y 7 están dedicados al estudio de la presión atmosférica y la distribución de vientos a escala planetaria, los fenómenos de la evaporación, condensación y precipitación del agua y los mecanismos inherentes a las perturbaciones atmosféricas.
- PLANS, P.; FERRER, M.; DERRUAU, M.; ALLIX, J. P. y DACIER, G. (1993): *Geografía Física Geografía Humana*. Eunsa, Pamplona, 802 páginas. Manual de Geografía General, elaborado de manera muy didáctica, que puede servir para ampliar las explicaciones expuestas en estas Unidades Didácticas. Los temas 8 y 9 están dedicados al estudio de la circulación atmosférica y la Geografía de las precipitaciones, donde se analizan los principales mecanismos productores del viento y de la lluvia y los factores que influyen en el desigual reparto sobre la superficie terrestre. Todos los temas incluyen dos apartados que pueden resultar muy útiles, sobre lecturas y complementos del contenido expuesto y la realización de trabajos prácticos, con el objeto de facilitar la comprensión de la materia estudiada.
- STRAHLER, A. N. y STRAHLER, A. H. (1997): *Geografía Física*. Ediciones Omega, Barcelona, 550 páginas. Manual clásico de Geografía Física, que destaca por su abundante información, la claridad expositiva de sus autores y la gran cantidad de esquemas y elementos gráficos disponibles. Posiblemente, supera el nivel medio exigible en este curso, aunque puede ayudar a aquellos alumnos que buscan disponer de información suplementaria sobre los complejos mecanismos que hacen del medio físico una realidad global e integrada. Los capítulos 6, 7 y

Se han dedicado al estudio de los vientos y de la circulación atmosférica, la humedad atmosférica y la precipitación y las masas de aire y las borrascas. Puede resultar útil, para los alumnos ávidos de explicaciones complementarias, si se emplea como material de consulta que amplíe aspectos parciales estudiados en estas Unidades Didácticas.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Observe el mapa del tiempo del periódico que acostumbre a leer, de varios días consecutivos, y establezca, a partir de los mapas del tiempo representados, los principales centros de acción existentes, explicando la influencia de su evolución en las características térmicas y pluviométricas de los diferentes lugares de la Península Ibérica. En este sentido, intente representar de forma aproximada, los mapas de isotermas e isoyetas.
- Vea el DVD didáctico elaborado por el equipo docente de la asignatura, denominado *La dinámica atmosférica. Interpretación de los mapas del tiempo* e intente comprender los conceptos de presión y humedad atmosférica, la distribución de presiones a escala terrestre (en superficie y altura) y los principales mecanismos desencadenantes de la precipitación.
- A partir de un atlas, observe detenidamente el mapa temático de la distribución de presiones y precipitaciones a escala mundial e intente deducir los factores explicativos de las diferencias existentes.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

- 1) ¿En qué se diferencian las altas y bajas presiones térmicas de las dinámicas? ¿Cuáles son las causas que las generan? ¿Cómo pueden diferenciarse, si se dispone de los mapas de presiones de superficie y altura? Ponga un ejemplo de alta presión térmica y dinámica.
- 2) A partir de los valores de diversas variables climatológicas, correspondientes a las estaciones meteorológicas de la franja intertropical recogidas en la tabla adjunta, reflexionar sobre las siguientes cuestiones:
 - ¿Qué relación tiene latitud con el volumen de precipitaciones? ¿Cuál es el motivo de su disminución progresiva?
 - ¿Por qué se incrementa la amplitud térmica con la latitud?
 - ¿Por qué aumenta el número de meses de estación seca con la latitud?

Latitud	Precipitación anual (mm)	Humedad relativa media	Amplitud térmica anual (°C)	Número de meses de estación seca
5° 15'	2.144	85%	3,8	0
9° 30'	1.600	68%	4	3
12° 21'	880	49%	7,2	5
14° 31'	550	44%	10,3	8
16° 43'	225	36%	11,7	9

- 3) ¿Por qué una bajada del barómetro se asocia con tiempo inestable?
- 4) Observe la distribución de presiones a escala planetaria en los meses de enero y junio y extraiga las diferencias existentes entre los hemisferios Norte y Sur.
- 5) ¿Por qué, siendo la fuerza causada por el gradiente de presión perpendicular a las isobaras, el aire sigue en su movimiento una dirección aproximadamente paralela a las mismas?

Tema 4

Los océanos

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

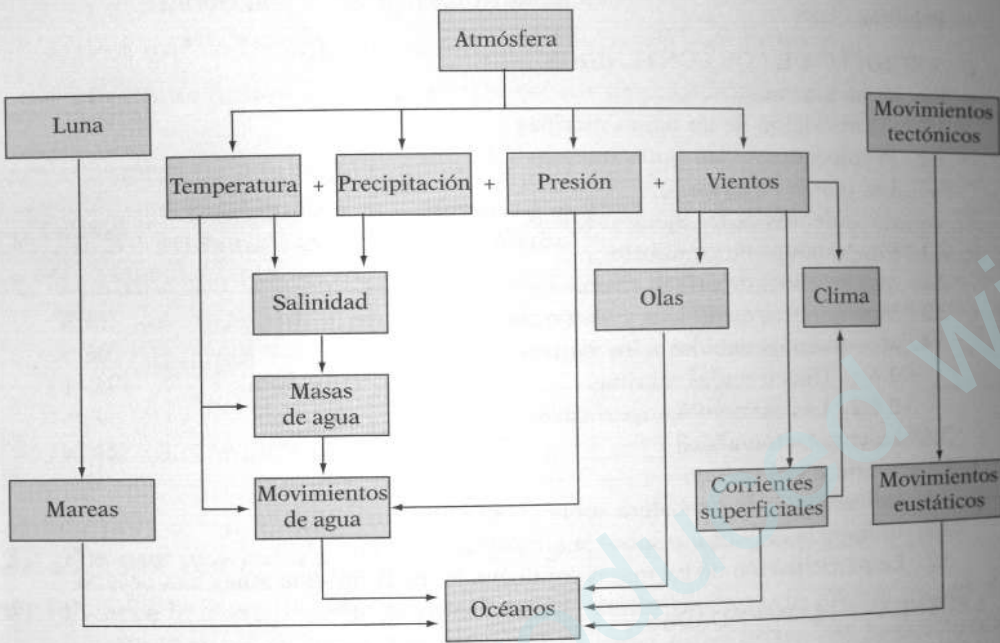
1. Las aguas marinas
 - 1.1. Composición de las aguas marinas
 - 1.2. Propiedades de las aguas marinas
 - 1.3. Las masas de agua
2. Los movimientos de las aguas marinas
 - 2.1. Movimientos de equilibrio
 - 2.2. Movimientos de origen cósmico
 - 2.3. Movimientos eustáticos y tectónicos
 - 2.4. Movimientos debidos a los vientos
 - 2.4.1. Olas u ondas marinas
 - 2.4.2. Las corrientes superficiales
 - 2.5. La circulación abisal
3. La atmósfera y el océano
 - 3.1. Influencia de la atmósfera sobre el océano
 - 3.2. Influencia del océano sobre la atmósfera
 - 3.3. La participación de las masas continentales en la relación atmósfera-océano

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

DIAGRAMA CONCEPTUAL



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

El estudio de los océanos tiene un gran interés geográfico por la gran extensión que ocupan, por ser un potente mecanismo de transferencia de calor del Ecuador a los polos, y por su papel en la vida, en la economía y en el paisaje costero.

Atmósfera y océano guardan una estrecha relación en su franja de contacto, influenciándose ambos en sus características y en su dinámica, hasta el punto de que podríamos hablar de una realimentación entre los dos sistemas. El tema de los océanos se trata dentro del capítulo de Climatología por la importancia que tiene su incidencia en los climas costeros; más adelante, en los temas de Geomorfología, se estudiará el papel de las aguas marinas como factor modelador de las costas.

El proceso del movimiento de las aguas marinas es complejo, por lo que, como en todos los casos en que se quiera explicar cómo funciona un proceso, hay que conocer cuáles son sus piezas fundamentales, las características de cada una de ellas y el papel que juegan en el conjunto. Por ello, primero analizaremos la composición, características y propiedades de las masas de agua, y después veremos la interacción atmósfera-océano, la importancia que tienen los movimientos de las aguas y su influencia sobre las masas de aire.

2. OBJETIVOS

- Conocer la composición y propiedades de las masas de agua marina, y sus importantes consecuencias en el movimiento de las aguas y en el clima.

- Comprender la interacción hidrosfera/atmósfera, ya que entre ambas se producen transferencias de humedad y temperatura, que repercuten en la estabilidad o inestabilidad de sus respectivas masas, en la zona de contacto.
- Conocer y explicar los distintos movimientos de las aguas marinas: de equilibrio, horizontales, eustáticos, tectónicos y de marea.
- Comprender las distintas repercusiones que tienen las aguas marinas sobre los climas.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

En el estudio de este tema, es importante asimilar y razonar determinados conceptos básicos. Para captar mejor el recorrido de distintas corrientes marinas, frías y cálidas, se recomienda utilizar un atlas y observar el mapa de corrientes marinas, y, simultáneamente, el mapa de climas, comprobando, así, la correspondencia de cada una de ellas con las características del clima costero al que afectan. El alumno debe observar la distinta incidencia de las corrientes cálidas o frías según la fachada continental costera (oriental y occidental) y según su latitud; por ejemplo, observar cómo las corrientes frías dan lugar a desiertos costeros sólo en las latitudes intertropicales, o cómo en las latitudes templadas las corrientes cálidas suavizan el clima y las frías lo refrescan.

En el desarrollo del tema se incluyen diversas figuras que esquematizan algunos procesos y ofrecen una información gráfica, así como algún cuadro que, en unos casos, sintetizan características importantes y, en otros (enmarcados en verde), aportan una información adicional que no es materia básica del aprendizaje. Debe prestar atención a todos ellos puesto que clarifican los conceptos.

4. PALABRAS CLAVE

Aguas marinas, salinidad, densidad de las aguas marinas, masas de agua, mareas, corrientes marinas, movimientos de equilibrio de las aguas marinas, movimientos eustáticos, circulación abisal.

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. LAS AGUAS MARINAS

Las aguas marinas ocupan un 70 por ciento de la superficie del planeta Tierra y constituyen la mayor parte de la hidrosfera (entre el 94 y 98% del agua existente en el planeta). Su volumen alcanza los 1.286 millones de km^3 , cantidad que se mantiene constante, a pesar de evaporarse más agua de la que es devuelta por las precipitaciones, debido al retorno que se produce por los ríos.

1.1. Composición de las aguas marinas

La composición media de las aguas marinas parece que no ha variado sensiblemente a lo largo del tiempo, lo cual lleva a considerar la existencia de un sistema de equilibrio en el intercambio que efectúan los distintos elementos químicos comprendidos en los tres medios: la atmósfera, la hidrosfera y la litosfera.

La procedencia de los componentes de las aguas marinas es diversa y su explicación ha pasado por diversas teorías. Ya Boyle, en 1670, demostró que las aguas continentales aportaban al mar pequeñas cantidades de sales. Las modernas teorías añaden el aporte de las corrientes de convección; según esta explicación, es en la dorsal centro oceánica (ver tema 7), debido a la expansión del fondo oceánico, donde aparecen las *aguas juveniles* (aquellas que no han estado nunca en fase líquida) acompañando a las rocas del manto. También se considera que contribuyen a su composición los sólidos en suspensión, generados en las erupciones submarinas, a los que habría que añadir diversos intercambios iónicos muy activos y complejos que no son del todo conocidos. En su conjunto, el agua del mar contiene diversos gases y sales en disolución (su poder disolvente es mayor que cualquier otro líquido) y partículas en suspensión.

Composición de las aguas marinas

- **Los gases disueltos** son de gran importancia para la vida que se desarrolla en sus aguas, ya que gracias a ellos es posible la presencia de animales y plantas; por ejemplo, la cantidad de oxígeno, que decrece con el aumento de temperatura y de salinidad, favorece el desarrollo biológico. En las aguas marinas se encuentran todos los gases atmosféricos (oxígeno, nitrógeno, anhídrido carbónico, argón e hidrógeno), aunque disueltos en pequeñas cantidades. La proporción de oxígeno y nitrógeno es de 35% y 65% respectivamente, mientras que en la atmósfera es de 21% y 79%.
- **Las sales** que se encuentran disueltas en el agua del mar son diversas, sobre todo cloruros, como el cloruro sódico (sal marina, que es el más abundante, 23‰), el magnésico, el cálcico, o el potásico; mientras que el porcentaje de los componentes sulfatados (sulfatos de magnesio, calcio y potasio), y carbonatados (frecuentes en las aguas continentales) es bajo. Además, contiene pequeñísimas cantidades de yodo, fósforo, arsénico, cobre y, en mínimas proporciones, oro y radio. En su conjunto, aproximadamente representan un 3,5 por ciento del peso total del agua oceánica, siendo del 36 por 1.000 la salinidad media del mar (concentración de sólidos disueltos en una muestra dada de agua marina, medida en gramos de sales por mil partes de agua).
- **Las partículas en suspensión** provienen tanto de materia orgánica como inorgánica, son restos de conchas, caparazones, esqueletos, precipitados de calcio, heces, restos orgánicos, organismos muertos, etc. Su presencia es importante, pues modifican significativamente algunos procesos, como, por ejemplo, la absorción de luz.

En el transcurso de las estaciones del año, las variaciones en los contenidos de estos diferentes elementos establecen (según la latitud) las diferentes provincias oceánicas (conformadas por la plataforma continental y hasta los límites de la Zona Económica Exclusiva) en el seno de las masas de agua.

La composición de las aguas marinas presenta notables diferencias entre los distintos puntos geográficos, en relación con el balance hidrológico:

- La solubilidad de los gases es mayor en las aguas frías y poco saladas (hecho de gran importancia en los procesos de contaminación).
- La salinidad es inferior en las proximidades a las desembocaduras de los ríos, puesto que la composición de las aguas que los ríos aportan al mar depende de la litología de la correspondiente cuenca vertiente (en la desembocadura del Congo, la salinidad puede ser inferior al

32 por 1.000). También es inferior en las regiones de abundante precipitación, puesto que las precipitaciones rebajan la proporción de sales (las lluvias ecuatoriales pueden hacer descender la salinidad de la superficie de los océanos a un 35 por 1.000 o menos) (figura 4.1). Igualmente, la salinidad se rebaja con el agua que proviene de la fusión del hielo, como ocurre en los mares árticos.

- La salinidad se incrementa a causa de elevadas temperaturas, puesto que una fuerte evaporación contribuye a su concentración (en las regiones tropicales, donde la insolación es muy fuerte, la evaporación aumenta la concentración de sales, hasta el punto de que la salinidad, en la superficie del océano, puede llegar a 38 por 1.000) (figura 4.1). Pero también se incrementa por bajas temperaturas, como es el caso de la formación del hielo por congelación de las aguas, cuando se produce una separación de la salmuera, que se difunde en el agua que hay debajo de la *banquise* (placas de hielo cuyo espesor puede alcanzar 3 o 4 m en invierno y que en los tiempos más fríos puede llegar hasta los 65° de latitud).

Cuando los aportes fluviales y pluviométricos superan la evaporación se habla de mares o *cuencas de dilución*, por el contrario, si es mayor la evaporación se habla de mares o *cuencas de concentración*.

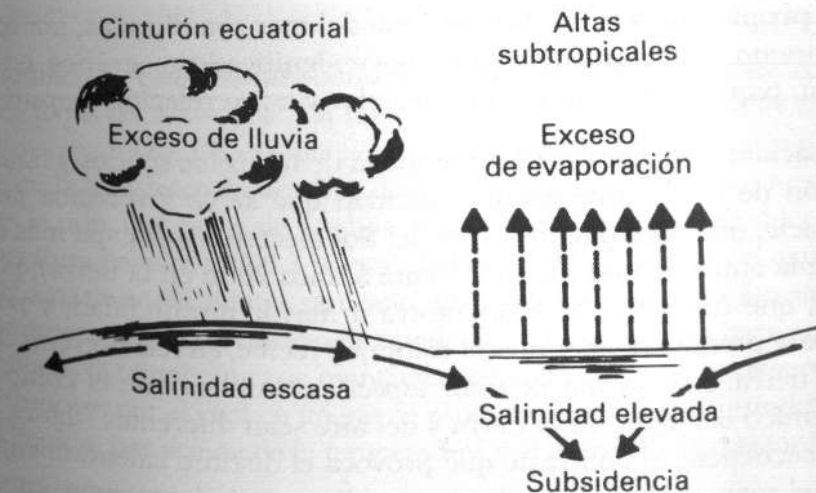


Figura 4.1. El esquema muestra la relación que existe entre las precipitaciones, la evaporación y la salinidad, así como los movimientos de equilibrio que se producen al variar por ello la densidad del agua.

Entre los mares y los océanos se establecen notables diferencias de salinidad, que son más acusadas cuanto menor es la comunicación mar-océano, ya que dicha comunicación es el factor clave para que haya una mayor renovación y mezcla de las aguas. Así, por ejemplo, la salinidad suele oscilar entre el 33‰ y el 38‰ en el océano abierto, mientras que en los mares cerrados las diferencias pueden ser mucho más acusadas, desde un 6‰ en el mar Báltico (en las aguas superficiales del Golfo de Botnia) hasta un 43‰ en el Mar Rojo.

La salinidad hace que varíe la densidad de las aguas, propiedad de gran importancia que veremos en el siguiente apartado.

1.2. Propiedades de las aguas marinas

Las aguas marinas tienen diversas propiedades, algunas de ellas fundamentales para comprender las características de los océanos y sus procesos dinámicos, así como su relación con la atmósfera. En este apartado nos interesa conocer algunas de las propiedades de las variables termodinámicas del agua del mar: densidad, salinidad y temperatura, así como sus interrelaciones.

- **Las propiedades térmicas** del agua del mar son diversas, por lo que nos centraremos en las que tienen un mayor significado geográfico, en relación con su papel como acumulador de calor y en su relación mar-aire.

Su capacidad de calor es más alta que la de todos los sólidos y líquidos, a excepción de la del amoníaco, capacidad que se ve favorecida por su transparencia, que hace que los rayos del Sol afecten a una capa más espesa (calculada entre los 100 y 200 m frente a unos 20 m en la tierra), por su movilidad, que transmite la temperatura a mayor profundidad, y por su *albedo*, que le permite retener más el calor que recibe, en relación con el que retiene la tierra. Así, su *mayor calor específico* implica que el comportamiento térmico del agua, de la tierra y del aire sean diferentes (figura 4.2). Como consecuencia, el contraste que provoca el distinto calentamiento de la tierra y el mar, conlleva que el mar se caliente más lentamente en verano y se enfríe mucho más lentamente en invierno, de modo que la temperatura de las aguas marinas es menos variable que la de la tierra. Ello implica, también, que las corrientes oceánicas lleven mucha energía térmica.

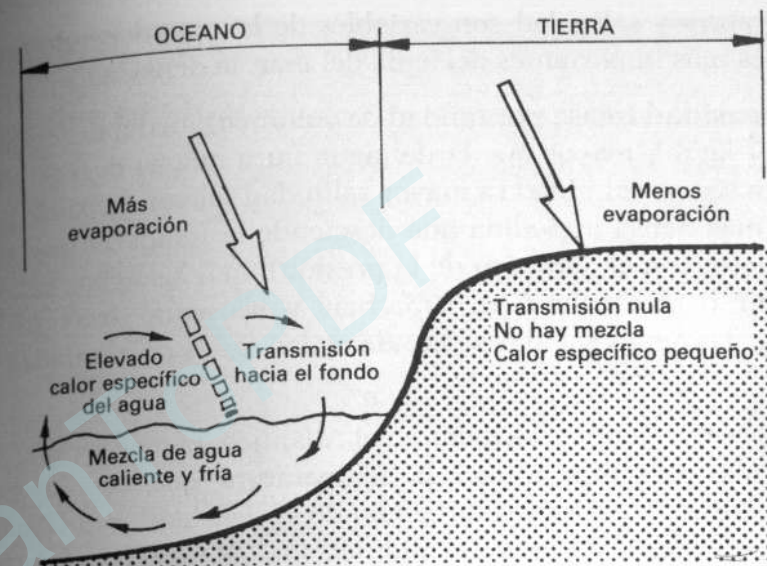


Figura 4.2. Las distintas características físicas de las aguas y la tierra en cuanto a capacidad de evaporación, transmisión de calor, posibilidad de mezcla y calor específico, dan lugar a un distinto comportamiento térmico. La superficie de la tierra se calienta y enfría con mayor intensidad y rapidez que el océano, que es un gran acumulador de calor.

También su *calor latente*, tanto de fusión como de evaporación, es el más alto de todas las sustancias. La importancia de su *calor latente de evaporación* (calor necesario para el cambio de estado de líquido a vapor) se pone de manifiesto en la transferencia de calor del mar al aire; por ejemplo, la evaporación que es la principal causa de pérdida de calor del océano, se produce cuando la temperatura del aire está 0,3 °C por abajo de la temperatura del agua, siempre que el aire no se encuentre saturado. Por otro lado, su *calor latente de fusión* (calor necesario para el cambio de estado de sólido a líquido) hace que en regiones polares la temperatura se mantenga cerca del punto de *licuefacción* o *licuefacción* (proceso por el cual en un gas se produce un cambio de estado, del gaseoso al líquido, por acción de la temperatura y el aumento de presión).

- **La salinidad** altera las propiedades físicas de las aguas puras; en unos casos se trata de pequeñas variaciones, pero resultan significativamente importantes los cambios que provocan en el punto de congelación, en la densidad y en la conductividad.

Temperatura y salinidad son variables de las que depende una de las propiedades más importantes del agua del mar, la densidad.

• **La densidad** (masa por unidad de volumen) media del agua marina varía según sea su salinidad (a mayor salinidad mayor densidad), su temperatura (más densa a medida que desciende la temperatura), y su presión (aumenta con el aumento de la presión). Así, las aguas cálidas tienden a subir o mantenerse en superficie y las aguas frías se hunden, igualmente, las aguas saladas se hunden y las aguas poco saladas van a la superficie.

Según observaciones realizadas en el Atlántico, parece ser que la densidad está más relacionada con la temperatura que con la salinidad. Generalmente, los líquidos van aumentando su densidad según baja su temperatura hasta llegar al punto de solidificación, de manera que la fase sólida es más pesada que la líquida; por el contrario, en el agua pura se sigue esta ley solamente hasta que alcanza los 4 °C (a esta temperatura el agua destilada tiene su menor volumen o su densidad máxima) y en las aguas marinas hasta los -2 °C, y a partir de ahí empieza a dilatarse progresivamente. Gracias a ello, el hielo que se forma sobre el océano en la estación fría alcanza una densidad inferior a la del agua y puede flotar sobre su superficie, lo que permite que pueda ser parcialmente fundido en verano y establecerse el ciclo hielo-deshielo; en el caso contrario, si el hielo tuviera mayor densidad que el agua, al hundirse quedaría aislado de la acción del calor y se iría acumulando progresivamente en el fondo de los océanos hasta formar un conjunto helado. Igualmente, este hecho se refleja en los movimientos de equilibrio de las aguas marinas, al rebajarse su punto de congelación.

La temperatura, salinidad y densidad del agua en la superficie de los océanos tiene una desigual distribución latitudinal, como puede apreciarse en la figura 4.3.

Las diferencias de densidad tienen gran importancia en el movimiento de las aguas como veremos en siguientes apartados.

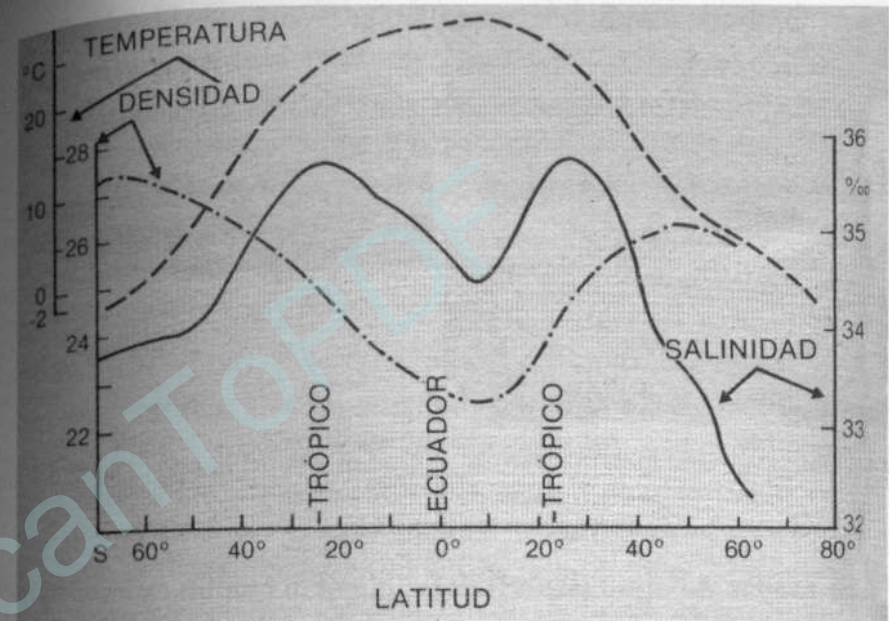


Figura 4.3. Distribución, en latitud, de la temperatura, la salinidad y la densidad del agua en la superficie oceánica. Según Pickard (1979).

1.3. Las masas de agua

Al igual que ocurre con las distintas masas de aire en la atmósfera, que se configuran en función de sus características de temperatura y humedad, en el mar se forman masas de agua diferentes en función de su temperatura y de su salinidad. Una *masa de agua* es una amplia porción de agua singularizada por su temperatura, salinidad y densidad. Las distintas masas que componen los océanos se van configurando y modificando como resultado de los intercambios mar-aire y por las mezclas e intercambios que se producen entre aguas de distinta procedencia.

Si analizamos las aguas, desde la superficie hasta el fondo marino, podríamos diferenciar tres conjuntos de masas de agua, estratificadas en la vertical en función de su densidad: las masas superficiales, las profundas y las intermedias (figura 4.4). Todas estas masas ejercen su influencia en los movimientos de las aguas, si bien el interés geográfico se centra más en el estudio de las masas superficiales, ya que en ellas es donde se están produciendo constantemente los intercambios energéticos entre atmósfera y océano.



Figura 4.4. Cambios de temperatura, salinidad y densidad en el agua del mar en función de la profundidad.

- **Las masas de agua superficiales** cuentan con un espesor reducido, aunque variable, como media no suelen superar los 300 o 400 m, aunque en algunos lugares se haya llegado a reconocer hasta los 600 o 700 m. Estas masas superficiales reflejan la temperatura ambiental media de la latitud en que se encuentran, puesto que se ven afectadas directamente por la radiación solar y por las condiciones atmosféricas de la zona. Si tenemos en cuenta su distribución zonal, diferenciaremos las masas de agua *ecuatoriales*, las *oceánicas centrales*, las *subárticas* y las *circumpolares* (cuadro 4.1).
- **Las masas de agua profundas** alcanzan mucho más espesor que las superficiales, son más densas y frías (sólo unos grados por encima del punto de congelación) y provienen de las aguas más densas de la superficie, que se han hundido. En general, se considera que su origen se encuentra en las latitudes altas, de aguas más frías.
- **Las masas de agua intermedias** se encuentran entre las masas de agua superficial y profunda, y son resultado de la mezcla de ambas por difusión molecular y por la actuación de pequeñas corrientes de turbulencia que transportan el agua verticalmente, mezclando así temperatura y salinidad. Esta masa intermedia se calcula que alcanza hasta unos 1.500 m de profundidad y en ella, por lo general, la temperatura va decreciendo, paulatinamente, al tiempo que también va aumentando su densidad.

Cuadro 4.1. Características de las masas de agua superficiales.

Masas de agua	Salinidad	Características térmicas		
		T. ^a media anual	Oscilación anual	Descenso térmico en profundidad
Ecuatoriales	35 por mil	22-28 °C	En torno a 5 °C	Muy uniforme
Centrales oceánicas	34,5-37,5 por mil	8-15 °C	Alta oscilación	
Subárticas	32 por mil	2-4 °C	Baja oscilación	
Circumpolares	32-30 por mil	Próximo al límite de congelación	Débil oscilación	Importantes intercambios

Así, la distribución de la temperatura de las aguas en la vertical presenta un progresivo descenso a partir de la superficie. Este descenso es más rápido en los primeros metros, progresando más lentamente hasta llegar a las grandes profundidades, donde las temperaturas son bastante uniformes (a partir de los 3.000 m no superan los 2 °C o 3 °C). De forma general, podríamos decir que el océano se compone de dos dominios distintos: uno de aguas tibias, con temperatura superior a los 10 °C, que se extiende entre la superficie y los 500 m de profundidad, que ocupa latitudes comprendidas entre los 50° N y 45° S; y, otro de aguas frías, con temperaturas inferiores a los 10 °C, que se localiza en unas profundidades que van desde los 500 m y el fondo, y que aflora en la superficie marina en unas latitudes situadas al norte y al sur de los 50° N y 45° S, donde se forman los hielos, en las aguas oceánicas.

2. LOS MOVIMIENTOS DE LAS AGUAS MARINAS

El desplazamiento de las aguas marinas puede realizarse tanto en sentido horizontal como en sentido vertical, de modo que, según el factor que los origina, podemos diferenciar: movimientos de equilibrio, movimientos de origen cósmico, movimientos eustáticos y tectónicos, y movimientos debidos a los vientos.

2.1. Movimientos de equilibrio

Las distintas características de las masas de agua en cuanto a densidad, salinidad y temperatura, dan lugar a movimientos, en sentido vertical, para compensar esas diferencias, denominados movimientos de equilibrio; a ellos se une el efecto del flujo superficial del viento, que puede desencadenar, también, de forma directa o indirecta, movimientos verticales de las aguas.

Al encontrarse dos masas de agua de distinta densidad, los gradientes de densidad tienden a equilibrarse a través de unos *flujos de convección*, de los cuales resulta el trasvase de agua de una masa a otra, hasta que se consigue su homogeneización o su estratificación en orden de densidad. Estos movimientos de equilibrio sólo afectan a las masas de agua superficial e intermedia, puesto que los contrastes de temperatura y salinidad entre diversas masas de agua sólo se registran en las capas superficiales, ya que el motivo inmediato del calentamiento es la influencia del Sol sobre su superficie.

Para conocer qué aguas alcanzarán un mayor calentamiento inicial no tenemos más que recordar lo estudiado en temas anteriores, en cuanto a la verticalidad de los rayos solares sobre cada una de las zonas terrestres. De este modo, se obtendrán masas de agua progresivamente más frías del Ecuador a los Polos (se calcula una temperatura media que va de los 4 °C en las zonas polares a unas temperaturas superiores a los 18 °C en la zona intertropical). Evidentemente, la temperatura de las aguas no es constante a lo largo del año, puesto que las oscilaciones estacionales repercuten sobre ella; así, esta oscilación es superior en las latitudes medias pues es donde son mayores los contrastes estacionales. Por ello, los movimientos verticales de las aguas marinas se ven incrementados en la estación invernal, al enfriarse las capas superficiales por irradiación y conducción hacia la atmósfera.

La salinidad presenta una variación inferior a la de la temperatura en la superficie de los océanos. Para explicarnos su diferenciación inicial hay que tener en cuenta las temperaturas reinantes en la zona considerada, el volumen de precipitaciones y el aporte fluvial. Como ya hemos visto en el apartado 1.1, la mayor o menor concentración de sales depende de la evaporación que se produzca sobre las aguas, la cual es activada también por la acción del viento, y con el proceso de formación del hielo por congelación de las aguas.

Los vientos, al rozar de forma continuada sobre las aguas, provocan unas corrientes de agua en su misma dirección. La convergencia o diver-

gencia de estas corrientes provoca, respectivamente, flujos descendentes de las aguas superficiales (por acumulación de agua en la confluencia de las corrientes) o flujos ascendentes de las aguas profundas (por un vacío que tiende a ser ocupado por las aguas más profundas) (figura. 4.5). Este mismo hecho se produce al chocar las corrientes contra los continentes o al alejarse éstas de las costas (en este caso se producen nieblas en la costa).

Las aguas turbias o lodosas provocan *corrientes de turbidez*, que son, también, causa de movimientos verticales de las aguas, ya que, por su mayor densidad, se hunden bajo aguas claras. La turbidez se atribuye a desplomes y deslizamientos de materiales a lo largo de las pendientes de las cuencas oceánicas por efecto de la gravedad, a sacudidas de terremotos, o a la agitación de los sedimentos del fondo.

Teniendo en cuenta las circunstancias que dan lugar a distintas densidades del agua del mar que se han expuesto anteriormente en este tema, se deducen fácilmente los lugares donde serán más propicios los movimientos de equilibrio. Así, el hundimiento de las aguas se producirá:

- En las altas latitudes, debido, por un lado, al frío de sus aguas y a la concentración de sales que se produce con la formación del hielo y, por otro lado, debido al enfriamiento de las corrientes cálidas que aportan aguas relativamente salinas hacia los polos, ya que éstas se hacen más densas que las locales en un momento dado.

Se considera que el hundimiento del agua en estas latitudes origina las corrientes de profundidad. Así, por ejemplo, en el Atlántico Sur



Figura 4.5. Los movimientos de equilibrio de las aguas marinas tienen diversas causas. La figura muestra la acción de los vientos, que dan lugar a convergencias o divergencias de las corrientes superficiales.

se encuentran dos importantes fuentes de aguas profundas: una de ellas, *la corriente circumpolar antártica*, que se origina en los bordes de la Antártida (en los mares de Weddell y de Ross), y la otra, *la corriente intermedia antártica*, que se origina en la zona de la corriente del Oeste que rodea al continente antártico. En el Atlántico Norte, el hundimiento se produce al mezclarse las aguas de la *corriente del Golfo* con las *corrientes del Este de Groenlandia y del Labrador*. Este hundimiento, en estas zonas, provoca, además, que las aguas del Ártico fluyan hacia el Atlántico Norte.

- En el cinturón de altas presiones subtropicales, donde se observan los valores más elevados de salinidad en relación con el balance evaporación-precipitación.
- En todas las zonas donde se produzca una convergencia de vientos.
- En las zonas donde se encuentran masas oceánicas de distinta densidad, ya que las aguas más densas tenderán a hundirse por debajo de las menos densas.

Por el contrario, el ascenso de las aguas se producirá en:

- Zonas de divergencia de vientos.
- Zonas costeras, predominantemente en las costas occidentales de los continentes, donde los vientos se desvían de la costa.

2.2. Movimientos de origen cósmico

La atracción gravitacional entre Tierra-Luna-Sol provoca una alteración vertical de las aguas marinas aún más acusada que los movimientos de equilibrio, nos referimos a las *mareas*, que afectan a toda la masa oceánica. Ahora bien, si los movimientos que las mareas establecen en la vertical son importantes, no debemos olvidar los movimientos horizontales que de ellas se derivan: *las corrientes de marea*.

A pesar de que las mareas afectan a todo el conjunto oceánico, sólo conocemos de forma directa el efecto de las mareas en el litoral. En líneas generales, las mareas son consecuencia, sobre todo, de la atracción que la Luna ejerce sobre la Tierra, ya que, aunque la masa de la Luna es mucho menor que la del Sol, su proximidad a la Tierra lo compensa ampliamente,

debido a que la fuerza gravitatoria depende de la masa de cada cuerpo y de la distancia que los separa.

A su origen astronómico se suman factores geográficos. Por si sola, la Luna no podría provocar mareas tan amplias como las que se registran, sino tan sólo mareas de algunos centímetros, por lo que se desarrolló la *teoría de la resonancia*, según la cual los pequeños abombamientos de las aguas producidos por la Luna, experimentan una serie de rebotes sucesivos en los litorales, que los amplifica en relación con la configuración física de las cuencas, que son las que determinan las distintas posibilidades de vibración de las aguas.

La deformación elipsoidal que se origina en la superficie terrestre es el resultado de la actuación de dos fuerzas: la fuerza *centrífuga o de expulsión* y la fuerza *gravitatoria o de atracción* entre la Tierra y la Luna, que compensa la anterior. Según sea el balance entre ambas fuerzas, así se pondrá de manifiesto la marea. Estas fuerzas se dirigen hacia dos centros, según una línea imaginaria que uniría la Tierra y la Luna pasando por el centro de ambas. Uno de ellos, al estar más próximo a la Luna, experimenta con más fuerza su atracción y el balance fuerza de atracción/fuerza centrífuga resulta positivo a la fuerza de atracción, por lo que se produce una elevación de la masa oceánica en ese punto. En el punto opuesto, es decir, en el más apartado de la Luna, la fuerza centrífuga alcanza su máximo valor y el balance fuerza centrífuga/ fuerza de atracción resulta positivo a la fuerza centrífuga, por lo que en ese punto también se producirá una elevación de la masa oceánica. Los valores máximos de las mareas se alcanzan cuando el Sol, la Luna y la Tierra se encuentran en línea recta (mareas vivas), por el contrario, cuando los tres se encuentran en cuadratura, las fuerzas gravitatorias se contrarrestan, por lo que las mareas se reducen al mínimo (mareas muertas) (figura 4.6).

A lo largo del día, cualquier punto de la Tierra se alinea dos veces con la Luna, así, por lo general, en cada punto de la superficie terrestre se registran en un día dos *mareas altas* (máxima elevación diaria de las aguas) y dos *mareas bajas* (mínimo nivel diario de las aguas). Ahora bien, hay algunas variaciones que dan lugar a la distinción de tres tipos de mareas según su periodo: diurnas, semidiurnas y mixtas.

- La *marea diurna* es poco común, su característica es que cuenta con un sólo ascenso (flujo) y descenso (reflujo) al día; este tipo de marea puede encontrarse, por ejemplo, en el Golfo de México y en algunos mares parcialmente cerrados.

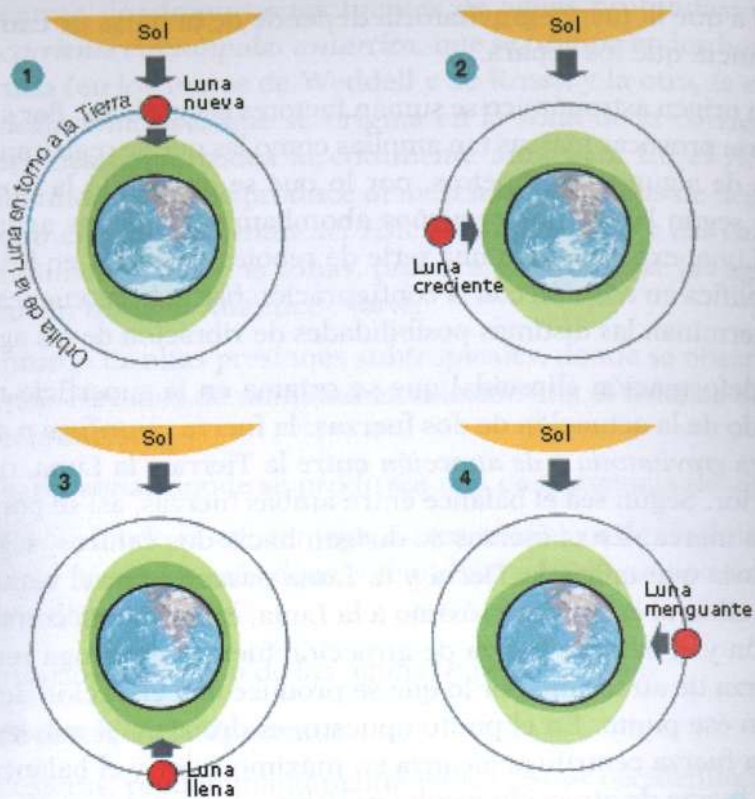


Figura 4.6. La posición relativa de la Luna, el Sol y la Tierra influye en la magnitud de las mareas

- La *marea semidiurna*, tiene dos ciclos completos al día, los cuales son casi de la misma magnitud, este tipo de marea es frecuente en el Atlántico.
- La *marea mixta*, tiene dos flujos cada 24 horas, pero pueden ocurrir varias cosas: que uno de ellos sea tan bajo que el reflujo siguiente apenas muestre su descenso, o que una de las mareas bajas sea bastante alta, de forma que el flujo siguiente apenas refleje que el agua de la superficie ha sobrepasado el nivel medio del mar. Estos hechos pueden resultar de combinaciones de mareas diurnas y semidiurnas, de los movimientos locales armónicos controlados por la forma del fondo y de la configuración de las costas. Este tipo mixto es bastante común en los océanos Pacífico e Índico.

La *amplitud de las mareas* (diferencia del nivel entre marea alta o pleamar y marea baja o bajamar) es variable de unas zonas a otras como acabamos de ver. Para su explicación no puede darse una ley general, puesto que varían en relación con las condiciones locales, como pueden ser la pendiente de la plataforma continental, el trazado de la orilla, bahías, estrechos, etc.; en general, son sensibles a los contactos con su recipiente. Distintas comprobaciones han puesto de relieve que suelen ser máximas en los bordes de las cuencas; así, se conocen amplitudes excepcionales, superiores a los 10 m, que incluso pueden alcanzar de 15 a 19 m en las bahías, siendo, por el contrario, muy reducidas en las islas oceánicas aisladas o en los mares cerrados.

En el *ritmo de las mareas* hay que destacar que cada día el fenómeno se retrasa 50 minutos, ya que la Luna pasa por el meridiano de un lugar cada 24 horas 50 minutos. Podríamos pensar que las mareas solamente afectan a las aguas, pero si bien es aquí donde se acusa principalmente el efecto, debemos señalar que la Tierra, a pesar de su rigidez, también responde a esta fuerza, aunque en menor medida, a través de las mareas terrestres.

La fuerza de atracción ocasiona una serie de movimientos horizontales, denominados *corrientes de marea*, que aunque no son las más frecuentes, si son las que pueden alcanzar mayor velocidad; por ejemplo, en condiciones locales favorables, pueden alcanzar velocidades de hasta 18 km/h. Las corrientes de marea tienen poco efecto en océano abierto, pero son de gran intensidad en zonas cercanas a la costa (estuarios, bahías) o en canales, y pueden ser alteradas por otros hechos tales como la desembocadura de un río de mucho caudal. Las más veloces se forman donde el mar sólo tiene acceso al océano abierto a través de un paso angosto y confinado. La topografía del fondo marino local de la costa afecta mucho a las corrientes ya que la masa de agua en movimiento se ve desviada y afectada por los accidentes orográficos submarinos. La importancia de estas corrientes se centra en las condiciones de navegación y en sus posibles repercusiones sobre el relieve submarino.

Las mareas tienen una serie de consecuencias geográficas. Su interés biogeográfico proviene de la modificación, en la vertical, de las condiciones ecológicas en cuanto a flora y fauna se refiere. Su interés para la navegación se centra en acciones a favor y en contra; a favor, la pleamar favorece la navegación por mares coralinos y facilita la entrada a estuarios, que de otro modo no serían más que estrechas desembocaduras, y, en contra, crea

problemas portuarios en la bajamar, para paliar lo cual se han construido diques y dársenas. Desde el punto de vista pesquero, la bajamar facilita, por ejemplo, la pesca de crustáceos. Igualmente, las mareas son utilizadas por su fuerza motriz.

2.3. Movimientos eustáticos y tectónicos

El nivel del mar presenta también cambios continuos que dan lugar a lentas fluctuaciones en el tiempo. Estas variaciones pueden ser debidas a movimientos ascendentes o descendentes del océano, denominados *movimientos eustáticos*, que son de alcance mundial, y a movimientos ascendentes o descendentes de la Tierra, denominados *movimientos tectónicos*, cuyo alcance es más reducido que en el caso anterior, tanto en el espacio, por su alcance local, como en el tiempo, por su carácter convulsivo.

Los movimientos eustáticos se producen como consecuencia de distintos hechos. El factor temperatura puede actuar en dos sentidos; así, un recrudescimiento del frío hace que los glaciares retengan mayor cantidad de agua, con lo que el nivel del mar baja, mientras que si, por el contrario, las temperaturas aumentan, entonces las aguas heladas se funden y el nivel del mar se eleva. Otro hecho puede estar en el cambio de tamaño y forma de las cuencas, como consecuencia de los continuos depósitos que se acumulan en los fondos oceánicos, o en su deformación por las fuerzas de la Tierra. Un último hecho está en la aportación de aguas juveniles.

Estas modificaciones en los niveles de las aguas han quedado ampliamente comprobadas a través de estudios geológicos, así, por ejemplo, se han podido encontrar conchas marinas en montañas muy altas, o terrazas costeras sumergidas en el océano.

2.4. Movimientos debidos o los vientos

La movilidad de las aguas marinas superficiales también se produce como consecuencia de la acción de los vientos, los cuales ejercen una fuerza de rozamiento sobre su superficie. La energía del aire circulante se traduce en unos movimientos ondulatorios, las olas marinas, y en unos movimientos horizontales, las corrientes.

2.4.1. Olas u ondas marinas

Las olas de origen eólico son las más comunes; son movimientos ondulatorios que se forman en lugares donde soplan vientos fuertes propagándose a grandes distancias. Las olas no suponen un traslado de masas de agua sino simplemente la agitación de la superficie marina, puesto que no se aprecian más allá de 200 m de profundidad. Sólo cuando disminuye o cesa el viento, cesan las olas propiamente dichas en mar abierto, pero, durante largo tiempo, se mantiene la vibración u oscilación de las aguas (sin desplazamiento de la masa de agua), produciéndose entonces una sucesión de ondulaciones regulares que se propagan a grandes distancias, que reciben el nombre de *ondas*.

Las olas, en su origen, varían en función de la efectividad del viento sobre la superficie, que se relaciona con su velocidad media, con su duración y con la amplitud del mar abierto. La formación de las olas comienza con la creación de los primeros rizos y, si el viento se mantiene, el agua se apila en crestas, de forma que la cara levantada de cada rizo presenta una mayor superficie contra la que puede presionar directamente el viento.

Hay que tener en cuenta que la dirección y la intensidad del viento es variable, al tiempo que las olas no son hechos aislados, sino que se combinan en distintos modelos en cuanto a dirección, longitud y amplitud de onda, cuyo complejo resultado recibe el nombre de *mar*.

Las ondas libres de movimiento oscilatorio son resultado del movimiento de las partículas de agua, que describen órbitas para volver a la misma vertical o a la proximidad a ésta (figura 4.7) Las ondas, según se van alejando de su lugar de origen, van modificándose, de modo que las crestas se hacen más bajas y redondeadas, su forma es más simétrica y se mueven en trenes de período y altura similar. Con este aspecto se llaman *marejada* o a veces *mar gruesa* y pueden transmitirse a miles de kilómetros.

Toda esta configuración varía notablemente al aproximarse a la costa, donde ejercen una importante acción erosiva. Así, las ondas experimentan modificaciones en función del contorno de los fondos oceánicos, de las pendientes de las playas, del trazado de las costas y de la profundidad de la plataforma. El efecto que produce la menor profundidad del fondo sobre las olas se traduce en el *rompimiento de las olas* (figura. 4.7). Esto se produce cuando la profundidad es menor de media longitud de onda, o es 1,3 veces la

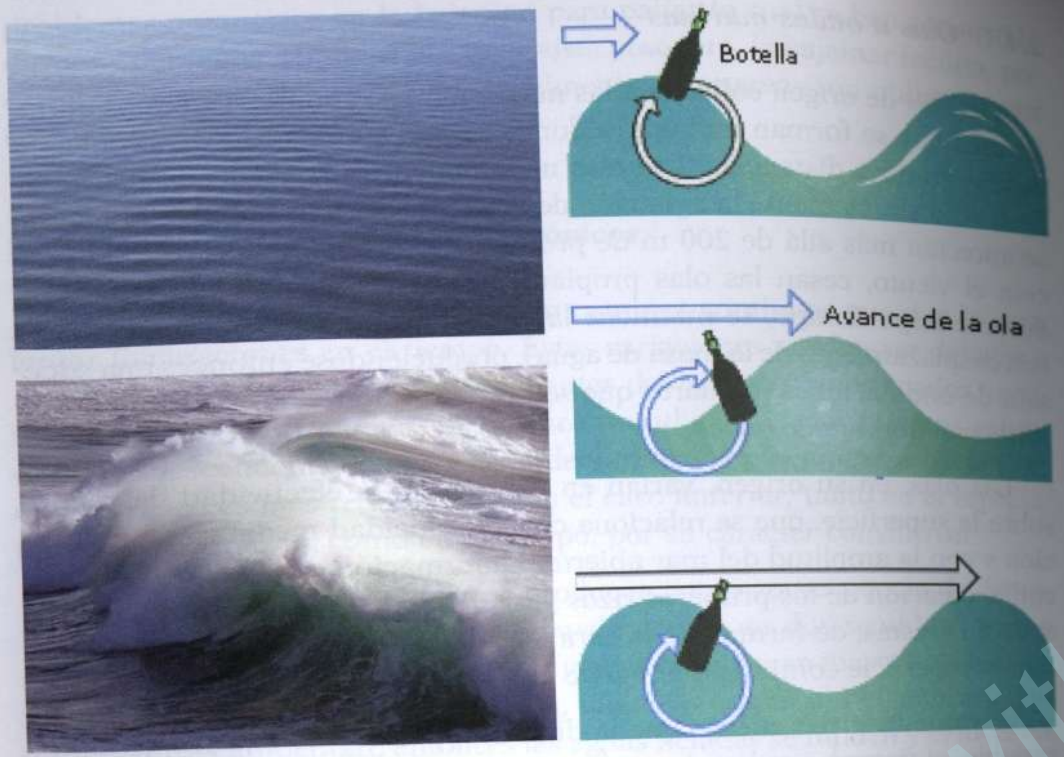


Figura 4.7. Ondas en altamar y olas rompiendo en la playa. El esquema muestra el desplazamiento de una ola y cómo no se produce desplazamiento de la botella con el avance de la ola.

altura de la onda. Entonces, el movimiento de las partículas no puede realizar libremente su órbita circular, sino que ésta es aplastada y transformada en una elipse, lo que lleva consigo un desplazamiento del agua en dirección subhorizontal, en lugar de circular como ocurría anteriormente.

Además del viento, existen otros factores que también producen olas, como son las erupciones submarinas de los volcanes, que originan *olas sísmicas*; los deslizamientos de tierra; o los terremotos, los cuales producen unas olas de fondo, que suelen tener unas devastadoras repercusiones en las zonas costeras; estas olas impredecibles pueden alcanzar en las costas más de 30 m de altura y hay unas zonas más propensas a ellos que otras, en función de la proximidad a zonas de inestabilidad de la corteza terrestre, como son las costas del Mediterráneo, del Caribe y las costas occiden-

tales de Asia. Una variante de este tipo de olas es la introducida por el hombre como consecuencia de la explosión de bombas nucleares en el océano, cuyo movimiento afecta hasta el fondo de las aguas.

2.4.2. Las corrientes superficiales

La circulación general de los vientos, con su acción continuada sobre la superficie oceánica, provoca la circulación de unas corrientes de agua en superficie; por ello, a escala planetaria, resultan muy parecidos los sistemas circulatorios oceánicos y atmosféricos (figura 4.8), aunque la circulación de las aguas resulta lenta en comparación con la que tiene lugar en la atmósfera.

Estas corrientes de superficie son como grandes ríos que se desplazan de forma constante en la superficie de los océanos, diferenciándose de las aguas circundantes por su temperatura, marcadamente más cálida o más fría, puesto que sus características reflejan su procedencia de zonas más

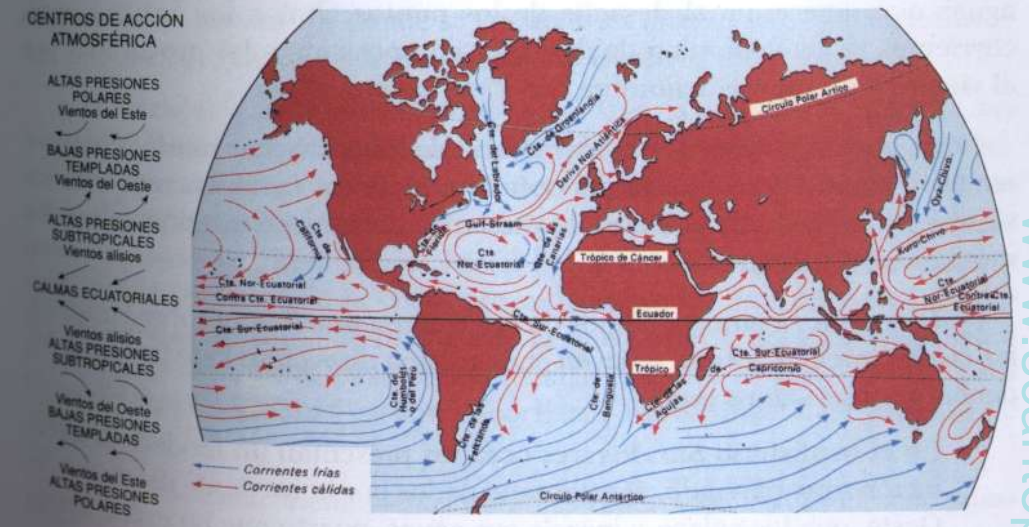


Figura 4.8. Relación existente entre los centros de acción atmosféricos y las corrientes marinas de superficie. Recordemos que interviene también la fuerza de Coriolis.

cálidas o más frías. Así, por ejemplo, en las latitudes medias, las corrientes que procedentes del Oeste chocan con los continentes, en su desviación hacia el Sur provocan corrientes frías, puesto que van hacia aguas de por sí más cálidas (corrientes de Humbolt; corriente de Benguela; corriente de California; corriente de Canarias). Por el contrario, la masa de agua que se desvía hacia el Norte, al dirigirse hacia zonas de aguas más frías, origina una corriente cálida relativa (corriente del Atlántico Norte, corriente de Kuro-Shivo, corriente de Alaska).

Las corrientes superficiales experimentan modificaciones en función de la naturaleza del viento en cada momento, del lugar y de la fuerza que ejerce sobre las aguas, de forma que las corrientes oceánicas presentan una gran movilidad de un día a otro. Así, podemos observar dos tipos de circulaciones: las que tienen una contrapartida en la circulación general atmosférica (circulación de corrientes medias), que presentan unas corrientes anchas, lentas y constantes, y las que son resultado de la circulación diaria y mensual, que dan lugar a corrientes estrechas, tortuosas y rápidas, al tiempo que muy volubles.

Otras corrientes pueden ser producidas por los movimientos compensatorios de temperatura y densidad, o por la diferencia del nivel de las aguas que determina el desagüe de los puntos altos a los bajos; a estas corrientes se las denomina de *descarga*, en oposición a las provocadas por el viento, a las que se denomina *corrientes de impulsión*.

Para poder comprender la trayectoria de las corrientes marinas hay que tener en cuenta la respuesta del océano a distintos factores como son: los vientos, la rotación de la Tierra, la presencia de barreras continentales y los movimientos de compensación.

• *Los vientos* como ya hemos dicho, ejercen una fuerza sobre las aguas, las cuales inicialmente se mueven en la misma dirección. Este hecho se evidencia si observamos que:

- En el hemisferio Sur, los tres océanos presentan un modelo de circulación muy parecido, al estar vinculados por la corriente del viento del Oeste, que los enlaza y mezcla sus aguas, puesto que no existe ninguna barrera que desvíe su trayectoria inicial.
- En el océano Índico se observan cambios en la dirección de las corrientes en relación con los monzones, de forma que la dirección de

las corrientes varía con las estaciones. Así, cuando sopla el monzón invernal del Noroeste, la corriente norecuatorial es muy potente, lo mismo que la contracorriente ecuatorial. Por el contrario, cuando sopla el monzón de verano, la corriente norecuatorial desaparece para instalarse la corriente monzónica de dirección Este.

- En las latitudes bajas se observa la influencia de los vientos alisios, los cuales han sido considerados como una de las principales fuerzas motrices de las corrientes. Éstos transportan agua hacia el Oeste y forman la corriente norecuatorial.
- La influencia de los vientos del Oeste que, en el hemisferio Norte, impulsan a la corriente del Golfo y a la corriente Antártica (ésta se ve, además, reforzada por el gradiente de densidad).

• *La rotación de la Tierra*, a través de la fuerza de Coriolis, da lugar a una desviación de las aguas en movimiento, modificando su dirección inicial hacia la derecha en el hemisferio Norte y hacia la izquierda en el hemisferio Sur, al igual que ocurría con los vientos como vimos en temas anteriores. Un efecto importante, que se deriva del movimiento de rotación de la Tierra, es el desplazamiento de los giros circulatorios de las corrientes hacia el Oeste y la intensificación de las corrientes en el sector occidental de las cuencas oceánicas, donde se encuentran mucho más concentradas y son más fuertes que las de la parte oriental (figura 4.8).

• *La presencia de barreras continentales en el camino natural de las corrientes*, lleva consigo la división lateral de la masa de agua tras su choque y acumulación contra el continente, originando lo que se denominan *corrientes de descarga pasivas*. Un ejemplo de ello, en el que además se transfiere agua del hemisferio Sur al hemisferio Norte, lo encontramos en el desplazamiento de la corriente sudcuatorial; esta corriente, al llegar al Brasil se bifurca, de forma que la mayor parte del agua gira hacia el Sur, pero otra parte pasa al hemisferio Norte a lo largo de la costa Norte del Brasil, juntándose con la corriente norecuatorial en el Golfo de México.

Este hecho tiene además unas notables repercusiones climáticas, puesto que la desviación de corrientes cálidas hacia latitudes más frías hace que se suavicen las temperaturas costeras por la transferencia de calor de las aguas a la atmósfera. Lo contrario sucede con las corrientes frías. Observe en el cuadro 4.2 cómo varían las temperaturas costeras dentro de una

Cuadro 4.2. Variación de las temperaturas costeras, dentro de una misma latitud, en función de la proximidad de una corriente cálida o fría.

Latitud	Estación meteorológica situada en la fachada oriental de los continentes	Estación meteorológica situada en la fachada occidental de los continentes
Intertropical	<i>Salvador (Brasil)</i> Latitud: 13° 00' S/38°30' W Corriente: cálida Clasificación climática Af T. ^a media: 25 °C	<i>Lima (Perú)</i> Latitud: 12° 0'5 SI 77° 03' W Corriente: fría Clasificación climática BWh T. ^a media: 20 °C
Templada	<i>Nueva Orleans (EEUU)</i> Latitud: 29° 57' NI 90° 04' W Corriente: cálida Clasificación climática: Cfa T. ^a media: 21 °C <i>Saint Johns, Terranova (Canadá)</i> Latitud: 47° 34' NI 52° 42' W Corriente: fría de Labrador Clasificación climática: Dfb T. ^a media: 4 °C	<i>Cabo Juby (Marruecos)</i> Latitud: 27° 56' NI 12° 55' W Corriente: fría Clasificación climática: BWh T. ^a media: 19 °C <i>Burdeos (Francia)</i> Latitud: 44° 50'NI 0° 43' W Corriente: cálida Clasificación climática: Cfb T. ^a media: 13 °C
Polar	<i>Ivigtut (Groenlandia)</i> Latitud: 61° 12' NI 48° 10' W Corriente: fría de Groenlandia Clasificación climática: EH T. ^a media: 1 °C	<i>Trondheim (Noruega)</i> Latitud: 63° 25' NI 10° 27' E Corriente: cálida, deriva Nordatlántica Clasificación climática: Cfc T. ^a media: 5 °C

misma latitud en función de la proximidad de una corriente cálida o fría. Así:

- En la zona intertropical, las costas occidentales de los continentes reciben corrientes frías a la altura de los trópicos, con lo cual su temperatura es más fresca que en las costas orientales.
- En la zona templada la situación es más variada. En las latitudes más bajas, las costas orientales de los continentes son más cálidas que las occidentales, mientras que en las latitudes templadas más altas sucede lo contrario, en función de las corrientes que les afectan.

- En las zonas polares, las costas occidentales de los continentes tienen temperaturas más suaves que las orientales, las cuales se ven afectadas por corrientes frías, derivadas de las aguas frías que fluyen del océano Ártico.

Uno de los océanos mejor estudiados es el Atlántico, por lo que sobre un mapa vamos a seguir las principales corrientes en este océano, sólo en el hemisferio Norte. Como ya hemos mencionado, a los alisios se les considera como uno de los principales motores de las corrientes, y, así, tomando éstos como punto de partida, en el Atlántico Norte tendremos el siguiente esquema:

a) Vientos alisios soplando en dirección Noreste-Suroeste y, por lo tanto, impulsando las aguas en esa dirección. Si a esto le añadimos el efecto de la fuerza de Coriolis, la trayectoria resultante tiene una desviación hacia la derecha en el sentido de su marcha (puesto que nos estamos refiriendo al hemisferio Norte), dando a las aguas una dirección Este-Oeste; así se ha formado ya la corriente norecuatorial.

En el transcurso de su marcha hacia el Oeste, estas aguas chocan contra el continente americano, produciéndose una bifurcación de sus aguas hacia el Norte y hacia el Sur, e influida por la fuerza de Coriolis, se va configurando un circuito en medio del cual quedará una región en calma, el Mar de los Sargazos.

Debemos recordar que esta corriente norecuatorial configura las aguas superficiales más cálidas de la Tierra, en el hemisferio Norte, en función de las características de la zona de origen. Ahora bien, estas aguas cálidas, en su desplazamiento hacia el Oeste, han dejado un vacío en la costa oriental del océano, que, por compensación, es ocupado por aguas frías del fondo. De ahí, en parte, que aparezca la presencia de aguas frías en la costa occidental del continente africano.

b) El circuito de aguas cálidas, comenzado en latitudes intertropicales, al alcanzar las latitudes templadas se encuentra con el predominio de los vientos del Oeste que imponen su trayectoria a las aguas, configurándose así la corriente del Golfo o Gulf Stream. Esta corriente, al alcanzar las costas de Europa y chocar contra el continente europeo, experimenta una bifurcación Norte y Sur. Hacia el Norte sigue formando una corriente cálida, por su mayor temperatura con respecto a las aguas circundantes, y contribuye a



Figura 4.9. Corrientes marinas de superficie del océano atlántico, en el Hemisferio Norte (1, punteado) divergencia ecuatorial (2, punteado) convergencia subtropical norte (3, trazo discontinuo) frente polar oceánico norte.

atemperar (a través de los distintos brazos en que se divide, debido a la configuración y distribución de las tierras en esa zona) las regiones del Canal de la Mancha, el Mar del Norte y las costas de Noruega, en donde, gracias a esta corriente denominada *deriva noratlántica*, los fiordos se libran de la congelación. Por el contrario, en su bifurcación hacia el Sur constituye una corriente fría, pues sus aguas serán ahora más frescas que las circundantes (más cálidas por su latitud). Al mismo tiempo, al formar la última parte del circuito, iniciado por la corriente norecuatorial, y encontrarse con las aguas frías de compensación de las costas africanas, que ya hemos mencionado, se intensifica su frialdad y configura la corriente de Canarias.

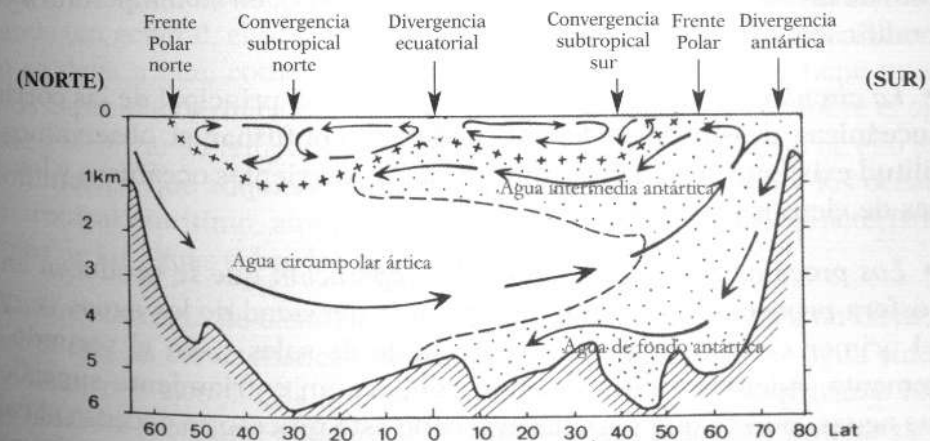
c) Finalmente, del Ártico descienden por la costa este del continente americano aguas muy frías, que debido a la configuración de las tierras, se dividen dando lugar a las corrientes de Groenlandia y Labrador, las cuales refrescan aún más las zonas costeras y llevan consigo hielos e icebergs.

El circuito que se forma en estas latitudes está asociado a las bajas presiones de Islandia, que contribuyen a reforzar la corriente cálida oriental y la corriente fría occidental. Un hecho importante en estas latitudes es el predominio del intercambio entre las aguas cálidas y saladas que proceden de las bajas latitudes, con las aguas frías y menos saladas de las regiones polares.

En general, en las latitudes bajas y medias predominan las corrientes de impulsión, es decir, debidas al viento, mientras que en las altas latitudes la situación es más compleja, adquiriendo gran importancia las corrientes de descarga.

2.5. La circulación abisal

En el océano se produce una circulación en profundidad que es menos conocida que la circulación en superficie, por las evidentes dificultades que implica su estudio. La circulación abisal, configurada por corrientes de aguas muy frías, se inicia por el descenso del agua fría de las regiones polares, que, al ser más densas se deslizan por debajo de las aguas menos frías y se trasladan lentamente hacia el Ecuador, formando una corriente profunda general, de aguas frías. Esta circulación, debido al efecto de la rotación de la Tierra, se realiza a lo largo de las costas occidentales de las cuencas oceánicas (figura 4.10).



Fuente: DEMANGEOT, los medios naturales del globo

Figura 4.10. Masas de agua y corrientes profundas del océano Atlántico, según G. Dietrich y J. Ulrich. Las aguas árticas, menos densas que las antárticas, se hunden en cuña en éstas a media altitud. En superficie se observa una circulación influenciada por los circuitos de vientos. «Inspirado en F. Doumenge».

3. LA ATMÓSFERA Y EL OCÉANO

La atmósfera y el océano entran en contacto en un porcentaje muy elevado de la superficie terrestre (360 millones de km² ocupan las aguas saladas frente a los 510 millones de km² que tiene la superficie total de la Tierra), a lo largo del cual ejercen sus recíprocas influencias. Si la atmósfera gobierna la circulación general oceánica e influye, en gran medida, sobre las propiedades del agua del mar, a su vez, la atmósfera toma del océano una parte de su energía y de su composición (temperatura, humedad, sales); por ello, se dice que pocos fenómenos de física oceánica no están de alguna manera influenciados por la atmósfera y que existen pocos fenómenos atmosféricos en los que el océano no sea un importante factor.

A lo largo de este tema hemos ido viendo esta relación, que se sintetiza en los subapartados que siguen.

3.1. Influencia de la atmósfera sobre el océano

La influencia de la atmósfera sobre el océano se deja sentir en el movimiento de las aguas superficiales (olas y corrientes), en su temperatura y en la modificación en la densidad de las aguas:

- *La circulación general atmosférica* es la causa principal de las corrientes oceánicas de superficie, como podemos confirmar si observamos la similitud existente entre la distribución de las corrientes oceánicas y los sistemas de vientos (figura 4.8).
- *Los procesos de precipitación y de evaporación* que se producen en la atmósfera provocan una modificación en la densidad de las aguas ya que, en el primer caso, disminuye el porcentaje de sales y, en el segundo, lo incrementa. Además, la evaporación conlleva un enfriamiento superficial de las aguas, puesto que para llevar a cabo este proceso se necesita el calor latente de evaporación, calor que es cedido por el agua. Igualmente, las condiciones atmosféricas determinan el grado de nubosidad sobre el océano y, por lo tanto, cuánto y dónde será calentado. Finalmente, las altas y bajas presiones atmosféricas implican, respectivamente, un aumento o descenso de la presión en las aguas.

3.2. Influencia del océano sobre la atmósfera

El océano ejerce su influencia sobre la atmósfera a través de la humedad, el calor y las sales que aporta a las masas de aire, las cuales pueden ver modificadas sus características originales.

- *El océano transfiere humedad* a las masas de aire a través de la evaporación (primer eslabón del ciclo hidrológico). El océano es el lugar donde, generalmente, el aire está más cargado de humedad y hay una mayor nubosidad. Así, una masa de aire seca por su origen puede cargarse de humedad al pasar por encima del océano y producir precipitaciones en las zonas costeras.
- *El océano aporta núcleos de condensación* a las masas de aire, debido a las sales que quedan en suspensión en ellas, lo cual proporciona mayor posibilidad de precipitación.
- *El agua de los océanos aporta una gran cantidad de calor* a la masa de aire inmediata, tanto por transferencia directa como a través del vapor de agua. Si bien la transferencia de calor es recíproca (una masa de agua puede enfriarse por el paso de una masa de aire frío, y, a su vez, el mar puede actuar como regulador térmico de la atmósfera), lo cierto es que el océano repercute más en la temperatura atmosférica que la temperatura atmosférica en los océanos (en general, el océano es más caliente que el aire que está sobre él). Esto se debe a que, como hemos visto anteriormente, el aire tiene mucha menos capacidad térmica que el agua, por lo que cuando sopla sobre el agua tiende a alcanzar su temperatura más que ésta la del aire; reflejo de ello es la denominación que adquieren las masas de aire formadas sobre los océanos (aire tropical marítimo, aire polar marítimo) por adquirir las características propias de las aguas sobre las que se localizan.

La transferencia de calor es más acusada en unas zonas que en otras, en relación con las características de temperatura de las masas de agua y de su movilidad, por ejemplo, la corriente cálida del Golfo, al desplazarse hasta altas latitudes, consigue suavizar las temperaturas que serían propias de las regiones costeras europeas, como Países Bajos, Dinamarca, o Noruega. Si relacionamos la temperatura del aire y la temperatura del océano en una distribución zonal, veremos que, por término medio, el mar está más caliente que el aire en el Ecuador (unos 0,4 °C); en los trópicos, hasta unos 10° de latitud, está menos caliente (en torno a 1,2 °C por debajo de la temperatura del

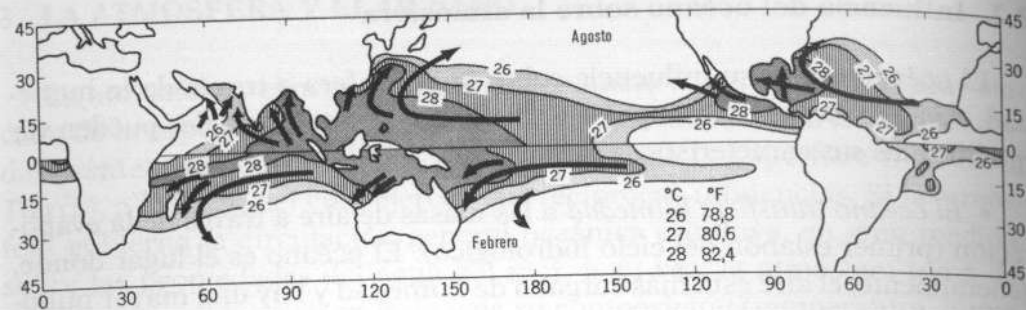


Figura 4.11. Recorrido típico de los ciclones tropicales en relación con las temperaturas de la superficie del mar en el verano, según Palmen, 1948.

aire), y, a partir de los 40° de latitud, su temperatura es superior a la del aire, calculándose que a unos 50° de latitud es unos 2 °C superior.

A la elevada temperatura de la superficie marina en la zona intertropical se le atribuye la formación de los ciclones tropicales, huracanes o tifónes (figura 4.11.); así, la temperatura del mar, en torno a los 27 °C en estas latitudes, ocasiona un fuerte calentamiento en las capas bajas del aire, y da lugar a una fuerte inestabilidad. La fuerte turbulencia, creada en la masa de aire en contacto con el mar, es sustituida en altitud por una divergencia, que da origen a una gran ascendencia y a un torbellino violento a nivel del mar.

También las aguas frías, cuando el aire está más caliente que el agua, tienen importantes repercusiones, debido al proceso de condensación que se produce; así, el aire se enfría y se satura de vapor de agua. La mayor parte de las nieblas oceánicas se deben a la advección de una masa de aire caliente sobre una fría, hecho frecuente, por ejemplo, en Terranova y en las costas de Perú.

3.3. La participación de las tierras continentales en la relación atmósfera-océano

La distribución de las áreas continentales interviene en las características de las masas de aire y en la movilidad de éstas y de las aguas oceánicas, debido al distinto comportamiento que presentan tierras y océanos con res-

pecto a la insolación y al efecto que tienen los continentes sobre la trayectoria inicial de las corrientes superficiales.

- *El distinto comportamiento de la tierra y el mar respecto a la insolación repercute sobre la circulación atmosférica, puesto que tierra y océano controlan el calentamiento de la atmósfera situada encima de ellos, dando lugar a distintos centros de acción. Además, la poca variabilidad de la temperatura de las aguas marinas juega un papel de regulador térmico, de forma que en verano las regiones costeras están relativamente más frescas y en invierno relativamente más cálidas. También hemos visto en anteriores temas cómo en las zonas donde hay fuertes oscilaciones diarias de temperatura, la circulación de vientos tierra-mar se produce por el diferente calentamiento entre ellos.*

- *El efecto de los continentes sobre la trayectoria inicial de las corrientes superficiales tiene importantes repercusiones. Los vientos, en su trayectoria, empujan las aguas contra el continente, las cuales, al chocar contra él, se desvían en sentido Norte y Sur, hacia distintas latitudes en superficie, al tiempo que la presión provocada por la acumulación de agua que se ocasiona en ese punto ejerce un importante efecto de empuje hacia abajo y, por tanto, unos movimientos en la vertical. Si no existieran barreras continentales, las corrientes se moverían dibujando un gran círculo alrededor de la Tierra, como lo hacen alrededor del continente Antártico.*

LECTURAS RECOMENDADAS

CARRÉ, François (1988): *Los océanos*. Fondo de Cultura Económica, 167 pp. Libro sencillo de carácter general y descriptivo, muestra diversos aspectos oceanográficos. Los conceptos relacionados con nuestro tema se tratan en el capítulo III, en el que se exponen las propiedades de las aguas, los intercambios océano-atmósfera y el movimiento de las aguas.

DOUMENGES, François (1982): *Geografía de los mares*. Barcelona: Ediciones Ariel. Obra de carácter divulgativo. En este libro se estudia el mar como medio físico y biológico, por lo que para este tema sólo es de interés el capítulo primero, en el que se presenta una introducción sintética y clara de los aspectos físicos del mar. Resulta un buen complemento para conocer el mar como medio de vida, de explotación y de actividad humana.

TUREKIAN, K (1974): *Los océanos*. Ed Omega. Colección Fundamentos de las ciencias de la Tierra. 120 pp. Se trata de una introducción a los océanos de fácil lectura y estructurado en siete capítulos, de los que interesan al tema el capítulo 5, dedicado a los océanos en movimiento, y, como complemento, el capítulo 7, dedicado a la historia de los océanos y de las cuencas oceánicas.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Los medios audiovisuales facilitan la comprensión de los conceptos de este tema. La colección Ciencias de la Tierra, editada por Áncora audiovisual, cuenta con interesantes vídeos que pueden ser de utilidad en el estudio del movimiento del agua en los océanos y de la influencia de éstos sobre los espacios costeros. El título de éstos es:
 - «Olas en el agua», que muestra las distintas características de las olas; explica su movimiento y su diferencia en aguas profundas y en la proximidad de la costa; diferencia distintos tipos de olas, según la causa que las ha provocado, y observa los efectos que éstas producen en las costas.
 - «Dinámica de los océanos: la acción del mar», que analiza el movimiento del agua producido por la acción del viento, ayudando a comprender la acción de erosión y de deposición de las aguas marinas, a relacionar la tectónica de placas con la configuración del relieve submarino y, finalmente, a comprender las interrelaciones que se producen entre las aguas marinas, los climas y la formación de masas de agua.
 - «Océanos y climas», que muestra esta interrelación atmósfera océano.
 - «Corrientes», que muestra el movimiento superficial de las aguas.

Igualmente, entre los vídeos que publica la Encyclopaedia Británica puede visionarse «la dinámica de los océanos: la acción del mar», cuyo autor es Bert Van Bort.

- Busque, en un calendario, los días de luna nueva y de luna llena (estas preceden en un día a las mareas vivas), así como los días de cuarto creciente y cuarto menguante (éstas preceden a las mareas muertas) y busque, para esos días, la información del nivel de la marea en diversas ciudades costeras, observando la amplitud entre la marea viva y la marea muerta. (algunas direcciones de internet contienen esta información).
- Busque en Internet información climática (por ejemplo en el «Servicio de Información Meteorológica Mundial») de ciudades costeras situadas a una misma latitud pero afectadas, en unos casos, por corrientes frías y, en otros, por corrientes cálidas, y observe sus distintas características térmicas.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

- 1) Explique las repercusiones que tienen las propiedades térmicas del agua del mar.
- 2) ¿Cómo influye la atmósfera sobre el océano?
- 3) ¿Cómo influye el océano sobre las costas?
4. ¿A qué se deben los movimientos de las aguas marinas? ¿Qué repercusiones tienen?
- 5) Indique qué corriente baña las costas de Florida. ¿Qué importancia tiene esta corriente? Explique su trayectoria.

Tema 5

La diversidad climática I.

Clasificación de los climas. Los climas azonales

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

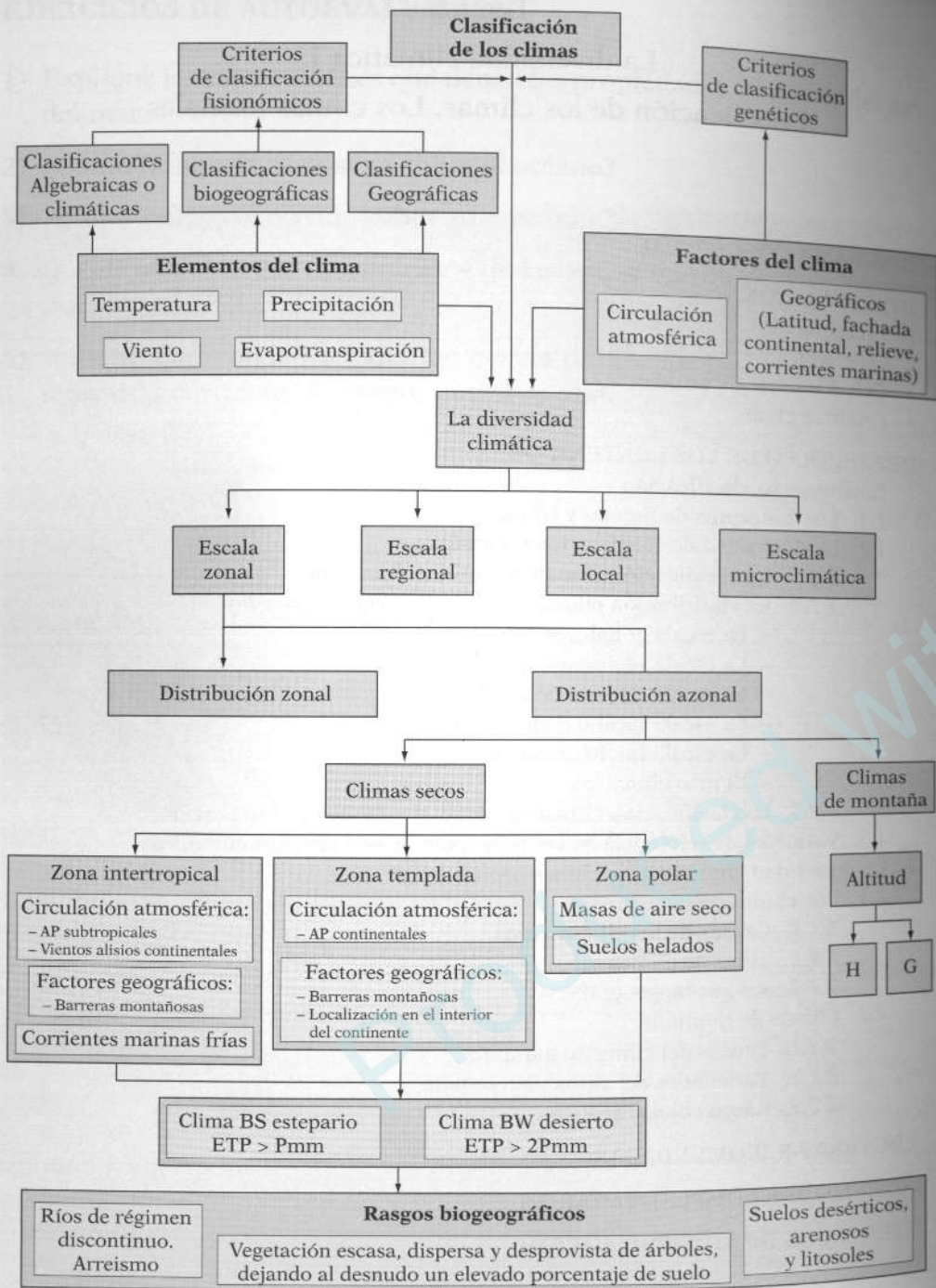
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. El clima y su clasificación
 - 1.1. Los conceptos de tiempo y clima
 - 1.2. La diversidad de clasificaciones climáticas
 - 1.2.1. La clasificación climática según su finalidad
 - 1.2.2. La clasificación climática según la escala de estudio
 - La escala zonal o macroclimática
 - La escala regional o mesoclimática
 - La escala de provincia climática
 - La escala local o de topoclimas
 - La escala microclimática
 - El piso climático
 - 1.2.3. La clasificación climática según el método de clasificación
 - 1.3. Variables de referencia en las principales clasificaciones climáticas
2. La diversidad climática: los climas azonales
 - 2.1. Los climas secos
 - 2.1.1. Causas de los climas secos
 - 2.1.2. Tipos de climas secos
 - 2.1.3. Rasgos biogeográficos
 - 2.2. Climas de montaña
 - 2.2.1. Causas del clima de montaña
 - 2.2.2. Variedades del clima de montaña
 - 2.2.3. Rasgos biogeográficos

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

El estudio de la circulación general atmosférica y de la combinación de las distintas variables meteorológicas (temperatura, precipitación, viento, nubosidad, presión atmosférica, humedad, etc.) en los temas anteriores, nos proporciona unos conocimientos básicos que servirán de referencia para definir la distribución de los climas, su extensión y los mecanismos que intervienen.

Para estudiar los climas es necesario establecer una clasificación previa que delimite áreas con características similares. Las clasificaciones son diversas y es importante indicar que los límites que establecen entre los distintos tipos de clima a escala regional y zonal, no indican unos cambios radicales, sino que hay espacios de transición, puesto que no se pasa de un clima a otro de una forma brusca, sino gradual (la nitidez de los límites se difumina a medida que aumenta la escala de análisis, de modo que mientras que son fronteras lineales bien definidas en las unidades de análisis de menor extensión, se transforman en franjas de transición y solapamiento en los dominios o zonas). También debemos resaltar que, aunque la representación cartográfica del mosaico climático suele mostrar solamente los climas sobre tierra firme, también sobre los océanos existen diferencias climáticas, aunque éstas son menos acusadas.

La permanencia de un clima en un espacio durante largo tiempo es un factor muy importante en la formación del tipo de suelo y de la vegetación que se desarrolle, propiciando así la configuración de un paisaje concreto. Entre el clima, la vegetación y los suelos existe una estrecha interrelación, pues, si bien los suelos y la vegetación dependen del clima (factores energéticos, hídricos y eólicos), a su vez, la vegetación influye sobre el clima (especialmente en cuanto a temperatura y pluviosidad), tiene importantes

repercusiones sobre los suelos (a través de las raíces, del aporte de materia orgánica y de su efecto de cobertura) e interviene en la modificación del equilibrio hidrológico, geomorfológico y geoquímico. Por su parte, los suelos constituyen el medio de fijación de las plantas y son su fuente de alimentación. La comparación de los mapas de distribución de los climas, de los suelos y de la vegetación, muestra la relación existente.

Por ello, al estudiar los climas, no sólo vamos a clasificarlos, a analizar sus características y a explicar sus causas, sino que también vamos a describir los paisajes biogeográficos que se originan en cada uno de ellos.

2. OBJETIVOS

- Comprender los conceptos propios de la Climatología.
- Conocer la diversidad de criterios que se emplean para establecer una clasificación climática.
- Conocer los índices más sencillos que se utilizan para clasificar los climas.
- Conocer el comportamiento regional del clima y su incidencia en la naturaleza.
- Utilizar las metodologías que permiten analizar los climas.
- Utilizar criterios de clasificación climática para ubicar el tipo de clima de una región.
- Conocer las diferencias espaciales relacionadas con el clima.
- Conocer conceptos físicos sobre las causas y las relaciones de fenómenos meteorológicos sobre un espacio climático.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

El alumno deberá fijarse en la diversidad de aspectos que sirven de referencia para proponer una clasificación climática, y en la existencia de distintas posibilidades para realizarla; observando las diferencias que se establecen entre varias clasificaciones. Deberá tener en cuenta que en este texto

vamos a utilizar la clasificación de Köppen, una de las más conocidas y empleadas por su sencillez, fácil aplicación y rigor.

Son de gran utilidad las figuras y cuadros (en color amarillo) pues sintetizan información importante, y, para aquellos alumnos que tengan una mayor curiosidad, el tema aporta información complementaria en el texto enmarcado en verde, siendo, entre éste, de especial interés el referido a la clasificación de Köppen, al mostrar las bases de su clasificación.

4. PALABRAS CLAVE

Tiempo, clima, evapotranspiración, clasificación climática, climas azonales, clima de estepa, clima de desierto, clima de montaña.

1. EL CLIMA Y SU CLASIFICACIÓN

1.1. Los conceptos de tiempo y clima

En temas anteriores se han estudiado diversos procesos meteorológicos que daban lugar a diferentes tipos de *tiempo*, que sólo es una combinación pasajera, y que se define como «el conjunto de variables meteorológicas (temperatura, presión, viento, humedad, precipitación) que caracterizan el estado de la atmósfera en contacto con un lugar determinado del globo, en un instante preciso, es decir, durante un periodo muy corto de tiempo», cuyas repercusiones las percibimos día a día, como son, por ejemplo, el frío y el calor extremos, o las sequías e inundaciones repentinas.

Este concepto no debe confundirse con el de *clima*, que sintetiza tendencias estables, que tienen lugar durante largos periodos de tiempo. El clima resulta, así, de una sucesión de tipos de tiempo más o menos diferentes, que, incluso pueden variar de un año a otro. De este modo, los valores medios de una larga serie (al menos 30 años) terminan reflejando situaciones atmosféricas que aparecen con una cierta regularidad.

Esta suma de tipos de tiempo que supone un clima, puede considerarse como un sistema en equilibrio, a una escala de tiempo dada y para una región bastante grande. La gran diversidad de climas existentes formados sobre la superficie terrestre un gran mosaico que es preciso clasificar.

1.2. La diversidad de clasificaciones climáticas

Clasificar los climas no es algo nuevo, pues se conoce una clasificación climática diseñada ya por los griegos, que dividía simplemente cada hemisferio en tres zonas: el «verano», el «intermedio» y el «invierno», tomando en consideración sólo las diferencias latitudinales del efecto solar (la palabra griega klima significa «inclinación»). En general, los autores clásicos dividieron la Tierra en tres grandes zonas climáticas que

se correspondían con los climas frío, templado y tórrido, y no se conocen clasificaciones innovadoras hasta Alexander Supan (siglo XIX), quien basándose en las temperaturas diferenció cinco zonas (un cinturón caliente, dos cinturones templados y dos cinturones fríos) y dividió el mundo en treinta y cuatro provincias climáticas, sin intentar relacionar climas similares de diferentes lugares. Hoy día, debido al uso sistemático de los ordenadores, cualquier grupo de investigadores tiene la posibilidad de realizar rápidamente una clasificación climática adaptada a los fines que persiga, partiendo de los datos de las estaciones que considere necesarias, pues a escala mundial existe un gran número de estaciones meteorológicas principales y secundarias.

Identificar y delimitar la distribución de los climas sobre la Tierra no es fácil, por lo que no hay una clasificación única, sino un gran número de ellas, debido a la diferente finalidad que ha llevado a su elaboración, a la escala de estudio, a los criterios de delimitación, e, incluso, a la disponibilidad de datos, sobre todo cuando se pretende hacer una clasificación a escala mundial, puesto que existen grandes diferencias de unos países a otros en cuanto a la obtención de información climatológica (antigüedad de las series, diversidad de información, forma inadecuada en el registro de las mediciones, etc.).

1.2.1. La clasificación climática según su finalidad

El fin perseguido por el autor de la clasificación le llevará a centrar la atención en distintos aspectos. Por ejemplo, si los fines son turísticos interesará resaltar los días de sol, de precipitación y las temperaturas, mientras que con fines agrícolas tendrán menor importancia las precipitaciones en sí mismas y se valorará la evapotranspiración, como es el caso de Thornthwaite, cuya clasificación utilizada con fines agroclimáticos se basa en los resultados de un balance hídrico del suelo y utiliza la evapotranspiración potencial anual, la precipitación media anual, el déficit de agua anual y el exceso de agua anual. De este modo, las clasificaciones biogeográficas, elaboradas por botánicos, seleccionan sus variables en función de las condiciones favorables para algunas plantas, clasificando los climas con denominaciones como «clima del baobab», «clima del olivo», etc. Las clasificaciones climáticas utilizan variables y términos meteorológicos (frío, calor, lluvia, sequía). Las clasificaciones geográficas relacionan los elementos climáticos con todos los elementos naturales del paisaje: vegetación, suelos, relieves, etc., dando a sus

climas nombres vinculados a regiones geográficas como son «clima bretón», «clima portugués». Las clasificaciones morfoclimáticas utilizan parámetros bioclimáticos y aspectos morfológicos para establecer diferentes dominios morfoclimáticos, diferenciando dominios glacial, periglacial, semiárido, árido, templado-húmedo, continental, tropical de sabana y tropical de selva.

Como vemos, la finalidad hace que se busquen distintas variables de referencia para llevar a cabo una clasificación del clima, aunque la mayoría de los mapas climáticos obedezcan a dos variables fundamentales: la temperatura y las precipitaciones.

Distintos planteamientos en la elaboración de una clasificación climática

- Las **clasificaciones fisionómicas** combinan parámetros climáticos, obedecen a criterios biogeográficos u optan por un enfoque de síntesis geográfica.

Entre las clasificaciones *climáticas* destacan las realizadas por Thornthwaite, Bagnouls-Gausson, o W. Köppen, el cual estableció una tipología climática combinando, como referentes fijos, valores establecidos de temperaturas y precipitaciones medias anuales y mensuales.

Entre las clasificaciones *ecológicas* destaca la de Papadakis, cuyo sistema ha sido empleado para la diferenciación de regiones agroclimáticas en el «Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de las provincias de España» del Ministerio de Agricultura. Se basa también en datos termoplumiométricos básicos, pues señala que la distribución de la producción agropecuaria sobre la superficie de la Tierra depende antes que nada del clima, sirviendo de referencia los requisitos ecológicos de las plantas cultivadas que estima representativas (avena, maíz, arroz, algodón, café, etc.).

Las clasificaciones *geográficas* tienen su origen en el geógrafo francés Emmanuel de Martonne, y fue actualizada, entre otros, por Viers. En esencia, el procedimiento consiste en identificar un clima en el territorio donde posee carácter prototípico designándolo con el nombre de dicho territorio y extendiendo, por analogía, la denominación a espacios de rasgos climáticos similares; por ejemplo, las variedades del clima mediterráneo las denomina: «clima portugués», «clima heleno», y «clima californiano».

- Las **clasificaciones genéticas** parten del análisis de la interacción entre hechos básicos de la circulación atmosférica general y factores geográficos a gran escala. Se basan en las causas que originan los distintos climas, es decir, toman como referencia las masas de aire que organizan la circulación general atmosférica; por ejemplo, una clasificación de este tipo podría centrarse en las regiones originarias de las masas de aire dominantes en un lugar determinado. Hettner, Flohn, Pettersen, o Alisow, entre otros, han formulado clasificaciones de este tipo.

Clasificación fisionómica climática de Köppen



Köppen distingue, inicialmente, cinco grupos principales de climas que corresponden a las cinco principales coberturas vegetales del mundo: bosque ecuatorial, sabana-estepa, desierto, bosques frondosos o de coníferas, y tundra. Para él, dos factores climáticos determinan la distribución de la vegetación: la temperatura del aire y la cantidad de agua disponible. Para clasificar los climas, primero se determinan las zonas térmicas y, luego se combinan éstas con las precipitaciones, teniendo en cuenta su distribución estacional y su cantidad total anual. Así, Köppen utiliza letras mayúsculas para identificar grandes grupos de climas:

- **A:** Climas cálidos, sin invierno, todas las temperaturas medias mensuales rebasan los 18 °C.
- **B:** Climas secos, caracterizados mediante índices de evapotranspiración.
- **C:** Climas templados, en los que la media del mes más frío baja de 18 °C, si bien es superior a -3 °C.
- **D:** Climas templados de invierno riguroso, cuyo régimen térmico queda definido por una media del mes más frío inferior a -3 °C, pero la del mes más cálido supera 10 °C.
- **E:** Climas polares, sin verano, ya que ninguna de las medias mensuales alcanza 10 °C.
- **G:** Climas de montaña.
- **H:** Climas de alta montaña, a más de 3.000 m de altitud.

A partir de estos grupos hace sucesivas subdivisiones. Con el segundo nivel, define once tipos básicos de su clasificación, añadiendo mayúsculas y minúsculas, así:

- Subdivide con mayúsculas los climas secos (BS, esteparios, si la evapotranspiración es mayor que la precipitación; BW, desérticos, si la evapotranspiración dobla el valor de la precipitación) y los climas polares (ET, climas de tundra, en los que alguna media mensual sube de 0 °C; y EF, climas de hielos perpetuos, cuando ninguna media mensual sobrepasa ese umbral).
- Subdivide con minúsculas los grupos A, C y D para caracterizar el régimen pluviométrico:

- **f:** para indicar la falta o ausencia de una estación seca.
- **s:** simboliza verano seco, cuando los meses de invierno reciben más del 70% de la precipitación total. A efectos de cálculo, se atribuye a las dos estaciones duración semestral (invierno entre octubre y marzo; verano, entre abril y septiembre, en el hemisferio norte)
- **w:** para indicar invierno seco, en los meses de invierno se registran menos del 30% de las precipitaciones totales.
- **m:** identifica el régimen pluviométrico monzónico, cuando, en los climas tropicales con estación seca, la precipitación total del año es superior a 2.500 mm menos 25 veces la precipitación del mes más seco.

Nuevamente utiliza minúsculas en un tercer nivel, para caracterizar la temperatura del verano:

- a:** veranos calurosos, la temperatura media del mes más cálido supera los 22 °C.
- b:** verano cálido y largo, la temperatura media del mes más cálido es inferior a 22 °C pero al menos 4 meses registran temperaturas superiores a los 10 °C.
- c:** verano fresco y corto, la temperatura media del mes más cálido está entre 10 °C y 22 °C, pero tiene menos de 4 meses con temperaturas superiores a los 10 °C.
- d:** inviernos muy fríos, la temperatura media del mes más frío es inferior a -38 °C.

1.2.2. La clasificación climática según la escala de estudio

El grado de precisión de una clasificación depende de la escala. Así, una clasificación que considere la totalidad del planeta, deberá resaltar los rasgos generales, simplificando la complejidad climática y dejando a un lado cuestiones de detalle; por el contrario, una clasificación que se centre, por ejemplo, en una provincia, deberá resaltar precisamente las cuestiones de detalle. En una clasificación climática de carácter general, se valora enormemente su flexibilidad o capacidad de adaptación a espacios más reducidos. Por ello, la bondad de una clasificación radica en que, al tiempo que reviste carácter global y define con precisión, no requiera excesivas subdivisiones para identificar adecuadamente áreas climáticas de distinta escala.

En climatología, la noción de escala implica la jerarquía de una serie de espacios, que básicamente son: zona climática, región climática, clima local y microclima, con acepciones varias de unos autores a otros.

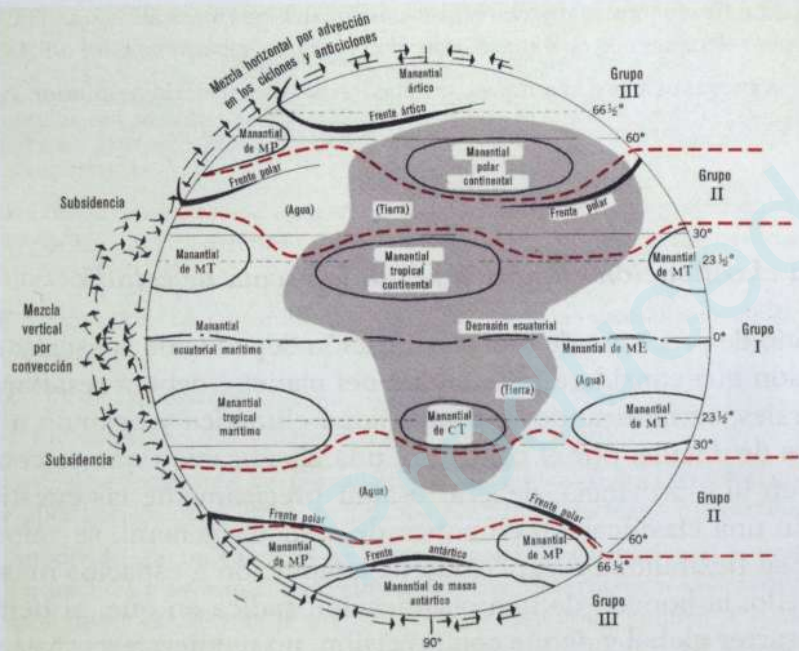
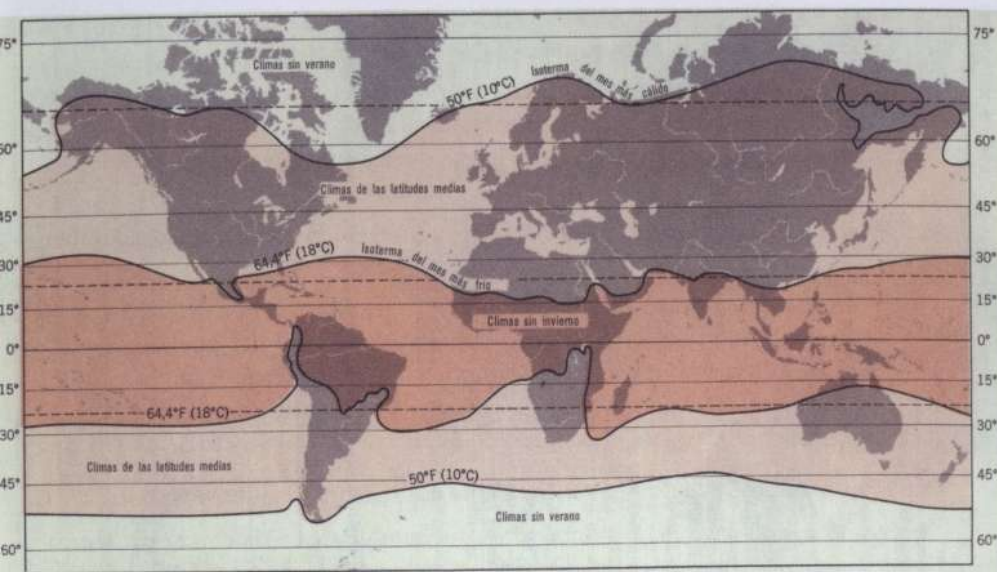


Figura 5.1. Principales zonas climáticas. En el mapa superior, sólo se tiene en cuenta la temperatura, que viene marcada por las isotermas. En el diagrama global inferior, se representan los fundamentos de los tres principales grupos climáticos según Peterssen. Tomado de Strahler.

- **La escala zonal o macroclimática** es la que abarca el mayor ámbito de estudio. Como hemos visto en temas anteriores, se diferencian tres zonas climáticas, en función de las características térmicas, que acompañan a la variación latitudinal, y de la dinámica atmosférica general. En ellas se localizan los climas intertropicales o cálidos (temperatura media del mes más frío en torno a los 18 °C, lo que implica ausencia de invierno y que no se produzcan heladas), los climas de latitudes medias o templados, y los climas polares o fríos (temperatura media del mes más cálido inferior a los 10 °C, lo que implica ausencia de verano y, por tanto, desaparición de árboles). El interés de esta escala es limitado, por la abstracción de resultados que exigen y porque un estudio tan global es poco significativo.
- **La escala regional o mesoclimática** analiza las diferencias climáticas de cada una de las zonas, quedando configuradas las regiones climáticas por los climas intrazonales. A esta escala entran en juego diversos factores geográficos como son los contrastes tierra-mar, el relieve, la posición más o menos protegida, e igualmente se considera la existencia de circulaciones celulares determinadas por las condiciones geográficas. Así pues, la clasificación de los climas se complica al depender de una combinación muy diversa de factores, lo que da lugar a un buen número de subdivisiones. Para establecer las diferenciaciones climáticas a esta escala, Péguy utilizó los husos climáticos meridianos (figura 5.2), que permiten establecer diferencias entre las fachadas orientales y occidentales de los continentes; entre los climas costeros, más lluviosos, y los climas continentales, más secos, y se considera a la vez su posición en latitud. El problema en este sistema surge con los climas áridos, que presentan disposiciones diagonales, o con la diversidad introducida por la disposición del relieve y por el trazado de las costas. Esta escala abarca espacios de una extensión lineal entre 200 y 2.000 km, donde la circulación atmosférica y el clima responden a influencias de gran escala y, a menudo, exteriores a la región.

- **La escala de provincia climática**, analiza espacios insertos en una región climática, donde el medio físico impone unas particulares condiciones en los elementos del clima, que permiten individualizar unidades de extensión menor que la región donde se insertan, pero que participan de los rasgos generales de ésta. Por ejemplo Viers, dentro de la región mediterránea distingue los climas heleno, portugués y californiano, que serían provincias climáticas dentro de esta región.

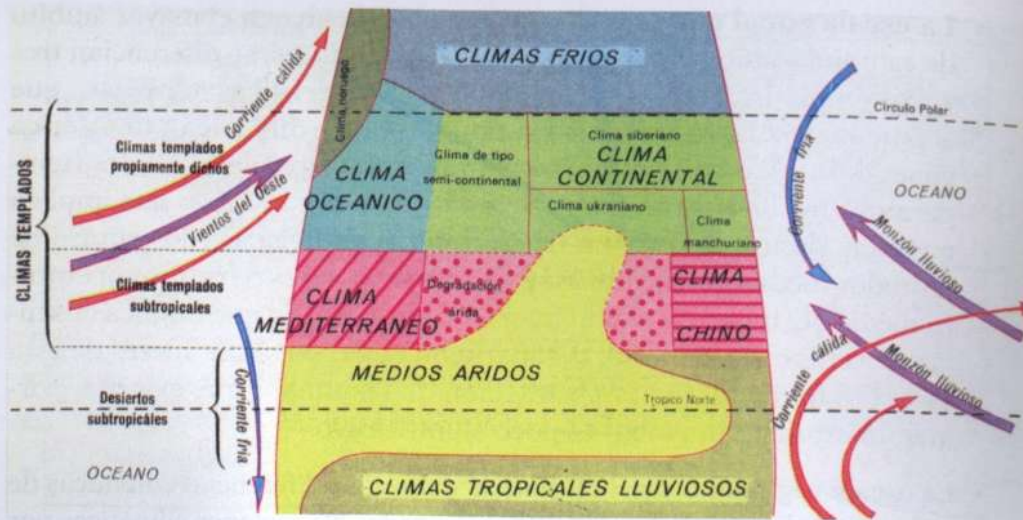
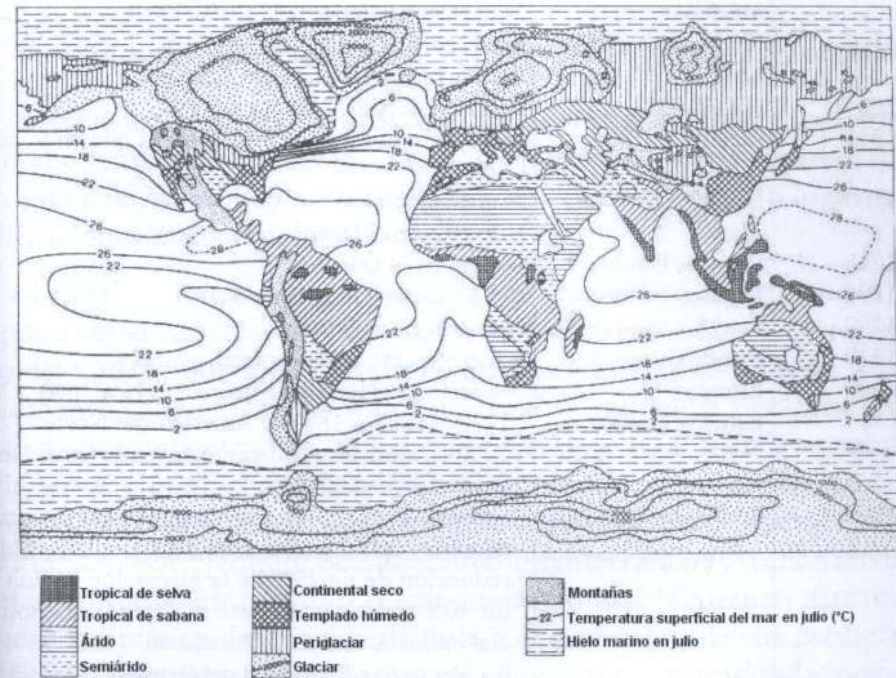


Figura 5.2. Localización esquemática de los principales tipos de climas templados sobre un huso continental. Tomado de P. Gourou y L. Papy.

- **La escala local o de topoclimas** afecta a extensiones de sólo algunos km² (de 100 a 10.000 m lineales y de unos 100 m en la vertical) y que están afectadas por unas condiciones geográficas precisas, como, por ejemplo, la configuración y orientación de un valle. Estas condiciones geográficas concretas matizan la circulación regional, dando lugar a una circulación local y a unas condiciones climáticas específicas. A esta escala, las clasificaciones climáticas pueden definirse con mayor facilidad a través de datos numéricos.
- **La escala microclimática** ofrece aún mayor detalle, de modo que en el seno de un clima local pueden yuxtaponerse multitud de *microclimas*. Los microclimas afectan a una pequeña extensión y a una capa atmosférica que se mide en términos de metros o decenas de metros. Estas características climáticas tan concretas son el resultado de unas condiciones muy particulares de la circulación a ras del suelo, o de la influencia de diversos factores, tanto naturales como humanos (relieve muy complicado, contrastes edáficos, pequeños sectores inundados, cultivos, diversas infraestructuras, actividad urbana etc.).
- **El piso climático** es otro concepto de escala utilizado para resaltar la influencia de la altitud en las condiciones climáticas. En la zona inter-

tropical se diferencian cuatro pisos térmicos: *macrotérmico*, de 0 a 1 km (su temperatura varía entre los 20 y 29 °C y presenta una pluviosidad variable); *mesotérmico*, de 1 a 3 km (presenta una temperatura entre los 10 y 20 °C); *microtérmico*, de 3 a 4,7 km (su temperatura varía entre los 0 y 10 °C, y presenta un tipo de clima de Páramo); *gélido*, a más de 4,7 km (su temperatura es menor de -0 °C y le corresponde un clima de nieve de alta montaña).

Frente a la escala espacial, en el estudio de los climas puede contemplarse también la escala temporal, dado que los climas han variado sobre la superficie terrestre desde épocas remotas hasta nuestros días. Algunas fluctuaciones climáticas han sido constatadas a lo largo de la historia, como puede apreciarse en el recuadro adjunto, pero sus causas son poco conocidas. La escala temporal contempla una *escala paleoclimática o geológica*, que reconstruye las condiciones atmosféricas del pasado remoto, basándose en evidencias indirectas de tipo geológico o paleobiológico; la *escala secular*, y la *escala reciente*.



Fuente R. J. CHORLEY et al., 1984, según datos de MCINTYRE, 1976.

Figura 5.3. El clima hace aproximadamente 18.000 años.

Cronología del clima en los últimos 10.000 años

Fechas	Región	Clima
9000-6000 a. C.	Arizona meridional	Cálido y árido.
7800-6800 a. C.	Europa	Fresco y húmedo, transformándose en frío y seco hacia finales de 7000 a. C.
6800-5600 a. C.	América del Norte	Frío y seco, con posible extinción de los mamíferos, particularmente en Arizona y Nuevo México.
5600-2500 a. C.	Europa	Cálido y húmedo, transformándose en cálido y seco hacia 3000 a. C. (óptimo climático).
	Ambos hemisferios	
2500-500 a. C.	Hemisferio Norte	Generalmente cálido y seco, con períodos de intensas lluvias y fuertes sequías.
500 a. C.	Europa	Fresco y húmedo: máximo glacial en Escandinavia e Irlanda entre 500 y 200 a.C.
330	Estados Unidos	Sequía en el Suroeste.
600	Alaska	Avance glacial.
590-645	Próximo Oriente, Inglaterra	Fuerte sequía en el Próximo Oriente, seguida de inviernos fríos; sequía en Inglaterra. Mar Negro helado.
673	Próximo Oriente	Comienzo del período húmedo.
800	México	Mar Negro helado.
800-801	Próximo Oriente	Hielo en el Nilo.
829	África	Recesión glacial (período Vikingo).
900-1200	Islandia	Hielo en el Nilo.
1000-1011	África	Línea de nieve 300 m más elevada que en la actualidad.
1000-1100	Utah	Avance glacial.
1200	Alaska	Húmedo en el Oeste.
1180-1215	Estados Unidos	Sequía en el Oeste.
1220-1290	Estados Unidos	Gran Sequía» en el Suroeste.
1276-1299	Estados Unidos	Húmedo en el Oeste.
1300-1330	Estados Unidos	Generalmente fresco y seco; avances
1500-1900	Europa, Estados Unidos	del período glacial en Europa (1541 a 1680, 1741 a 1770 y 1801 a 1890) y América del Norte (1700 a 1750); sequía en el Suroeste de los Estados Unidos desde 1573 a 1593.
1880-1940	Ambos hemisferios	Aumento de 1,5 °C de las temperaturas invernales; descenso de 5,2 m del nivel del Gran Lago Salado; reducción de un 25% de la glaciación Alpina y de un 40% del hielo del Ártico; rápida recesión glacial en los Andes de la Patagonia (1910-1920) y en las Montañas Rocosas canadienses (1931-1938).
1942-1960	Ambos hemisferios	Descenso de la temperatura a escala mundial y fin de la recesión glacial.

1.2.3. La clasificación climática según el método de clasificación

Para elaborar una delimitación de los climas puede seguirse un método racional, empleando valores numéricos que puedan demostrar físicamente unas variaciones significativas en el clima, como puede ser, por ejemplo, la temperatura que delimita el punto de congelación del agua, o un método empírico, en el que no se emplean demostraciones físicas, pero se utilizan unos valores de delimitación que resultan satisfactorios estadísticamente, como, por ejemplo, es considerar las aptitudes biológicas dentro de un clima (balance del agua, umbrales extremos de sequía o de temperatura, etc.); por ejemplo, con éste método se estableció el límite de los 10°C de temperatura para el mes más cálido, que se identifica más o menos con el límite del crecimiento de los árboles. Lo cierto es que, ante la escasez de valores racionales, la mayor parte de las clasificaciones utilizan valores empíricos. En otros casos es la dinámica atmosférica la que se toma como referencia.

1.3. Variables de referencia en las principales clasificaciones climáticas

Las clasificaciones climáticas utilizan diversas variables meteorológicas, como temperatura, presión, vientos o precipitación. En unos casos utilizan una sola variable y en otros casos las combinan dando lugar a unas clasificaciones más completas y precisas.

Las clasificaciones que utilizan una sola variable resultan, por lo general, poco satisfactorias, pues los datos deben resaltar las variaciones a lo largo del año, ya que sólo los valores medios y totales anuales no son suficientemente válidos. Tomar sólo éstos podría inducir a notables errores así, podemos encontrar en climas muy distintos una misma temperatura media anual o un mismo volumen total de precipitaciones, pero en los que difiere su distribución a lo largo del año o su relación temperatura-precipitación. Así, por ejemplo, Sevilla (clima mediterráneo) y Tananarive, que cuentan con una temperatura media anual de 18,5 °C, tienen distinta clasificación climática debido a la distinta estacionalidad de sus precipitaciones; lo mismo puede decirse en cuanto a la cantidad precipitada, por ejemplo, Aberdeen y Chicago cuentan ambas con 832 mm anuales, aunque el primero es un clima mesotérmico y el segundo un clima microtérmico; en

Clasificaciones elaboradas con una sola variable

Clasificación de Blair basada en el total precipitado que distingue cinco tipos de climas.

Clima	Definición de la precipitación	Cantidad anual precipitada
Árido	Escasa	0-250 mm
Semiárido	Ligera	250-500 mm
Subhúmedo	Moderada	500-1.000 mm
Húmedo	Fuerte	1.000-2.000 mm
Muy húmedo	Muy fuerte	Más de 2.000 mm

Se considera que es pequeña la variabilidad de precipitaciones cuando los totales anuales no superan nunca el doble de la media, ni son inferiores a un tercio de la misma.

Otras clasificaciones se han establecido a partir de la variable temperatura, cruzando los valores de la temperatura media del mes más cálido y de la temperatura media del mes más frío, según el siguiente cuadro:

Temperatura media del mes más frío (°C)	21°			Ecuatorial	
			Tropical o ecuatorial de tierras altas	Tropical	
	10°		Marítimo isotérmico de latitud alta	Marítimo de latitud media	Subtropical
		Polar oceánico	Tundra	Latitud media-alta	Templado continental
	-12°	Casquete polar	Tundra fría	Continental frío	Continental
		-1° 10° 21° Temperatura media del mes más cálido (°C)			

este caso, además, hay que tener en cuenta que no importa tanto la cantidad como la proporción de agua precipitada que puede permanecer en el suelo, la cual depende de la temperatura del aire, que provocará una mayor o menor evaporación. Igualmente, podrían quedar bajo la misma clasificación las zonas árticas y los desiertos cálidos, puesto que el resultado de una

precipitación escasa varía en relación con la temperatura, así, una temperatura muy elevada provocará aridez, mientras que una temperatura muy baja podría estar permitiendo un medio húmedo.

La utilización de dos variables en la clasificación climática proporciona mayor precisión, y, generalmente, ésta apoya su definición de tipos climáticos en la relación entre precipitación y temperatura. La utilización de estas variables se adapta muy bien al nivel regional que vamos a tratar en este libro, puesto que los valores medios mensuales de temperatura y precipitación son los que más uniformemente se recogen en todas las partes del mundo.

La introducción de la variable viento (que tiene una gran capacidad de refrigeración) se utiliza, por lo general, en estudios muy pormenorizados; observando su influencia sobre el hombre, se ha llegado a unas clasificaciones climáticas que relacionan temperatura, precipitación y viento, con fenómenos biológicos fundamentales, que generalmente reciben el nombre de *índices de confort*.

Al efectuar una clasificación, se debe tener en cuenta la variabilidad estadística de algunos fenómenos meteorológicos ocasionales en el tiempo y en el espacio; por ejemplo, pueden tener importantes consecuencias las heladas (un año sobre diez, pueden limitar el desarrollo de algunas plantas), y es necesario tener en cuenta las fluctuaciones climáticas de un año a otro (en la pradera norteamericana, la distribución de la vegetación depende más de los períodos de sequía excepcional que de las condiciones habituales del tiempo).

2. LA DIVERSIDAD CLIMÁTICA: LOS CLIMAS AZONALES

A lo largo del tema hemos visto cómo la zonalidad constituye una primera base para la clasificación de los climas, pero existen excepciones, de modo que algunos climas no se limitan a esa distribución, sino que, debido a diversos factores geográficos, pueden encontrarse indistintamente en cualquier latitud de la superficie terrestre, por lo que se les denomina climas azonales. En este caso se encuentran los climas secos y de montaña, que trataremos en este apartado.

2.1. Los climas secos

La *escasez de agua* es el rasgo principal que define a estos climas. Según sea mayor o menor dicha escasez, la clasificación climática matizará la existencia de un clima de desierto o un clima de estepa, que, al tener mayor humedad, es considerado como un clima ubicado en sus márgenes.

La escasez de agua varía no sólo en relación con la cantidad de agua que reciba una región sino que es fundamental su relación con la temperatura. Así, el concepto de aridez tiene en cuenta la relación entre temperaturas y precipitaciones, es decir la evapotranspiración potencial, en función de la cual se estima el grado de sequía. Una misma cantidad de precipitación, en el caso de un clima frío puede ser suficiente puesto que la evaporación es muy reducida, mientras que, por el contrario, en el caso de un clima cálido pueden acarrear importantes problemas de agua. Por ello, no resulta correcto intentar delimitar los climas secos en relación con la isoyeta de 250 mm, que es la que se ha tomado en algunas clasificaciones realizadas

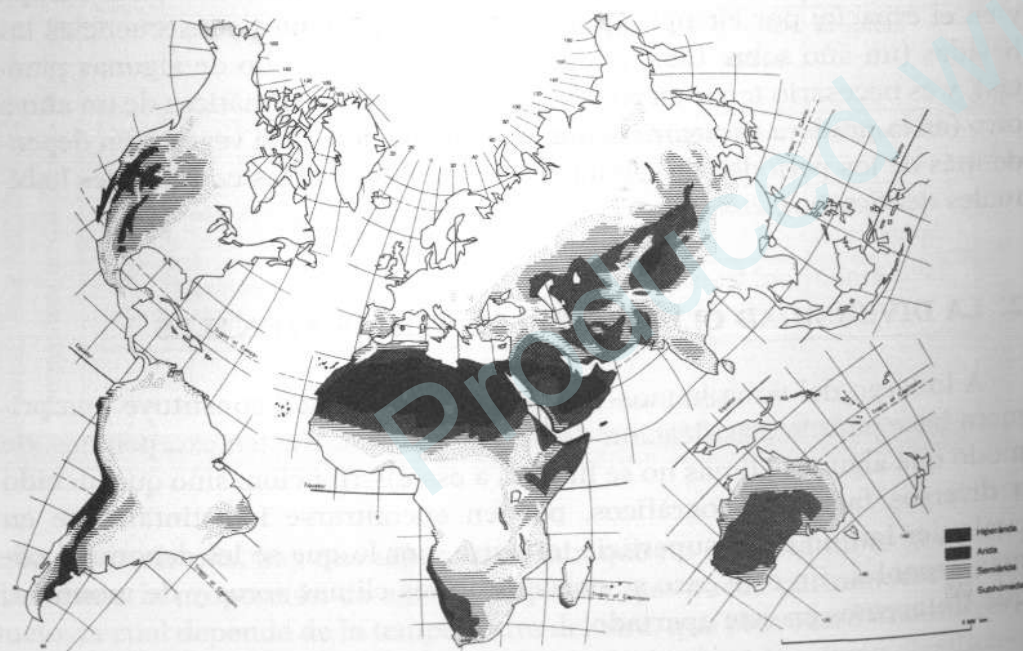


Figura 5.4. Distribución de las zonas áridas según la UNESCO.

exclusivamente en base a la precipitación, a pesar de que este volumen de lluvia concuerde en gran parte con los límites externos del desierto subtropical y de las estepas de las latitudes medias.

El límite que marca cuándo una región puede considerarse como árida varía ligeramente según el índice de aridez empleado.

Las regiones áridas abarcan una gran extensión, aproximadamente un tercio de la superficie terrestre, que afecta tanto a zonas intertropicales como a templadas y polares, cuyas características generales son:

- Lluvia escasa e irregular.
- Aire extremadamente seco, cuya humedad relativa queda por debajo del 50 por 100, alcanzando incluso un 20 por 100.
- Fuerte oscilación térmica diaria.
- Vientos desecantes, que juegan un importante papel en la evaporación.

2.1.1. Causas de los climas secos

Las precipitaciones van ligadas a movimientos ascendentes de las masas de aire húmedo, por lo que para explicar la aridez deberemos considerar aquellas situaciones que dificulten, de forma más o menos permanente, este ascenso y enfriamiento del aire. Las causas que favorecen la existencia de regiones áridas pueden encontrarse en distintas latitudes, aunque con distintas características.

En la zona tropical, la aridez va asociada a la subsidencia provocada por las altas presiones subtropicales estables (desiertos zonales), al efecto de los alisios continentales, al efecto de sombra pluviométrica (desiertos de barrera) y a la influencia de las corrientes marinas frías.

- Las *altas presiones subtropicales* conllevan que el aire se comprima y caliente al descender, desecándose y estimulando la evaporación. Hay que destacar que, en estas zonas, las altas presiones sólo permanecen durante todo el año en las fachadas occidentales de los continentes, mientras que en las fachadas orientales se desplazan en verano, dando lugar a los climas monzónicos. En los desiertos tropicales dominados por las altas presiones se dan las características más representativas del desierto.

- Los *vientos alisios continentales*, que soplan constantemente sobre estas zonas, son vientos desecados a su paso por el continente, por lo que no pueden aportar precipitaciones.
- Las *barreras montañosas* producen el efecto de sombra pluviométrica, puesto que los vientos húmedos, al elevarse en la vertiente de barlovento, descargan su humedad a través de la precipitación, mientras que a sotavento, el efecto foehn recalienta y reseca más el aire.
- Finalmente, *las corrientes marinas frías* (en las fachadas occidentales), sobre las que consiguientemente se ha instalado una masa de aire frío marítimo, al llegar a unas tierras que por su latitud tienen unas temperaturas más elevadas, disminuyen su humedad relativa (el aire cálido puede contener mayor cantidad de vapor de agua que el aire frío), con lo que se reducen sus posibilidades de precipitación aunque, en contraposición, sí se crean abundantes brumas.

Las esporádicas lluvias que se registran en estos climas, se deben a la penetración de aire marítimo ecuatorial o tropical, que da lugar a importantes borrascas de convección.

En las zonas templadas, los desiertos se originan por una degradación de las masas de aire, por su localización en zonas de sombra pluviométrica, o por la circulación atmosférica en algunas regiones. Su localización está en el interior de los continentes, comprendida entre los 35° y los 50° de latitud Norte, no existiendo en el hemisferio Sur.

- *La degradación de las masas de aire marítimo* que entran por las fachadas occidentales de los continentes (recordemos que en las zonas templada la circulación atmosférica es del Oeste), es debida a su progresiva desecación a medida que avanzan en su recorrido sobre el continente. Así, las perturbaciones de la circulación del Oeste llegan muy debilitadas a las regiones situadas en el centro de las grandes masas continentales, provocando preferentemente ráfagas de viento y tempestades de arena, en lugar de precipitaciones.
- *La disposición orográfica* tiene una gran importancia puesto que el efecto foehn, como ya sabemos, puede llegar a crear climas desérticos a sotavento de los grandes sistemas montañosos. Así, debemos obser-

var cómo la disposición Norte-Sur de los principales sistemas montañosos en América, provoca una disposición también Norte-Sur de los desiertos; mientras que en Asia, la disposición Este-Oeste de los sistemas montañosos, da lugar a una disposición también Este-Oeste de las regiones desérticas.

- *El mecanismo de la circulación general atmosférica* es otro factor que ocasiona importantes desiertos. Así, en invierno, el fuerte desarrollo de la alta presión canadiense y siberiana impide el paso de las depresiones oceánicas y aportan un aire continental frío y seco, mientras que en verano, con el balance estacional hacia el Norte, estos lugares se ven afectados por masas de aire tropical continental muy cálidas; ello produce una fuerte evaporación, de modo que aunque caiga alguna precipitación ésta es poco aprovechada.

La diferencia climática de los desiertos de latitudes templadas con respecto a las tropicales está en la mayor rigurosidad del invierno y en que su variación anual de temperaturas es también mucho mayor (en torno a los 32 °C).

En las zonas polares, los desiertos son de otra naturaleza. Están relacionados con los suelos permanentemente helados en superficie, situados más allá de la tundra, y con masas de aire seco. Sobre su superficie helada, las masas de aire se estabilizan manteniendo su baja temperatura, favorecida por la irradiación, y, allí donde se dan desniveles topográficos, estas masas de aire se deslizan por gravedad hacia los valles, originando fuertes vientos.

2.1.2. Tipos de climas secos

Las clasificaciones de los climas secos establecen una clara diferenciación entre climas de desierto y climas esteparios. Su diferencia está en la eficiencia de sus precipitaciones en relación con la temperatura, que se mide mediante diversos índices, como el índice de evapotranspiración potencial. Köppen diferenció estos climas en su clasificación con las letras BS y BW (cuadro 5.1). En el cuadro 5.2. podemos observar las diferencias entre distintos tipos de desiertos, y en las figuras 5.5 y 5.6. los climodiagramas de los climas de estepa y de desierto.

Cuadro 5.1. Clasificación de los climas áridos según Köppen.

Simbolo	Clima	Definición de temperatura	Definición de precipitación	Vegetación
BS	Estepa	Semiárido. La evapotranspiración potencial supera a la precipitación pero no la dobla	Límite climático cuantitativo $e > Pmm$	Herbácea. Insuficiente Pmm para el crecimiento de árboles
BW	Desierto	Árido. La evapotranspiración potencial dobla al total de precipitación	Límite climático cuantitativo $e > 2 Pmm$	Sólo plantas adaptadas a la sequía

Para calcular la evapotranspiración potencial Patton utiliza una fórmula simplificada de la de Köppen: $e = 20t + 490 - 7 PPW$.

Donde: e= necesidad de agua.

t= temperatura media anual en °C.

PPW= porcentaje de precipitación de los seis meses más fríos o de invierno respecto al total anual, considerándose como meses de invierno de octubre a marzo para el HN y de abril a septiembre para el HS.

Cuadro 5.2. Características de distintos tipos de desiertos.

Desiertos Subtropicales de Altas Presiones	Desiertos Subtropicales costeros	Desiertos de la Zona Templada
<ul style="list-style-type: none"> — T.^a medias elevadas. — T.^a extremas acusadas. — Insolación del 90 por 100. — Humedad relativa inferior al 50 por 100. — Fuerte evaporación. — Escasas precipitaciones e irregulares. Muy breves y débiles. — Vegetación escasa. 	<ul style="list-style-type: none"> — T.^a regulares y suaves. — Amplitud diaria baja. — Variaciones estacionales de T.^a según la latitud. — Aire saturado de humedad y nieblas frecuentes. — Vegetación bastante densa. 	<ul style="list-style-type: none"> — Amplitudes medias más elevadas que en los otros. — Fuertes amplitudes diarias hasta 90 °C. — Inviernos fríos y prolongados. — Veranos tórridos. — Fuerte insolación.

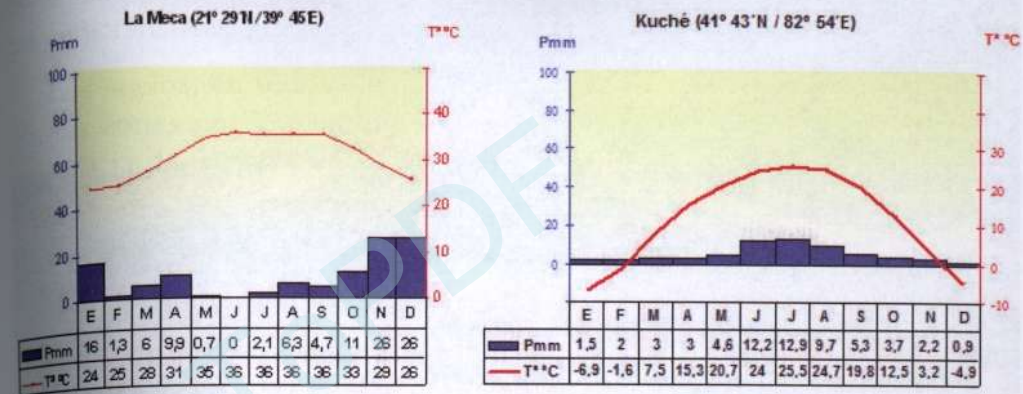


Figura 5.5. Desiertos situados en distintas latitudes (serie climática 1961-1990).

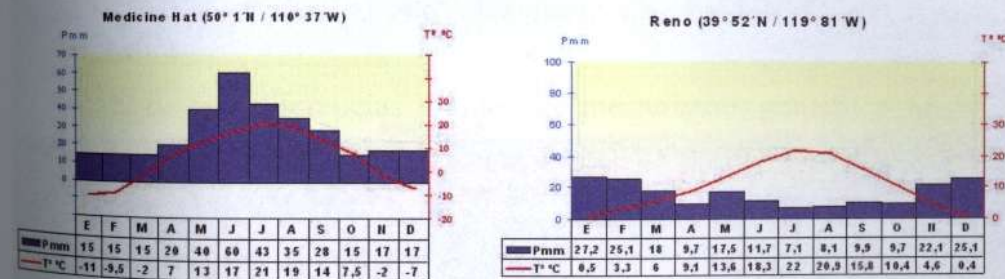


Figura 5.6. Climas esteparios en distintas latitudes (serie climática 1961-1990).

2.1.3. Rasgos biogeográficos

Los cursos de los ríos tienen un régimen discontinuo y en los desiertos más puros pueden dar lugar a un *arreísmo* (ausencia de desagüe) mientras que en las zonas menos marcadas por la aridez suele darse un *endorreísmo* (ausencia de desagüe hacia el mar).

La vegetación es muy escasa y dispersa, desprovista de árboles, y deja al desnudo un elevado porcentaje de suelo, lo cual le hace muy sensible a los

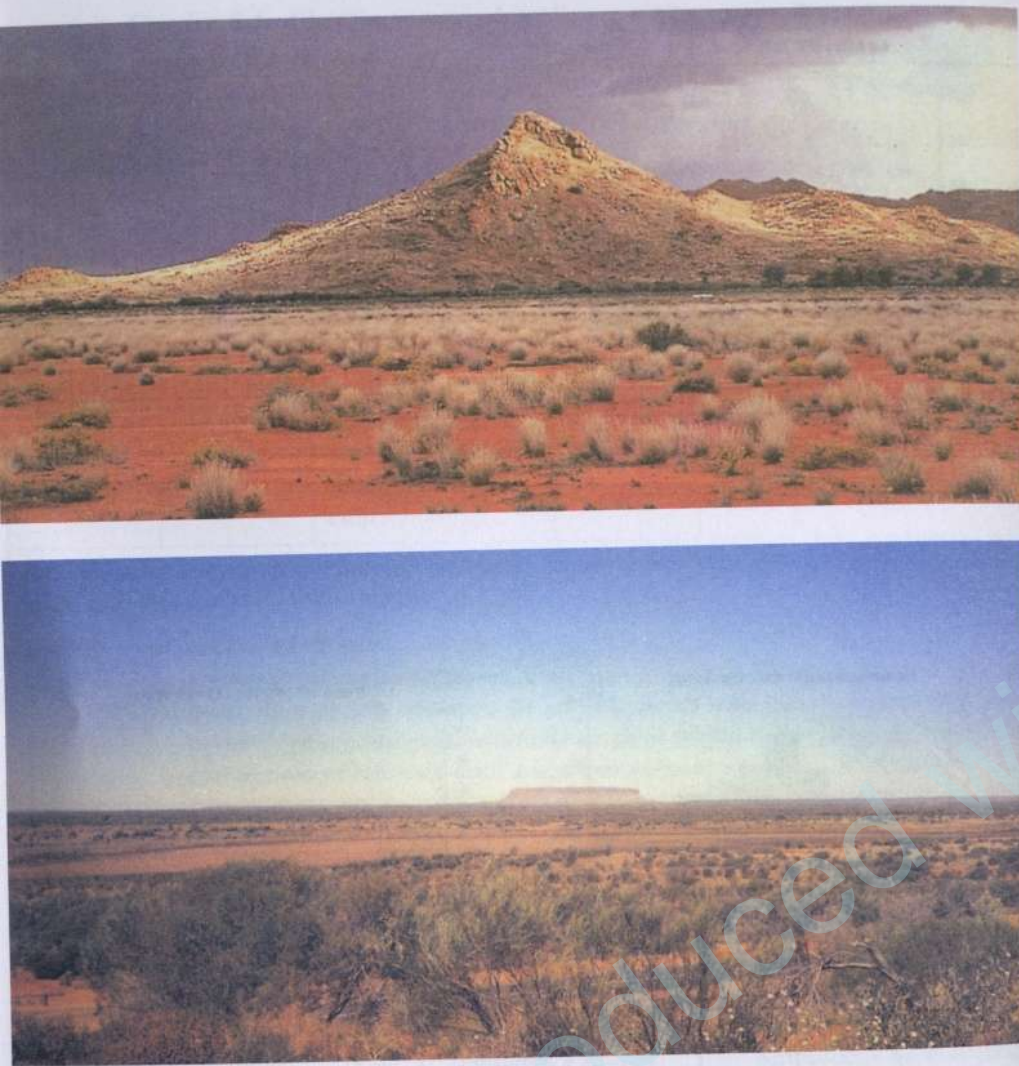


Figura 5.7. Las fotografías muestran la escasa vegetación del desierto.

procesos de meteorización y de erosión (temas 10 y 11). Esta vegetación presenta aspectos muy diferentes en función de la naturaleza del material rocoso sobre el que se asienta. Por lo general, el desierto cuenta con plantas de pequeño tamaño adaptadas a la sequedad; unas lo hacen reduciendo su superficie transpirante y desarrollando al máximo sus raíces, otras configurándose en plantas suculentas o, incluso, otras convirtiéndose en semillas que se activarán esporádicamente tras la lluvia.

En los desiertos costeros, donde la humedad es mayor, se dan algunas plantas características que pueden vivir de la humedad que aportan las nieblas.

Los suelos, en todos ellos, son secos, desérticos arenosos y litosoles. En las zonas periféricas de estepa, la mayor humedad lleva consigo la existencia de suelos pardos de estepa y de una vegetación herbácea tropical.

2.2. Los climas de montaña

Como ya estudiamos en los primeros temas de Climatología, la altura lleva consigo un descenso de las temperaturas que, por término medio, se considera en torno a los $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}$ cada 100 m. Este hecho es lo que lleva a la existencia de climas fríos en las montañas elevadas. Ahora bien, según sea la latitud donde se localicen las tierras montañosas, se necesitará mayor o menor altura para alcanzar las características de clima frío. El solo hecho de la presencia de un relieve elevado no puede darnos la idea de un clima de iguales características para cualquier zona del globo, sino que se establecen variaciones zonales entre las montañas de las latitudes bajas, medias y altas.

A pesar de esas diferencias zonales, los mecanismos generales que dan lugar a unas características climáticas propias de las áreas montañosas, contrastadas con las de los llanos más próximos, hacen que estudiemos estos climas de forma conjunta, en lugar de analizarlos junto a los climas de cada una de las latitudes correspondientes. Las características que presentan son las que recoge el cuadro 5.3.

2.2.1. Causas del clima de montaña

Son dos los factores principales que debemos considerar, altura y configuración del relieve. Con la altura se modifica la presión y la temperatura. La menor presión lleva consigo que la atmósfera contenga menos vapor de agua y menos gases y partículas, de modo que absorbe menos energía solar, permitiendo una mayor intensidad de insolación en el suelo. A su vez, su menor protección da lugar a una mayor radiación ultravioleta y una menor protección a la irradiación nocturna, derivándose de todo ello fuertes contrastes térmicos diarios.

Cuadro 5.3. Características de los climas de montaña.

Características de los climas de montaña	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Disminución de la temperatura con la altura. • Temperaturas más bajas que las de las tierras próximas menos elevadas. Estos contrastes son mayores en las bajas y medias latitudes que en las altas. • Fuertes oscilaciones térmicas diarias. • Gradiente térmico irregular, más elevado en verano que en invierno. • Diferencias térmicas según la posición en la solana o en la umbría. • Inversiones térmicas muy frecuentes.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Precipitaciones abundantes, muy contrastadas en relación con las tierras bajas más próximas. • El régimen estacional de precipitaciones es más regular o, por lo menos, menos contrastado que el de las tierras llanas próximas. • Importancia de las precipitaciones de nieve.
Otros	<ul style="list-style-type: none"> • Aumento de la radiación ultravioleta con la altura. • Vientos locales muy característicos.

La disminución de la temperatura que se produce con la altura, provoca un incremento del número de días de helada, la presencia de mayores precipitaciones de nieve, que varían en relación con el régimen estacional de precipitaciones y con su intensidad, y el acortamiento de la estación vegetativa.

La disposición del relieve resulta fundamental, tanto para la modificación de las características entre las laderas, valles y cumbres, como para la propia circulación atmosférica local. Así, la exposición de las laderas a la insolación, sobre todo en las latitudes templadas, modifica las temperaturas entre solana y umbría, resultando la umbría más fresca y más húmeda que la solana, debido a la menor radiación solar y a la menor evaporación (debemos recordar que esta posición varía según los hemisferios, así, la solana es la vertiente Sur en el hemisferio Norte y al contrario en el hemisferio Sur). Lo mismo pasa con la disposición de los valles, siendo mucho más soleados los que tienen una orientación Este-Oeste que los que la tienen Norte-Sur. En las latitudes tropicales, la gran perpendicularidad de los rayos solares casi anula este efecto, por el contrario, se ve muy incrementado en las altas latitudes, en las cuales la vertiente norte está casi privada de los rayos del sol durante la mayor parte

del año, mientras que en las vertientes sur se produce un continuo proceso hielo-deshielo.

La exposición de las laderas a los vientos dominantes es fundamental para el desarrollo de las precipitaciones, pues, como recordaremos, en la vertiente de barlovento se produce el mecanismo del enfriamiento adiabático, mientras que a sotavento se produce el mecanismo contrario (efecto foehn) provocando así laderas más húmedas y laderas más secas, respectivamente. Un hecho que debemos tener en cuenta es que la procedencia de las masas de aire puede variar en un momento dado, dando lugar, en distintos períodos de tiempo, a la inversión de la vertiente más húmeda y la más seca. Otro hecho a resaltar es que este efecto varía en relación con la masividad del conjunto montañoso, de modo que en éstos solamente se ve afectada la fachada directamente expuesta al viento; en cambio, el interior del conjunto montañoso, aunque tenga elevadas altitudes, termina comportándose como un sector abrigado, con características áridas.

Las diferencias que se establecen entre cumbres y valles también son importantes: diferentes amplitudes térmicas, diferente insolación, diferente régimen de vientos y diferente volumen de precipitaciones. La amplitud térmica anual es más acusada en el llano que en la montaña, lo mismo sucede con la amplitud térmica diaria, que es más débil en la montaña que en el llano.

La insolación es menor en los valles, puesto que en ellos aparecen sombras en relación con la disposición del relieve, al tiempo que el Sol, cuando se pone, deja de incidir sobre ellos antes que sobre las tierras más elevadas. La diferencia de insolación estacional se produce por la nubosidad, así, las nieblas de inversión, que se forman en invierno en los valles, hacen que éstos reciban menos horas de sol, por el contrario, en verano las nubes se amontonan en las cumbres, mientras que el valle puede seguir recibiendo insolación. Estas fuertes inversiones térmicas, que se crean en el fondo de los valles al quedar estacionado el aire frío, dan lugar a los típicos mares de nubes que se forman en el límite entre el aire cálido y frío, de las que sólo emergen las tierras más altas.

Los vientos locales (brisas de valle y brisas de montaña) resultantes del distinto calentamiento entre valles y cumbres, juegan un importante papel

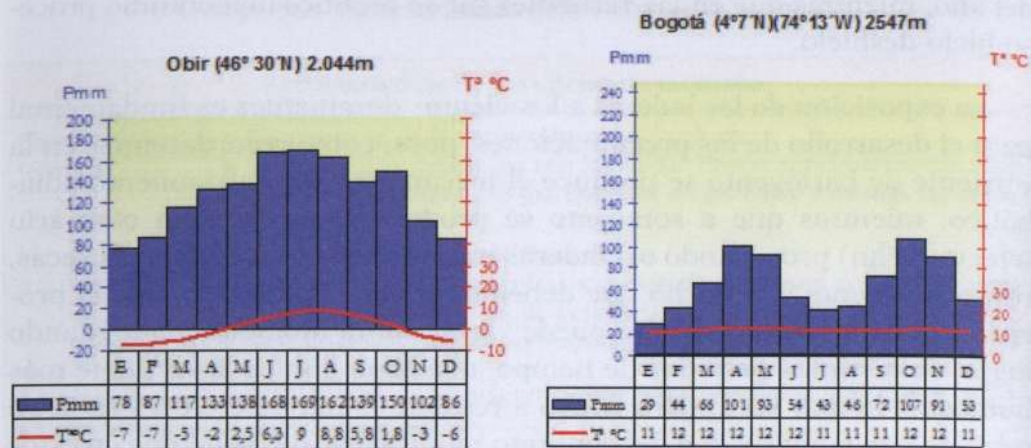


Figura 5.8. Climas de montaña. Observe las diferencias en dos puntos situados en distinta latitud.

ya que, en los lugares donde impiden el estacionamiento del aire, contribuyen a incrementar los mínimos nocturnos y acentúan las inversiones en las depresiones y en los llanos próximos.

Las precipitaciones aumentan con la altura, puesto que por el progresivo enfriamiento se va favoreciendo la condensación y la posterior precipitación.

Relacionando montaña-llano dentro de una misma zona climática, hay que decir que, incluso en las regiones áridas, las montañas son más húmedas que el llano que las rodea, tanto por el incremento de las precipitaciones con la altura como por el descenso de temperatura, que reduce la evaporación.

Las montañas conservan los rasgos zonales; así, por ejemplo, en las regiones ecuatoriales, la variación anual de la temperatura es muy pequeña, mientras que en las latitudes medias y altas esta variación térmica anual es muy grande en relación con la distinta insolación verano-invierno.

2.2.2. Variedades del clima de montaña

El clima de montaña presenta diferencias según el tipo de clima que exista en el espacio donde se ubica el relieve, al tiempo que el propio relieve establece también variedades climáticas según se incrementa la altura. Köppen establece una diferenciación entre climas de montaña (G) y climas de alta montaña, a más de 3.000 m de altitud (H).

Se han establecido otras clasificaciones de los climas de montaña para espacios concretos, como, por ejemplo, la de Francisco José de Caldas, en 1802, para el trópico.

Rangos de la clasificación climática de Caldas				
Piso térmico	Símbolo	Rango de altura (metros)	Temperatura °C	Variación de la altitud por condiciones locales
Cálido	C	0 a 1000	$T \geq 24$	Limite superior ± 400
Templado	T	1001 a 2000	$24 > T \geq 17,5$	Limite superior ± 500 Limite inferior ± 500
Frío	F	2001 a 3000	$17,5 > T \geq 12$	Limite superior ± 400 Limite inferior ± 400
Páramo bajo	Pb	3001 a 3700	$12 > T \geq 7$	
Páramo alto	Pa	3701 a 4200	$T < 7$	

Esta clasificación considera únicamente la variación de la temperatura con la altura (pisos térmicos) y su aplicación es exclusiva para el trópico americano.

2.2.3. Rasgos biogeográficos

- *El régimen fluvial* acusa el efecto del deshielo en primavera y del almacenaje de nieve y agua en invierno. Las montañas, al ser con frecuencia puntos de nacimiento de ríos, presentan, por lo general, unos cauces pequeños y de corrientes rápidas. Su régimen suele ser nival o glacial.

- *La vegetación* en las montañas es muy variada y experimenta un escalonamiento en altura, cuya progresión puede equipararse a la que se establece latitudinalmente y cuyo punto de partida varía según las característi-



Figura 5.10. Escalonamiento de las zonas de vegetación en los Alpes.

cas de la zona climática que se encuentre en el llano. Así, por ejemplo, en la zona ecuatorial se pasará progresivamente desde una base con selva tropical a un bosque de montaña, más bajo y menos denso, de tipo mixto en el que se mezclan especies tropicales, bosques de frondosas y coníferas de tipo templado. Se encuentran también helechos arborescentes, y bambúes. En altura se incrementan los bosques con musgo y ya en el límite del bosque de montaña aparece el bosque enano. A más altura que el bosque se da una vegetación de tipo tundra, matorral, prados y brezos. Hacia los 4.000 m se encuentra la zona alpina, caracterizada por una tundra de musgos y líquenes, y ya por encima de los 4.500 m o 5.000 m se encuentran las nieves perpetuas. En contraposición, en una región alpina de la zona templada, la vegetación puede partir de una base de bosques de hoja caduca, a coníferas y pastos, hasta llegar a las nieves perpetuas por encima de los 2500 m aproximadamente. También son de destacar las diferencias entre las vertientes de solana y umbría como puede apreciarse en la figura X.10.

- *Los suelos*, según se asciende en altura, suelen ser progresivamente más delgados, jóvenes y pobres, puesto que, por un lado, el frío reduce los intercambios minerales y la actividad bacteriana, y, por otro, la pendiente favorece un fuerte drenaje y la acción de procesos de gravedad.

LECTURAS RECOMENDADAS

- CUADRAT, J. M.^a y PITA, M.^a F. (2006): *Climatología*. Cátedra, 4.^a edición (primera edición 1997) Madrid. 496 p. Muestra, de manera sencilla, pero con rigor y precisión, el funcionamiento del sistema climático mundial. En su capítulo 9, se analizan los distintos climas regionales y la clasificación de los climas. Su clasificación se centra en Köppen.
- DEMANGEOT, J. (1989): *Los medios naturales del globo*. Masson, Col Geografía. 251 p. Barcelona. Orientado a alumnos universitarios, trata los climas desde una perspectiva del paisaje, profundizando en su funcionamiento y en sus características. El medio desértico es tratado en los temas 10 y 11.
- GIL OLCINA, A. y OLCINA CANTOS, J. (1999): *Climatología básica*. Ariel Geografía, 387 p., Barcelona. Manual de introducción a la climatología, muestra un lenguaje accesible a quienes acceden a la universidad. En lo referente a este tema, expone las clasificaciones climáticas más difundidas en el tema 10, y dedica los dos últimos (temas 11 y 12) a la climatología regional.
- HUFTY, A. (1984): *Introducción a la climatología*. Ed. Ariel, Barcelona. Este texto está dirigido a estudiantes de geografía, presentando una iniciación básica a la climatología. Expuesto con rigor y claridad, algunos conceptos desbordan el nivel de conocimientos de un curso inicial. De todo el libro, es el tema X «la clasificación de los climas» el que interesa para el estudio del tema que nos ocupa.
- PUIGSERVER, M. (Intr.) (1991): *El clima*. Libros de Investigación y Ciencia. Scientific American. Prensa científica. Compendio de artículos aparecidos en la revista Investigación y Ciencia, que muestra en tres partes la evolución del clima terrestre, las variaciones naturales del clima y su alteración por el hombre.
- STRAHLER, A. N. (1975): *Geografía Física*. Ed Omega. Barcelona. 767 p. Este texto es un clásico en su materia, que está dirigido a estudiantes que se inician en la Geografía Física. Mediante una descripción explicativa, muestra los elementos del tiempo y el clima, explica las variedades básicas de los climas y sus orígenes respecto de las masas de aire, manantiales y zonas frontales. Los temas 13 y 14 son los que estudian la clasificación de los climas y el balance hídrico.
- URIARTE CANTILLA, A. (2003): *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 306 p. El libro aborda el análisis de la evolución del clima a lo largo de la historia de nuestro planeta, con objeto de conocer la dinámica del clima de la Tierra, para poder analizar, en un adecuado contexto, el cambio climático actual.

VIERS, G. (1987): *Climatología*. Oikos-tau, 309 p. Barcelona. El texto, un clásico de la climatología, expresa la descripción regional de los climas a través de la clasificación climática de su autor, basada en la de E. De Martonne, en la que se entrelazan climatología y meteorología. Los temas 10, dedicado a los climas áridos y semiáridos, y 12, dedicado a los climas de montaña, son los que el alumno puede consultar en relación con este tema.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Existen diversos vídeos que explican los rasgos básicos del mosaico climático, y que son de gran ayuda para el estudio, como los siguientes:

«Tiempo y clima» de la colección de vídeos educativos, Fundación Serveis de Cultura Popular. En él hay un sencillo apartado dedicado al clima de las regiones tropicales, templadas y frías, en el que se muestran los mecanismos de la circulación general atmosférica que explican el clima de estas zonas «Clima y vegetación», DVD editado por la UNED, analiza las características y las causas de los distintos climas, según la clasificación de Köppen, y describe la vegetación existente en cada una de las regiones climáticas.

- Tome un atlas y busque los mapas temáticos de clima, de relieve y de corrientes marinas. Localice los climas desérticos y compruebe la correlación que existe con la topografía en la zona templada y con las corrientes marinas frías de las zonas intertropicales.
- Busque información climática (Servicio de Información Meteorológica Mundial en internet) sobre diversas estaciones de esquí y compruebe las diferencias de temperatura y precipitación que presentan respecto de poblaciones próximas a ellas pero situadas a menor altura.

Produced with Scantopdf

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

1. ¿En qué consiste una clasificación climática y cuál es su finalidad?
2. ¿Cómo se clasifican los climas de la Tierra en tres grupos principales tomando como referencia una clasificación genética? Indique los tipos de masas de aire que intervienen.
3. Explique las diferencias que pueden darse entre los climas de montaña de las latitudes templadas y de las latitudes intertropicales.
4. ¿Por qué se considera que la distribución de la vegetación constituye una base útil para delimitar los tipos de clima?
5. Explique las causas que han originado los siguientes desiertos: desierto de Gobi, desierto de Karakum, Gran desierto Victoria, desierto Árabe, desierto del Sahara, desierto de Namibia, desierto de Mojave, desierto de Atacama.

Tema 6**La diversidad climática II.****Los climas zonales: intertropicales, templados y polares****DIAGRAMA CONCEPTUAL****INTRODUCCIÓN**

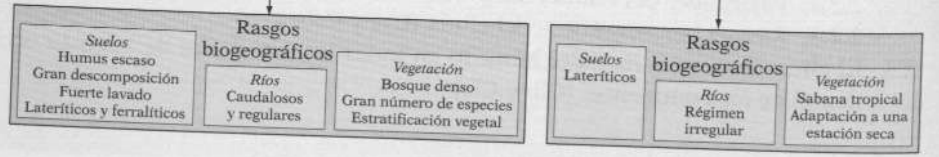
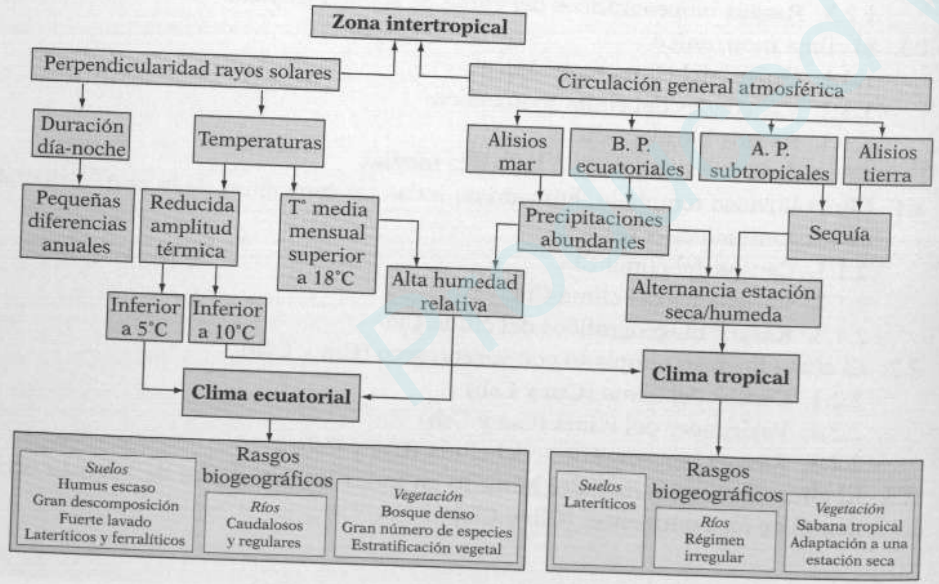
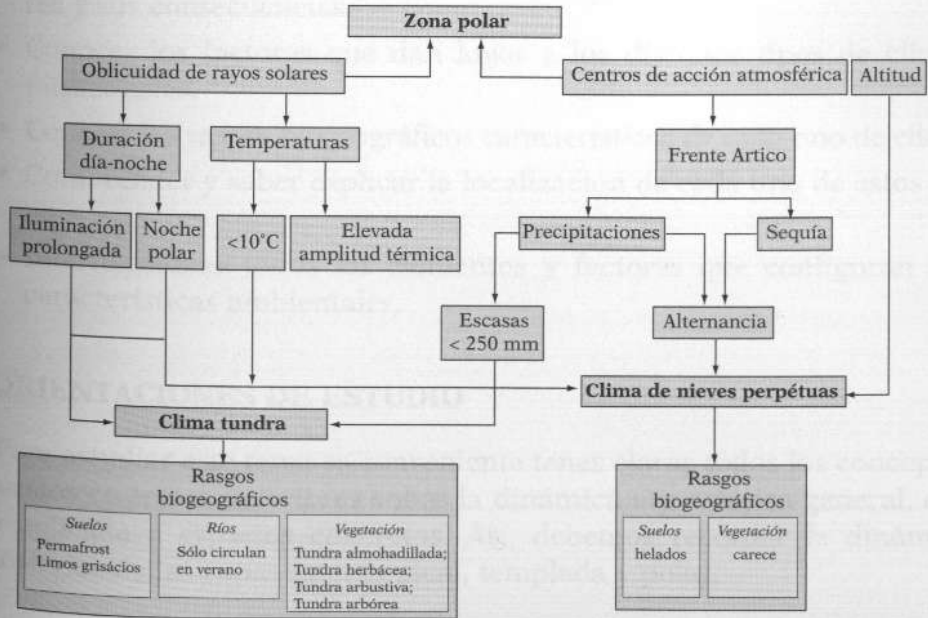
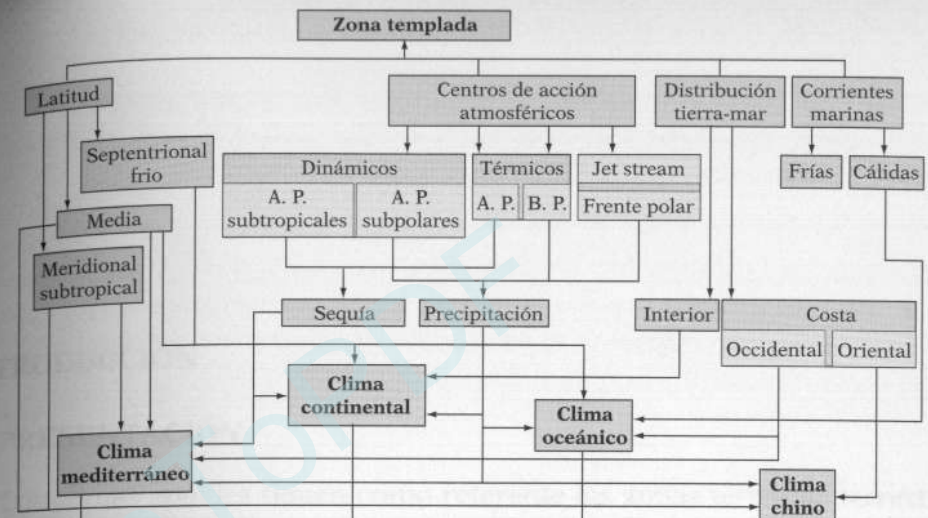
1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. Los climas de la zona cálida o latitudes intertropicales
 - 1.1. El clima de selva tropical
 - 1.1.1. Causas del clima de selva tropical
 - 1.1.2. Variedades del clima de selva tropical
 - 1.1.3. Rasgos biogeográficos de selva tropical
 - 1.2. El clima de sabana tropical
 - 1.2.1. Causas del clima de sabana tropical
 - 1.2.2. Variedades del clima de sabana tropical
 - 1.2.3. Rasgos biogeográficos del clima de sabana tropical
 - 1.3. El clima monzónico
 - 1.3.1. Causas del clima monzónico
 - 1.3.2. Variedades del clima monzónico
 - 1.3.3. Rasgos biogeográficos
2. Los climas de la zona templada o latitudes medias
 - 2.1. Clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa oriental de los continentes (Cfa)
 - 2.1.1. Causas del clima Cfa
 - 2.1.2. Variedades del clima Cfa
 - 2.1.3. Rasgos biogeográficos del clima Cfa
 - 2.2. El clima lluvioso templado con verano seco (Csa y Csb)
 - 2.2.1. Causas del clima (Csa y Csb)
 - 2.2.2. Variedades del clima (Csa y Csb)
 - 2.2.3. Rasgos biogeográficos del clima (Csa y Csb)
 - 2.3. El clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa occidental de los continentes (Cfb y Cfc)

- 2.3.1. Causas del clima Cfb y Cfc
- 2.3.2. Variedades del clima Cfb y Cfc
- 2.3.3. Rasgos biogeográficos del clima Cfb y Cfc
- 2.4. Los climas microtéricos, de bosque frío
 - 2.4.1. Causas del clima microtérico
 - 2.4.2. Variedades del clima microtérico
 - 2.4.3. Rasgos biogeográficos del clima microtérico
- 3. Los climas de la zona fría o latitudes polares
 - 3.1. El clima de tundra
 - 3.1.1. Causas del clima de tundra
 - 3.1.2. Variedades del clima de tundra
 - 3.1.3. Rasgos biogeográficos
 - 3.2. El clima de hielo perpetuo
 - 3.2.1. Causas del clima de hielo perpetuo

LECTURAS RECOMENDADAS
 ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS
 EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

Los climas zonales tienen como referente las zonas térmicas terrestres, intertropical, templada, y polar, las cuales, a su vez, comprenden diversos climas intrazonales. En este tema, analizaremos las características generales de cada zona climática, las variedades climáticas intrazonales, las causas que las originan y sus consecuencias biogeográficas, lo que nos permitirá conocer, comprender y explicar no sólo los climas sino también los distintos paisajes que se encuentran en cada una de estas zonas.

2. OBJETIVOS

- Conocer las características zonales de los distintos climas, sus factores y sus consecuencias.
- Conocer los factores que dan lugar a los distintos tipos de climas intrazonales.
- Conocer los rasgos biogeográficos característicos de cada uno de ellos.
- Comprender y saber explicar la localización de cada uno de estos climas.
- Interrelacionar todos los elementos y factores que configuran sus características ambientales.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Para estudiar este tema es conveniente tener claros todos los conceptos expuestos en temas anteriores sobre la dinámica atmosférica general, que será aplicada a espacios concretos. Así, debemos recordar la dinámica atmosférica de las zonas intertropical, templada y polar.

Para una mejor comprensión es importante observar varios mapas mundiales: físico, climático y de corrientes oceánicas, los cuales facilitarán el estudio de los diversos climas.

En el estudio del tema es importante que observen los distintos climogramas, que representan las características básicas de los distintos climas y que son una técnica básica de representación en el análisis climático. Igualmente importante es el estudio de los diversos cuadros, en los que se sintetizan las características básicas de los diferentes climas.

4. PALABRAS CLAVE

Clima zonal, clima intrazonal, climas tropicales, clima ecuatorial, clima tropical, climas subtropicales, climas templados, clima chino, clima mediterráneo, clima oceánico, clima continental, climas polares, clima de tundra, clima de hielo perpetuo.

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. LOS CLIMAS DE LA ZONA CÁLIDA O LATITUDES INTERTROPICALES

La zona intertropical se extiende entre los trópicos de Cáncer y de Capricornio y comprende, aproximadamente, el 20 por 100 de las tierras emergidas. Tiene una gran regularidad térmica a lo largo del año, de modo que no existe una alternancia estacional térmica verano-invierno, por lo que las diferencias estacionales no se manifiestan en relación con las temperaturas sino con las precipitaciones, que son las que dan lugar a los principales contrastes climáticos, hablándose así de estación seca o de estación lluviosa.

Köppen diferencia en la zona intertropical tres tipos de climas, en relación con la pluviosidad, según se indica en el cuadro 6.1.

Las características generales, comunes a todos ellos, son las siguientes:

- Gran homogeneidad de las temperaturas a lo largo del año, máximas en el Ecuador y descienden con la latitud hacia el Norte y hacia el Sur, y al alejarnos de las costas.
- Amplitud térmica anual inferior a 10 °C.
- Temperaturas medias mensuales elevadas, superiores a 18 °C.
- Ausencia de heladas.
- Abundantes precipitaciones, con diferentes máximos y mínimos estacionales.
- Elevada humedad relativa.

No incluimos aquí el dominio de las estepas, de los desiertos, y de los climas de altura, puesto que no son exclusivos de esta zona sino que pueden localizarse también en otras latitudes, y se trataron en el tema anterior como climas azonales.

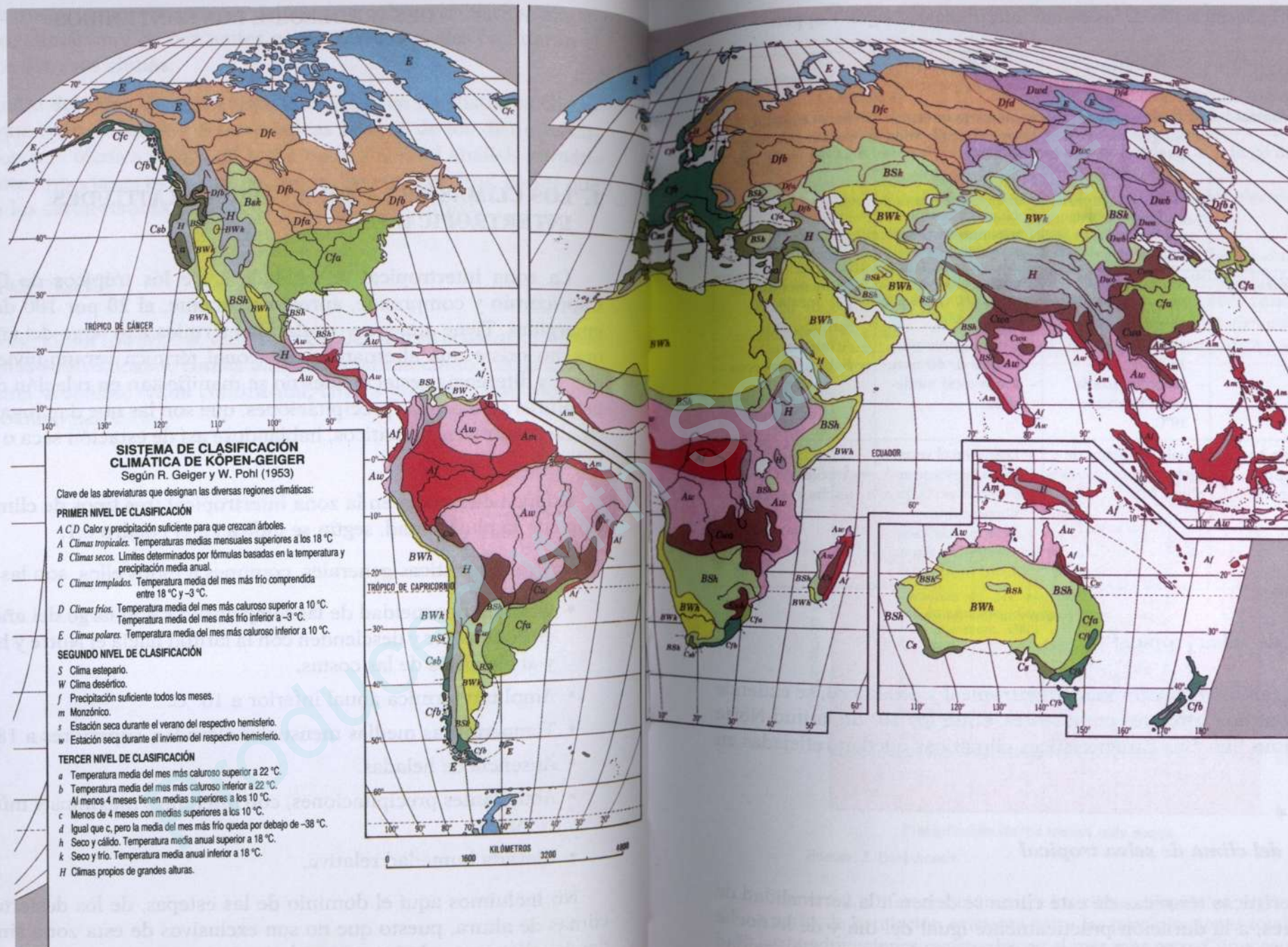


Figura 6.1. Distribución de los climas según la clasificación climática de Köppen.

Cuadro 6.1 Clasificación de los climas intertropicales según Köppen.

Identificación	Clima	Definición de temperatura	Definición de precipitación	Vegetación
Af	Selva tropical.	<ul style="list-style-type: none"> - Sin invierno. - Ningún mes tiene su temperatura media inferior a 18 °C. - Amplitud media anual inferior a 5°C. 	<ul style="list-style-type: none"> - La lluvia es regular y durante todo el año. - No hay estación seca definida. - La precipitación del mes más seco es de 60 mm o más. 	<ul style="list-style-type: none"> - Selva tropical. - Árboles de hoja ancha y perenne.
Aw	Sabana tropical.	<ul style="list-style-type: none"> - Sin invierno. - Ningún mes tiene su temperatura media inferior a 18 °C. - Amplitud media anual inferior a 10°C. 	<ul style="list-style-type: none"> - Lluvia periódica. - Estación más seca en invierno. - Un mes precipita menos de 60 mm. - Pmm total moderada. 	<ul style="list-style-type: none"> - Bosques muy claros, de árboles semicaducos. - Arbustos. - Sabana herbácea.
Am	Clima de bosque lluvioso monzónico.	Igual definición de temperatura que el clima Af.	<ul style="list-style-type: none"> - Lluvia en el verano. - La estación seca invernal no llega a secar la tierra. - El mes más seco precipita menos de 60 mm. 	<ul style="list-style-type: none"> - Selva tropical. - Árboles de hoja ancha y perenne.

1.1. El clima de selva tropical

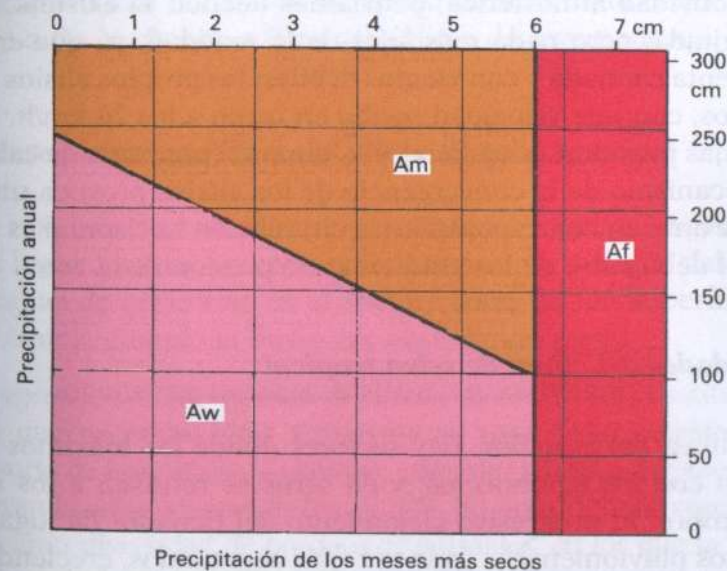
Este clima, también denominado hipertropical y ecuatorial, se extiende de forma discontinua sobre los continentes, entre los 10° de latitud Norte y los 6° de latitud Sur. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.2.

1.1.1 Causas del clima de selva tropical

Las características térmicas de este clima se deben a la verticalidad de los rayos solares, a la duración prácticamente igual del día y de la noche durante todo el año, a la elevada humedad del aire y a la gran nubosidad de desarrollo vertical que se registra en estas zonas.

Cuadro 6.2. Características del clima de selva tropical.

El clima de selva tropical	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Temperaturas elevadas, con medias superiores a 18 °C. • Amplitud media anual por debajo de los 5 °C.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Precipitaciones regulares a lo largo de todo el año. No existe estación seca. • Total anual de precipitaciones elevado, suele alcanzar entre 1.500 y 2.000 mm.
Otras características	<ul style="list-style-type: none"> • Elevada humedad relativa, frecuentemente en torno al 80 por 100 y hasta el 100 por 100 en ocasiones. • Bajo índice de confort climático para el hombre, puesto que en esta atmósfera, denominada de <i>estufa húmeda</i>, la transpiración es difícil y lenta.



Fuente: J. DEMANGEOT

Figura 6.2. Diferenciación entre los climas tropicales, según Köppen, a partir de la relación existente entre las precipitaciones totales anuales y las precipitaciones registradas en el mes más seco. Clima ecuatorial (Af), clima tropical con estación seca (Aw) y clima monzónico (Am).

La pluviometría es consecuencia de dos factores fundamentales: de las bajas presiones provocadas por la existencia de un aire cálido y húmedo muy inestable, y de la convergencia intertropical (CIT) de los alisios. Ambos factores dan lugar a una gran nubosidad de desarrollo vertical, que se va formando a lo largo del día y que por la tarde, casi a la misma hora, descarga en fuertes aguaceros. El desplazamiento de la CIT, que oscila entre el hemisferio Norte y hemisferio Sur, en relación con el desplazamiento del Sol y con la fuerza que tengan los alisios de cada Hemisferio, establece una amplia franja en la que se producen las ascensiones dinámicas. También puede darse el caso de que los dos alisios, Norte y Sur, no tengan la misma temperatura, formándose así el frente intertropical (FIT). Este balanceo estacional de la zona de bajas presiones ocasiona un régimen de precipitaciones que cuenta, por lo general, con dos máximos *equinociales* (en el Ecuador el Sol alcanza su cenit en los dos equinoccios, por lo que éstas serán las épocas de lluvias). Así mismo, la pluviometría se ve modificada por la orografía, por las brisas mar-tierra y por la continentalidad.

De esta actividad atmosférica, podríamos deducir la existencia de una atmósfera agitada, pero nada más lejos de la realidad, ya que en su conjunto se presenta calmada y con vientos débiles; los propios alisios son vientos moderados, con una velocidad media en torno a los 20 km/h, e incluso la zona de bajas presiones ecuatoriales es también una zona de calmas. Así, si bien el mecanismo de la convergencia de los alisios provoca un ascenso de la masa de aire, en contraposición, la circulación horizontal es escasa. A esto se une el débil valor de los gradientes de presión de la zona.

1.1.2. Variedades del clima de selva tropical

Sobre la línea del Ecuador, hay sectores donde los máximos de lluvia corresponden con los equinoccios, y en otros se retrasan a los meses de abril y noviembre. El progresivo alejamiento del Ecuador da lugar, primero, a descensos pluviométricos cada vez más acentuados, creciendo uno de ellos hasta que se transforma en estación seca; al mismo tiempo, se produce una progresiva disminución de la precipitación como tránsito hacia los climas tropicales de doble estación.

Frente a esta variación en las áreas continentales, se diferencia otra variedad climática en las islas, donde es muy escasa la oscilación térmica

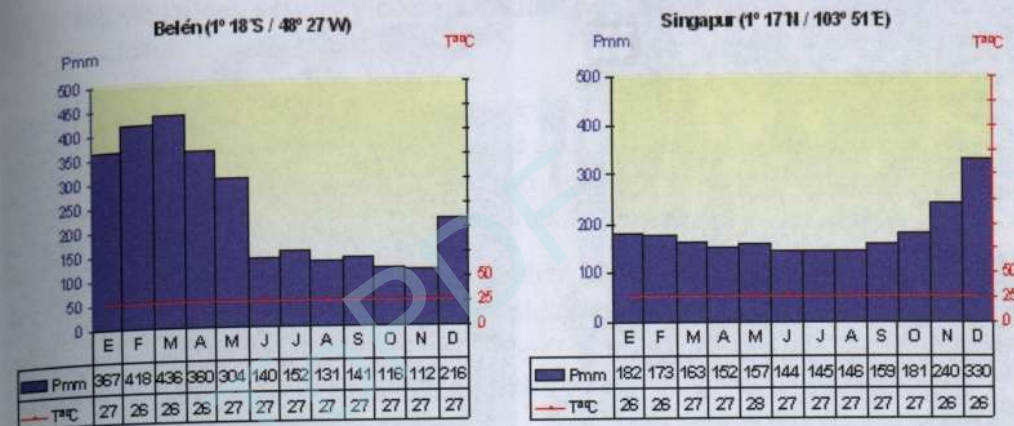


Figura 6.3. Los climodiagramas de Belén y Singapur (serie climática 1961-1990) muestran dos variedades del clima de selva tropical.

(la amplitud térmica anual no alcanza los 0,5 °C, por lo que se habla de isothermia), que unido a la elevada humedad durante todo el año (en torno al 90%) llevó a De Martonne a llamarle «clima de invernadero».

1.1.3. Rasgos biogeográficos del clima de selva tropical

- *Los ríos* son de caudal muy abundante y regular. Las fuertes lluvias dan lugar a *aguas de escorrentía* (proceso de desagüe del agua que no es capaz de infiltrarse en el suelo y corre por su superficie en forma de lámina, cuando la lluvia cae abundantemente).
- *La vegetación* en las regiones de clima ecuatorial está constituida por especies que necesitan altas temperaturas para vivir (megatermas), en su mayoría de hoja ancha y perenne, con gran número de especies, que configuran la *selva ecuatorial* (figura 6.4). Su gran riqueza vegetal da lugar a una gran diversidad de bosques ecuatoriales, en los que la característica básica es el predominio de las especies arbóreas, que pueden llegar a alcanzar hasta 60 m, dispuestas en varios estratos, generalmente en tres pisos arbóreos y dos de plantas leñosas de gran desarrollo. Aunque, en su conjunto, la masa arbórea parece espesa y continua, hay diferencias según los pisos: el piso superior está espaciado, el segundo tiene una mayor continuidad con respecto a las copas de sus árboles, y el inferior se compone



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 6.4. En las imágenes de la selva ecuatorial puede apreciarse a) detalle de densidad foliar y lianas; y b) una panorámica de la selva amazónica, en la que pueden apreciarse los distintos pisos de vegetación.

de brotes jóvenes e individuos adultos de copas más pequeñas y achatadas. Finalmente, en los pisos inferiores se desarrolla una vegetación herbácea, cuyo tamaño y densidad varía en relación con el mayor o menor déficit de luz, alcanzando su mayor desarrollo cuando hay mayor proporción de espacios libres.

Junto a las especies arbóreas hay otros importantes componentes vegetales, como son las enredaderas (destacan las lianas, que son plantas leñosas, delgadas por lo general, aunque en algunos casos pueden llegar a alcanzar hasta 20 cm de diámetro), y las plantas epífitas (se desarrollan sobre otros vegetales y no tienen raíces en el suelo, entre éstas destacan las orquídeas).

En las regiones litorales, se dan adaptaciones a los suelos inundados y a la salinidad propia de las costas, encontrándose una vegetación característica, los *manglares*. Éstos se disponen según una distribución lineal a lo largo de la costa Oeste, en las inmediaciones tropicales de aguas cálidas (no se dan en la costa Este donde hay corrientes frías) y pueden extenderse, además, tierra adentro, ocupando marismas y lagunas. Los manglares están formados por plan-

tas de raíces aéreas y con un follaje adaptado a una elevada transpiración.

- *Los suelos* ecuatoriales suelen ser pobres, ya que sufren una fuerte descomposición química, debido a las elevadas temperaturas y a las fuertes precipitaciones, al tiempo que éstas efectúan una fuerte lixiviación (lavado de los componentes solubles del suelo).

El humus es escaso por la fuerte acción bacteriana, que destruye la vegetación muerta casi tan rápidamente como ésta se produce. Son característicos los *suelos lateríticos* (suelo limo-arcilloso de color rojizo, con elevado porcentaje de óxidos de hierro y aluminio).

1.2. El clima de sabana tropical

Este clima adquiere diversas denominaciones, según la clasificación utilizada: clima tropical con estación seca, clima tropical, e incluso subdividido en varios subtipos (como Viers). Se encuentra en zonas situadas entre los límites del clima ecuatorial y los trópicos, aproximadamente entre los 5° y los 25° de latitud, aunque, a veces, estos límites son superados en las fachadas occidentales de los continentes (entre los 10° y los 30° de latitud en el Hemisferio Norte y entre los 5° y los 25° en el Hemisferio Sur). Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.3.

Cuadro 6.3. Características del clima de sabana tropical.

El clima de sabana tropical	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Temperaturas elevadas, con medias superiores a 18 °C. • Amplitud media anual que puede llegar a alcanzar los 10 °C.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Alternancia estación lluviosa-estación seca. • Volumen de precipitaciones inferior a los climas de selva tropical.
Otras características	<ul style="list-style-type: none"> • Confortabilidad escasa, con exceso de calor en todos los meses y exceso de humedad o de sequía en algunos.

1.2.1. Causas del clima de sabana tropical

En estas latitudes, las costas orientales y occidentales de los continentes presentan contrastes pluviométricos, que son el resultado de su posición geográfica con respecto a la circulación general atmosférica y a las masas de aire. Así, mientras las costas orientales se ven favorecidas por las masas de aire oceánico, las costas occidentales presentan climas más áridos, puesto que se ven afectadas por los alisios cálidos y secos continentales, y por corrientes marinas frías.

La estación lluviosa se debe a la acción de las masas de aire marítimas tropicales y ecuatoriales (cargadas de humedad entre los equinoccios de primavera y otoño), y la estación seca a la acción de las altas presiones subtropicales.

1.2.2. Variedades del clima de sabana tropical

En este clima, se establecen diferencias en relación con la mayor o menor duración de la estación seca. A mayor latitud, se incrementa la amplitud de las temperaturas medias mensuales y se modifica la alternancia estación seca-estación húmeda, de modo que en las regiones más pró-

ximas al Ecuador se producen cuatro estaciones, alternativamente, una lluviosa y otra seca, y en las proximidades de los trópicos se producen solamente dos estaciones, una lluviosa y otra seca, la cual puede tener una mayor o menor duración. Así, el régimen de precipitaciones puede oscilar desde un régimen tropical equilibrado, es decir, que la duración de ambas estaciones sea de seis meses, hasta casos extremos con una corta estación de lluvias. La gradación progresiva que se produce, ha hecho que se les considere como climas de transición entre los climas ecuatoriales y monzónicos hacia los climas esteparios.

1.2.3. Rasgos biogeográficos del clima de sabana tropical

- Los ríos muestran una marcada alternancia estacional de caudal; así, mientras que son frecuentes las inundaciones de las tierras bajas en la época de lluvias, por el contrario, en la estación seca, incluso pueden llegar a desaparecer las aguas en los casos más extremos.
- La vegetación es diversa debido a la alternancia de una estación húmeda y otra seca, con una gradación relacionada con la sequía, que va desde el bosque tropical hasta la vegetación herbácea.

El bosque tropical tiene una vegetación menos densa que la selva ecuatorial, menor número de especies y cuenta con una menor estratificación; en él, se incrementan las especies de hoja caduca, aunque todavía se mantienen numerosas especies de hoja perenne, y se produce una mayor densidad y desarrollo del sotobosque herbáceo, al ser mayor la cantidad de luz que llega al suelo. Son características las asociaciones de bambú, que alcanzan aquí su clímax.

El arbolado decrece según aumenta la rigurosidad de la estación seca y se pasa a la vegetación de sabana. Ésta consiste en una combinación de árboles y arbustos de especies resistentes al fuego, en proporción variable; la altura de los árboles oscila entre 10 y 18 m y su proporción suele ser baja, quedando muy espaciados y predominando las formaciones herbáceas; esta vegetación se deriva de un periodo seco superior a tres meses o de una adaptación a las variaciones del contenido acuoso del suelo. La sabana se encuentra, por lo general, ocupando extensas llanuras y mesetas, y dentro de ella pueden encontrarse algunas manifestaciones de la

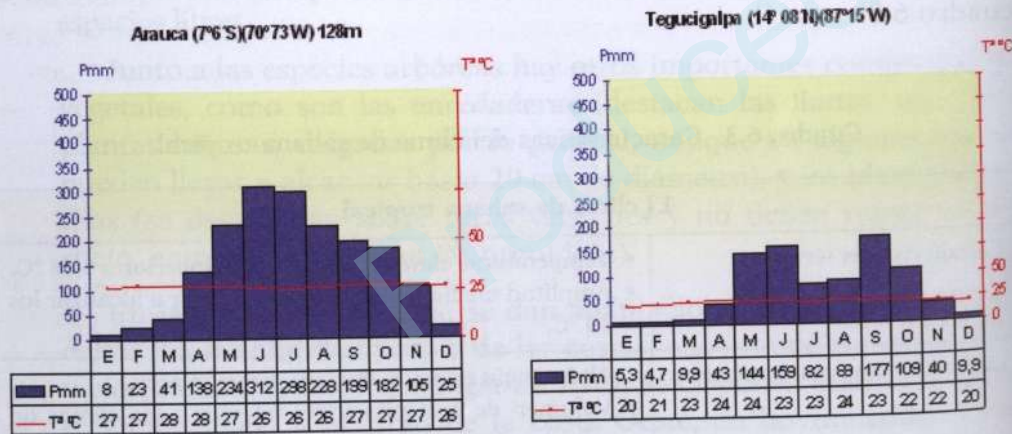


Figura 6.5. Los climodiagramas de Arauca y Tegucigalpa (serie climática 1971-2000), muestran dos variedades de clima tropical.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 6.6. Vegetación de sabana.

selva en los valles más húmedos, donde reciben el nombre de *bosques-galería* tropicales. Dentro de la propia sabana se establecen diferencias según la importancia de la aridez, así se diferencian las sabanas húmeda, seca y espinosa.

Las especies herbáceas, al igual que las especies arbóreas, presentan modificaciones en su altura, así, en las regiones más húmedas pueden alcanzar hasta 3,6 m de altura, mientras que en las regiones más áridas quedan por debajo de los 60 cm.

- *Los suelos* son similares a los mencionados para el clima ecuatorial resaltando la presencia de costras lateríticas.

1.3. El clima monzónico

A una latitud superior a la de los climas ecuatoriales y tropicales con estación seca se establece latitudinalmente un contraste entre las fachadas occidentales de los continentes, en las que reina el desierto, y las fachadas orientales, donde se registran fuertes precipitaciones que dan lugar al clima monzónico.

Aunque el clima monzónico suele estudiarse preferentemente sobre las regiones asiáticas, por su mayor amplitud, no es exclusivo de éstas, sino que se encuentra también en otros continentes. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.4.

Cuadro 6.4. Características del clima monzónico.

El clima monzónico	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Elevadas temperaturas. • Apreciable amplitud térmica.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Elevadas precipitaciones anuales, concentradas, por lo general, en los meses de verano. • Una estación seca en los meses invernales. • Las precipitaciones se producen de forma repentina, lo cual ha llevado a hablar de la explosión del monzón.

1.3.1. Causas del clima monzónico

El mecanismo general de los monzones, centrándonos en el continente asiático, es el siguiente:

- En verano, que es la época de lluvias, las masas de aire tropical se desplazan hacia el Norte en función del balanceo estacional, en mayor grado del normal, debido a la localización muy alta en latitud que toma el Jet Stream, forzado por la posición del Himalaya. En esta situación, las abundantísimas precipitaciones que se registran proceden de fuertes ascendencias de aire, cuyo motor se encuentra en:
 - Ascendencias ciclónicas de origen dinámico, influidas por la posición del Jet Stream.
 - Efectos de convergencia intertropical de origen dinámico.
 - Fuertes gradientes provocados por masas de aire frío en altitud.
 - Efectos orográficos de enfriamiento adiabático.
 - Acción de los ciclones tropicales.
 - De forma indirecta, debemos considerar las bajas presiones continentales de origen térmico y la circulación de vientos a que dan lugar, a los que hay que añadir el flujo general del Suroeste, que aporta masas de aire húmedo procedentes del océano, y la acción de las corrientes marinas cálidas de las costas orientales, que mantienen la inestabilidad del aire.

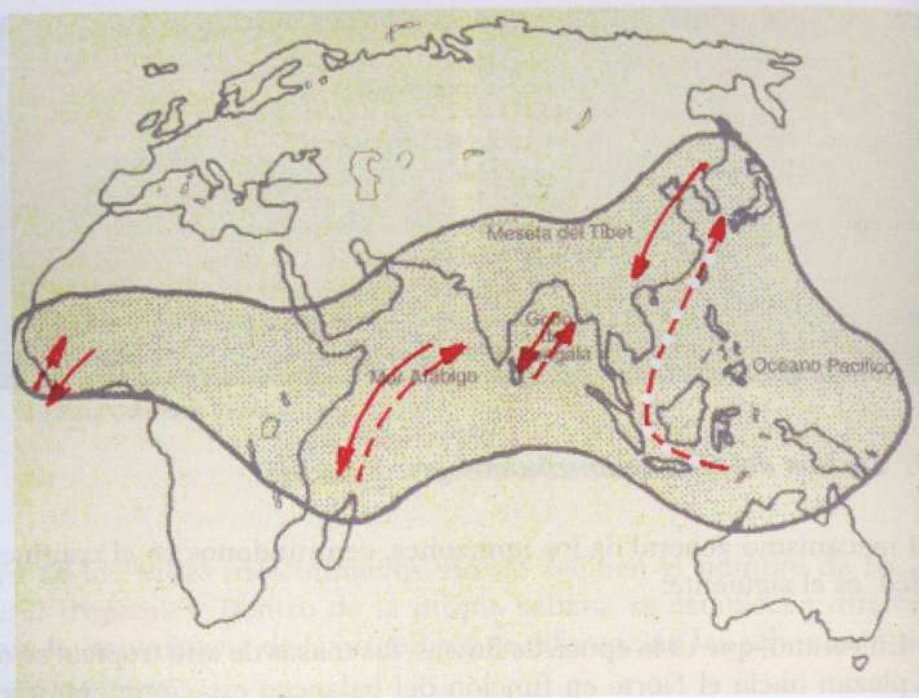


Figura 6.7. Chromow definió como monzónicas aquellas regiones en las que la dirección del viento en superficie experimenta un cambio de rumbo de al menos 120° entre las estaciones del año. El mapa muestra la inversión estacional en superficie de la dirección de los vientos alisios: en verano se dirigen hacia el norte (líneas continuas) y en invierno soplan hacia el sur (líneas de trazos) (en parte de Das, 1986). Tomado de Cuadrat «Climatología».

- En invierno, la estación seca queda determinada por situaciones atmosféricas que aportan masas de aire seco o que impiden la llegada de masas de aire húmedo, como son:
 - Altas presiones continentales de origen térmico sobre el continente asiático, que aportan vientos fríos y secos, los cuales, como además en su trayectoria descienden de latitud, se van recalentando progresivamente.
 - Desplazamiento hacia el sur del Frente Polar y el Jet Stream y, consiguientemente, la acción de los alisios con vientos del Norte y NE en el hemisferio Norte, que aportan masas de aire tropicales,

tanto continentales como marítimas, que pueden provocar lluvias invernales en algunas zonas.

1.3.2. Variedades del clima monzónico

Las diferencias en el régimen de precipitaciones del clima monzónico se deben a la posición con respecto a la orografía, a la localización costera, interior o insular, etc., en relación con unas u otras masas de aire, que vayan más o menos cargadas de humedad. Así podemos encontrar:

- Régimen con un fuerte contraste entre la estación seca y la estación lluviosa, en regiones afectadas por las masas de aire seco continental que se sitúan en invierno sobre Asia.
- Régimen con precipitaciones causadas por mecanismos frontales, o por efectos orográficos, durante el invierno del hemisferio Norte.
- Régimen de lluvias semejante al ecuatorial, como sucede en el archipiélago indonesio.

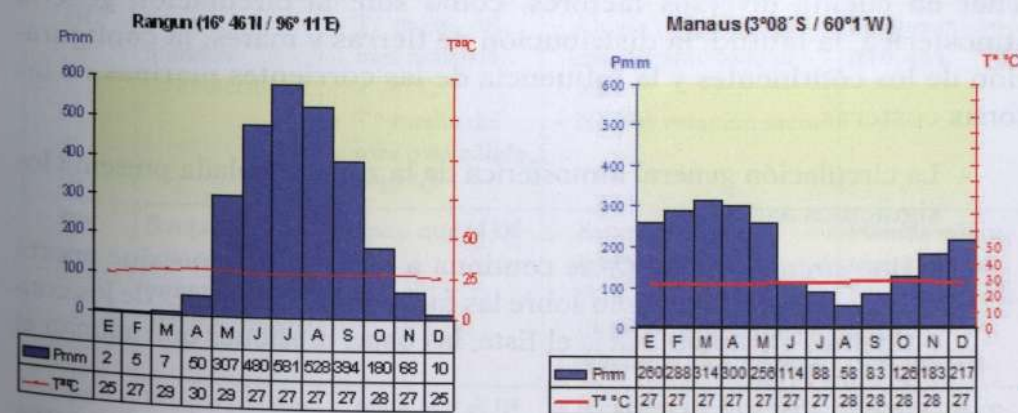


Figura 6.8. Los climodiagramas de Rangún y Manaus muestran dos variedades de clima monzónico.

1.3.3. Rasgos biogeográficos del clima monzónico

El clima monzónico presenta, en cuanto a suelos y régimen fluvial, unas características muy parecidas a los climas tropicales con estación seca que hemos visto en el apartado anterior. En cambio, su vegetación es diferente, similar a la de selva ecuatorial.

2. LOS CLIMAS DE LA ZONA TEMPLADA O LATITUDES MEDIAS

Entre los trópicos y la isoterma de 10 °C del mes más cálido se localizan las latitudes templadas, que contienen una gran variedad de climas.

Los climas templados presentan grandes contrastes térmicos estacionales, por lo que, en ellos, se definen unas estaciones de verano e invierno, en relación con las temperaturas y no sólo en función de las precipitaciones, como ocurría en los climas intertropicales. Esta alternancia térmica estacional también los diferencia de los climas polares, en los que sus bajas temperaturas, inferiores a 10 °C, impiden que pueda considerarse la existencia de un verano térmico.

Entre los climas templados, se establecen diferencias en relación con la amplitud térmica anual y con el régimen y estacionalidad de las precipitaciones. Para comprender esta diversidad climática debemos tener en cuenta diversos factores, como son: la circulación general atmosférica, la latitud, la distribución de tierras y mares, la configuración de los continentes y la influencia de las corrientes marinas en las zonas costeras.

— La circulación general atmosférica de la zona templada presenta los siguientes aspectos:

- Una *circulación del Oeste* continua a lo largo del año, que aporta masas de aire marítimo sobre las fachadas occidentales de los continentes y empuja, hacia el Este, las bajas presiones que jalonan el Frente Polar.
- El *Frente Polar*, que separa las masas de aire tropical y polar y crea fuertes inestabilidades atmosféricas, presenta una oscilación estacional Norte-Sur, que da lugar a cambios meteorológicos en el sentido de los meridianos.

Cuadro 6.5. Clasificación de los climas templados según Köppen.

Identificación	Clima	Definición temperatura	Definición precipitación	Vegetación
Cf	Templado húmedo sin estación seca (mesotérmico)	<ul style="list-style-type: none"> – Posee verano e invierno. – T.^a del mes más frío entre 18 °C y -3 °C. 	<ul style="list-style-type: none"> – Lluvias irregulares que caen durante todo el año. – No hay estación seca. – La precipitación del mes más seco es superior a 30 mm. 	Plantas mesotérmicas.
Cw	Clima templado húmedo con invierno seco.	Igual que el Cf.	<ul style="list-style-type: none"> – Estación seca en invierno. – El mes más lluvioso tiene 10 veces más precipitación que en el mes más seco. 	Plantas mesotérmicas con adaptación a la estación seca fría.
Cs	Clima templado con veranos secos (mediterráneo)	Igual que el Cf.	<ul style="list-style-type: none"> – Estación seca en verano. – Las lluvias en el mes más seco son muy inferiores a los 30 mm. – El mes más lluvioso tiene 3 veces más precipitación que el mes más seco. 	Plantas mesotérmicas con adaptación a la sequía en la estación cálida.
Df	Bosque frío húmedo (microtérmico)	<ul style="list-style-type: none"> – T.^a media del mes más frío < -3 °C. – T.^a media del mes más cálido > 10 °C 	<ul style="list-style-type: none"> – Lluvia irregular que cae durante todo el año. – No hay estación seca. 	Plantas microtérmicas.
Dw	Bosque frío húmedo con inviernos secos (microtérmico).	– Igual que el Df	<ul style="list-style-type: none"> – Estación seca en invierno. – El mes más lluvioso tiene 10 veces más precipitación que el mes más seco. 	Plantas microtérmicas con adaptación a la sequía en la estación fría.
Ds	Bosque frío con estación seca en verano (microtérmico).	– Igual que el Df	– Estación seca en verano.	Plantas microtérmicas adaptadas a la sequía en la estación cálida.

- La existencia de notables *contrastes geográficos*, que inciden en la circulación celular en el interior de la zona templada; así, se forman centros de altas presiones térmicas en invierno, en el interior de los continentes muy fríos, pudiendo bloquear la circulación del Oeste. Los anticiclones térmicos más representativos son los de Manitoba, Escandinavia, Finlandia, Rusia, Siberia y Europa Central. Igualmente, se forman bajas presiones térmicas sobre el océano, en relación con las aguas templadas, como por ejemplo en el Golfo de Génova. Estas situaciones se invierten en verano. De este modo, se forma un conjunto de centros de acción, separados por frentes que toman direcciones Oeste-Este y Norte-Sur, que acentúan la diversidad de la circulación celular en todas direcciones.
- *La localización en latitud* influye sobre las temperaturas, en relación con la mayor o menor perpendicularidad de los rayos solares. Así, en líneas generales, cuanto más alta en latitud se sitúe una región, más bajas serán sus temperaturas.
- *La distribución de tierras y mares* es otro factor muy importante, hasta el punto de que se ha llegado a afirmar que la división climática en la zona templada se realiza, sobre todo, en función de esta distribución. Este hecho se aprecia esencialmente en el hemisferio Norte (más continental que el hemisferio Sur), donde la delimitación de los climas templados es menos zonal, prácticamente sólo interviene para determinar la duración de cada estación térmica. En cambio, en el hemisferio Sur predomina el carácter zonal, debido a las reducidas franjas de superficie continental existentes. Así, la posición interior, costera o insular, y la orografía introducen importantes modificaciones climáticas.
- Finalmente, *las corrientes marinas*, según sean cálidas o frías, tienen distinta repercusión climática. La influencia de éstas junto con la circulación general atmosférica, repercutirá en una diferenciación climática entre las fachadas orientales y occidentales de los continentes.

Así, la clasificación de estos climas presenta una diferenciación en función de la latitud, entre climas más cálidos o más fríos (mesotérmicos y microtérmicos, según Köppen, subtropicales y templados propiamente dichos según otros autores), los cuales se subdividen en relación con su

posición interior o costera, y, en este último caso, en relación con su situación costera en la fachada oriental u occidental de los continentes (figura 6.9).

2.1. Clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa oriental de los continentes (Cfa)

Este clima adquiere diversas denominaciones: «chino» según la clasificación de E. de Martonne, o clima «cantonés», según Viers, entre otros. Localizado en las fachadas orientales de los continentes, afecta a la China oriental, gran parte del Sur del Japón, Sureste de los EE. UU., costas del Golfo de México, Uruguay, Brasil meridional, Pampa argentina húmeda, África del Sur y Sureste de Australia. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.6.

Cuadro 6.6. Características del clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa oriental de los continentes.

El clima Cfa	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> – Oscilación térmica anual elevada. – El verano tiene elevadas temperaturas. – El invierno puede registrar bajas temperaturas, inferiores a los 0 °C.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> – Carece de estación seca y, por lo general, el mes más seco suele recibir más de 30 mm de precipitación. – Precipitación abundante a lo largo de todo el año (las lluvias anuales oscilan entre los 700 y los 1.400 mm).
Otras características	<ul style="list-style-type: none"> – Elevada humedad. – En verano ambiente similar al del clima de la selva ecuatorial.

2.1.1 Causas del clima Cfa

La ausencia de estación seca del clima subtropical húmedo se debe a distintos centros de acción, que le proporcionan una continua influencia de masas de aire húmedo.

En verano, las altas presiones subtropicales alcanzan su máximo desplazamiento en latitud, afectando a la costa oriental entre los 25° y 35° de latitud; con ello, las masas de aire tropical marítimo (cálido y húmedo) invaden estas latitudes, siendo el origen del elevado calor y de las abundantes precipitaciones costeras; este hecho, unido a la acción de las bajas presiones térmicas que provocan tormentas y a la acción de algún frente, dan lugar a veranos muy lluviosos.

En invierno, al descender las altas presiones subtropicales en latitud, se reducen las precipitaciones, siendo entonces provocadas por los frentes propios de la circulación de las latitudes medias, que incluso pueden dar lugar a alguna precipitación de nieve cuando estas regiones se ven afectadas por masas de aire polares. Al final de la primavera, las precipitaciones aumentan por la mayor incidencia de las perturbaciones del Frente Polar. En otoño, las precipitaciones pueden incrementarse por los ciclones tropicales que, ocasionalmente, pueden afectar a estas costas.

2.1.2. Variedades del clima Cfa

Los rasgos típicos de este clima se modifican gradualmente hacia otros climas, dando lugar a distintas variedades, que se diferencian sobre todo en las características de sus inviernos.

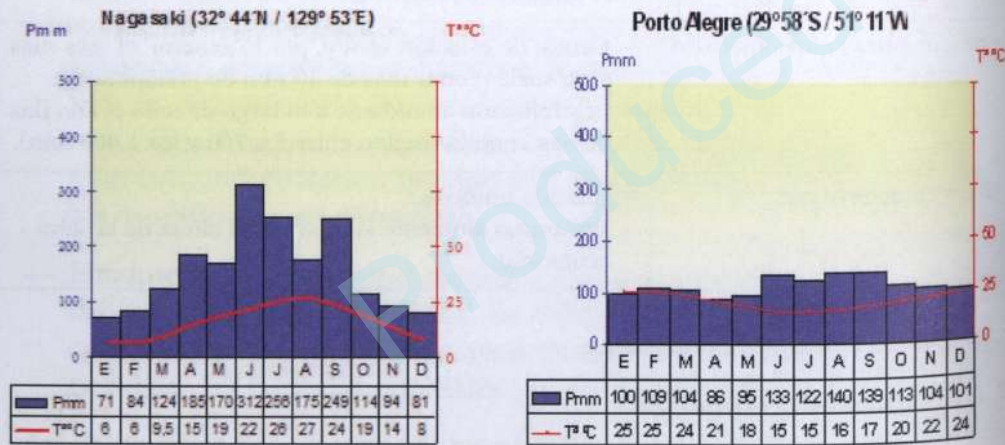


Figura 6.9. Clima subtropical húmedo. Obsérvese las diferencias existentes entre el clima chino en el continente asiático y en el continente americano (serie climática 1971-2000).

En el hemisferio Norte, este clima muestra ciertas diferencias entre Asia y América, debido a la distinta influencia que ejercen los anticiclones térmicos Siberiano y Canadiense, más fuerte el primero que el segundo. Las masas de aire frío continental del anticiclón Siberiano invaden gran parte de Asia, dando unos inviernos secos, y sólo el extremo sur de la región asiática se ve afectada por la circulación ciclónica; en cambio, en América predomina la acción de la circulación ciclónica, que provoca lluvias invernales casi tan importantes como las del verano. En ambos casos, la sucesión de tipos de tiempo varía en relación con las ondulaciones del Jet Stream, que puede dar lugar a invasiones de olas de aire frío o de aire cálido.

En el hemisferio Sur, su menor masa continental no favorece la existencia de un anticiclón térmico invernal y es menor la importancia de las masas de aire continental. Esta ausencia del anticiclón continental del invierno hace que el Frente Polar apenas afecte a estas latitudes, al no ser empujado por aquél. Además, el verano resulta menos cálido, al ser más reducida la invasión de aire tropical y verse afectado por la acción refrigerante del océano austral. Sus precipitaciones proceden de las perturbaciones de origen tropical, que en otoño se ven sustituidas por las perturbaciones de origen polar (figura 6.9).

2.1.3. Rasgos biogeográficos del clima Cfa

- Los ríos presentan aguas altas en verano y aguas bajas en invierno, aunque no puede hablarse de un fuerte estiaje.
- La vegetación es muy variada, asociándose especies tropicales y especies templadas, pudiendo encontrarse tanto bosques de hojas perennes y anchas, como de hojas caducas y anchas e incluso de hojas con forma acicular.

En la parte más meridional, predominan los *bosques mixtos*, de cobertura menos densa que los de las zonas intertropicales húmedas, de menor altura y número de especies, y en los que se pone de manifiesto la estacionalidad a través de la mezcla de árboles caducifolios y perennes. Destacan especies como bambúes, palmeras, árboles y arbustos del tipo del laurel, todos ellos de hoja perenne; también son característicos los robles, hayas y castaños de hoja caduca, e incluso se localizan coníferas como pinos y abetos.

tos, contando, por lo general, con un tupido sotobosque. En la parte más septentrional pueden encontrarse praderas de hierbas altas.

Es importante el desarrollo que adquieren los arbustos, que pueden llegar a formar un estrato muy denso, y el desarrollo de musgos revistiendo ramas y troncos, en las regiones donde se producen abundantes nieblas y nubes. Dentro del estrato arbustivo, destacan las landas o brezales, configurados por arbustos bajos y densos de aliagas, brezos y helechos. Esta formación es el resultado de la degradación del bosque templado caducifolio.

- *Los suelos* presentan las repercusiones de un clima húmedo con afinidades tropicales; así, son características las arcillas rojas y amarillas y son ricos en óxidos de hierro y aluminio. Las abundantes precipitaciones dan lugar a un empobrecimiento en superficie por el lavado que ésta sufre. También hay que considerar la tendencia laterítica de las arcillas. Son suelos pobres para el cultivo.

2.2. El clima lluvioso templado con verano seco (Csa y Csb)

De forma generalizada, a este clima se le conoce como *mediterráneo*, aunque también podemos encontrarlo bajo el nombre de subtropical con verano seco. Se desarrolla en la fachada oeste o suroeste de los continentes, entre los 30° y 40° de latitud, alcanzando hasta los 45° de latitud en la Europa mediterránea.

La orografía juega un importante papel en el desarrollo de este clima, puesto que la disposición de las cadenas montañosas, paralelas y próximas a las costas (hecho que suele ocurrir con bastante frecuencia: cadenas de África del Norte, reborde alpino, cadenas dináricas, etc) limita su expansión a estrechas franjas costeras. También queda muy limitada su localización en el hemisferio Sur, debido a que los continentes alcanzan poco desarrollo en las latitudes propias de este clima.

El efecto que tiene el mar Mediterráneo es muy importante para su desarrollo. Sus aguas, más bien cálidas, reducen el frío invernal, característico del interior de los continentes en estas latitudes, favoreciendo las precipitaciones y manteniendo la circulación ciclónica del Oeste. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.7.

Cuadro 6.7. Características del clima lluvioso templado con verano seco (Csa y Csb).

El clima Csa	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Abundante insolación, superior a las 2.000 horas/año. • Verano cálido y seco, con ausencia de nubosidad y tiempo estable. La temperatura en verano puede llegar a superar los 40 °C. • Invierno suave, con temperaturas medias del mes más frío entre los 5 °C y los 15 °C, aunque pueden producirse algunas heladas y nieves. • Elevada amplitud térmica diaria, sobre todo en el verano, en que la humedad es más reducida y la fuerte insolación provoca mayor temperatura diurna. • Elevada amplitud térmica estacional, con fuertes contrastes térmicos entre verano e invierno, debido a las heladas de invierno (aunque su número de heladas es reducido). La amplitud es más acusada hacia el interior. • Repentinas olas de aire frío en las latitudes más altas, que provocan fuertes contrastes térmicos en pocos días, al sustituir masas de aire cálido tropical por masas de aire frío polar.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Invierno lluvioso, aunque el volumen de precipitaciones anuales es mediocre, casi siempre inferior a 1.000 mm, con una progresiva reducción en su degradación hacia el interior y en su descenso en latitud. • Verano seco, pues aunque registre alguna precipitación ésta es muy escasa. • Déficit de agua en verano ya que se combinan fuertes temperaturas y reducida precipitación, a lo que se unen los vientos, que contribuyen a aumentar la evaporación. • Irregularidad interanual de precipitaciones. • Reducido número de días de lluvia (por lo general, por debajo de 100) ya que, frecuentemente, el agua cae en forma de fuertes tormentas.
Otras características	<ul style="list-style-type: none"> • El régimen de vientos varía de una región a otra. A mayor latitud, los inviernos tienen vientos muy fríos y característicos, que adquieren distinto nombre según las regiones: <i>mistral</i> en Provenza, <i>tramuntana</i> en el Rosellón, el <i>beta</i> dalmata, etc. En las latitudes más bajas pueden llegar vientos muy cálidos durante el verano, como el <i>chihili</i> del Mogreb, o el <i>shirocco</i> italiano.

2.2.1 Causas del clima Csa y Csb

El balanceo estacional, que da lugar a un sistema de circulación meridiana, explica este clima. Así, en verano, estas regiones se ven afectadas por las altas presiones subtropicales que se encuentran en su máximo desplazamiento latitudinal, las cuales provocan un tiempo estable, cálido y seco.

En invierno, las altas presiones se desplazan a latitudes más bajas, con lo que se posibilita la circulación del aire frío y se establece la libre circulación del Oeste, propia de las zonas templadas, que penetra libremente en la cuenca mediterránea, dando lugar a un tiempo más fresco y húmedo. Las masas de aire frío, al entrar en contacto con las aguas tibias del mar Mediterráneo, originan una activa ciclogénesis, siendo frecuente en el otoño el proceso de gota fría (perturbación atmosférica extratropical, no frontal, que puede provocar precipitaciones fuertes e intensas durante más horas o días). Además, hasta el paralelo 30°, aparecen perturbaciones asociadas a las ondulaciones del Jet Stream.

2.2.2 Variedades del clima Csa y Csb

La diversidad de matices en este clima está motivada por una paulatina modificación latitudinal y hacia el interior. Solamente una estrecha franja

litoral presenta las características de un puro clima mediterráneo; en unos casos, las cadenas montañosas impiden su penetración hacia el interior, y, en otros casos, la continentalidad modifica sus características pluviométricas, reduciendo las precipitaciones del invierno e incrementando ligeramente las precipitaciones de verano, y sus características térmicas, resultando los inviernos más fríos y con fuertes heladas, y registrándose una mayor oscilación térmica.

La variación en latitud se observa en los contrastes que se dan entre los márgenes más septentrionales y los más meridionales, en cuanto a la duración de la sequía, a la intensidad del reparto estacional de las precipitaciones, y a la fuerza del viento. Debido a esta progresión, al clima mediterráneo se le considera un clima de transición, entre el seco de los desiertos litorales tropicales y el estepario, situados a menor latitud, y los climas templados húmedos de la costa occidental, situados a mayor latitud.

La clasificación de Köppen establece dos tipos, uno que corresponde a las características de la cuenca del mar Mediterráneo (Csa) y otro a las zonas costeras que se ven afectadas por la influencia de corrientes marinas frías (Csb). En ambos climas es muy similar el invierno, con la única salvedad de que el Csb no se ve afectado por influencias continentales, por lo que son raras las nieves y los hielos; en cambio, el verano presenta más diferencias. En verano, el cálido mar Mediterráneo, en cuya cuenca no existen corrientes marinas frías, ejerce una reducida influencia marina moderadora de las temperaturas, por lo que éstas pueden elevarse notablemente. En cambio, en el clima Csb, el verano alcanza unas temperaturas solamente algo más elevadas que las del invierno, debido a la acción moderadora de las temperaturas que ejercen las corrientes marinas frías y las ascendencias de aguas frías próximas a las costas que se producen en estas latitudes; con ello se intensifica la estabilidad de las masas de aire y resulta un verano seco, aunque con un aire húmedo.

2.2.3. Rasgos biogeográficos del clima Csa y Csb

- Los ríos tienen un régimen muy irregular, llegando a considerarse como los más irregulares del mundo. Así, frente a un acusado estiaje en los meses de verano, que puede, incluso, dejar totalmente secos los cauces de los ríos, se presenta un otoño con fuertes y súbitas crecidas, provocadas por las violentas tormentas, que dan lugar a frecuentes inundaciones.

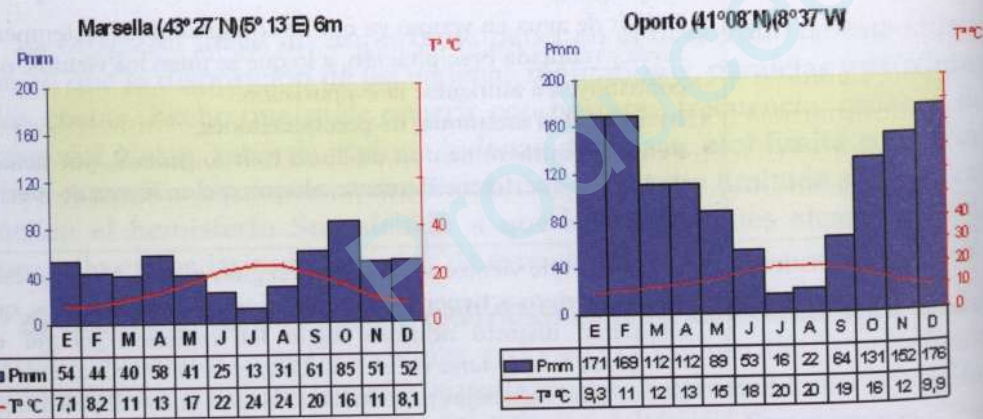
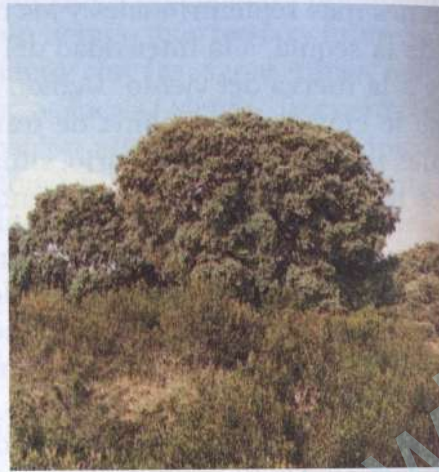


Figura 6.10. Los climodiagramas de Marsella (Csa) y Oporto (Csb), muestran las diferencias que se establecen entre la cuenca mediterránea y las regiones influenciadas por corrientes frías.

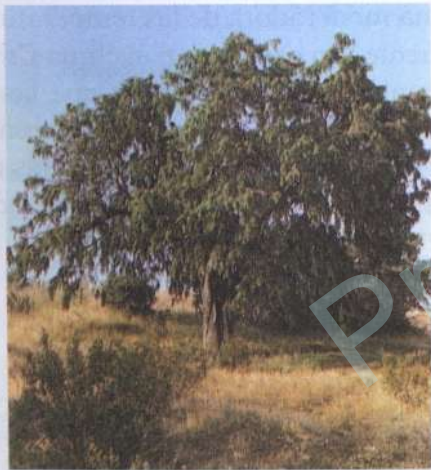
• La vegetación es muy diversa, con las características típicas de los climas semiáridos. La principal característica es su adaptación al calor estival y a la sequedad (*xerófila*) manifestada a través de sus troncos cortos y de corteza gruesa, de sus profundas raíces y del pequeño tamaño de sus hojas, fuertes y enceradas, de carácter perenne. La vegetación se dispone en formaciones de *bosques claros* que dan una escasa cobertera al suelo y que suelen estratificarse en tres formaciones: cubierta arbórea, arbustiva y herbácea.



A)



B)



C)



D)

Foto: MP BORDERÍAS URIBEONDO

Figura 6.11. Especies características de la vegetación mediterránea: A) enebro; B) pinos; C) alcornoques; D) encinas y jaras.

• La mayor o menor aridez y la composición del suelo dan lugar a cuatro formaciones típicas:

- *Estepa herbácea*, en las regiones más áridas que anuncian la proximidad del desierto; en ella es típico el esparto.
- *Estepa arbustiva*, en las regiones algo menos áridas que las anteriores, en las que se desarrollan thuyas y palmeras enanas.
- *Maquis*, instalado sobre suelos silíceos, incluye numerosas especies, algunas de ellas muy espinosas. Se compone de un denso sotobosque, en el que crecen jara, brezos y madroños salpicados, de forma aislada, por árboles, entre los que son característicos los alcornoques, pinos y encinas.
- *Garriga*, instalada sobre suelos calizos, es una formación baja, menos tupida que la anterior, en la que los árboles y arbustos dejan parte del suelo al desnudo, y donde es característica la encina; en esta formación son de destacar las plantas aromáticas como el tomillo, la jara, lavanda, romero, etc.

El maquis y la garriga configuran una vegetación de *monte bajo*, derivadas, según distintas teorías, bien de una degradación del bosque por la acción humana, por la repoblación tras los incendios forestales, muy frecuentes en los bosques mediterráneos, o bien como resultado del clima en la periferia de los bosques esclerófilos.

• Los *suelos* son muy diversos. Las fuertes lluvias, junto a la deforestación que han sufrido estas regiones, hacen que, en muchos casos, sean fuertemente erosionados. Los más representativos son los suelos castaño-rojizos y pardo-rojizos. La terra rossa o arcilla de descalcificación, de color rojo pardo, resulta un reducto fértil en los suelos calizos. En las regiones más secas, anunciando los suelos desérticos, suelen aparecer costras calcáreas que no resultan fáciles de cultivar.

2.3. El clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa occidental de los continentes (Cfb y Cfc)

Este clima puede encontrarse también bajo la denominación de oceánico. Considerado como la continuación hacia el Polo del clima mediterráneo.

neo, se localiza entre los 40° y los 60° de latitud a lo largo de las costas occidentales, y alcanza una considerable extensión latitudinal. Como ocurre con el clima mediterráneo, la alineación Norte-Sur de muchas cadenas montañosas implica una limitación en la extensión de este clima hacia el interior, limitación que también es causada por las pocas tierras existentes en el hemisferio Sur en estas latitudes. Así, este clima se desarrolla algo más en Europa, puesto que su disposición montañosa Este-Oeste y la penetración de los mares epicontinentales, permiten un mayor acceso de las masas de aire marítimas. Evidentemente, esta penetración hacia el interior se realiza con la consiguiente degradación continental. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.8.

Cuadro 6.8. Características del clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa occidental de los continentes (Cfb y Cfc).

El clima Cfb y Cfc	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Oscilación térmica anual débil, con inviernos suaves y veranos relativamente frescos. • Débil oscilación térmica diurna en invierno, debido a la nubosidad y a la elevada humedad. • Son raros los fríos intensos y, cuando se producen, duran poco tiempo, aunque ello no impide que pueda helar a menudo.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Precipitaciones abundantes repartidas regularmente durante todo el año, pero con una reducción de su volumen en verano. • Elevado número de días de precipitación, que son casi diarias durante los meses de invierno. • Precipitaciones de nieve poco abundantes, ligadas a invasiones de aire ártico. • Elevada nubosidad que reduce la insolación (muy irregular en invierno), mientras que en verano el 60 por 100 de sus días son soleados (el promedio anual es de 1.800 a 2.200 horas de sol).
Otras características	<ul style="list-style-type: none"> • Vientos fuertes durante la estación fría que dificultan las nieblas de irradiación. • Elevada humedad atmosférica, mayor cuanto más al Norte. Aunque la nieblas no son abundantes, se forman por el contraste entre las masas de aire oceánico tibio y húmedo, con las masas frías continentales. • Balance de evapotranspiración potencial positivo todo el año.

2.3.1. Causas del clima Cfb y Cfc

La acción reguladora del océano es fundamental, acción que está relacionada tanto con las corrientes marinas cálidas, como con la introducción de masas de aire polares marítimas.

- Las corrientes marinas cálidas que afectan a estas costas juegan un doble papel. Por un lado regulan las temperaturas, al reducir la oscilación térmica anual, comprendida, por lo general, entre los 10 °C y los 15 °C; así, en invierno, las temperaturas de estas costas son más suaves que lo que les correspondería por su latitud, y más débil su disminución latitudinal. Por otro lado, al tiempo que suavizan las temperaturas, también favorecen el aumento de la precipitación, ya que el aire oceánico resulta bastante inestable al estar recalentado en su base por estas corrientes cálidas.
- Las masas de aire polar marítimo, durante el verano, siguen actuando, apreciándose sólo una ligera reducción de las precipitaciones en las regiones más meridionales.
- Las brisas de mar y de tierra también contribuyen a paliar las temperaturas extremas, sobre todo las máximas diurnas.

2.3.2. Variedades del clima Cfb y Cfc

El clima oceánico muestra algunas variedades climáticas debidas a la variación del balance de la radiación solar en latitud y a la degradación continental hacia el interior.

- El diferente balance de la radiación solar en latitud se traduce en unos veranos relativamente más cálidos cuanto menor sea la latitud, pasando de un verano relativamente cálido en el área meridional, a un verano fresco, cuyo mes más cálido apenas alcanza los 10 °C, en las regiones más septentrionales.

En invierno las variaciones térmicas latitudinales son menores, pero existen diferencias en cuanto a la mayor o menor abundancia de precipitaciones sólidas. Así, en los espacios más meridionales la nieve es escasa, por la suavidad del invierno, pero va incrementándose hasta llegar a ser un elemento esencial en las regiones más sep-

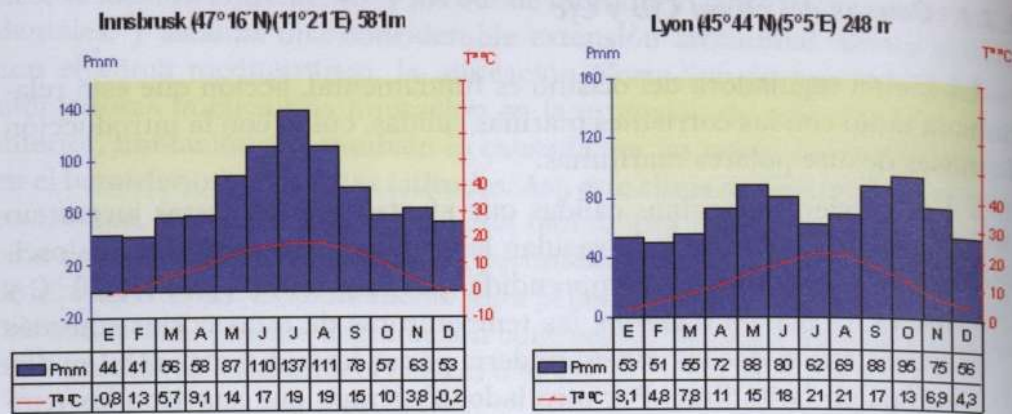


Figura 6.12. Lyon representa los rasgos típicos del clima oceánico, con inviernos suaves y lluviosos y veranos frescos y también lluviosos. Innsbruck muestra una degradación hacia el interior con ciertos rasgos de continentalización.

tentrionales, donde, además, son numerosos los días de heladas, que sólo cesan durante dos o tres meses, produciéndose un continuo proceso hielo-deshielo.

- En su degradación hacia el interior, la amplitud térmica se incrementa, ya que se reduce el efecto moderador de la humedad del mar. De este modo, el verano se hace más cálido y más largo, el invierno se hace más frío y con mayor número de días de heladas y se incrementa el número de días de niebla de irradiación. En cuanto a las precipitaciones, se equilibran las lluvias entre verano e invierno, siendo progresivamente mayores en verano, a medida que se va continentalizando, ya que se va sustituyendo la influencia de masas de aire marítimo por la acción de masas de aire continental.

2.3.3. Rasgos biogeográficos del clima Cfb y Cfc

- Los ríos tienen un régimen ponderado, aunque con las lluvias del otoño y del invierno pueden producirse desbordamientos.
- La vegetación es heterogénea y abundante, como corresponde a un balance positivo del agua. Así, cuenta con bosques mixtos, bosques de hojas anchas y caducas, en los que se desarrollan robles, fresnos y



Figura 6.13. Vegetación de los paisajes oceánicos: bosque de hayas y landas.

hayas junto a un abundante sotobosque, y bosques de hoja perenne entre los que destacan las coníferas. También resultan muy características las landas de aliagas, brezos y helechos.

- Los suelos son de dos tipos: los *podzoles* que tienen un color grisáceo, que son ácidos y muy lavados por la acción de las aguas de lluvia, y los *suelos pardos*, que son de buena calidad para el cultivo, ya que sobre ellos se forman espesos depósitos de humus, puesto que la acción bacteriana se ve reducida por las bajas temperaturas.

2.4. Los climas microtéricos, de bosque frío

El clima «microtérico», término que implica climas fríos con la temperatura del mes más frío por debajo de los $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ pero cuyo verano alcanza en algún mes los $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, en los que es característica la presencia de nieve, se denomina en otras clasificaciones clima continental y algunos autores, como Patton o Strahler, matizan las variedades con verano más frío con la calificación de clima subártico continental.

El clima de bosque frío (microtérico) se localiza sobre los continentes del hemisferio Norte, siendo prácticamente inexistente en el hemisferio Sur, debido a la carencia de amplias masas continentales en las latitudes en que se sitúa; tan sólo puede asimilarse a sus características una parte de la Pampa Argentina. Es difícil precisar su distribución latitudinal, entre el paralelo 35° y 40° en EE. UU. y entre el 45° y 50° en el Este de Siberia en su posición más meridional, y queda limitado por la isoterma de $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ del mes más cálido en su posición más septentrional. En general, se sitúa en el interior y zona oriental de los continentes, en la parte más septentrional de las latitudes medias. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.9.

Cuadro 6.9. Características de los climas microtéricos.

Los climas microtéricos	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Inviernos largos y fríos. • Estaciones intermedias con unas primaveras muy cortas, debido a las invasiones de aire frío, y unos otoños largos y suaves. • Fuertes contrastes térmicos, tanto estacionales como diurnos debido a su baja humedad.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Volumen reducido de precipitaciones, que se centran en el verano con carácter tormentoso. Los inviernos suelen ser secos. • Importancia de las precipitaciones de nieve, que, aunque caen en reducido volumen, permanecen varios meses sobre el suelo, debido al frío reinante.
Otras características	<ul style="list-style-type: none"> • Vientos, por lo general, menos violentos que en las regiones marítimas.

2.4.1. Causas del clima microtérico

El clima microtérico está muy influenciado por la acción del frente polar y por la acción de las altas presiones térmicas continentales.

- La influencia del *Frente Polar* es fundamental para explicar los fuertes contrastes de temperatura y las precipitaciones ciclónicas que se registran a lo largo del año. Así, el continuo desplazamiento norte-sur de las masas de aire polar y tropical, provoca alternativas olas de frío o de calor, ventiscas o nevadas de tipo convectivo. De este modo, en aquellas regiones situadas donde las masas de aire marítimo, tanto polares como tropicales, tengan un fácil acceso durante todo el año, se registran precipitaciones bastante regulares, aunque siempre con un máximo pluviométrico en verano; por el contrario, en aquellas zonas donde alterna la acción de las masas de aire tropical marítimo en verano y de masas de

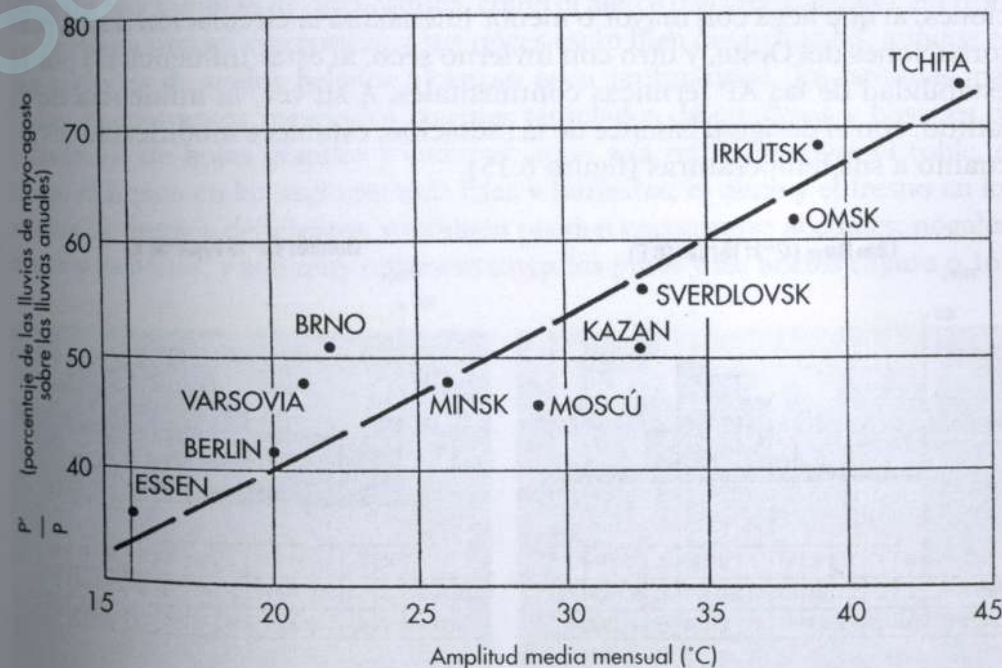


Figura 6.14. Progresión de la continentalidad en el continente euroasiático. La amplitud térmica anual aumenta con la continentalidad, al igual que el porcentaje de lluvias de verano sobre la precipitación total del año (según Estienne y Godard, 1970).

aire polar continental en invierno, se apreciarán unos claros y acusados máximos en verano y mínimos en invierno.

- La influencia de las *altas presiones térmicas* durante el invierno implica, por un lado, el bloqueo a la circulación ciclónica del Oeste, que no puede alcanzar el interior, y, por otro, la estabilidad de las masas de aire, que reduce las precipitaciones invernales. Esta estabilidad, al llevar consigo una falta de nubes, favorece la radiación nocturna y, por tanto, las bajas temperaturas, que consiguientemente refuerzan el anticiclón. Su desaparición en verano es lo que favorece una mayor inestabilidad del aire, posibilitando el mecanismo de las lluvias de convección y el paso de perturbaciones del frente polar.

2.4.2. Variedades del clima microtérnico

En este clima se diferencian dos tipos: uno húmedo en todas las estaciones, al que llega con mayor o menor intensidad la circulación de las perturbaciones del Oeste, y otro con invierno seco, al estar influenciado por la estabilidad de las AP térmicas continentales. A su vez, la influencia de la latitud, con el desigual balance de la radiación, establece modificaciones en cuanto a sus temperaturas (figura 6.15).

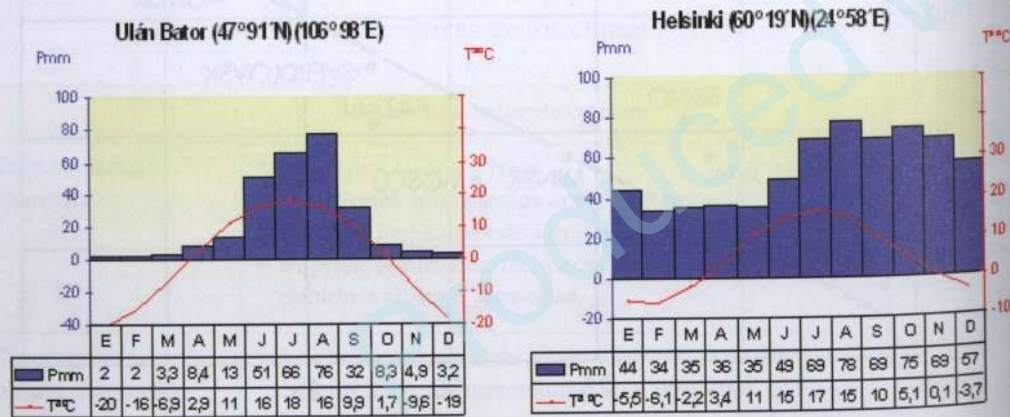


Figura 6.15. Helsinki (Dfb) registra abundantes precipitaciones a lo largo del año, debido a una cierta influencia oceánica, y una elevada oscilación térmica. Ulan Bator ((Dwb) tiene un régimen de precipitaciones muy contrastadas entre verano e invierno, resultado de su posición interior. (serie climática 1971- 2000)

2.4.3 Rasgos biogeográficos del clima microtérnico

• *Los ríos* tienen un régimen irregular; el invierno es la estación de aguas bajas, tanto por ser la época de menores precipitaciones, como por la congelación de las aguas por las bajas temperaturas invernales; por el contrario, en la primavera, el proceso de descongelación da lugar a importantes crecidas. Un hecho a destacar es el curso de los ríos que desembocan hacia el Norte, de modo que al correr las aguas hacia latitudes más frías, se encuentran, en un momento dado, con barreras de hielo, las cuales provocan inundaciones al frenar el curso normal del río.

• *La vegetación* presenta una gradación en latitud. En la parte más septentrional y por lo tanto más fría, predomina el bosque *boreal*, o *taiga*, formado por coníferas asociadas con líquenes, musgos y helechos. Las coníferas poseen acículas estrechas, en forma de aguja o a veces en forma de escamas, que se renuevan de forma continua a lo largo del año; en su mayoría, son de hoja perenne pero las hay también de hoja caduca, como el alerce o el ciprés pelado. Su tronco presenta una gruesa corteza y sus raíces están bien desarrolladas, aunque en las regiones de suelos helados alcanzan poca profundidad. En latitudes más bajas, encontramos mezclados bosques templados de coníferas y bosques de frondosas, de hojas grandes y caducas; aquí, son representativas el roble, el haya, el fresno en las regiones más frías y húmedas; el olmo y el fresno en los suelos de drenaje deficientes; y también pueden encontrarse abedules, nogales, arces y castaños, y son muy representativos los pinos y los abetos (figura 6.16).



Figura 6.16. El bosque boreal, o taiga, es la vegetación más representativa de los climas microtérnicos.

La variedad de especies difiere según los continentes, pero por lo general predominan los árboles altos, que dan una densa cobertura en verano; en el piso inferior se establecen arbustos y árboles jóvenes, y en el piso más bajo las hierbas aprovechan la primavera.

La degradación de este bosque y la aridez dan lugar a un paisaje vegetal de *pradera*, que se seca en verano, en la que es muy característica una vegetación de hierba corta o *estepa*. Estas praderas, en las regiones más húmedas, forman un denso tapiz, que ejerce un papel protector frente a la erosión, pero en las estepas secas se distribuye muy espaciadamente, dejando mucho suelo al desnudo.

- *Los suelos*, al igual que la vegetación, presentan una gradación, a partir de los *podzoles* que se localizan en las márgenes septentrionales, que son suelos muy lavados. En estas latitudes es frecuente que los suelos se encuentren helados en invierno. A menor latitud siguen las *tierras pardas*, que, al estar menos afectadas por la lixiviación, resultan más fértiles que las anteriores. En las praderas se dan los *chernozem* o *tierras negras*, muy ricas en humus y en calcio, que son considerados como uno de los mejores suelos del mundo. La mayor aridez de las estepas da lugar a suelos grises con eflorescencias salinas.

3. LOS CLIMAS DE LA ZONA FRÍA O DE LATITUDES POLARES

Los climas de las regiones polares y subpolares quedan delimitados por las temperaturas inferiores a la isoterma de 10 °C para el mes más cálido, que coincide con el límite de los árboles. A su vez, la isoterma de 0 °C para el mes más cálido delimita el dominio del hielo perpetuo y de la tundra, que es a la que corresponde mayor proporción, pues el hielo perpetuo sólo afecta al interior de Groenlandia y a las regiones centrales del continente antártico.

En el hemisferio Norte, estos climas se localizan por encima del paralelo 70° en las regiones continentales; en cambio, en el hemisferio Sur, puede aparecer desde los paralelos 55° e incluso el 50°.

Cuadro 6.10. Clasificación de los climas polares según Köppen.

Identificación	Clima	Definición de temperatura	Definición de precipitación	Vegetación
ET	Clima de tundra	La T° media del mes más cálido es superior a 0 °C pero inferior a 10 °C.	Poca precipitación	No hay vegetación arbórea.
EF	Clima de nieves perpetuas	La T° media de todos los meses es inferior a 0 °C.	Poca precipitación	No hay vegetación.
EB	Clima seco de alta montaña	Puede ser de tundra o nieves eternas pero la vegetación es la típica de la que se encuentra sobre 3.000 m		

3.1. El clima de tundra

La denominación que da Köppen a este clima se identifica con el paisaje que se origina en estas regiones, la tundra o extensión de tierra pelada, terreno inhóspito, tierra sin árboles. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.11.

Cuadro 6.11. Características del clima de tundra.

El clima de tundra	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Ningún mes alcanza la temperatura media de 10 °C. • Elevada amplitud térmica anual. • Débil oscilación térmica diurna, casi nula en la noche invernal y casi imperceptible en el día permanente.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Precipitaciones escasas, inferiores a 250 mm y sólidas en su mayoría.
Otras características	<ul style="list-style-type: none"> • Fuertes vientos huracanados. • Nieblas provocadas por la evaporación sobre el mar (humo del ártico).

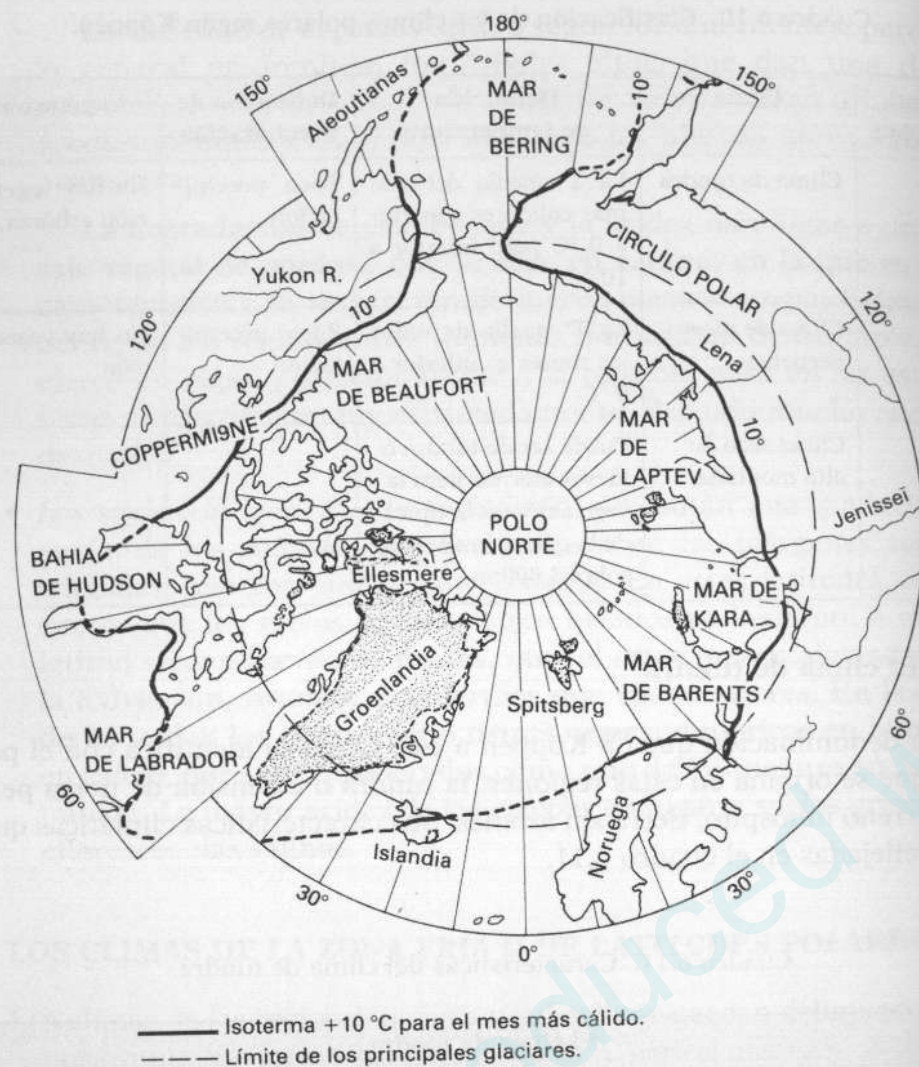


Figura 6.17. Delimitación de los climas polares. La isoterma de +10 °C para el mes más cálido indica el límite de la tundra, y la de 0° el límite del clima de hielo perpetuo.

El invierno tiene un carácter continental, puesto que el océano queda cubierto por el hielo y las nieves; por el contrario, el verano tiene un carácter oceánico al producirse el deshielo, lo que hace, a su vez, que suban las temperaturas.

Sus bajas precipitaciones y humedad atmosférica están en relación con las temperaturas, puesto que, al ser éstas tan bajas, las masas de aire no tienen mucha capacidad de retener vapor de agua; por otro lado, también hacen que se produzca muy poca evaporación. Por lo general, hay que considerar que las regiones más secas son las que resultan más frías dentro de este clima.

Hay que tener en cuenta, también, que estas regiones son el origen de las masas de aire ártico.

3.1.1. Causas del clima de tundra

Son varios los factores que intervienen en este clima, entre los que destacaremos la insolación y la acción del frente ártico.

La radiación es muy baja, tanto por las largas noches, que llegan a ser hasta de 6 meses en el Polo (hecho poco favorable para el calentamiento del aire), como por la oblicuidad del ángulo de incidencia de los rayos solares (en el Polo, el Sol en su mayor altura no pasa de 23° 27' sobre el horizonte en el solsticio de verano), por lo que su eficacia está muy mermada, aunque la insolación sea continua, de ahí que sus temperaturas sean muy bajas. A ello hay que unir el albedo de la nieve (puede reflejar hasta el 80 por 100 de la radiación solar), que es continuo a lo largo del año.

El Frente Ártico es el que aporta la precipitación. Este frente tiene menor gradiente que el Frente Polar, que no alcanza ya estas latitudes.

3.1.2. Variedades del clima de tundra

Puede diferenciarse una variedad continental y otra oceánica.

- La *variedad continental* tiene inviernos muy fríos y unas precipitaciones muy escasas (inferiores a 200 mm) que se registran sobre todo en verano; en esta estación también son frecuentes los vientos, en cambio el invierno presenta una calma anticiclónica.
- La *variedad oceánica* se localiza en las zonas árticas bañadas por las aguas tibias del océano Atlántico. Sus inviernos son relativamente moderados y los veranos muy frescos (no olvidemos que en ningún

caso se alcanzan los 10 °C), siendo pequeña su amplitud anual; sus precipitaciones en la estación fría son algo más abundantes que en la variedad continental, y son frecuentes los vientos.

3.1.3 Rasgos biogeográficos

- Las redes de agua sólo alcanzan el estado líquido en verano, y entonces, debido al suelo helado en profundidad, no pueden infiltrarse, por lo que se expanden ocupando grandes extensiones.
- La vegetación que se desarrolla es la tundra. Se trata de una vegetación muy pobre, que puede diferenciarse en cuatro tipos: la tundra de patas almohadilladas, la tundra herbácea, la tundra arbustiva y la tundra arbórea (de transición hacia la taiga). En las regiones menos frías, pueden encontrarse plantas leñosas enanas, como sauces achaparrados y deformados, abedules diseminados, sobreviviendo en las hondonadas abrigadas los últimos restos del bosque, arbustos bajos, plantas herbáceas, y asociaciones de musgos y líquenes que se desarrollan con lentitud. Un hecho curioso es que el elevado contenido de azúcar de esta vegetación hace que sea muy nutritiva y puedan sobrevivir, alimentadas por ella, especies animales muy grandes. En las zonas muy

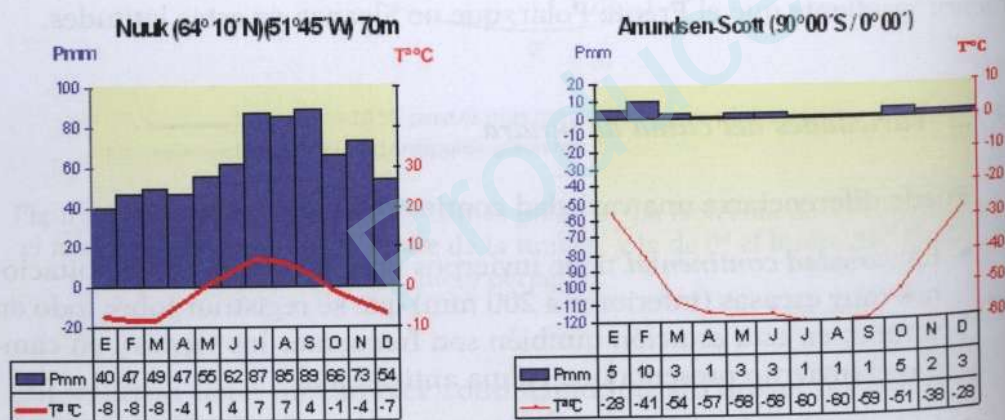


Figura 6.18. Los climas polares presentan grandes contrastes entre el clima de tundra (Nuuk) y el clima de hielo perpetuo (Amundsen) (serie 1961-1990).

frías, donde la deficiencia de calor e iluminación son más acusadas, queda reducida a la mínima expresión e incluso llega a desaparecer.

- Los suelos son más el resultado de procesos físicos que químicos. La existencia de un *permafrost* o subsuelo helado en profundidad disminuye las reacciones químicas y crea una capa impermeable en profundidad, que varía según la temperatura del verano. Tienen un drenaje insuficiente y suelen ser pantanosos en verano. Estos suelos helados en profundidad reciben distintos nombres según las regiones, como «merzlota» en Siberia o «tjåla» en Laponia. Predominan los limos grisáceos y la arcilla gris-azulada con mucha turba.

3.2. El clima de hielo perpetuo

Sobre la Tierra hay tres grandes regiones de hielos: los casquetes de hielo continentales de Groenlandia y la Antártida, y los hielos flotantes del polo norte. Entre los hielos continentales y los flotantes también existen diferencias, tanto desde el punto de vista físico como climático, que no vamos a tratar. Sus características climáticas generales son las que quedan reflejadas en el cuadro 6.12.

El invierno perpetuo lleva consigo que no se produzca la fusión de la nieve y el hielo, acumulándose éstos durante siglos. Esta acumulación provoca un deslizamiento hacia afuera, por la presión ejercida en el centro del

Cuadro 6.12. Características del clima de hielo perpetuo.

El clima de hielo perpetuo	
Características térmicas	<ul style="list-style-type: none"> • Invierno perpetuo. • Temperaturas medias anuales más bajas del mundo. • Ninguna temperatura media mensual supera los 0 °C. • Fuertes contrastes térmicos anuales entre las noches y días polares.
Características pluviométricas	<ul style="list-style-type: none"> • Precipitaciones escasas, cuyo promedio mensual no supera los 8 mm. Estas precipitaciones son sólidas, procedentes de borrascas ciclónicas.
Otras características	<ul style="list-style-type: none"> • Vientos fuertes de origen catabático o de gravedad.



Figura 6.19. Paisaje de tundra y paisaje de hielo perpetuo en la Antártida.

casquete, que, al romperse, dará lugar a los icebergs. Los fuertes vientos que se registran proceden, en gran parte, de corrientes catabáticas o de gravedad, que dan salida al aire frío, muy denso, acumulado en el centro de los casquetes. Estos vientos son muy fríos, tanto por su procedencia como por el insuficiente calentamiento que experimentan en su recorrido.

Este clima también se encuentra en las altas montañas de latitudes más bajas, correspondiéndose con las cumbres de nieves perpetuas, pero su extensión es muy pequeña en relación con el conjunto total de este clima.

3.2.1 Causas del clima de hielo perpetuo

La causa de este clima parece estar en la elevación que alcanza Groenlandia en su interior (3.000 m) y la Antártida, aún más elevada. A ello se suma el frío que aporta el suelo permanentemente helado y cubierto de nieve, y su albedo, que puede reflejar hasta el 80 por 100 de la radiación solar. Además, el poco calor de las masas de aire se emplea para fundir o sublimar el hielo, por lo cual no se aumenta la temperatura de su atmósfera.

El clima actual de la Antártida se explica por la presencia del gran casquete glaciar heredado de las glaciaciones cuaternarias y, si los casquetes polares desaparecieran, no se volverían a formar en las condiciones climáticas actuales.

LECTURAS RECOMENDADAS

- CUADRAT, J. M.^a y PITA, M.^a F. (2006): *Climatología*. Cátedra, 4.^a edición (primera edición 1997) Madrid. 496 p. Muestra, de manera sencilla pero con rigor y precisión, el funcionamiento del sistema climático mundial. En su capítulo 9, se analizan los distintos climas regionales y la clasificación de los climas. Su clasificación se centra en Köppen.
- DEMANGEOT, J. (1989): *Los medios naturales del globo*. Masson, Col Geografía. 251 p. Barcelona. Orientado a alumnos universitarios, trata los climas desde una perspectiva del paisaje, profundizando en su funcionamiento y en sus características. A los climas zonales dedica su segunda y tercera parte, del tema 12 al 20.
- GIL OLCINA, A. y OLCINA CANTOS, J. (1999): *Climatología básica*. Ariel Geografía, 387 p., Barcelona. Manual de carácter introductorio a la climatología, desarrolla la clasificación de los climas en tres temas (temas 10, 11 y 12) y resalta las aportaciones y planteamientos de mayor importancia hasta el momento actual.
- STRAHLER, A. N. (1975): *Geografía Física*. Ed Omega. Barcelona. 767 p. Este texto es un clásico en su materia, que está dirigido a estudiantes que se inician en la Geografía Física. Mediante una descripción explicativa, muestra los elementos del tiempo y el clima, explica las variedades básicas de los climas y sus orígenes respecto de las masas de aire, manantiales y zonas frontales. Los temas 15, 16 y 17 son los que estudian los climas zonales.
- VIERS, G. (1987): *Climatología*. Oikos-tau, 309 p., Barcelona. Un clásico en el estudio de la climatología, sigue la clasificación de este autor, que es adaptación de la clasificación de los climas de E. De Martonne; resulta de fácil lectura y dedica la segunda parte del libro a la clasificación y distribución de los climas. Los temas 7,8, 9 y 11 dedicados a los climas zonales, son los que el alumno puede consultar en relación con este tema.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Existen diversos vídeos que explican los rasgos básicos del mosaico climático, y que son de gran ayuda para el estudio, como los siguientes:
 - «Tiempo y clima» de la colección de vídeos educativos, Fundación Serveis de Cultura Popular. En él hay un sencillo apartado dedicado al clima de las regiones tropicales, templadas y frías, en el que se muestran los mecanismos de la circulación general atmosférica que explican el clima de estas zonas.
 - «Clima y vegetación», editado por la UNED. Analiza las características y las causas de cada uno de los climas, según la clasificación de Köppen, y describe la vegetación existente en cada una de las regiones climáticas.
- Piense en las grandes expediciones de la historia, por ejemplo, en los viajes de Colón hacia América. Preste atención a la época del año en que realizó sus viajes y los lugares a los que llegó, observe el clima en el que se encuadraban dichos puntos de llegada y trate de conocer las condiciones meteorológicas más probables con las que se encontraría.
- Suponga que le proponen tres lugares para pasar unos días de vacación en navidades, en semana santa y en verano; las ciudades de referencia son: Innsbruck, El Cairo y Nueva Orleans. Si pretende buscar las mejores condiciones del clima en cada momento ¿a donde irá en cada una de las fechas mencionadas? Indique el clima de cada uno de ellos, sus características y sus causas.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

1. ¿En qué se diferencia el clima monzónico del clima tropical con estación seca?
2. Observe cuáles son los meses con mayor déficit hídrico en el clima mediterráneo y en el clima continental. Compare el régimen pluviométrico de los mismos y razone las causas de sus diferencias.
3. Observe cuáles son los meses con mayor precipitación en los climas templados subtropicales. Compare el régimen pluviométrico de los mismos y razone las causas de sus diferencias.
4. Identifique y explique un clima a partir de sus datos termopluviométricos. Para ello utilice información de temperaturas y precipitaciones registradas en diferentes estaciones de observación meteorológica, que puede consultar en Internet en diversos portales, como por ejemplo el Servicio de Información Meteorológica mundial.
5. Sobre un mapa de isotermas, observe el trazado de la isoterma de 10 °C y explique qué factores intervienen en sus posiciones más meridionales y más septentrionales. ¿Qué utilización se le da en las clasificaciones climáticas? Razone la respuesta.
6. ¿Qué es la taiga?, ¿y la tundra? Indique qué diferencias presentan y bajo qué clima se desarrolla cada una de ellas?

GEOMORFOLOGÍA

INTRODUCCIÓN

Geomorfología, en su significado etimológico, es la ciencia que estudia las formas de la superficie terrestre. Tradicionalmente se ha incluido en estudios de otras Ciencias de la Tierra como la Geografía Física, la Geología del Cuaternario, la Geología Física, Geodinámica externa, etc., con diferentes enfoques. Desde hace pocos años ha comenzado su andadura como ciencia independiente. Dentro de la Geomorfología, la Orografía es la que se ocupa del estudio de las formas de relieve, ella se encarga de caracterizarlas, inventariarlas y clasificarlas de manera sistemática así como de ver las posibles combinaciones entre distintas unidades de relieve. Para la formación de las unidades topográficas que en la actualidad aparecen ante nuestra vista, han tenido que pasar grandes períodos de tiempo, se trata del tiempo geológico, las eras.

En esta asignatura nos proponemos el aprendizaje de los principales aspectos de una materia que tiene como objetivo de estudio la explicación del relieve terrestre, tanto visible, o continental, como no visible o sumergido, y éste, tanto oceánico, o marino, como continental o lacustre. Es una disciplina que sintetiza el estudio de uno de los componentes fundamentales del medio natural, el aspecto más externo de la superficie terrestre.

Como definió R. Coque: «el relieve de la Tierra es un fenómeno complejo que procede de incesantes interacciones de los diferentes componentes del espacio geográfico, es decir, de la litosfera, de la atmósfera, de la hidrosfera y de la biosfera».

En Geomorfología, cabe distinguir tres enfoques fundamentales de estudio:

1. *El estructural*, en él la litología y la tectónica son el objeto de análisis más importante, pues son los dos aspectos que conforman el relieve terrestre. Son la base de las formas estructurales elementales, de las grandes unidades morfoestructurales y sus contactos, así como de las relaciones de las redes hidrográficas con la estructura geológica.

2. *El dinámico*, que se ocupa de los procesos fundamentales de la erosión, los agentes de la misma y la naturaleza de ésta, que comprende tanto la erosión antrópica como los procesos morfogenéticos.
3. *El climático*, que trata de analizar la influencia del clima en la morfogénesis, así como de los grandes dominios morfoclimáticos, sin olvidar las herencias del pasado.

La evolución de los litorales, a causa de las particularidades de la erosión litoral, merece una atención especial y un estudio particularizado de las formas que configuran los distintos tipos de costa.

En el programa que se propone para el estudio de esta asignatura nos fijamos en los fundamentos de la estructura, litología y tectónica, así como en los agentes de meteorización y erosión para terminar en el análisis de la geomorfología climática en la que, siguiendo las zonas de los climas cálidos, templados, fríos, según las temperaturas y de los áridos, según temperatura y humedad, se diferencian los distintos procesos y formas características de cada uno de ellos.

Tema 7

La estructura y dinámica terrestres.

Los componentes litológicos y tectónicos del relieve

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

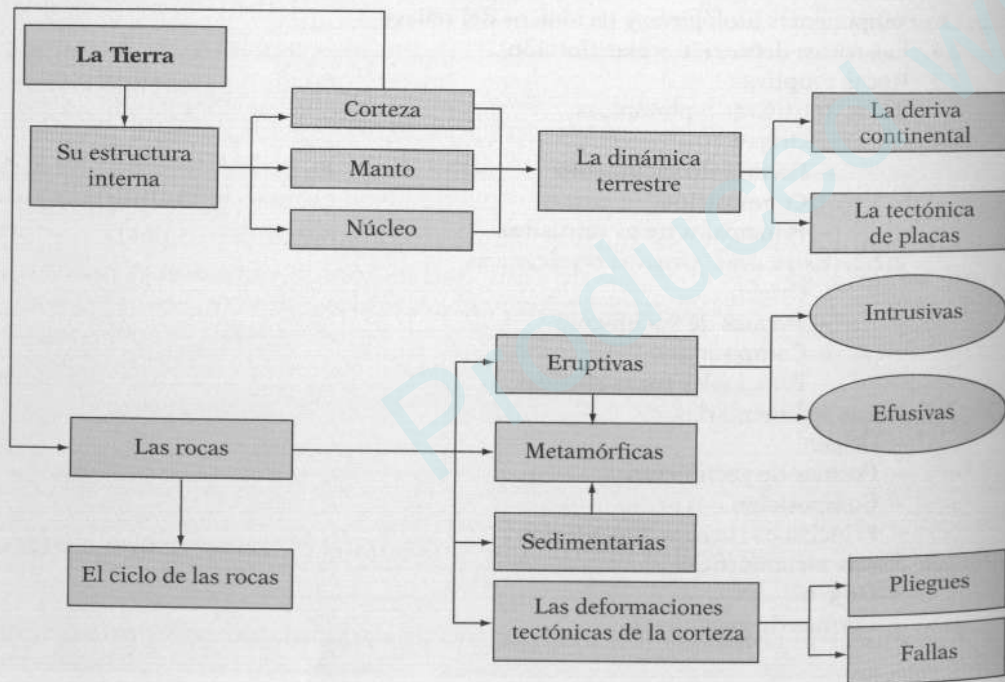
1. La estructura y dinámica terrestres
 - 1.1. La estructura del globo terrestre
 - 1.1.1. Estructura y composición de la corteza
 - 1.1.2. Estructura y composición del manto
 - 1.1.3. Estructura y composición del núcleo
 - 1.2. La dinámica terrestre
 - 1.2.1. La separación y dinámica de los continentes
 - 1.2.2. La teoría de la tectónica de placas
2. Los componentes litológicos y tectónicos del relieve
 - 2.1. Las rocas: definición y clasificación
 - 2.2. Rocas eruptivas
 - 2.2.1. Intrusivas o plutónicas
 - Origen
 - Formas de yacimiento
 - Composición
 - Principales rocas intrusivas
 - 2.2.2. Extrusivas, efusivas o volcánicas
 - Origen
 - Formas de yacimiento
 - Composición
 - Principales rocas efusivas
 - 2.3. Rocas sedimentarias
 - Origen
 - Formas de yacimiento
 - Composición
 - Principales rocas sedimentarias
 - 2.4. Rocas metamórficas
 - Origen
 - Formas de yacimiento

- Composición
- Principales rocas metamórficas
- 2.5. El ciclo de las rocas
- 2.6. Propiedades de las rocas
 - 2.6.1. Respuesta de las rocas ante los esfuerzos tectónicos
 - 2.6.2. Respuesta o resistencia de las rocas a la erosión
- 3. Las unidades espacio-temporales de la geología
 - 3.1. Las unidades espaciales: órdenes
 - 3.2. Las unidades temporales: eras y periodos
- 4. Las deformaciones tectónicas de la corteza continental y relieves asociados
 - 4.1. Las estructuras de deformación, pliegues
 - 4.1.1. Partes de un pliegue
 - 4.1.2. Clasificación de los pliegues
 - 4.2. Las estructuras de dislocación, fallas
 - 4.2.1. Partes de una falla
 - 4.2.2. Clasificación de las fallas

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

La Tierra es un esferoide que presenta diferente estructura desde su superficie hasta su interior. Se halla envuelta por una capa gaseosa, la atmósfera, otra líquida, la hidrosfera, que han sido tratadas en los temas 2, 3 y 4, y otra, en su apariencia más externa, sólida, la litosfera, de la que nos vamos a ocupar en los temas siguientes. Estas capas presentan una serie de interrelaciones que le van a proporcionar la gran diversidad que aparece ante nosotros.

El relieve terrestre es el resultado de la interacción entre una serie de elementos litológicos (litología, del griego lithos = piedra) sometidos a un conjunto de procesos (tectónica y erosión) que los transforman. Los materiales rocosos influyen en su formación en función de sus características físicas y químicas. La tectónica modifica la disposición de la litología, dando lugar a pliegues y fallas, originando distintas estructuras. A su vez, la erosión modela los relieves resultantes de las acciones de la litología y de la tectónica. La litología es pues el elemento, aparentemente pasivo, sobre el que tienen lugar los procesos de actividad tectónica y erosión y que darán lugar a las formas que aparecen en la corteza terrestre.

2. OBJETIVOS

Los objetivos perseguidos son:

- Conocer la estructura interna que presenta el globo terrestre: corteza, manto y núcleo.
- Conocer la composición y estructura de cada una de esas partes en las que se divide.

- Conocer la dinámica terrestre, observando cómo se fragmentaron los continentes, su movimiento y la tectónica de placas.
- Conocer los componentes litológicos del relieve, las rocas.
- Conocer la clasificación de las rocas, de acuerdo a diversos criterios taxonómicos.
- Conocer las características y propiedades de cada clase de rocas.
- Conocer los mecanismos de transformación de las rocas.
- Conocer la medida del tiempo geológico, las eras.
- Conocer las deformaciones tectónicas que tienen lugar: las estructuras de deformación: pliegues y las estructuras de dislocación: fallas.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Para acometer el estudio de este tema, es preciso que se haga una primera lectura en la que se fijen en todos los conceptos que les resulten desconocidos, los extraigan y vean su significado en la propia exposición del tema y como apoyo, en el glosario que se ha colgado en el curso virtual, o bien en un diccionario. Después de esa lectura comprensiva, vea el diagrama conceptual en el que se pueden observar las relaciones existentes entre las diferentes partes en que se ha dividido el tema. Observen detenidamente todos los gráficos, dibujos y fotos que acompañan al texto para que comprendan mejor lo expresado. Después, siguiendo el esquema resumen del tema puede hacerse su propio resumen para una mejor memorización de lo estudiado.

Un buen atlas, puede llevar imágenes, fotos y dibujos que amplíen lo que han visto en el tema. También libros específicos de Geología y Geomorfología presentan ilustraciones sobre los temas tratados, que le ayudarán en la comprensión de lo estudiado.

Por último, son de gran utilidad los vídeos elaborados por el equipo docente y otros de diferentes editoriales, así como algunos contactos de Internet, que le permitirán ampliar el conocimiento de este tipo de materiales y los fenómenos que los transforman.

4. PALABRAS CLAVE

Globo terráqueo. Estructura terrestre. Dinámica terrestre. Corteza. Manto. Núcleo. Dinámica continental. Tectónica de placas. Litología. Rocas eruptivas. Rocas intrusivas. Rocas efusivas o extrusivas. Rocas metamórficas. Rocas sedimentarias. Ciclo de las rocas. Las Eras. Pliegues. Fallas.

1. LA ESTRUCTURA Y DINÁMICA TERRESTRES

1.1. La estructura del globo terrestre

Hasta finales del siglo XIX, con los estudios proporcionados por la sismología, no comienza a conocerse cómo es el interior de la Tierra. Ya en el siglo XX, con los estudios del paleomagnetismo y otros métodos indirectos, se logró establecer que la Tierra está dividida en su interior en tres capas de diferente composición mineralógica: *corteza*, *manto* y *núcleo*. La división de ese interior terrestre, según el comportamiento de los materiales que lo forman ante las altas temperaturas, es en *litosfera* y *astenosfera*.

Oldham descubrió en 1906 que en el interior del globo existe un núcleo de naturaleza fluida. Mohorovicic, estudiando el terremoto de Croacia de 1909, reveló en 1910 la existencia de una separación entre la corteza y el manto terrestres que se conoce como la *discontinuidad de Mohorovicic*, o simplemente de «Moho». En 1912, Wegener expuso su teoría de la *deriva de los continentes* que, aunque rechazada en aquellos momentos por faltarle una base experimental, se retomará en los años 60 y 70 del siglo XX, momento de la aparición de la teoría de la *tectónica de placas*. En 1914, Gutenberg estableció que la profundidad del núcleo era de 2.900 km y que estaba separado por otra discontinuidad que llevará su nombre, la *discontinuidad de Gutenberg*. Por último Lehmann, en 1936, descubrió otra nueva discontinuidad a algo más de 5.000 km de profundidad, ésta es en realidad una zona de transición que separa el núcleo externo del interno. Bullen, en 1963, basándose en todos estos datos, dividió el interior terrestre en 7 zonas concéntricas, tal como se pueden observar en la figura 7.1. Hoy en día, aunque los métodos de conocimiento siguen siendo indirectos, están mucho más avanzados y han permitido conocer con bastante detalle, la estructura y la dinámica terrestres.

1.1.1. Estructura y composición de la corteza

Las investigaciones realizadas en la propagación de las ondas sísmicas, ya que éstas se desplazan de forma diferente según el medio por el que pasan, pusieron de manifiesto que existían diferencias en la velocidad de su propagación según que éstas atravesasen zonas estables de la corteza o lo hiciesen en zonas afectadas por movimientos tectónicos. Esta circunstancia permitió distinguir entre una *corteza continental*, con estructura compleja y una *corteza oceánica* mucho más sencilla y homogénea (figura 7.1).

La *corteza* está limitada en su base por la discontinuidad de Mohorovicic. En ella, se distingue la *corteza continental* que tiene un espesor que va de los 20 a los 50 km, e incluso hasta los 60 km, y la *corteza oceánica*. Otros estudios posteriores llevaron a poder distinguir dos capas distintas en la corteza continental: la *granítica* o corteza superior y la *basáltica* o corteza inferior, denominaciones equivalentes al *SIAL* (sílice y aluminio), la primera y al *SIMA* (sílice y magnesio) la segunda, con las que eran nombradas por los geólogos con anterioridad. A estas capas, hay que añadir una más superficial y presente tanto en las áreas oceánicas como en las continentales, si exceptuamos los escudos precámbricos, se trata de la *capa sedimentaria*.

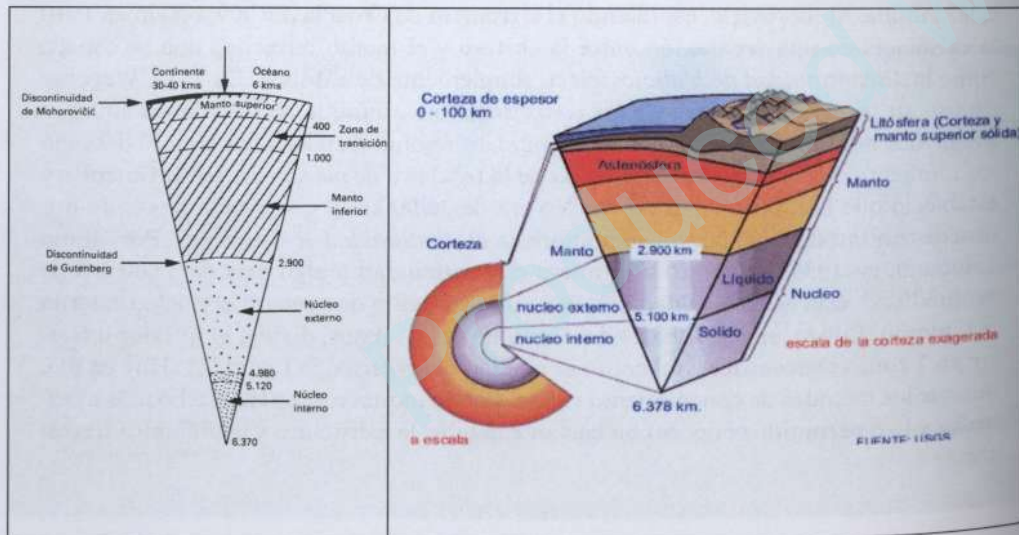


Figura 7.1. Estructura y composición de la Tierra según Bullen (1963) y modificado de Veroslavsky, G.

La *corteza continental* tiene mayor espesor en las zonas orogénicas, o con actividad tectónica, que en las estables, o en calma. La *corteza oceánica* es más homogénea, salvo en las dorsales y en las grandes fosas oceánicas, a pesar de que en ella se distinguen hasta tres subcapas cuyo espesor difiere en función de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. En el eje axial de las dorsales existe una deficiencia de masa que va disminuyendo hacia los flancos; por su parte, en las fosas oceánicas, los estudios gravimétricos ponen de manifiesto que existe una deficiencia de masa, que la corteza es de tipo oceánico y del mismo espesor que en las áreas adyacentes, y que la acumulación de sedimentos varía, aunque no llega a alcanzar gran espesor.

Respecto a la *composición* de la corteza, se puede decir que es muy compleja, simplemente observando la heterogeneidad que presentan las rocas en su superficie. Los escudos pre-cámbricos (partes de un continente constituidas por materiales muy antiguos, anteriores al cámbrico, que han sido sometidos a procesos de metamorfismo y granitización, caracterizados por su estabilidad y rigidez, razón por la cual ante un empuje tectónico se fragmentan), están formados por granitos y neis, los márgenes continentales por sedimentos que provienen de la corteza continental próxima, y en las áreas oceánicas predominan las rocas basálticas. Estudios geológicos y geoquímicos permitieron calcular la composición química media de estas capas de la corteza terrestre. La *capa sedimentaria*, con un espesor medio de 1,8 km, está constituida por rocas arcillosas (42%), areniscas (20%), rocas volcánicas (19%) y rocas carbonatadas (18%). Su espesor varía entre los 10 km en zonas de geosinclinal y un 0,4 km en áreas oceánicas. La *capa granítica* sólo aparece en áreas continentales y posee un espesor medio de unos 20 km. En ella predominan los granitos y las rocas metamórficas ácidas, compuestas por cuarzos, feldespatos, micas y anfíboles. La *capa basáltica* aparece tanto en áreas continentales como en las oceánicas, aunque con diferente composición. Sus componentes fundamentales son rocas básicas.

1.1.2. Estructura y composición del manto

El *manto* es la capa más importante pues representa el 84% del volumen y el 69% de la masa total del planeta (figura 7.1).

El límite entre la corteza y el manto está definido por un aumento de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, 7 km/seg en la base de la corteza a 8 km/seg en la superficie del manto. En la base del mismo esta velocidad es de 14 km/seg. De acuerdo a este diferente comportamiento, Bullen dividió el manto en tres zonas de límites no muy claramente definidos, la primera, manto superior, entre los 200 y los 400 km, la segunda, zona de transición, entre los 400 y los 1.000 km y la tercera, manto inferior, entre los 1.000 y los 2.900 km.

Respecto a la composición del manto, difiere también en esas tres capas de su estructura, pero en general se puede decir que sus componentes son rocas ultrabásicas, gabros y peridotitas.

1.1.3. Estructura y composición del núcleo

El núcleo ocupa desde los 2.900 km hasta el centro de la Tierra. Está separado del manto por la discontinuidad de Gutenberg. Su espesor es de 3.479 km aproximadamente y supone el 16% del volumen y el 31% de la masa de la Tierra. En él se origina el campo magnético terrestre. Los estudios de propagación de ondas sísmicas han puesto de manifiesto que al menos la parte más externa del núcleo es líquida y que puede subdividirse en tres subzonas: núcleo externo, zona de transición y núcleo interno (figura 7.1).

La composición del núcleo se creyó era de hierro (Fe) y níquel (Ni), de ahí el nombre de NIFE que le dieron los geólogos. Hoy se sabe que está constituido fundamentalmente por hierro y níquel (80%) y por silicio y azufre en un 20%.

Otra forma de considerar **la estructura de la Tierra** es según el comportamiento de los materiales que forman sus capas ante las altas temperaturas. Así se distinguen *astenosfera* y *litosfera*.

La **litosfera** es una capa de roca dura y quebradiza que incluye toda la corteza y la parte del manto superior más externa. Su espesor medio es de aproximadamente 75 km, aunque varía entre 10 km y más de 150 km. Debajo de esta capa, se encuentra la **astenosfera**, que es la capa blanda del manto superior sobre la que yace y se moviliza la litosfera; las rocas que componen esta capa se hallan prácticamente en estado de fusión, debido a las altas temperaturas a las que se encuentran (en torno a 1.400 °C).

La separación entre litosfera y astenosfera es gradual; la segunda profundiza hasta los 250-300 km, a más profundidad, la resistencia de los materiales vuelve a aumentar. Todo esto permite que la litosfera, que vemos dura y rígida, se desplace sobre la astenosfera plástica y blanda, lo que va a tener gran trascendencia en la explicación de la teoría de la tectónica de placas pues permite comprender la formación y configuración de placas litosféricas.

1.2. La dinámica terrestre

1.2.1. La separación y deriva de los continentes

En 1910, Taylor se dio cuenta de que todas las cadenas montañosas presentaban dos direcciones predominantes y perpendiculares entre sí. Unas eran paralelas a los meridianos, como las que bordean el Pacífico y otras seguían la dirección de los paralelos, como las del sur de Europa y Asia. Las teorías existentes hasta entonces para explicar la formación de las montañas, no podían explicar esta doble disposición. También comprobó que los materiales que forman las cordilleras son más recientes que los que forman el resto de las masas continentales. Esta circunstancia planteaba nuevos retos para su explicación. Taylor intuyó que podía haber tenido lugar un desplazamiento de Eurasia hacia el Sur y citaba como causa a la atracción lunar.

En 1912, Wegener escribió *El origen de los continentes y de los océanos*. En este trabajo, el autor exponía que los continentes se habían ido resquebrajando y desplazando a partir de un continente único (Pangea). Se basaba en argumentos *geofísicos*, como la distribución de las elevaciones en la superficie terrestre y la compensación isostática, por la que se busca el equilibrio entre los bloques que componen la corteza terrestre; *geológicos*, como la semejanza de las costas a ambos lados del Atlántico; *biológicos*, como la semejanza o identidad entre la flora y la fauna de los continentes hasta un determinado momento; y *paleoclimáticos*, como la distribución de los depósitos glaciares del Carbonífero y del Pérmico en América del Sur, Sudáfrica, India y Australia. Wegener, por ello, supuso la existencia de dos grandes masas continentales en lugar de un supercontinente, América del Norte, Groenlandia, Europa y Asia, a excepción de la India, formarían el continente de Laurasia y América del Sur, África, Madagascar, India, Australia y la Antártida constituirían el continente de Gondwana al Sur (figura 7.2).

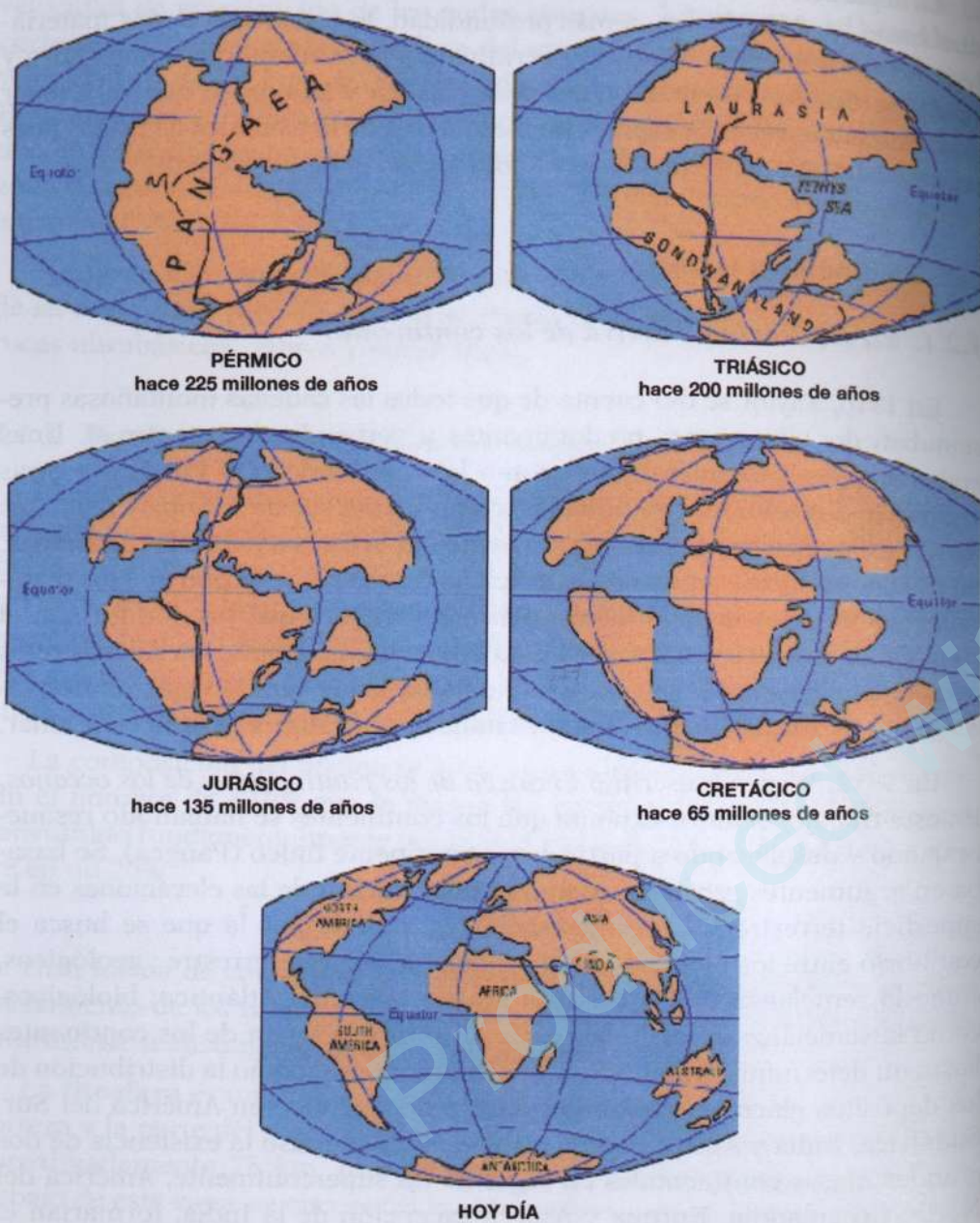


Figura 7.2. Evolución de las masas continentales según la teoría de la deriva continental de Wegener (Modificado de Veroslavsky, G.).

En su teoría, Wegener suponía que las cadenas orogénicas se formaban a causa de un cierto «efecto de proa» como él llamaba a las arrugas de fricción que producía el borde anterior del continente (sial) al avanzar sobre el sima. Por ejemplo, las montañas del Oeste de América, Andes-Rocosas, se habrían formado a causa del avance de América hacia el Oeste y las cadenas alpinas lo habrían hecho por el descenso de Eurasia hacia el Sur.

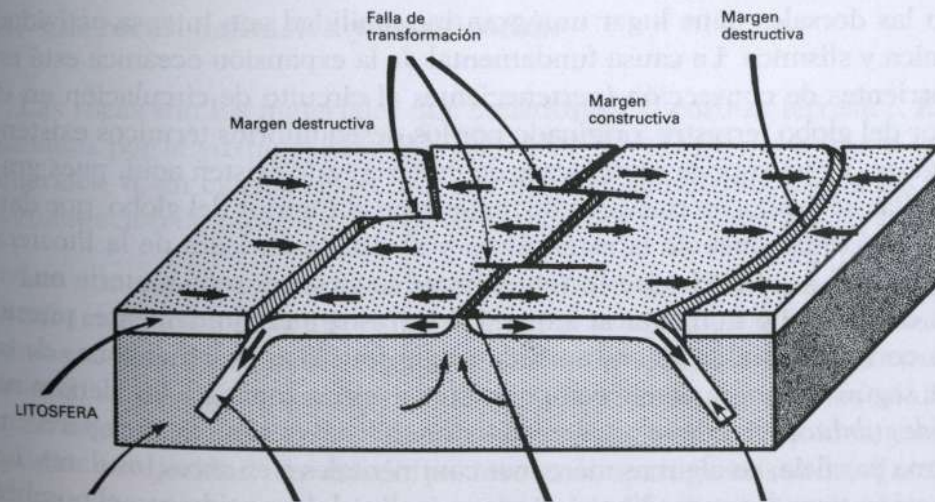
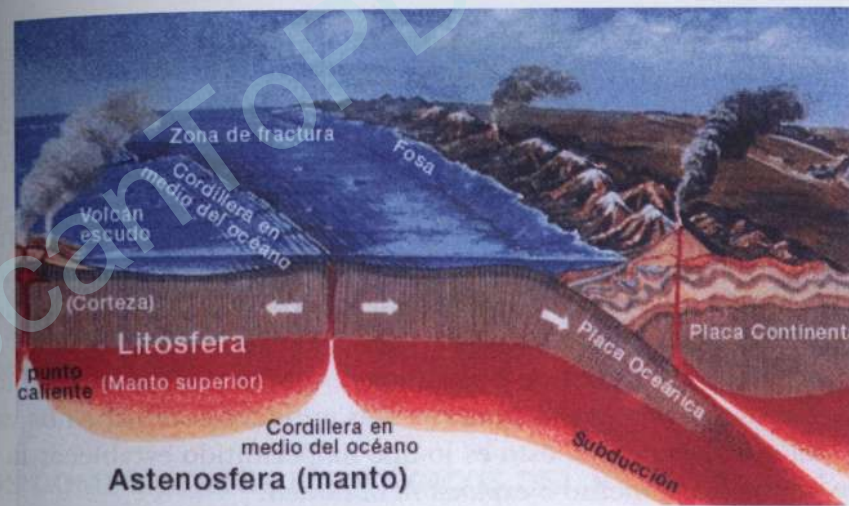


Figura 7.3. Procesos básicos y áreas fundamentales en la Teoría de la tectónica de placas.

1.2.2. La teoría de la tectónica de placas

Esta teoría fue elaborada entre 1962 y 1975 por varios científicos, fundamentalmente por el norteamericano Hoss y los británicos Vine y Matthews, aunque todavía hoy se sigue investigando en ella. Se basa en el paleomagnetismo y en la idea de la expansión oceánica para así poder explicar los movimientos corticales y de la orogenia (figura 7.3).

La teoría supone que la Corteza terrestre es móvil e inestable, según se ha constatado en las *dorsales oceánicas*, que topográficamente son dos alineaciones montañosas paralelas que enmarcan un valle axial o «rift valley» y que se ven afectadas por *fallas transformantes*. Estas dorsales se encuentran sumergidas, aunque algunas veces emergen formando ciertos archipiélagos, siendo las más importantes la atlántica, la pacífica y la índica. Gracias a su estudio se ha podido constatar que por ellas asciende el magma en fusión y sale al exterior, generando lavas y produciendo, de manera casi ininterrumpida, corteza oceánica que se va desplazando entre 5 y 15 cm al año, a partir del eje de la dorsal. Aquí la corteza forma bandas paralelas, cuyos materiales son cada vez más antiguos conforme nos vamos alejando del eje de la dorsal, esto es lo que ha permitido establecer la existencia de un desplazamiento o *expansión oceánica*.

En las dorsales tiene lugar una gran inestabilidad con intensa actividad volcánica y sísmica. La causa fundamental de la expansión oceánica está en las corrientes de convección (pertenecientes al circuito de circulación en el interior del globo terrestre, originado por los desequilibrios térmicos existentes en éste, y que supone un trasvase de materia) que existen aquí, pues gracias a ellas se producen trasvases de materia en el interior del globo, que dan lugar a deformaciones de la astenosfera y al desplazamiento de la litosfera suprayacente. A pesar de que continuamente se va generando materia nueva en las dorsales, no aumenta la superficie terrestre indefinidamente, puesto que la corteza sobrante es reabsorbida en profundidad en otras zonas de la Tierra según un mecanismo compensador; a estas zonas se las denomina *zonas de subducción*, que se pueden observar en fosas oceánicas que aparecen de forma paralela, en algunas márgenes continentales o en arcos insulares. La subducción tiene lugar mediante un plano inclinado conocido con el nombre de *superficie de Benioff*, en él se producen también fenómenos sísmicos y vulcanismo. Es precisamente aquí también, en estas zonas de subducción, donde

se crean los grandes orógenos (cordilleras constituidas por una cobertera de rocas sedimentarias en la parte superior y una base de rocas metamórficas) relacionados con fuerzas de compresión y con convergencia de placas. Estas placas, que son fragmentos en los que se subdivide la litosfera, presentan unos bordes característicos que se corresponden con dorsales oceánicas (bordes constructivos), con bordes de subducción (bordes destructivos) o con fallas transformantes (bordes pasivos).

No todos los autores están de acuerdo en el número de placas que conforman la superficie terrestre, aunque se puede decir que las principales son seis: africana, euroasiática, indoaustrialiana, pacífica, americana y antártica. Su composición no es idéntica, unas están constituidas por corteza continental y oceánica, y otras se componen sólo de corteza oceánica, como es el caso de la pacífica. Las placas se mueven unas respecto de otras, y es precisamente en ese movimiento de confrontación en el que se basa la explicación de los movimientos orogénicos, las orogenias y las grandes deformaciones topográfico-tectónicas que se pueden observar en la superficie de nuestro planeta (figura 7.3.a).

2. LOS COMPONENTES LITOLÓGICOS DEL RELIEVE

2.1. Las rocas: definición y clasificación

Las rocas son los materiales que constituyen la corteza terrestre. Están formadas por la yuxtaposición de elementos pertenecientes a uno o varios minerales, o, en ciertos casos, por agrupación de detritus derivados de la fragmentación de otras rocas o de determinados organismos.

Los minerales pueden presentarse en dos estados diferentes: *crystalino* y *amorfo*, en función de la disposición de sus átomos. En estado *crystalino*, los átomos se disponen en filas regulares y en intervalos constantes, formando una red; se da sólo en los sólidos. En estado *amorfo*, los átomos se distribuyen irregularmente; existe además, en los gases, en los líquidos, y en los líquidos envejecidos, en estado pastoso con apariencia sólida, llamados vidrios. Uno y otro estado tienen propiedades diferentes. Los cristales del estado *crystalino* de un mineral tienen forma y propiedades ópticas propias que no posee el estado *amorfo* (figura 7.4).



Figura 7.3a. Principales placas litosféricas: 1. Pacífica. 2. Norteamericana. 3. Suramericana. 4. Africana. 5. Euroasiática. 6. Australoíndica. 7. Antártica. 8. de Nazca. 9. Arábica. 10. de Cocos. 11. Caribe. 12. Filipina. Los principales problemas de límites son el contacto entre las placas norteamericana y euroasiática en Liberia, y la posible existencia de una placa de Scotia entre la suramericana y la antártica.

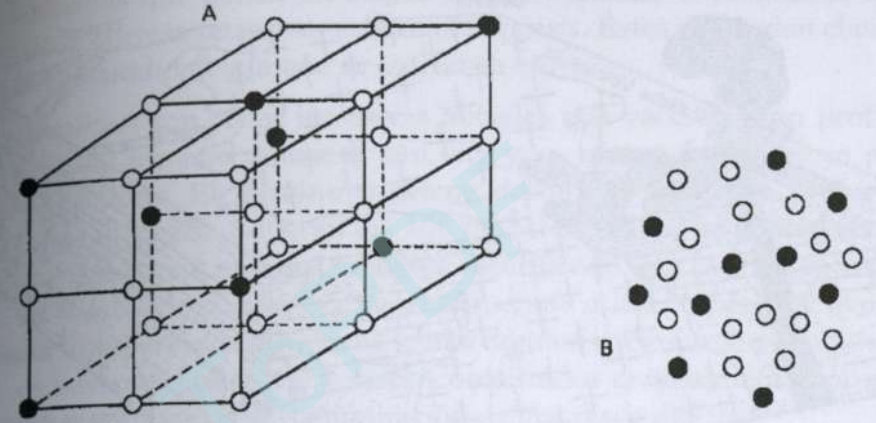
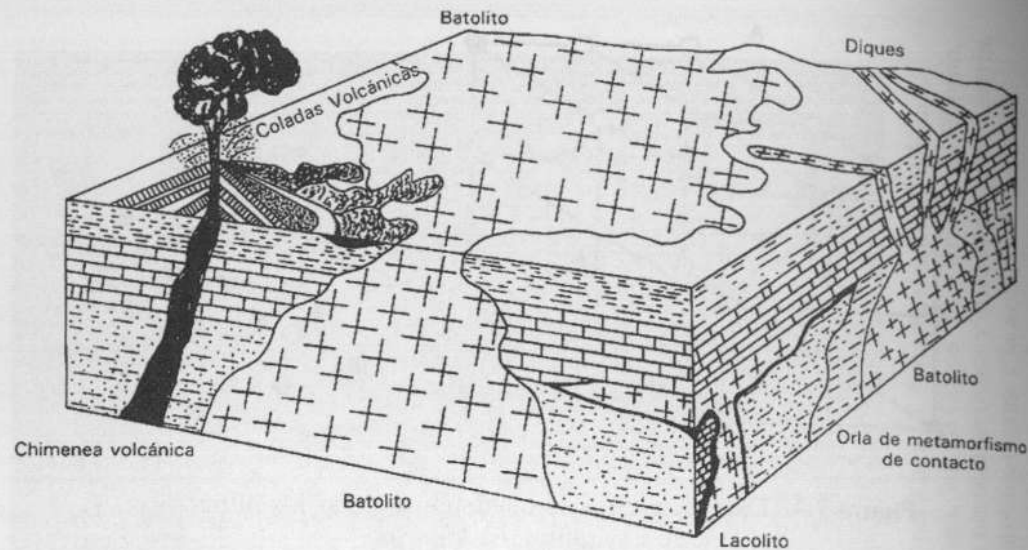


Figura 7.4. Estados en que se pueden encontrar los minerales: A: Cristalino; B: Amorfo.

Respecto a sus constituyentes, las rocas pueden ser *homogéneas* y *heterogéneas*. En el primer caso, tienen un solo componente y en el segundo, dos o más. Su grado de cohesión permite su diferenciación entre *coherentes* (caliza) e *incoherentes* (arenas). El estado en el que se encuentran las divide en *plásticas* y *no plásticas*. Aunque todas estas propiedades, usadas como criterios de diferenciación, son muy importantes para la Geomorfología, el criterio más generalizado para su clasificación es el que se refiere a la génesis de las rocas (clasificación genética). Esa génesis permite diferenciar tres grandes grupos: *eruptivas*, *metamórficas* y *sedimentarias* que pasamos a estudiar a continuación.

2.2. Rocas eruptivas

Llamadas también *ígneas*, *magmáticas* y *endógenas* porque son rocas que proceden de la consolidación por enfriamiento del magma incandescente del interior de la Tierra, por lo que tienen un origen interno, no conteniendo, por tanto, fósiles. Dentro de este grupo se integran dos subgrupos: las *intrusivas* o *plutónicas* y las *extrusivas*, *efusivas*, o *volcánicas*, según diferentes denominaciones. Entre ambas, están las denominadas rocas *filonianas*, cuya solidificación se produce por un enfriamiento relativamente rápido cuando el magma rellena las cavidades existentes entre las rocas (figura 7.5).



Según SANDOVAL en «Geomorfología», pág. 70.

Figura 7.5. Formas de yacimiento de rocas eruptivas intrusivas, extrusivas y filonianas.

2.2.1. Intrusivas o plutónicas

Origen

Son rocas que se forman por un enfriamiento lento del magma incandescente. Eso permite que dé tiempo a que se formen cristales y aparezcan en superficie totalmente cristalizadas, por eso se les llama también cristalinas. Ese ascenso lento no llega a atravesar la totalidad de la corteza, sino que tiene lugar por medio de una intrusión de los niveles corticales externos (por eso la denominación de intrusivas). Su consolidación tiene lugar muy despacio y bajo presiones superiores a las superficiales, lo que les proporciona características muy peculiares.

Formas de yacimiento

Según la posición que ocupan los magmas respecto a la superficie terrestre, en el momento de su consolidación, encontramos distintas for-

mas. Todas las que tienen un origen interno, cuando el magma se enfrió dentro de la corteza terrestre, se llaman *plutonés*. Éstos se pueden clasificar según la profundidad a la que se enfriaron en:

- *Batolitos*: son rocas intrusivas abisales que yacen a gran profundidad, su tamaño aumenta con ella y su base o fondo no se puede determinar. El término proviene del griego *bathos* = profundo y *lithos* = piedra. Superan los 100 km, si es menor se denomina *tronco*. Son receptáculos de magma solidificado que cuando estuvieron en estado de fusión pudieron alimentar a los volcanes activos. Su parte superior o techo tiene forma cóncava irregular. Su composición es bastante homogénea, están constituidos generalmente por granitos o granodioritas (combinación de granito y diorita).
- *Lacolitos, lopolitos, facolitos y diques*: son rocas intrusivas cuyos yacimientos son menos profundos. Se corresponden con rocas intrusivas hipoabisales que se hallan a profundidad media. Los *lacolitos* tienen forma lenticular y se introducen entre los estratos sedimentarios horizontales, tienen escaso espesor. Los *diques* y *filones* son formaciones más o menos lineales que atraviesan inclinada o verticalmente los estratos suprayacentes. Si las aberturas por las que emanan son circulares se denominan *ring-diques*.

Este tipo de rocas aparece en superficie cuando la erosión dismantela las rocas sedimentarias que las recubrían. Originariamente se encontraban como intrusiones entre y debajo de las rocas sedimentarias.

Composición

Las rocas eruptivas están compuestas esencialmente por sílice (SiO_2), tanto si ésta se halla de forma libre, es decir, formando cuarzo, como si se encuentra combinada en silicatos de otros minerales, fundamentalmente de hierro, aluminio, magnesio, calcio, sodio y potasio.

Esta composición permite diferenciar entre rocas *ácidas*, si la cantidad de sílice supera el 60%. Si contiene entre un 60 y un 50% se les denomina *neutras* o *intermedias*, y si poseen menos del 50% se consideran *básicas*. Si la cantidad disminuye a menos de un 45% se trata de rocas *ultrabásicas*. Su coloración también varía según se trate de rocas eruptivas con silicatos de aluminio, calcio, potasio y calcio, que son ácidas y de color

blanco o claro, mientras que las básicas suelen ser oscuras y compuestas por silicatos de magnesio o de hierro. Esa coloración variará su resistencia a los agentes meteorológicos ya que se calientan y enfrían a diferente velocidad.

El elemento fundamental de estas rocas es la sílice, tanto en estado libre, formando el cuarzo, como en forma de silicatos en los que se une a óxidos de aluminio, hierro, magnesio, calcio, sodio y potasio, fundamentalmente.

Principales rocas intrusivas

Un criterio diferenciador dentro de las rocas intrusivas es su color. Las de color claro son típicamente continentales y, al estar compuestas fundamentalmente por sílice y aluminio, se les denomina también *siálicas*; la más abundante en la naturaleza es el *granito*, roca de grano grueso formada por cuarzo, feldespato y mica. Las de color oscuro están compuestas fundamentalmente por sílice y magnesio por lo que se les llama también rocas *simáticas*. Se cree que forman la capa superior por debajo de las cuencas oceánicas. Las más características son el *gabro* y el *basalto*, la primera está formada por granos gruesos de feldespato y minerales ferromagnesianos oscuros, la segunda tiene la misma composición, pero sus granos son finos.

2.2.2. Extrusivas, efusivas o volcánicas

Origen

Las rocas extrusivas se originan por un enfriamiento brusco del magma incandescente cuando sale a superficie, lo que provoca que no dé tiempo a que se formen cristales parcial o totalmente.

Formas de yacimiento

Las rocas volcánicas generalmente afloran en superficie formando corrientes o *coladas*, *conos*, *necks* y *agujas*. Resultan de la solidificación de lavas que fluyeron sobre la superficie terrestre. También forman *chimeneas*, resultado de las

rocas que rellenan los cráteres de los volcanes. Las *cenizas*, *lapilli* y otros materiales que emiten los volcanes se depositan formando sedimentos, por lo que presentan una apariencia similar a las de las rocas sedimentarias.

Composición

Como las intrusivas, son rocas formadas fundamentalmente por minerales silicatados. El cuarzo, los feldespatos y, sobre todo, los minerales ferromagnesianos oscuros son sus principales componentes; estos últimos son los que les confieren su color gris oscuro o negro tan característico.

Principales rocas extrusivas

La principal roca extrusiva es el *basalto*. Es una roca sólida y de color negro. Es la más común en la corteza terrestre y cubre la mayor parte del fondo oceánico. Está compuesto por abundantes minerales oscuros como el piroxeno y la olivina que son las que le confieren ese color oscuro. También contiene minerales de color claro como el feldespato y el cuarzo. Otras, también importantes, son la *andesita* y la *riolita*.

2.3. Rocas sedimentarias

Son rocas que se forman en superficie, por lo que son conocidas también por la denominación de *exógenas*, en contraposición a las formadas en el interior, llamadas *endógenas*. Su característica fundamental es su disposición en estratos, cuyo espesor recibe el nombre de potencia. Una circunstancia muy importante en estas rocas es la abundante presencia de fósiles.

Origen

Su origen es externo. Para que se formen estas rocas se requiere una acumulación de residuos procedentes de la destrucción de otras preexistentes, por medio de cualquiera de los agentes erosivos, como los ríos, los glaciares, el viento, el mar, etc. o bien por acumulación de ciertos organismos. Tras la acumulación de los materiales transportados por estos agentes, por regla general, en zonas marinas poco profundas, aunque también existen depósitos de tipo subaéreo o continental, de tipo lacustre o de gran-

des fondos marinos, tienen lugar los procesos denominados de diagenización o litificación, consistentes en la compactación, recristalización y cementación de los residuos, mediante los que las rocas adquieren coherencia. Ese diferente origen permite su clasificación en otros tres grandes grupos:

1. Rocas *detríticas*. Constituidas por fragmentos y granos provenientes de otras rocas y cuyo denominación difiere según la talla de sus componentes:

- *Ruditas*. Los elementos que las componen miden más de 2 mm;
- *Arenitas*. Están formadas por elementos de más de 2 mm y 50 micras;
- *Pelitas*. Su granulometría tiene un tamaño inferior a las 50 micras.

Pueden estar consolidadas, formadas por granos cementados (areniscas) o no, sus granos aparecen sueltos, (arenas).

2. Rocas de *origen químico*. Están formadas por precipitación de elementos que se disuelven y que, al provenir de la disolución de otras rocas, han sufrido un transporte de mayor o menor distancia. La precipitación se produce en un medio acuático, tanto sea lacustre o marino. Los carbonatos dan lugar a la formación de las rocas llamadas *carbonatadas*, los sulfatos y los cloruros a las denominadas rocas *salinas*, y la sílice a las rocas *silíceas*. El proceso se puede producir por: precipitación de sustancias disueltas, por ejemplo, sal sódica; por disolución de una roca, quedando sólo los elementos no solubles, como la arcilla de descalcificación; por reacción química que transforma una sustancia en otra, es el caso de la caliza que se convierte en dolomía.

3. Rocas de *origen orgánico*. Son las que están constituidas por restos orgánicos, así como por la actividad directa de organismos vivos. Dentro de ellas podemos distinguir: *rocas calcáreas*, relacionadas con organismos que fijan o segregan carbonato cálcico; *rocas silíceas*, se relacionan con aquellos organismos que están capacitados para segregar sílice, y rocas *carbonosas* o *carbonatadas*, que se derivan de la acumulación de restos orgánicos vegetales que han sido sometidos a un proceso de carbonización.

Formas de yacimiento

La característica fundamental de las rocas sedimentarias es su *estratificación*, o disposición en *estratos*, en la que las encontramos. A esa característica hay que añadir otras, como la presencia de grietas de desecación, de rizaduras, de nódulos, de concreciones, de geodas, de fósiles y el color. Por su procedencia, al ir acumulándose, se disponen en estratos, del latín *stratum*, cosa extendida. Un *estrato* es la unidad de sedimentación limitada por dos planos estratigráficos subrayados por planos de discontinuidad. El distinto espesor nos indica las condiciones en que se sedimentó cada depósito. Un medio tranquilo, como un lago, origina una *sedimentación horizontal*; una acumulación en una pendiente da lugar a una *estratificación oblicua* o *inclinada*. Cuando el agente responsable de la sedimentación sufre cambios de fuerza o de dirección tiene lugar una *estratificación entrecruzada*.

La *Estratigrafía* estudia los estratos, los describe y establece un orden de sucesión cronológica a escala terrestre. Se llaman discontinuidades a las interrupciones en una serie estratigráfica, éstas pueden ser lagunas o discordancias. Cuando la sedimentación tiene lugar sin interrupción origina una *estratificación concordante*, en la que todos los estratos son paralelos. Su interrupción crea una *laguna estratigráfica*. Se expresa por una *discordancia* que se traduce en que el grupo de estratos superiores se apoya en el grupo de los inferiores mediante una superficie de erosión. Si durante la sedimentación tuvieron lugar deformaciones tectónicas se pudo producir una *discordancia angular* (figura 7.6).

Debido a su distinto origen, las rocas sedimentarias presentan diferentes formas de yacimiento:

- Las *detríticas*, depósitos mecánicos procedentes de otras rocas erosionadas por el viento, la lluvia, los glaciares, los ríos, el mar, etc.,

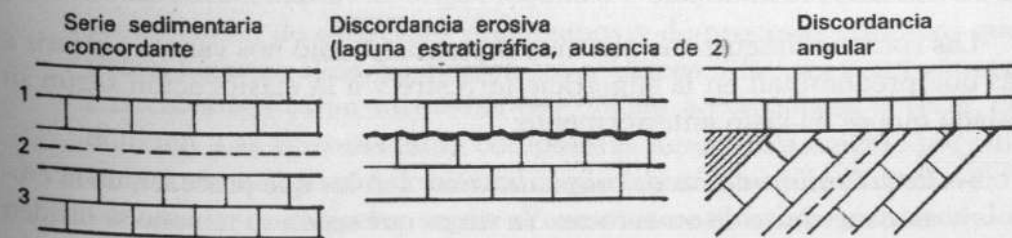


Figura 7.6. Series sedimentarias y tipos de discordancia.

aparecen por lo general en zonas marinas poco profundas, aunque también existen depósitos subaéreos o continentales, de tipo lacustre y de grandes fondos marinos.

- Las de *origen químico* se forman dentro de un medio acuoso que contiene soluciones de minerales concentrados que posteriormente, por una serie de procesos químicos, reaccionan o precipitan.
- Las de *origen orgánico o bioquímico* proceden de la actividad vital de diferentes organismos. Su consolidación está en función de la acumulación de los seres vivos y de procesos químicos que tienen lugar en ella.

Composición

Una de las principales características de las rocas sedimentarias es la gran variedad existente en su composición. No en vano, al proceder de otras rocas u organismos recogen los componentes de aquéllas de las que proceden, aunque en proporciones diferentes que en las originales. Según su composición química, se clasifican en dos grupos fundamentales: rocas *silíceas*, cuyo elemento principal son los silicatos de aluminio que forman la arcilla, y rocas *calcáreas*, formadas fundamentalmente por caliza acompañada a veces de dolomía. Menos importancia tienen, desde el punto de vista del relieve, las rocas *carbonosas o carbonatadas* (carbones e hidrocarburos) y las *salinas* (yesos y sales sódicas, potásicas y magnésicas). Sin embargo, desde el punto de vista económico, su valor es extraordinario.

Principales rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias son muy numerosas, sólo nos vamos a referir a las que predominan en la superficie terrestre y a la clasificación según su origen que se ha visto anteriormente:

- *Rocas sedimentarias de origen detrítico*: son las que proceden de la erosión mecánica de otras rocas. Ya vimos que según su tamaño se dividen en: *ruditas*, sus fragmentos son superiores a 2 mm, *arenitas*, el tamaño aquí está entre 2 y 1/16 mm, y *pelitas*, si miden menos de 1/16 mm.

- *Ruditas*, suponen un transporte corto y realizado por aguas corrientes canalizadas. Aparecen sueltas o compactas, éstas son muy abundantes y se denominan *conglomerados*; son rocas coherentes compuestas por granos groseros y un material cementante. Si los granos son redondeados se denominan *puddings* y si son angulosos, *brechas*. Las ruditas no cementadas se denominan *graveras* si se trata de cantos rodados y *guijarros* cuando son angulosos.
- *Arenitas*. Las más abundantes son *arenas* y *areniscas*. Las primeras provienen de la disgregación de rocas granudas y sus componentes están sueltos. Las segundas son compactas pues han sido sometidas al proceso de litificación.
- *Pelitas*. Son las de menor tamaño. Según éste se dividen en *limonitas* (1/16 a 1/64 mm) las más características son el *limo* y el *loess* y *lutitas* (menos de 1/64) de las que las más importantes son las *arcillas* y las *margas*.
- *Rocas sedimentarias de origen químico*. Se forman en un medio acuoso y se dividen en *carbonatadas*, *silicosas* y *evaporitas o salinas*.
 - *Carbonatadas*. Las más importantes son la *caliza* (CO_3Ca) y la *dolomía* ($(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$). Ambas reaccionan con el clorhídrico, la primera en frío y la segunda en caliente.
 - *Silicosas*. Las más importantes son el *ópalo* (sílice amorfa), la *calcedonia* (sílice fibrosa) y el *sílex*.
 - *Evaporitas o salinas*. Las más importantes son: el *yeso* (sulfato cálcico hidratado) la *anhidrita* (sulfato cálcico) y la *halita* (Cloruro sódico).
- *Rocas sedimentarias de origen orgánico o bioquímico*. Proceden de la acumulación de diferentes organismos y de procesos químicos que tienen lugar en ellos. Se dividen en: *calcáreas*, *silicosas* y *carbonosas*. Las calcáreas están formadas por calcita acompañada a veces de dolomía. Las silicosas están compuestas fundamentalmente por silicatos, como el silicato de aluminio que forma la arcilla. Entre las carbonosas las principales según el contenido en carbón y su cronología son: *turba*, contiene menos del 50% de carbono y se formó en el Cuaternario; *lignito*, contiene entre el 50 y el 75% de carbono y se

formó en el Secundario y Terciario; *hulla*, el contenido en carbono es de 75 a 95% y su formación data del Primario y *antracita*, es la más rica en carbono, puede contener del 95 al 100% y su datación es también del Primario.

2.4. Rocas metamórficas

A las rocas metamórficas se les conoce también como estratocristalinas por la disposición de los minerales con la que aparecen.

Origen

Las rocas sedimentarias o plutónicas de las que provienen sufren alteraciones de tipo físico al encontrarse en lugares en los que se ven obligadas a soportar grandes presiones y elevadas temperaturas. Los tipos de procesos a los que se ven sometidas son los siguientes:

- *Dinamometamorfismo*, proceso debido a la acción de esfuerzos consecuencia de los movimientos tectónicos; es poco frecuente y algunos autores no lo consideran un verdadero metamorfismo.
- *Metamorfismo de contacto*, en este caso el proceso es debido a la proximidad de las rocas originarias a una masa de magma emergido. Sus márgenes forman una aureola, que puede alcanzar un espesor de centenares de metros, en los que se producen cambios en la composición mineralógica de las rocas preexistentes.
- *Metamorfismo regional*, aquí las rocas que se hallan en el fondo de un geosinclinal (cuenca de sedimentación marina alargada y profunda, en la que se acumulan grandes espesores de sedimentos, cuyo peso provoca un hundimiento lento del fondo) se ven sometidas a fuertes presiones y elevadas temperaturas. Según a la profundidad en que tenga lugar el proceso, las condiciones cambian y las rocas resultantes difieren. En las capas superiores, predominan las deformaciones mecánicas y abundan los minerales hidratados; en las capas intermedias, se producen recristalizaciones debidas a la acción de la presión y, por último, en las capas inferiores, en las que la temperatura es más elevada, son predominantes los cambios químicos.

Formas de yacimiento

Las rocas metamórficas las encontramos en las zonas que han sufrido plegamientos antiguos o modernos y en las proximidades de las grandes masas graníticas. Generalmente, presentan una estructura en la que los minerales aparecen en capas de pequeño espesor, denominada estructura pizarrosa. En otros casos conservan la estructura de la roca de la que proceden.

Presentan minerales en estado cristalino; con frecuencia, se encuentran minerales accesorios característicos que sólo se forman en estas condiciones. Aparecen en las zonas próximas a plutones y otras formas de rocas eruptivas formando aureolas de contacto.

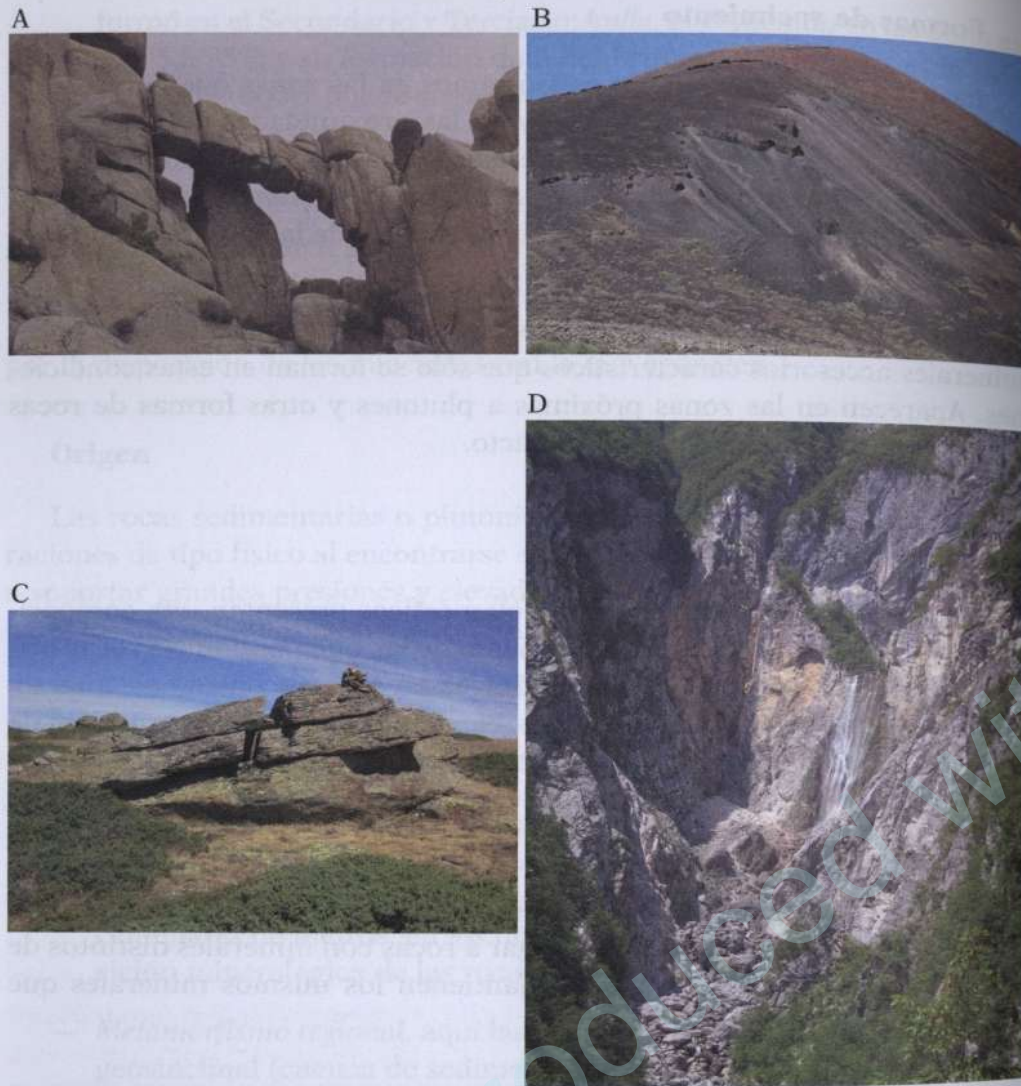
Composición

Al proceder de otras rocas, las metamórficas presentan una composición química y mineralógica dependiente de las que poseían las rocas originarias. Si provienen de rocas plutónicas en ellas encontramos, cuarzo, feldespato, mica, anfíboles, peridotitos, etc. Si por el contrario, proceden de otras rocas sedimentarias pueden contener calcita, dolomía, sílice, óxidos de hierro y carbono, etc. A veces, los cambios sufridos son tan fuertes que las rocas resultantes no parecen tener relación con las originarias. Generalmente, se distinguen de sus rocas primitivas por caracteres mineralógicos y estructurales que son consecuencia de una recristalización con aporte magmático o sin él, dando lugar a rocas con minerales distintos de las de procedencia y a otras que mantienen los mismos minerales que aquéllas.

Principales rocas metamórficas

No vamos a referirnos a todas las rocas metamórficas, sino que sólo nos fijaremos en las más abundantes.

Neis. Procede de la metamorfización del granito y tiene su misma composición: cuarzo, feldespato y mica, pero, en este caso, la disposición de los cristales es diferente, ya que aparecen formando microestratos alternantes de cuarzo y feldespato por una parte y de mica por otra.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 7.7. Algunos tipos de rocas. A) Eruptivas intrusivas: granito. B) Eruptivas efusivas: materiales volcánicos. C) Metamórficas: Neis y D) Sedimentarias: caliza.

Mármol. Es la roca metamórfica que procede de la caliza. Está formada por amalgama de cristales de calcita. Las impurezas son las que le confieren el distinto color al mármol.

Cuarcita. Procede de las areniscas silicosas en las que la sílice cementante sufre una recristalización.

Esquisto. Es una arcilla en la que la metamorfización no ha sido todavía muy importante. Se caracteriza por su hojiosidad y porque no posee ya el carácter plástico de las arcillas.

Pizarra. Es un esquisto ya mucho más metamorfizado. En estas rocas la hojiosidad es menos neta que en el esquisto.

2.5. El ciclo de las rocas

Cada tipo de roca no es independiente de los demás, sino que existe una evolución y relación estrecha por la que una roca puede transformarse en otra de igual o diferente composición química. Con el tiempo, y alterando las condiciones por una serie de procesos, cualquiera de los tipos de roca puede cambiar en otra. En el gráfico de la figura 7.8, se ha representado el ciclo de las rocas en el que se observa cómo, desde el magma hasta llegar a él de nuevo, tienen lugar una serie de procesos (cristalización, intemperismo, erosión, litificación, metamorfismo y fusión) que pueden transformar unas rocas en otras. Las flechas interiores indican que puede no darse el ciclo completo y que una roca metamórfica, atacada por los agentes externos (meteorización) puede originar, tras su transporte y sedimentación por los agentes de la erosión, y su posterior litificación, una roca sedimentaria. O bien, una roca ígnea, tras un proceso de metamorfismo, se convierte en metamórfica sin haberse puesto siquiera en contacto con los agentes de la meteorización.

Se debe tener presente también que los sedimentos y las rocas sedimentarias están igualmente expuestos a los agentes externos y pueden ser transformados en nuevos sedimentos. En síntesis, el ciclo de las rocas demuestra que los materiales terrestres no se crean ni se destruyen, sólo se transforman, respondiendo a las diferentes formas de energía.

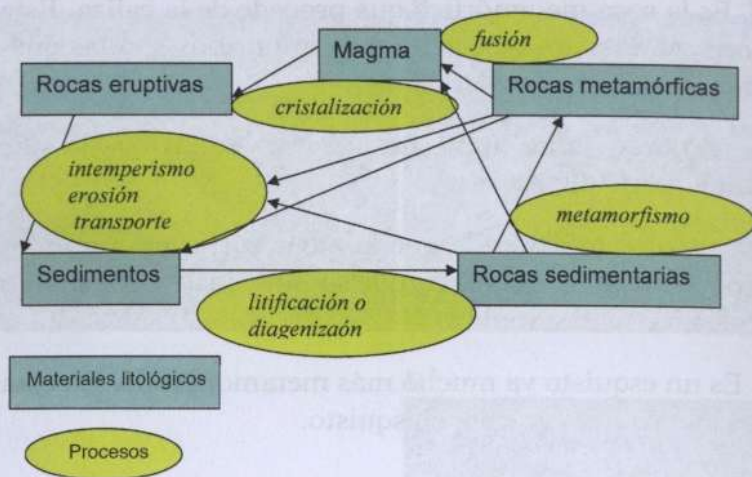


Figura 7.8. El ciclo de las rocas.

2.6. Propiedades de las rocas

Algunas propiedades de las rocas van a influir de forma decisiva en las formas de relieve, puesto que condicionan la acción, tanto de las fuerzas endógenas como de los agentes externos.

Desde el punto de vista geográfico, interesa conocer las propiedades que harán que las rocas tengan una u otra respuesta ante las fuerzas internas o tectónicas (elasticidad) y ante las fuerzas externas o erosión (resistencia).

2.6.1. Respuesta de las rocas ante los esfuerzos tectónicos

A una cierta profundidad, en las zonas estables de la corteza, las rocas se hallan sometidas a una presión, igual en todas las direcciones, denominada presión litostática, ante la cual las rocas no se deforman. Sin embargo, en zonas inestables de la corteza, donde existen fuerzas no equilibradas, la presión litostática no es igual en todas las direcciones y la roca se deforma en el sentido del mayor empuje.

Las rocas están pues sometidas a presiones que, mientras están equilibradas, no producen deformaciones en ellas, pero cuando se rompe ese equilibrio producen la deformación de la roca, pudiéndose distinguir dos etapas:

1. En un primer momento, aunque aumente rápidamente la fuerza, la deformación es pequeña e incluso, si cesase el empuje, se volvería a la situación inicial. A ello se le llama *dominio elástico* de la roca.
2. A partir de un cierto nivel de esfuerzo o empuje, la deformación aumenta más rápidamente con muy poco empuje y, aunque cesase éste, ya no se volvería a recuperar la posición inicial. A ello se le denomina *dominio plástico* de la roca.

Cada tipo de roca presenta una relación peculiar entre esfuerzo y deformación. Hay rocas que tienen un umbral de plasticidad muy bajo; con poco esfuerzo se alcanza en ellas el dominio plástico. Sin embargo, el punto de ruptura se alcanza difícilmente. De este tipo son las rocas sedimentarias como las arcillas, las pizarras, etc., que tienden a dar relieves plegados, que se verán más adelante. Otras rocas tienen un umbral de plasticidad alto, apenas se deforman, pues antes de llegar a deformarse se fracturan. Son las rocas eruptivas y metamórficas, fundamentalmente, que tienden a dar relieves fallados, que veremos posteriormente.

Este diferente comportamiento de las rocas ante los esfuerzos internos se plasma en las formas de relieve, pues en áreas dominadas por rocas eruptivas o metamórficas encontraremos estructuras fracturadas o falladas, mientras que en áreas dominadas por rocas sedimentarias encontraremos estructuras horizontales, si no han sufrido empujes y estructuras inclinadas o plegadas si los han sufrido.

2.6.2. Respuesta o resistencia de las rocas a la erosión

Según sus propiedades, derivadas fundamentalmente de su composición, las rocas ofrecen mayor o menor resistencia a la erosión. La mayor o menor facilidad que presentan las rocas para la fracturación está en estrecha relación con sus propiedades físicas. Éstas son:

- La *cohesión*, propiedad que poseen algunas partículas sólidas para tender a unirse entre sí y formar agregados. Si es fuerte, la roca será dura o resistente a la erosión, por ejemplo, la arenisca; si la cohesión es débil, la roca será blanda o poco resistente a la erosión, por ejemplo la arena de la playa.

- La *homogeneidad*, si la roca está compuesta por un sólo mineral o compuesto, es decir, cuando es homogénea, es más resistente a la erosión que si está formada por dos o más minerales, o es heterogénea. Por ejemplo, una arenisca, que es una roca homogénea, es más resistente a la erosión que el granito, que es una roca heterogénea, formada por cuarzo, feldespato y mica.
- El *grado de masividad*, cantidad de roca por bloque uniforme, influye en la resistencia a la erosión. Las rocas masivas, por lo general, son más resistentes a la erosión que las que no lo son. Por ejemplo, la caliza, roca masiva, es más resistente a la erosión que las pizarras, que son menos masivas, ya que su estructura hojosa las hace más débiles.
- La *permeabilidad*, posibilidad que tienen los fluidos, principalmente el agua, de pasar a través de ellas, las hace más o menos resistentes a la erosión. El grado de permeabilidad varía desde las permeables, como las arenas, hasta las impermeables, como las arcillas.

Entre las propiedades químicas, una de las más importantes es la *solubilidad*, facilidad que tienen las rocas para disolverse, generalmente en agua. Hay rocas, por ejemplo la caliza, que son insolubles en agua, pero se disuelven con gran facilidad en agua acidulada, o sea, en agua cargada de CO₂.

En general, podemos decir que, de entre todas las rocas, las eruptivas (ígneas) son las más resistentes a la erosión y las sedimentarias las que menos, ocupando las metamórficas un lugar intermedio, según su mayor o menor grado de metamorfismo.

Otro elemento a tener muy en cuenta es el *clima* (tema 12), pues afecta a la resistencia de los distintos materiales atacados por los procesos erosivos. En climas húmedos de latitudes medias, el granito es más resistente a la erosión que la caliza, sin embargo, en climas áridos, ésta es menos resistente que el granito.

3. LAS UNIDADES ESPACIO-TEMPORALES DE LA GEOLOGÍA

Los conceptos de espacio y tiempo son de suma importancia, si hemos de intentar comprender cualquier suceso geológico y geomorfológico terrestre. Junto con ellos, la energía que se manifiesta en los mismos, es el tercer aspecto que debemos considerar en todo fenómeno o proceso que tiene lugar en el globo terrestre.

Al estudiar la Tierra, se ha de tener presente, en primer lugar, su magnitud. El esfuerzo que ha de realizarse es considerable pues no se puede olvidar que en ese espacio se encuentra incluido el interior terrestre. Ese interior no es visible y en él radica toda la energía con la que se producen la mayor parte de los procesos cuyas manifestaciones tienen lugar en la superficie terrestre. Para estudiarlo, se han de utilizar métodos indirectos como: la observación del comportamiento de las ondas sísmicas, de las ondas producidas por explosiones nucleares, etc. Actualmente se está avanzando cada día más en el conocimiento de esta energía interna de la Tierra para tratar de aprovecharla en el consumo energético.

3.1. Las unidades espaciales: órdenes

Las formas de relieve, estructurales y de modelado, precisan de varias escalas de observación para su estudio. La escala espacial implica tanto a las características de los procesos como a la de las formas que resultan de los mismos. Según la escala, pueden determinarse diferentes niveles de generalización, así como identificar distintos problemas. Si el tamaño del área objeto de estudio cambia, las técnicas de análisis empleadas deben también cambiar. Las formas del relieve tardan en formarse desde unos minutos hasta decenas o centenas de millones de años (por ejemplo de una rizadura en una duna a la formación de una gran cordillera). A periodos de tiempo diferentes y a escalas espaciales distintas, se aplican principios diferentes. Al aumentar las dimensiones del hecho a estudiar, los métodos de estudio han de ser más generales. Es pues muy conveniente establecer un orden espacial para el estudio de los sistemas naturales, desde unidades de grandes dimensiones, millones de kilómetros cuadrados de extensión, a unidades milimétricas o todavía menores. En el cuadro 7.1. se presenta una clasificación de escalas de unidades de paisaje según López Bermúdez (1992).

3.2. Las unidades temporales: eras y periodos

Para poder situar en el tiempo, tanto un acontecimiento como un proceso, los geólogos comenzaron a delimitar la historia de la Tierra en etapas sucesivas, con un valor relativo, sobre todo en sus límites, dada la gran

Cuadro 7.1. Unidades geológicas espaciales.

Clasificación de escalas de unidades espaciales			
Orden o magnitud	Área aproximada (km ²)	Período de permanencia aproximado (años)	Ejemplos
I	≥ 10 ⁷	10 ⁹	Continentes, placas, cuencas oceánicas, zona tropical, etc.
II	10 ⁶	10 ⁸	Grandes conjunto morfoestructurales: escudos, macizos, cordilleras, depresiones tectónicas, bosque tropical lluvioso, etc.
III	10 ⁵	10 ⁷	Grandes unidades morfoestructurales como la Cuenca del Ebro, Meseta Ibérica, Pirineos, C. Béticas, Jura, Ergchech, Mar Negro, Lake District, etc.
IV	10 ⁴	10 ⁶	Unidades originadas por procesos de erosión/deposición a amplia escala: grandes valles, deltas, playas a lo largo del litoral. Unidades de relieve de extensión regional: Sierras de Espuña, Segundera, Mágina. Unidades tectónicas sencillas: Fosas del Guadalentín, Lozoya, etc.
V	10 ³	10 ⁶ -10 ⁴	Unidades de erosión/deposición de escala media: pequeños valles, terrazas fluviales, llanos de inundación, conos aluviales, circos glaciares, morrenas, páramos, etc.
VI	10 ²	10 ⁵ -10 ³	Unidades de erosión/deposición a escala pequeña, paisaje de badlands, campos de lapiaces. Anticlinales y sinclinales individuales, Volcán, etc.
VII	10	10 ⁴ -10 ³	Colinas, canales de cursos de agua. Piso de montaña, clima local (umbría y solana), etc.
VIII	10	10 ³ -10 ²	Ladera, tor, colada de barro, cárcavas, microclima, pequeño escarpe, etc.
IX	10 ⁻⁶	10-10 ⁻¹	Rizaduras de arenas originadas por el viento o por el agua, suelos poligonales, lóbulos de soliflucción, etc.
X	10 ⁻¹²	10 ⁶ -10 ⁻³	Microrrugosidad representada por el diámetro de pequeños cantos y granos de arena, porosidad de un suelo, detalles de corrosión, etc.

Fuente: Geografía Física. LÓPEZ BERMÚDEZ, F. et al. (1992), pág. 36.

magnitud del tiempo geológico. La datación puede hacerse de dos modos; en un caso se atiende a un orden secuencial, es decir, qué tuvo lugar antes y qué después, se trata de la datación relativa. En el otro, si se necesita precisar el tiempo transcurrido desde que tuvo lugar el fenómeno, se acude a la datación absoluta por medios radiactivos (carbono 14, plomo 206, 207, 208, torio 230, protactinio 231, potasio 40-argón, rubidio 87, estroncio 87 y cesio 137).

La Geología histórica obtuvo un gran impulso gracias al descubrimiento de la importancia de los fósiles para el establecimiento de serie estratigráficas. Según ello se dividió la historia de la Tierra en dos grandes unidades, el *Fanerozoico* en la que existe vida en el planeta y el *Azoico*, en la que no existe. En 1972, en el Congreso Geológico Internacional de Montreal, se establecieron cinco unidades geocronológicas y cronoestratigráficas que se recogen en el cuadro 7.2.

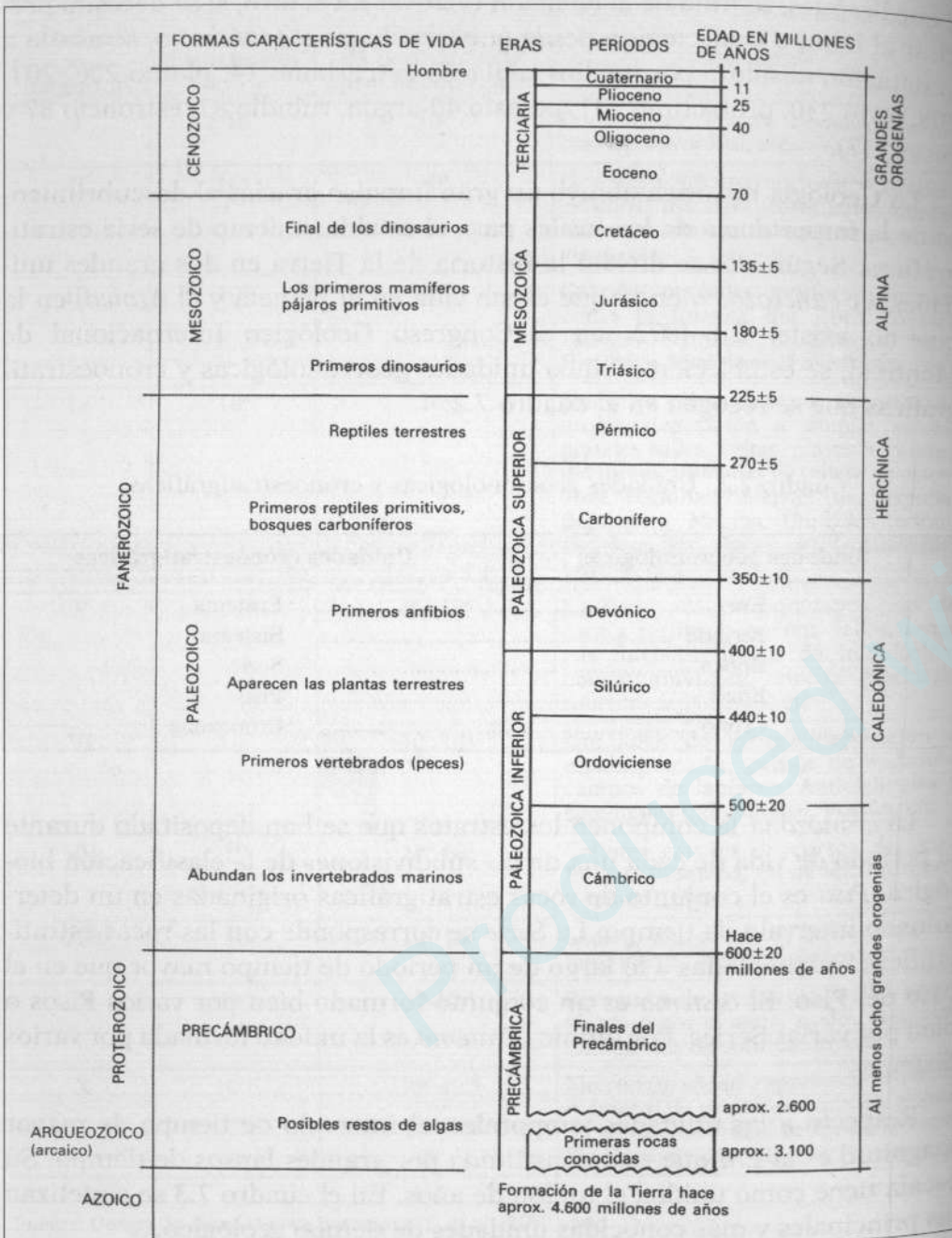
Cuadro 7.2. Unidades geocronológicas y cronoestratigráficas.

Unidades geocronológicas	Unidades cronoestratigráficas
Era	Eratema
Período	Sistema
Época	Serie
Edad	Piso
Crono	Cronozona

La *cronozona* la componen los estratos que se han depositado durante el periodo de vida de cada una de las subdivisiones de la clasificación biológica. *Piso* es el conjunto de rocas estratigráficas originadas en un determinado intervalo de tiempo. La *Serie* se corresponde con las rocas estratigráficas sedimentadas a lo largo de un periodo de tiempo mayor que en el caso del *Piso*. El *Sistema* es un conjunto formado bien por varios *Pisos* o bien por varias *Series*. Por último, *Eratema* es la unidad formada por varios *Sistemas*.

Respecto a las unidades temporales, el intervalo de tiempo de mayor magnitud es la *Era* que está constituida por grandes lapsos de tiempo. Su escala tiene como unidad el millón de años. En el cuadro 7.3 se sintetizan las principales y más conocidas unidades de tiempo geológico.

Cuadro 7.3. Columna geológica con grosores en proporción al tiempo y eras, períodos y grandes orogenias.



Las *Eras* se caracterizan por el tipo de vida orgánica que existía en el planeta. Ya se ha mencionado que la existencia o no de vida constituía los dos grandes periodos de *Fanerozoico* y *Azoico* respectivamente. La primera Era que se establece es el Precámbrico, que se divide a su vez en Proterozoico y Arqueozoico. La aparición, hace varios centenares de millones de años, de formas de vida cada vez más organizadas, dará origen al Fanerozoico (con vida evidente). Se divide a su vez en Paleozoico (vida antigua), Mesozoico (vida intermedia) y Cenozoico (vida reciente). Las *Eras* se dividen a su vez en *Períodos*, que corresponden en general a importantes perturbaciones en la corteza terrestre. Éstos a su vez se subdividen en unidades menores.

La primera gran clasificación, todavía presente en algunos textos, dividía el Fanerozoico en las Eras Primaria, Secundaria, Terciaria y Cuaternaria. Estas dos últimas se engloban hoy en la era denominada Cenozoica y sus tiempos han pasado a considerarse como Períodos. El resto de esos períodos se denominan con el nombre de la región en que las rocas correspondientes a su edad fueron reconocidas y estudiadas por primera vez: Jurásico (montes del Jura franco-suizo), Pérmico (región de Perm, antigua URSS), Devónico (Devonshire, Gran Bretaña), Cámbrico (nombre romano del País de Gales); Silúrico y Ordovícico (nombres de tribus celtas que habitaban el país de Gales). En otros casos, el nombre se debe al de la roca más característica de ese periodo en una región determinada: así el Cretácico debe su nombre a la creta, cuya raíz latina significa caliza, el Carbonífero se lo debe a los yacimientos de carbón que se formaron en él, el Triásico hace alusión a los tres tipos de rocas que caracterizan en Europa a este período (cuadro 7.3).

Ha de tenerse muy en cuenta la lentitud de los procesos geológicos, por lo que de otra manera es muy difícil comprender la formación de las montañas o de cualquier otro fenómeno geológico y la escasa importancia que tiene, en la escala temporal, la aparición de un ser vivo como el hombre en la Tierra. En comparación con la Historia de la Tierra, la Historia de la Humanidad es insignificante en el tiempo.

El aprendizaje de estas unidades cronoestratigráficas es de gran importancia para arqueólogos y prehistoriadores por la necesidad de datar los hallazgos de sus excavaciones.

4. LAS DEFORMACIONES TECTÓNICAS DE LA CORTEZA CONTINENTAL Y RELIEVES ASOCIADOS

La tectogénesis, es decir, el conjunto de procesos que dan lugar a deformaciones tectónicas en la corteza terrestre, es la responsable, mediante una serie de movimientos que afectan a las rocas, de la aparición de las estructuras del relieve.

4.1. Las estructuras de deformación, los pliegues

Un *pliegue* es una deformación tectónica producida por fuerzas tangenciales en compresión y que se traduce en una ondulación de los estratos rocosos. El pliegue puede ser *anticlinal* o *sinclinal*, ambos se suceden espacialmente, dando lugar a distintos *estilos tectónicos* de plegamiento.

Pliegue *anticlinal* es aquel cuya concavidad se orienta hacia el interior de la Tierra. Se caracteriza porque su núcleo está constituido por las rocas más antiguas de la serie plegada, de manera que a partir de él se van disponiendo las rocas más recientes.

Pliegue *sinclinal* es el que tiene su concavidad orientada hacia arriba, hacia el exterior, o bien, su convexidad hacia el interior terrestre. En él, el núcleo está formado por las rocas más recientes y, a partir de él, se van disponiendo las rocas hacia las más antiguas de la serie plegada.

4.1.1. Partes de un pliegue

Los pliegues, tanto anticlinales como sinclinales, quedan definidos por una serie de elementos: *charnela*, *flanco*, *plano axial* y *eje de plegamiento*.

- La *charnela* es la parte de máxima curvatura. En el pliegue anticlinal recto o vertical, la charnela coincide con la parte del mismo más elevada topográficamente, y en el sinclinal de iguales características, con la parte más baja del surco.
- El *flanco* es la superficie que une las charnelas anticlinal y sinclinal entre sí. Cada pliegue tiene dos flancos.

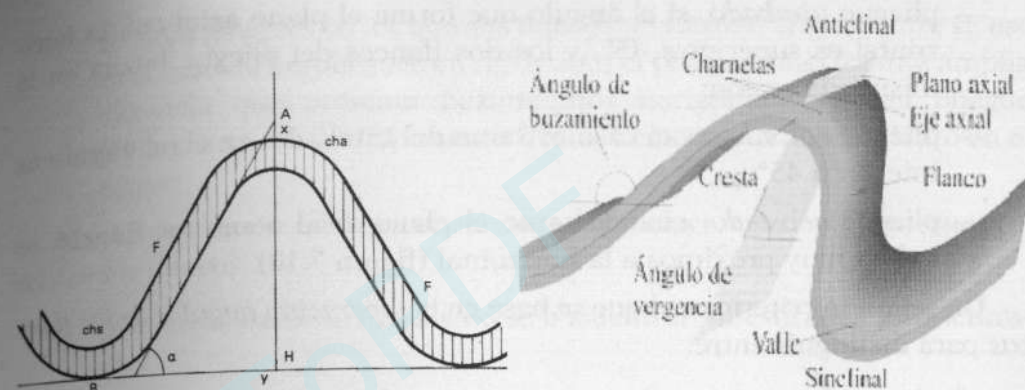


Figura 7.9. Partes de un pliegue. Cha: charnela anticlinal. Chs: charnela sinclinal. XY: eje del pliegue. BH: longitud de onda. AH: altura. a : ángulo de buzamiento. F: flanco. Según R. Coque en «Geomorfología» Pág. 32. y a la derecha una perspectiva del mismo.

- *Plano axial* es la superficie ideal que, pasando por la charnela, sirve de plano bisectriz (divide en dos partes iguales) al ángulo que forman los dos flancos.
- *Eje de plegamiento* es el que viene dado por la intersección del plano axial con una superficie horizontal. Su orientación traduce la del pliegue (figura 7.9).

4.1.2. Clasificación de los pliegues

Existen muchos criterios de clasificación de los pliegues y es muy difícil correlacionarlos para hacer una sola tipología.

Un primer criterio muy utilizado es la *inclinación del plano axial*, según el se puede distinguir:

- pliegue *vertical* o *recto*, cuando el plano forma un ángulo recto (90°) con la horizontal,
- pliegue *inclinado*, si el plano se encuentra inclinado respecto de la horizontal, pero ambos flancos buzando en distinta dirección;
- pliegue *en rodilla*, es una variante del inclinado, uno de los flancos tiene un buzamiento de 90° ;

- pliegue *tumbado*, si el ángulo que forma el plano axial con la horizontal es superior a 45° , y los dos flancos del pliegue buzan en la misma dirección;
- pliegue *volcado*, es el caso extremo del tumbado; en él, el ángulo es inferior a 45° ;
- pliegue *acostado*, cuando tanto el plano axial como los flancos se hallan muy próximos a la horizontal (figura 7.10).

Un segundo criterio es el que se basa en la *separación angular de los flancos* para distinguir entre:

- pliegue *laxo*: cuando la separación angular es superior a $30-45^\circ$;
- pliegue *agudo*: en este caso la separación entre los flancos es inferior a los valores anteriores $30-45^\circ$.

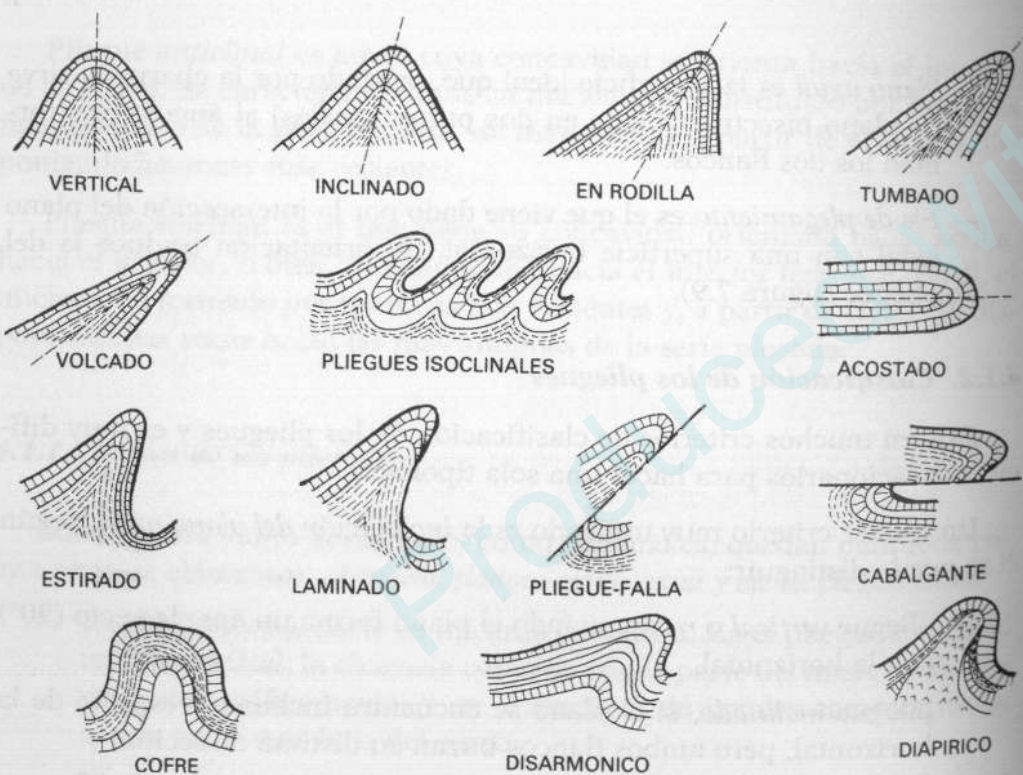


Figura 7.10. Tipos de pliegues, según R. Coque en «Geomorfología». pág. 32.

- Existen pliegues en los que sus flancos no forman ángulo entre sí, ese es el caso de los pliegues en *cofre*; aquí el pliegue muestra una amplia charnela que presenta buzamientos horizontales, y del pliegue *hongo*: cuya charnela presenta frecuentemente un hundimiento en el centro.

Un tercer criterio es el que se refiere a las variaciones de *espesor que presentan los flancos*:

- pliegue *isópaco*: sus capas no se encuentran ni estiradas ni fracturadas;
- pliegue *anisópaco*: presenta un estiramiento o fractura en uno de sus flancos. En este caso se pueden diferenciar:
- pliegue *estirado*, es aquel en el que el flanco invertido posee menor potencia que el normal;
- pliegue *laminado*, en este caso el flanco invertido se reduce a una lámina;
- *pliegue-falla*, se caracteriza porque el flanco invertido es una falla;
- pliegue *cabalgante*, es el caso extremo ya que supone un desplazamiento a partir del plano de fractura.

El cuarto criterio que se puede usar es la *longitud del pliegue*. Por él se diferencian:

- pliegue *largo*, su desarrollo longitudinal supera los 10 km;
- *braquipliegue*, su relación entre anchura y longitud es del orden $1/2$ ó $1/3$, siendo la longitud inferior a 10 km;
- *domo anticlinal* y *cupeta sinclinal*, cuando la relación anchura-longitud está próxima a $1/1,5$.

Por último, un quinto criterio diferenciador es el del *paralelismo de los estratos en profundidad*, eso nos permite distinguir entre:

- pliegue *armónico*: si los estratos dibujan una deformación con curvatura similar, debido a una competencia semejante (mayor o menor rigidez de las rocas)
- pliegue *disarmónico*: cuando los estratos no guardan paralelismo debido a contrastes de competencia. El ejemplo más representativo de este tipo de pliegues es el pliegue diapírico o *diapiro* (deformación



Figura 7.10a. Pliegue disarmónico.



Foto: M.ª José AGUILERA

Figura 7.10b. Pliegue sinclinal. Alhama de Aragón, Zaragoza.

de la corteza en forma de cúpula y de planta más o menos circular, debida a un ascenso de rocas plásticas y poco densas (halitas, yesos y otras sales) que extruyen alterando la disposición original de los materiales superpuestos (figura 7.10).

4.2. Las estructuras de dislocación, las fallas

Si las fuerzas tectónicas han actuado sobre materiales rígidos, o han superado el índice de plasticidad de los materiales afectados, el resultado de su acción es la fragmentación o fracturación de las rocas, con o sin desplazamiento vertical u horizontal de las mismas. Estas rupturas tienen lugar en todo tipo de rocas, aunque su frecuencia es mayor en las consolidadas y de carácter más rígido. Si existe desplazamiento de los bloques se denominan *fallas* y si sólo se han roto, se denominan *fracturas*. Las primeras suponen una desnivelación de los bloques afectados, en la vertical, con un bloque hundido y otro elevado, o un desplazamiento horizontal en el caso de las horizontales.

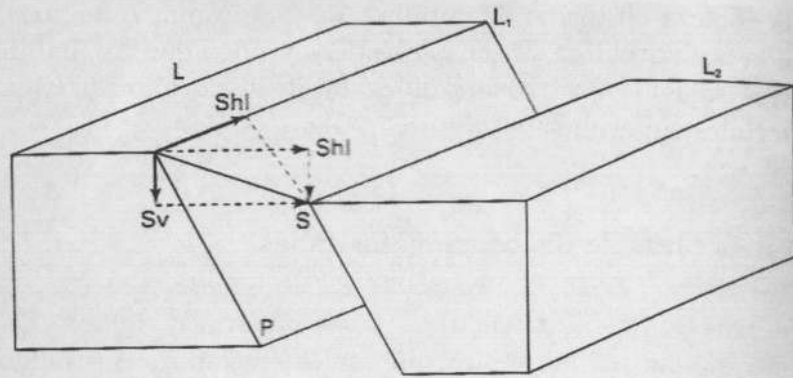
Las *fallas* se producen a consecuencia de movimientos tectónicos relacionados con fuerzas horizontales en tensión o en compresión, o con fuerzas de componente vertical. Según esto se producen distintos tipos de falla.

Cuando la falla afecta a series sedimentarias estratificadas provoca contactos anómalos, o discordancias, por falla.

4.2.1. Partes de una falla

En una falla encontramos distintos componentes: *Labios de falla o dovelas*, *plano de falla*, y *salto de falla*

- *Labios de falla o dovelas*, según se utilice terminología francesa o alemana. Son cada uno de los bloques desnivelados.
- *Plano de falla*. Superficie a través de la cual se realiza el desplazamiento de los bloques.
- *Salto de falla*. Es el valor de la desnivelación tectónica, es decir, la diferencia de altura existente entre el labio levantado y el labio hundido. (Vid figura 7.11).



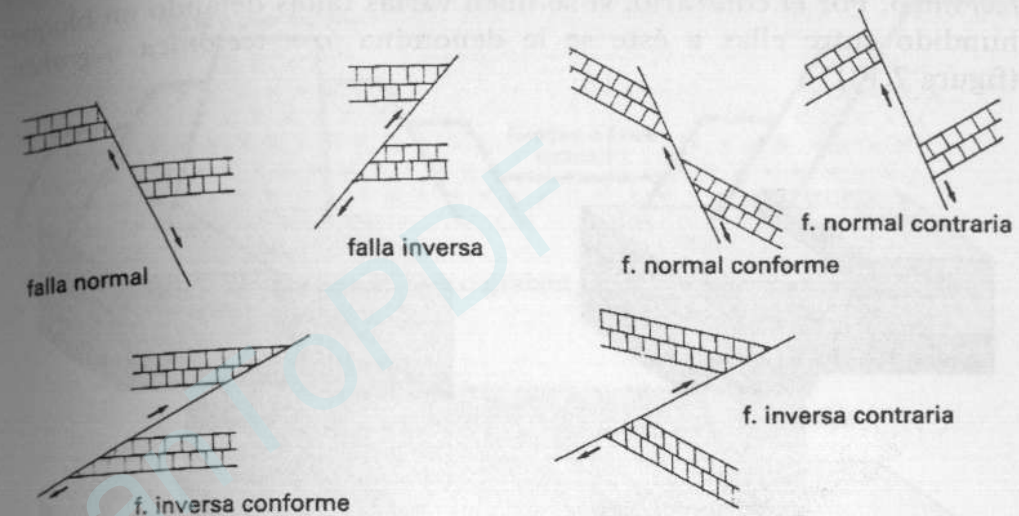
Según R. COQUE. «Geomorfología», pág. 34.

Figura 7.11. Elementos de una falla. P: plano de falla. L: labios o dovelas. L₁: labio levantado. L₂: labio hundido. Sv: salto vertical. Shl: salto horizontal lateral. Sht: salto horizontal transversal. S: salto resultante.

4.2.2. Clasificación de las fallas

Las fallas se clasifican en función de distintos criterios:

- Por la *dirección del buzamiento del plano de falla* respecto de los bloques:
 - *falla directa o normal*, las fuerzas en tensión que la originan inclinan el plano en dirección al bloque hundido,
 - *falla inversa*, en este caso son fuerzas en compresión y la inclinación se realiza hacia el bloque levantado,
 - *falla vertical*, el plano es perpendicular a la horizontal (figura 7.12).
- Según la *relación entre la dirección del buzamiento del plano de falla y la de los estratos*, cuando se trata de series estratificadas:
 - *falla conforme*, si el plano se inclina en la dirección de buzamiento de los estratos,
 - *falla contraria*, si el buzamiento del plano y de los estratos se oponen.



Según R. COQUE, en «Geomorfología», pág. 35.

Figura 7.12. Clasificación de las fallas.

- Por la *relación entre la orientación de la falla y la de las líneas de estratificación*:
 - *falla direccional*, si coinciden las líneas de estratificación y la orientación de la falla,
 - *falla transversal*, si el plano de falla corta de manera transversal la dirección de los estratos.

Las dos últimas clasificaciones no se pueden aplicar en el caso de rocas masivas pues carecen del elemento de referencia que son los estratos.

- *falla de desgarre, desenganche o de desplazamiento horizontal*, es un tipo especial de falla pues en ella el desplazamiento de los bloques no es vertical sino horizontal, por lo tanto no hay hundimientos ni elevaciones.

Las fallas también pueden aparecer asociadas como ocurría en el caso de los pliegues. La asociación de varias fallas que van elevándose hasta dejar un bloque más elevado entre ellas se denomina *horst* o *pila*.

tectónico. Por el contrario, si se unen varias fallas dejando un bloque hundido entre ellas a éste se le denomina *fosa tectónica* o *graben* (figura 7.13).

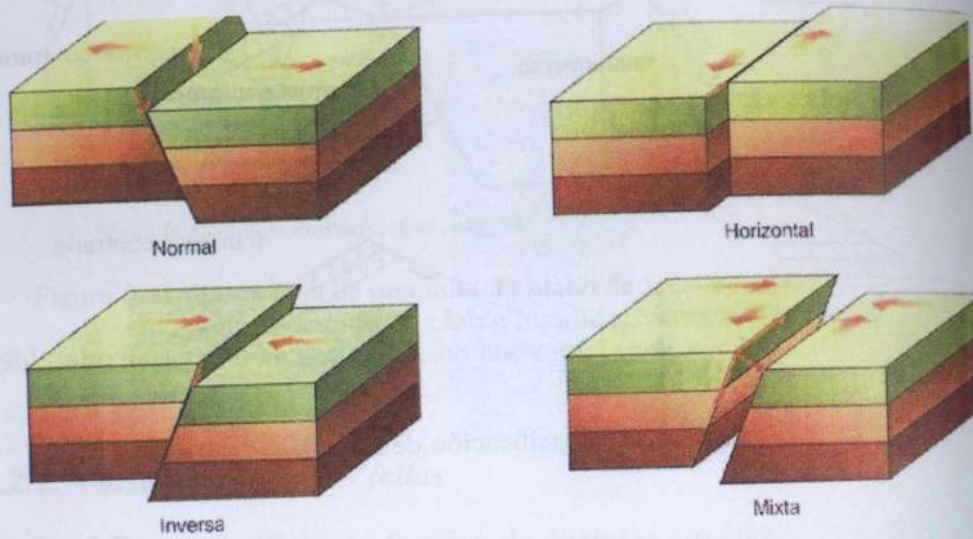


Figura 7.12a. Perspectivas de algunos tipos de falla.



Figura 7.12.b. Perspectivas de otros tipos de fallas.

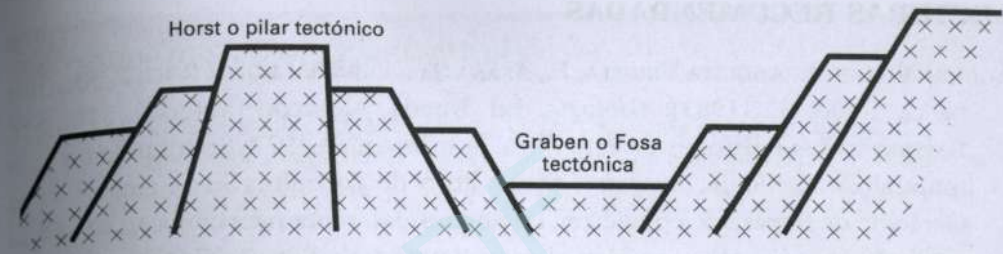


Figura 7.13. Fosa tectónica o graben y horst o pilar tectónico.



Figura 7.14. Falla en la realidad en la que se observa la discontinuidad por el salto entre los estratos.

LECTURAS RECOMENDADAS

- ÁGUEDA VILLAR, J., ANGUITA VIRELLA, F., ARAÑA SAAVEDRA, V., LÓPEZ RUIZ, J., SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1983): *Geología*. Ed. Rueda. Alcorcón (Madrid). 528 págs. Existen varias ediciones de este libro, la primera de 1977. Se trata de un gran manual de Geología, muy útil como libro de consulta. Sus ejemplos de la Geología de España lo convierten en un gran referente para conocer, no sólo la geología mundial sino también el caso concreto de España. Es un importante libro, donde apreciar otros puntos de vista en el estudio de este tema. En los capítulos 1, 4 y 8 pueden ampliar los aspectos tratados aquí.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F., RUBIO RECIO, J. M., CUADRAT, J. M. (1992): *Geografía Física*. Ed. Cátedra. 594 págs. Este manual abarca más aspectos que los tratados en este tema al estudiar toda la Geografía Física. Es un libro de fácil lectura y comprensión que permite ampliar y conocer otras percepciones de lo que se contempla en éste. Los cinco primeros capítulos son de gran utilidad para ampliar y profundizar en los aspectos tratados aquí.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1992): *Geomorfología*. Ed. Síntesis. Madrid. 594 págs. Es un libro muy útil para todo el capítulo de Geomorfología. Presenta otros puntos de vista muy interesantes y otras clasificaciones de las rocas. Los tres primeros capítulos se ajustan a lo tratado en este tema y se pueden consultar para profundizar.
- SANDOVAL RAMÓN, L. (1991): *Geomorfología*. Ed. Ministerio de Defensa. Secretaría General Técnica. Madrid. 335 págs. Manual sencillo y de fácil comprensión. Dibujos y fotos interesantes e ilustradores de lo estudiado, con abundantes ejemplos de España. En los temas 3, 4, 5 y 7 se tratan algunos aspectos de los que comprende este tema.
- STRAHLER, A. N. (1982): *Geografía Física*. Ed. Omega. Barcelona. (Existen muchas ediciones de este libro). 785 págs. Es un manual que se caracteriza por su gran claridad y que presenta de forma muy didáctica los contenidos necesarios para conocer mejor nuestro planeta. En los temas 22 y 33 de la parte IV pueden encontrar algunos de los aspectos estudiados en el presente tema aunque desde una perspectiva diferente.
- STRAHLER, A. N. (1997): *Geología Física*. Ed. Omega. Barcelona. 629 págs. (Existen más ediciones de este manual). Excelente libro de consulta para determinados temas de Geología. Sus imágenes, fotos y dibujos, lo hacen muy útil para comprobar las dificultades que entraña el conocimiento de la Tierra y comprenderlos mejor. Los 13 primeros capítulos estudian con gran profundidad, y desde otras perspectivas, los aspectos tratados en este tema.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Cuando viaje en coche, trate de reconocer las rocas que se ven en los taludes que aparecieron al abrir la carretera. Observe si están o no estratificadas, su coloración y granulometría. Compruebe, si hay estratos, cómo están éstos dispuestos, si están horizontales o inclinados. Vea si existen pliegues o si los estratos se ven interrumpidos y continúan a diferente altitud.
- Observe, en un mapamundi, cómo pueden encajar, como si de un puzzle se tratara, los diferentes continentes. Intente explicar los movimientos que han tenido lugar.
- Cuando salga al campo recoja 5 ó 6 rocas diferentes y trate de clasificarlas según lo estudiado.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

1. ¿Cuántas clases de rocas conoce? ¿Cuáles de ellas se disponen en estratos?
2. ¿Cuáles son las partes que componen de la estructura terrestre?
3. ¿Es lo mismo corteza que litosfera? Razone su respuesta.
4. ¿En qué se basa la teoría de la tectónica de placas? ¿A qué nos referimos cuando hablamos de áreas de subducción?
5. Las rocas ígneas reciben otros nombres ¿Cuáles y por qué?
6. ¿Qué procesos han de tener lugar para que cualquier roca se convierta en metamórfica?
7. ¿Qué es una Era? Diga los nombres de todos los periodos de tiempo de la vida de la Tierra.
8. ¿A qué nos referimos cuando hablamos de estructuras de deformación? ¿Qué son las estructuras de dislocación?

Tema 8**Los relieves estructurales****DIAGRAMA CONCEPTUAL****INTRODUCCIÓN**

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

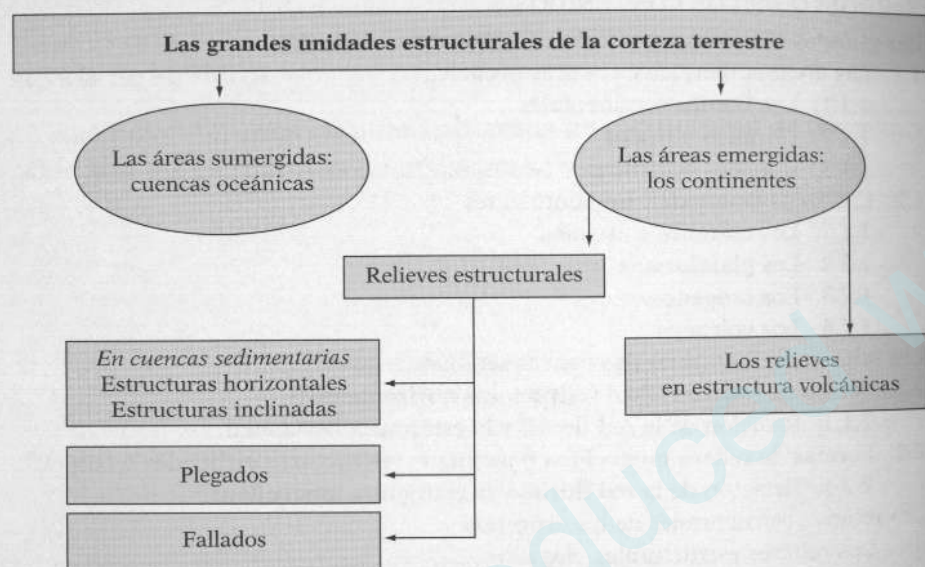
1. Las grandes unidades estructurales de la corteza terrestre
 - 1.1. Las áreas sumergidas: cuencas oceánicas
 - 1.1.1. Los bordes continentales
 - 1.1.2. Llanuras abisales
 - 1.1.3. Dorsales oceánicas
 - 1.2. Las áreas emergidas: los continentes
 - 1.2.1. Los cratones o escudos
 - 1.2.2. Las plataformas
 - 1.2.3. Los orógenos
 - 1.2.4. Los volcanes
2. Los relieves estructurales de cuencas sedimentarias
 - 2.1. Forma de relieve aclinal (estructuras horizontales)
 - 2.1.1. Relación de la red fluvial y la estructura horizontal
 - 2.2. Formas de relieve monoclinal o inclinado (estructuras inclinadas o cuevas)
 - 2.2.1. Relación de la red fluvial y la estructura monoclinal
3. Los relieves estructurales de los orógenos
 - 3.1. Los relieves estructurales plegados
 - 3.1.1. Formas originales, directas o primitivas
 - 3.1.2. Formas derivadas
 - 3.1.3. Formas invertidas
 - 3.1.4. Relación entre la red hidrográfica y la estructura plegada
 - 3.2. El relieve apalachense
 - 3.3. Los relieves estructurales fallados
 - 3.3.1. Escarpe de falla original o primitivo
 - 3.3.2. Escarpe de línea de falla o derivado
 - 3.3.3. Escarpe de línea de falla compuesto
 - 3.3.4. Relación de la red hidrográfica con las estructuras falladas

- 3.4. Los relieves en estructuras volcánicas
 - 3.4.1. Los volcanes
 - 3.4.2. Partes y materiales de los volcanes
 - 3.4.3. Tipos de volcanes
 - 3.4.4. Las coladas
 - 3.4.5. Las formas excavación

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

Se acaba de estudiar, en el tema 7, la composición de la Tierra, su estructura, sus materiales litológicos y sus principales deformaciones debidas a las fuerzas internas. En éste nos vamos a ocupar de las formas de relieve que aparecen en la capa más externa, como conjunto resultante de todo lo anterior.

La superficie terrestre está formada por la capa más externa de las que componen la Tierra, la *Corteza*. El aspecto que presenta se debe a las deformaciones a gran escala originadas por *procesos endógenos*; es decir, que tienen lugar en el interior de la Tierra. La dimensión de dichas deformaciones es muy variable ya que pueden ir desde las que afectan a un continente hasta una pequeña falla originada por un terremoto. Las dos unidades estructurales de mayor dimensión que encontramos al aproximarnos al globo terráqueo son las *cuencas oceánicas* y los *continentes*.

Dentro de las formas que constituyen el relieve terrestre, las estructurales son las que han sido originadas por la acción de las fuerzas tectónicas. Un relieve estructural es el que traduce directamente las deformaciones debidas a la tectónica que presentan las rocas. Dichas deformaciones son consecuencia de esfuerzos tectodinámicos. Son relieves estructurales los *monoclinales*, los de *plegamiento* y los de *fractura*. Los relieves *tabulares (aclinales)* son también relieves estructurales pero, en este caso, no son consecuencia de la tectónica, sino de los contrastes de resistencia de los materiales que los conforman. Por último, también los relieves volcánicos son una clase especial de relieves estructurales, se deben a la acción de las fuerzas tectónicas que se manifiestan de forma brusca, instantánea, en el exterior de la corteza terrestre. Del análisis de todo ello nos vamos a ocupar en este tema

2. OBJETIVOS

- Conocer las grandes unidades de la corteza terrestre: cuencas oceánicas, o áreas sumergidas, y continentes, o áreas emergidas, así como las que, al descender en la escala, podemos distinguir en cada una de ellas. Esto permitirá, más tarde, comprender la importancia de las dimensiones al clasificar y estudiar otras formas del relieve superficial.
- Distinguir entre las formas que han sido originadas por las fuerzas del interior de la Tierra, o fuerzas tectónicas, y las que se deben a las fuerzas externas o erosión.
- Conocer las clasificaciones más generalizadas de las formas estructurales del relieve.
- Comprender que la actuación de unas y otras fuerzas no son consecutivas, sino simultáneas, aunque existan momentos de predominio de unas sobre otras, así como espacios en los que la actuación de unas u otras son de mayor importancia.
- Distinguir entre fuerzas internas de compresión, cuya intensidad da lugar a plegamientos, y fuerzas internas de dislocación, que originan relieves fallados.
- Comprender que, en el origen de las formas de relieve terrestre influyen tanto las fuerzas internas que provocan la tectónica, como las externas que originan la erosión, así como las propiedades de los materiales rocosos, que les confieren un comportamiento distinto ante las mismas.
- Conocer el distinto comportamiento de las rocas ante las fuerzas de origen interno: unas se pliegan, y según sea la intensidad de las mismas, producen distintos tipos de pliegues; y otras se fracturan, dando lugar también a distintos tipos de fallas y formas falladas muy diferentes.
- Conocer cómo todas las formas originadas por la tectónica, tanto plegadas como falladas, y acinales o monoclinales, son inmediatamente atacadas por los agentes de la erosión, fuerzas externas o erosivas, y dan lugar a formas, no sólo derivadas sino incluso, a una inversión de relieve, es decir, a un relieve invertido.

- Aprender la terminología con la que se denominan las diferentes partes de estas formas originales así como las derivadas e invertidas.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Para una mejor comprensión del tema, es necesario tener conocimiento previo del tema anterior, puesto que los materiales y la tectónica son los que van a configurar los tipos de relieve que se van a estudiar aquí. Éstos varían según el comportamiento de las rocas ante las fuerzas internas, o tectónica y las externas o erosión.

La exposición secuencial de las distintas formas hace que se puedan estudiar de forma independiente, pero es necesaria una primera lectura completa del tema.

Observen todas las figuras que acompañan al texto, gráficos y fotos, le van a facilitar su comprensión.

Además de resumir el tema, hágase un pequeño glosario de conceptos (la mayoría están definidos en el tema) y si alguno no lo está, búsquelo en el glosario del curso virtual, en un diccionario de Geografía o en el diccionario de la Real Academia. No pase adelante sin haber comprendido bien lo que se dice en cada párrafo.

4. PALABRAS CLAVE

Unidad estructural. Áreas sumergidas. Áreas emergidas. Cuencas oceánicas. Continentes. Relieve estructural. Cuenca sedimentaria. Relieve acinal. Relieve monoclinial. Relieve plegado. Relieve fallado. Estructura horizontal. Estructura inclinada. Estructura plegada. Estructura fallada. Formas originales, directas o primitivas. Formas derivadas. Formas invertidas. Escarpe de falla original. Escarpe de falla derivado. Escarpe de línea de falla compuesto. Volcanes. Partes de un volcán. Materiales de un volcán. Tipos de volcanes. Coladas volcánicas. Formas de excavación.

1. LAS GRANDES UNIDADES ESTRUCTURALES DE LA CORTEZA TERRESTRE

La Geomorfología, como se ha dicho anteriormente, tiene como objeto de estudio precisamente la superficie terrestre, lo que implica el estudio de la componente más externa que es su *Corteza*. Si observamos el globo terrestre, lo primero que se muestra ante nuestros ojos es que una gran parte del mismo está ocupado por las aguas de los océanos y mares, se trata del componente hidrosférico, o *hidrosfera*, mientras que la parte sólida la constituye la *litosfera*, que es la que configura los continentes.

A escala de toda la Tierra, podemos hacer una clara distinción entre dos unidades estructurales bien diferenciadas: las *cuenclas oceánicas* y los *continentes*.

1.1. Las áreas sumergidas: cuencas oceánicas

Las áreas sumergidas son las que están cubiertas por las aguas de los océanos, de ahí su denominación de cuencas oceánicas. Si las consideramos estructuralmente, las áreas sumergidas no se corresponden exactamente con los océanos, pues bajo ellos se encuentran además los *bordes continentales* sumergidos, que constituyen más de un 10% de aquéllas. En las cuencas oceánicas, se distinguen a su vez: *llanuras abisales* y *dorsales oceánicas* (figuras 8.1 y 8.2).

1.1.1. Los bordes continentales

Los *bordes continentales* son la prolongación hacia el océano de la plataforma continental. Su profundidad es generalmente inferior a los 200 metros, aunque hay lugares donde alcanza los 500; presenta una pendiente

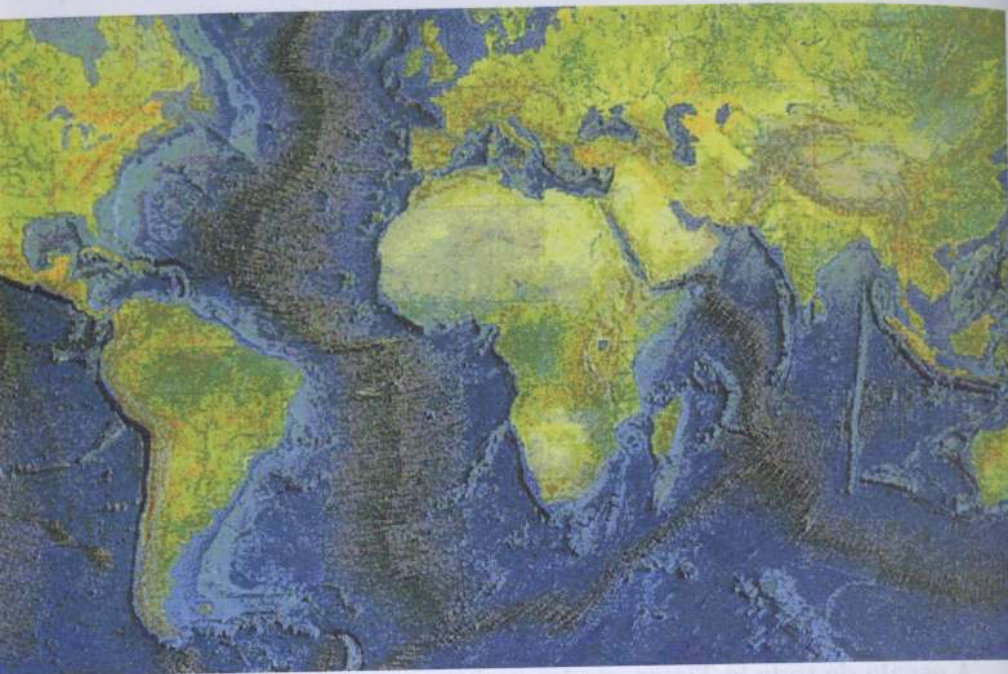


Figura 8.1. Principales rasgos del relieve oceánico.

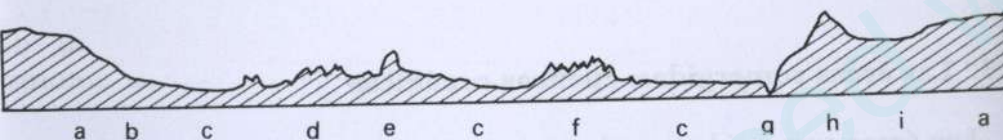


Figura 8.2. Perfil ideal de la topografía de una cuenca oceánica, a) plataforma continental; b) talud continental; c) llanura abisal; d) colinas submarinas; e) guyot; f) dorsal oceánica; g) fosa o trinchera oceánica; h) arco insular; i) cuenca marginal.

Guyot. Relieve de los fondos oceánicos con origen en formaciones volcánicas submarinas y con cumbre aplanada por la erosión submarina.

muy suave, de en torno al 1 por mil. Económicamente, son áreas de gran valor, porque en ellas se encuentra abundante pesca y también yacimientos de hidrocarburos.

Estructuralmente pueden distinguirse dos tipos: *bordes de tipo atlántico* y *bordes de tipo pacífico*.

a) Los *bordes de tipo atlántico* están compuestos de sólo dos zonas, la *plataforma* y el *talud* continental. Se les denomina también *bordes asísmicos*, porque en ellos no se producen movimientos tectónicos. La plataforma continental alcanza una profundidad de alrededor de 200 metros y su pendiente está en torno al 1 por 1.000. Aquí, el relieve continental se ha visto atenuado por la acumulación de los sedimentos depositados. El talud continental tiene pendientes de en torno al 1 por 40, éste es el borde real del continente y a su pie se depositan los sedimentos en capas de gran espesor que van disminuyendo hacia el océano, donde alcanzan pendientes de entre el 1 por 1.000 y el 1 por 700. En estas zonas de escasa pendiente, suelen aparecer con frecuencia estructuras salinas (domos, diapiros) a los que a veces se asocian yacimientos de hidrocarburos.

b) Los *bordes de tipo pacífico*, llamados también *sísmicos*, son zonas de gran actividad tectónica, y en ellos pueden distinguirse: *arcos insulares* (cadenas de islas volcánicas) separados del continente por una *cuenca marginal* ocupada por un mar interior; tras los arcos, aparecen pequeñas *crestas* que no llegan a la superficie y, por último, una *fosa o trinchera* oceánica, que alcanza las mayores profundidades marinas. Aquí, no existe plataforma continental semejante a la de los bordes de tipo atlántico. Topográficamente, presentan dos accidentes muy característicos: *arrecifes de barrera* y cañones submarinos. Los primeros están formados por sedimentos biogénicos, generalmente coralinos, mientras que los segundos son profundos valles en «V» muy pronunciada, que seccionan el talud e incluso la plataforma continental.

1.1.2. Llanuras abisales

Las *llanuras abisales* son zonas planas o con pendientes muy pequeñas, entre el 1 por 1.000 y el 1 por 10.000, pues la cobertera sedimentaria recubre sus rasgos topográficos. A veces, estas llanuras se ven interrumpidas por colinas submarinas que emergen formando islas o atolones.

1.1.3. Dorsales oceánicas

Las *dorsales oceánicas* son todos los accidentes topográficos submarinos lineales. Estructuralmente, se distinguen *dorsales sísmicas* y *asísmicas*. Las primeras forman una cadena continua de unos 60.000 km de longitud, una

anchura de entre 1.000 y 4.000 km y una altura media de 3.000 m sobre las llanuras abisales. Topográficamente, son un gran número de valles y crestas paralelos a la alineación general; en algunas de ellas, como en el caso de la dorsal atlántica, existe un valle más profundo que coincide con el eje de simetría de la dorsal. Las dorsales están compuestas por acumulaciones de material volcánico que sale al exterior, recubiertas de sedimentos con poco espesor, 50 m por término medio, y nulos en el valle central. En las dorsales asísmicas, la capa de sedimentos alcanza mayor espesor (figura 8.2).

1.2. Las áreas emergidas: los continentes

Las áreas emergidas son las que configuran los continentes y están formadas por grandes extensiones de corteza continental. Las unidades estructurales continentales están formadas, además de por las tierras emergidas, por las áreas sumergidas que vimos anteriormente: la *plataforma* y el *talud continentales*.

La corteza continental puede dividirse, a su vez, en dos grandes unidades: los *cratones* o *escudos*, zonas antiquísimas y muy erosionadas formadas por rocas muy antiguas, y los *orógenos*, que son regiones de plegamiento reciente y cuya cobertera sedimentaria está relativamente poco erosionada. Por último, ocupando un lugar intermedio entre las dos ante-

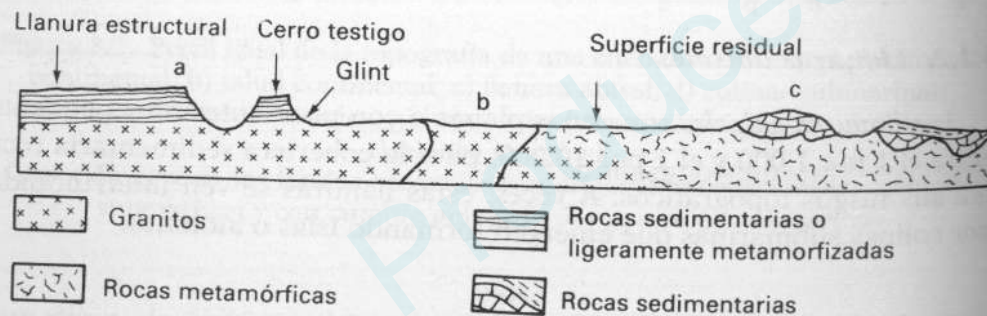


Figura 8.3. Unidades estructurales de un continente, a) plataforma; b) escudo, sobre el que se ha desarrollado una superficie residual o «penillanura»; c) orógeno.

Glint. Contacto entre plataforma y escudo con ruptura brusca de pendiente en la base de un cerro testigo.

rior, están las *plataformas estructurales*, que son zonas *cratónicas* recubiertas por una cobertera sedimentaria que se halla en posición horizontal o subhorizontal.

1.2.1. Los cratones o escudos

El núcleo más antiguo, precámbrico, está formado por rocas cristalinas de origen metamórfico o ígneo, las más antiguas, con edades superiores a los 2.000 millones de años, muy estable estructuralmente, y que forma el centro de los continentes, es a lo que denominamos *cratón*. Los escudos son regiones cratónicas estables, formados por el mismo tipo de rocas que afloran por el choque de placas en el Precámbrico. No se vieron afectados por la orogenia durante un periodo largo de tiempo geológico.

Se puede diferenciar los *cratones arcáicos*, los más antiguos, en los que afloran sólo rocas plutónicas y metamórficas y los *cratones post-arcáicos* o *premesozoicos* que conservan una cobertera plegada de rocas sedimentarias más o menos metamorfizadas.

Los *cratones arcáicos* se caracterizan morfológicamente por su plana topografía que se llamó *penillanura* en la terminología davisiana. Hettner la prefirió denominar *superficies residuales* o *superficies de erosión*.

En los *cratones post-arcáicos*, el relieve está configurado en función de las rocas metamórficas resistentes, generalmente cuarcitas, que alternan con series blandas, pizarrosas, dando las primeras crestas elevadas y las segundas valles. El relieve apalachense, que estudiaremos más adelante, es una formación de este tipo.

1.2.2. Las plataformas

Se definen morfológicamente por ser una llanura estructural. Se trata de partes de un cratón recubiertas de rocas sedimentarias. La edad de las rocas va desde el Paleozoico hasta el Cuaternario y se depositaron en mares poco profundos, aunque también pueden existir sedimentos continentales. Topográficamente, se asemejan a una superficie de erosión, pero se diferencian de ella porque en este caso existen capas horizontales de rocas. En el marco de las plataformas encontramos *cuencas sedimentarias continen-*

tales. Se trata de grandes depresiones que reflejan una deformación negativa de la corteza terrestre, y que se hallan rellenas de materiales sedimentarios cuyo peso provoca una subsidencia de la cuenca. Las series sedimentarias horizontales, recubiertas por un estrato superior resistente, originan, tras la acción de la erosión, *mesas*, *páramos* y *cerros testigo*. En las series de cobertera ligeramente inclinadas, la alternancia de capas duras y blandas forman relieves asimétricos denominados *cuestas*.

1.2.3. Los orógenos

Los cratones están bordeados y separados por fragmentos móviles de corteza. Estas áreas son conocidas como *orógenos*, alcanzando con mucha frecuencia los 300 km de anchura. Los *orógenos* son las áreas en las que se hace más evidente la acción constructiva de las fuerzas internas, pues estas estructuras se deben al choque de placas que las deforman por presiones de la corteza, vulcanismo y actividad sísmica. A toda esta serie de procesos se le conoce como *orogénesis*. Aquí, las rocas sedimentarias se han visto deformadas o plegadas dando lugar a montañas, a menudo han sido metamorfozadas e inyectadas por rocas ígneas. Por lo general, forman largas alineaciones, cuyas partes más elevadas han sido reducidas por procesos de erosión. Se pueden distinguir los siguientes tipos de relieve: los definidos por una serie litológica resistente, los originados por el plegamiento de las series sedimentarias y los debidos a la fractura de la litología, es decir, los fallados. En el primer caso, son los estratos de rocas sedimentarias los que, al adquirir buzamientos mayores que los alcanzados por las cuestas en las plataformas, producen elevaciones en el relieve denominados aquí *hog backs*. Los segundos se deben al plegamiento de las series sedimentarias y tienen un *estilo tectónico* según su morfología general, diferenciándose *estilo jurásico* y *estilo alpino*. Los últimos, originados por fracturas orogénicas, son los que se han producido por fallas o fracturas provocadas por las fuerzas internas de la Tierra.

1.2.4. Los volcanes

Por último, en la superficie terrestre aparecen relieves de características singulares, son los abombamientos debidos a la aparición de masas de rocas eruptivas extrusivas aisladas. Son los producidos por las erupciones

volcánicas y el vulcanismo, en los que las coladas basálticas, que se hallan en los puntos calientes de la Tierra, ascienden hacia la superficie, empujando a la corteza, produciendo volcanes y provocando terremotos.

2. LOS RELIEVES ESTRUCTURALES DE CUENCAS SEDIMENTARIAS

En las cuencas sedimentarias, se encuentran dos tipos diferentes de relieves estructurales, los *acinales* (**horizontales**) y los *monoclinales* (**cuestas**). Los primeros se deben a la actuación de la erosión diferencial sobre las series sedimentarias de distinta resistencia a la erosión, pues como dijimos, sobre esas rocas no ha actuado la tectónica o lo ha hecho muy débilmente. La red hidrográfica que se instala sobre ellas y el resto de los agentes de la erosión van dando lugar a una serie de formas de diferente extensión. Los segundos se deben bien a la posición que ocupan dentro de la serie sedimentaria, es decir, se originan en las vertientes o laderas de las cuencas sedimentarias en las que ocupan una posición inclinada adaptada a las rocas subyacentes, o bien a la acción de la tectónica. Sobre ellas, también la actuación de la erosión diferencial da lugar a unas formas características muy claras.

2.1. Formas de relieve acinal (estructuras horizontales)

Las formas de relieve *acinal* se desarrollan en series sedimentarias cuyos estratos no se han visto afectados por la tectónica, o si lo han hecho ha sido muy levemente. Son formas que se localizan, por lo general, en los centros de las «cuenas sedimentarias» y traducen la horizontalidad con la que se depositaron en ellas los sedimentos.

La forma más sencilla del relieve *acinal* es la **superficie estructural**, que es una superficie de topografía llana formada por una capa resistente incluida en una serie sedimentaria subhorizontal. Si el estrato más resistente se encuentra en el nivel más externo, la superficie estructural puede ser *primitiva* (*superficie horizontal primitiva*), pero lo más normal es que anteriormente se encontrase recubierta por otras series de estratos de rocas más deleznable, que han podido ya ser eliminadas por la acción de los agentes de la erosión, pudiendo entonces considerar la superficie estructural

ral como una forma *derivada* (*superficie estructural derivada*) (figura 8.4). Estas superficies se localizan en los centros de las cuencas sedimentarias recientes. Al alternar capas de series sedimentarias resistentes con capas sedimentarias deleznales, la acción de la erosión diferencial es la que provoca la aparición de una morfología tabular, transformando la anterior superficie estructural. Este tipo de relieve se compone de plataformas más o menos extensas denominadas «mesas» de altitud semejante, son las *plataformas estructurales* para los geomorfólogos y «muelas», «alcarrias» o «páramos», para los habitantes de algunas regiones españolas. Una «muela» es un páramo aislado y de tamaño reducido, pero en el que todavía es muy extensa la superficie que ocupa en la forma estructural (figura 8.5.)

Estas plataformas estructurales se hallan separadas por los llamados *valles en cornisa*, cuyas vertientes muestran dos partes bien diferenciadas,

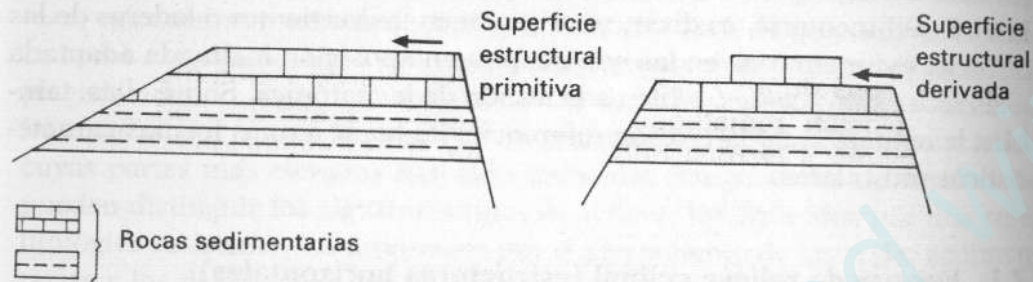


Figura 8.4. Superficies estructurales primitiva y derivada. Observe cómo la erosión ha reducido el primer estrato sedimentario.

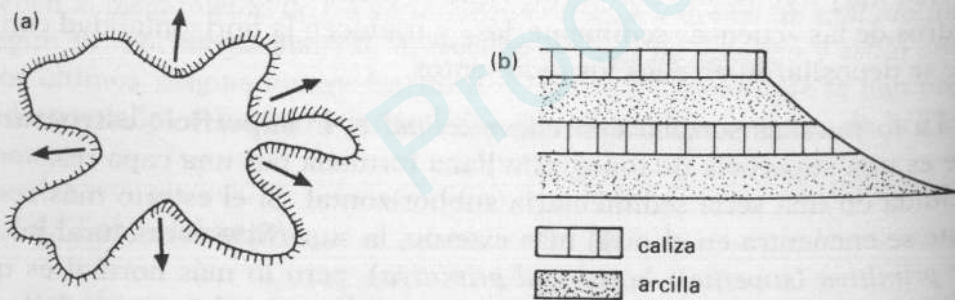


Figura 8.5. Plataformas horizontales. a) perspectiva aérea; b) perfil de la plataforma.

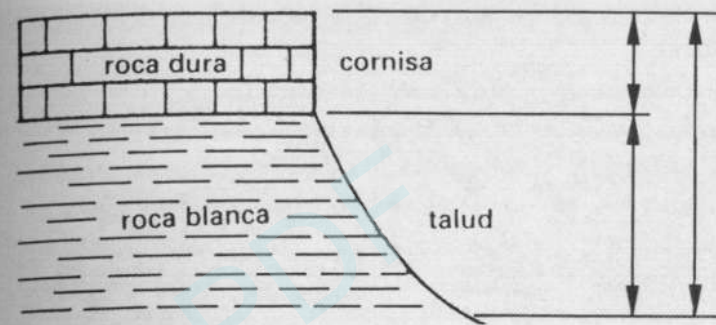


Figura 8.6. Perfil lateral de un escarpe de erosión.

la superior, de fuerte pendiente y constituida por la serie de roca resistente, denominada *cornisa* y la inferior, de pendiente más suave formada en los estratos de roca más deleznable y llamada *talud* (figura 8.6). Entre las plataformas estructurales, cuya parte culminante se denomina *superficie del páramo*, y los valles en cornisa, aparecen formas de menor extensión como las *mesas*, los **cerros testigo** y los **antecerros**.(figura 8.7).

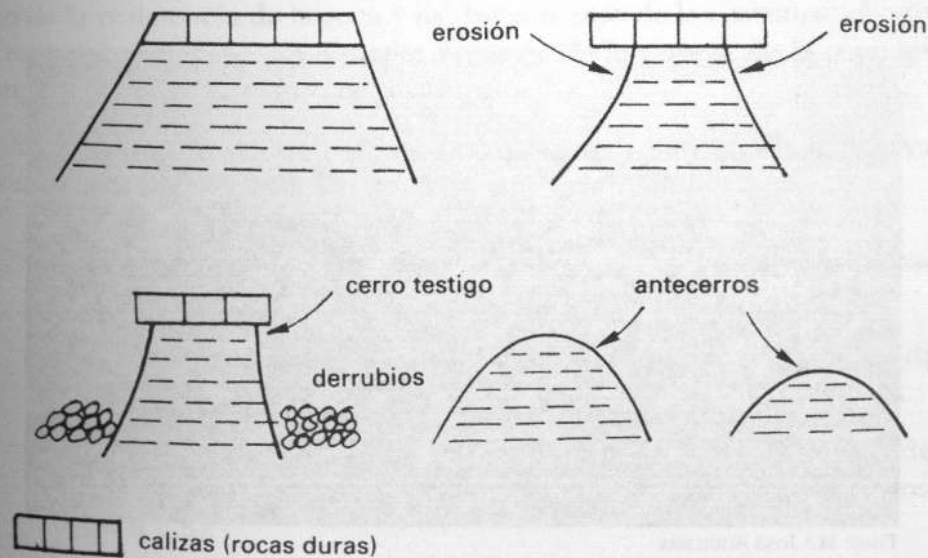


Figura 8.7. Formación de un cerro testigo y posteriores antecerros.



Foto: M.ª C. CARRERA

Figura 8.7a. Cerro testigo.

Podemos resumir que el tamaño, mayor o menor, es el que permite diferenciar entre los distintos términos con los que se denominan estas formas de relieve: *superficie estructural*, *páramo*, *mesa*, *muela*, *cerro testigo* y *antecerro*.



Foto: M.ª José AGUILERA

Figura 8.7b. Cerro testigo de Hita y plataforma horizontal que testifica su extensión.

2.1.1. Relación de la red fluvial y la estructura horizontal

La red fluvial de una región de estructura horizontal no suele presentar una dirección predeterminada, pero su influencia en la creación del relieve es muy importante, puesto que es la causante de la individualización de las formas que la caracterizan y que acabamos de ver.

2.2. Formas de relieve monoclinal o inclinado (estructuras inclinadas o cuestras)

En los bordes de las cuencas sedimentarias, o en áreas donde la tectónica ha inclinado en una sola dirección las series sedimentarias alternantes de rocas deleznable y resistentes a la erosión, se forman unos relieves monoclinales muy característicos, conocidos en todo el mundo con la palabra castellana de **cuestras**.

Una *cuesta* se caracteriza por su perfil disimétrico; consta de dos partes bien diferenciadas: el *frente* y el *dorso*. El *frente de cuesta* tiene una gran pendiente y en él se distinguen, a su vez, la *cornisa* y el *talud*; la primera se halla modelada sobre roca dura, con pendiente muy fuerte que está en función de la resistencia de la roca y del buzamiento de los estratos; el *talud* es de menor pendiente e igualmente depende de la dureza de la roca que lo compone y del buzamiento de los estratos.

En función del buzamiento de los estratos se pueden distinguir varios tipos de formas:

- *Cuestras*: formas monoclinales con un buzamiento comprendido entre los 2° y los 20°.
- *Crestas monoclinales*: en ellas el buzamiento está por encima de los 20°.
- *Barra monoclin* u *hog-back*, en este caso el buzamiento de las series sedimentarias se acerca a la vertical, está próximo a los 90° (figura 8.8).

La pendiente más suave la presenta el *reverso de la cuesta*, que es una superficie estructural *primitiva* o *derivada* en función de la ausencia o

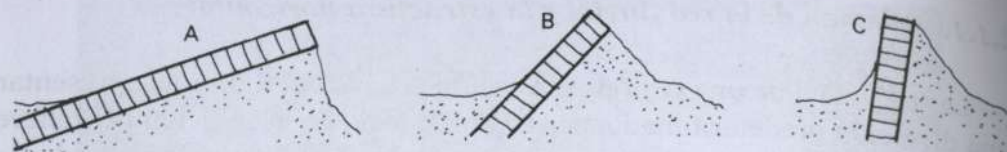


Figura 8.8. Nombres que reciben los diferentes tipos de cuestras en función de la inclinación de los estratos de roca resistente a la erosión. A. cuesta, B. cresta monoclinal y C Barra monoclinal u hog-bak.

actuación de la erosión, cuya pendiente también está en relación con la inclinación que presentan los estratos.

Como en el caso de las superficies *acinales*, las *monoclinales* presentan también formas testigos del retroceso de la cuesta, como son los *cerros testigos* y los *antecerros*, debidos a la acción de la erosión diferencial que lleva a cabo la red fluvial que se instala sobre ellos.

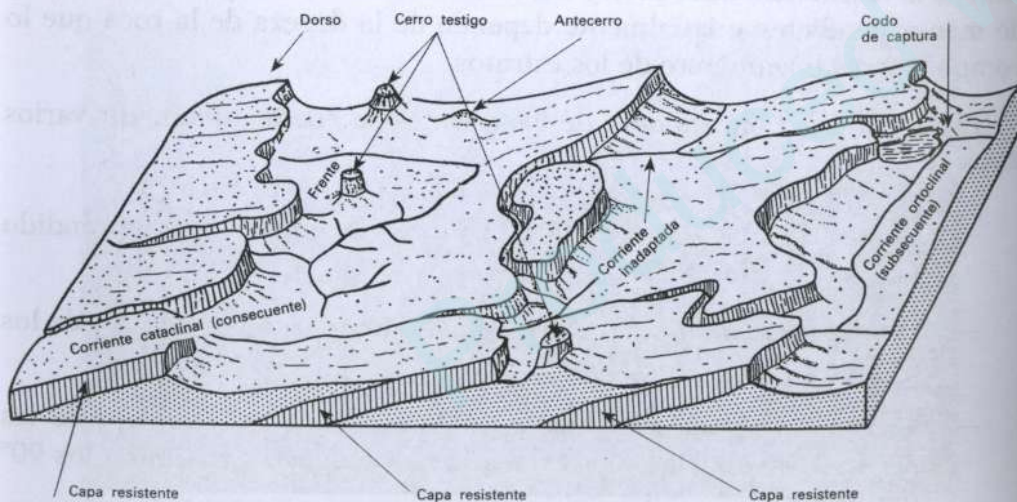


Figura 8.9. Cuestas. Disposición teórica de las cuestras con casos de adaptación e inadaptación de la red hidrográfica a la estructura.



Fotos: M.ª Pilar GONÁLEZ YANCI

Figura 8.9a. Cuestas. A la izquierda, las Loras (Burgos) A la derecha, desierto de Namibia.

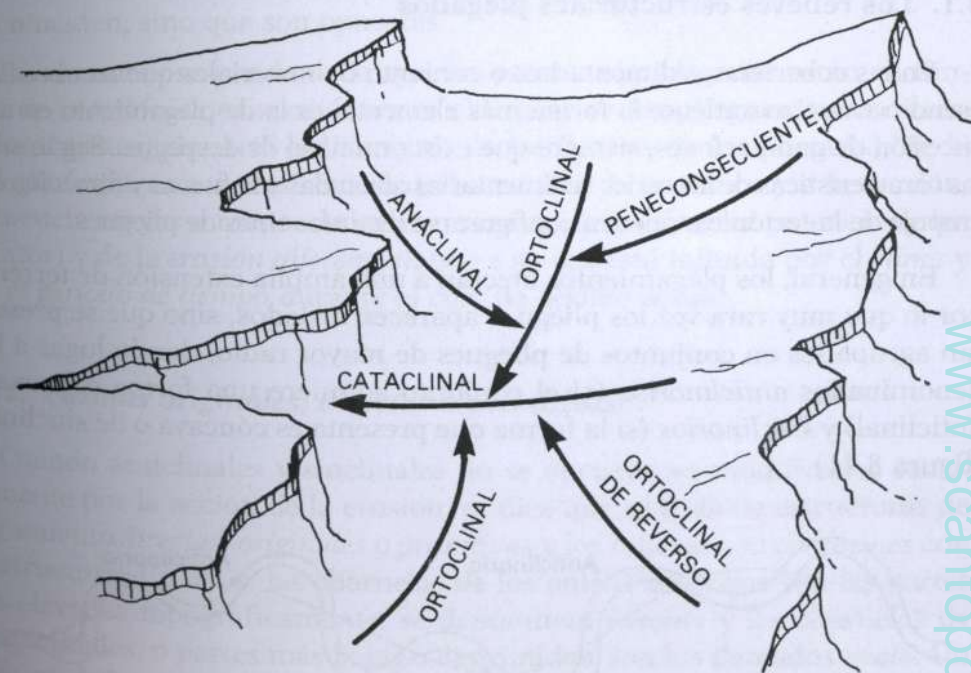


Figura 8.10. Instalación de la red hidrográfica en un relieve en cuestras y nomenclatura de los ríos.

2.2.1. Relación de la red fluvial y la estructura monoclinal

La red fluvial es un factor condicionante en la evolución del relieve monoclinal y su actuación varía en función de la mayor o menor resistencia de las series sedimentarias a la erosión, así como del grado de inclinación de los estratos. Los ríos principales siguen la dirección del buzamiento de los estratos de las series sedimentarias (corrientes *cataclinales* o *consecuentes*) atravesando el conjunto de cuestas; sus afluentes circulan paralelos a los frentes de cuesta (corrientes *ortoclinales* o *subsecuentes*). A su vez, los subafluentes pueden nacer y deslizarse por un frente de cuesta (corriente *anaclinal* u *obsecuente*) o por un dorso de cuesta (corriente *peneconsecuente*). Todo el conjunto configura una red de drenaje en enrejado muy característica (figura 8.10).

3. LOS RELIEVES ESTRUCTURALES DE LOS ORÓGENOS

3.1. Los relieves estructurales plegados

En las coberturas sedimentarias, o conjunto de materiales que recubren un escudo o macizo antiguo, la forma más elemental es la de plegamiento en una sucesión de ondulaciones, siempre que exista un nivel de despegue. Según sean las características de las series sedimentarias afectadas y la fuerza y dirección del empuje de la tectónica, pueden configurarse distintos tipos de pliegues.

En general, los plegamientos afectan a una amplia extensión de terreno, por lo que muy rara vez los pliegues aparecen aislados, sino que se presentan agrupados en conjuntos de pliegues de mayor radio, dando lugar a los denominados *anticlinorios* (si el conjunto adquiere una forma convexa o anticlinal) y *sinclinorios* (si la forma que presenta es cóncava o de sinclinal) (figura 8.11).



Figura 8.11. Sistemas de pliegues.

La morfología del relieve *plegado* es la que presenta mayor variedad y complejidad debido a su desarrollo en series sedimentarias deformadas. La tectónica de deformación que los origina es compresiva y da lugar a esa serie de levantamientos y hundimientos topográficos que son los pliegues anticlinales, convexos y distendidos, y sinclinales, cóncavos y comprimidos, que por su combinación adquieren, como vimos en el tema 7, formas muy variadas y complejas. A la gran diversidad que presentan las estructuras plegadas hay que añadir la acción de la erosión sobre ellas, que aumenta la variedad de las mismas. Cuando la formación muestra una clara adaptación con la estructura plegada se dice que son formas *directas*, *originales* o *primitivas*. Si la topografía de las formas va dejando de coincidir con la estructura y aparecen formas debidas a la actuación de los agentes erosivos, hablamos de una formación *derivada*, y si todavía la erosión ha actuado con mayor intensidad o durante más tiempo, podemos encontrarnos con una inversión de relieve o *relieve invertido*, en este caso las formas cóncavas y deprimidas aparecen sobre la estructura anticlinal y las convexas y destacadas sobre estructura sinclinal, por lo que topografía y estructura no sólo no coinciden, sino que son opuestas.

En resumen, se puede decir que las estructuras plegadas están en función de la *tectónica* (mayor o menor elevación de los pliegues, buzamiento de los estratos, simetría o disimetría de los flancos de los pliegues), de la *litología* (contraste de resistencia de las rocas a la tectónica y a la erosión, frecuencia mayor o menor de su alternancia, de la diferente potencia de los estratos) y de la *erosión diferencial*, que a su vez está influida por el *clima* y por el *período de tiempo* durante el cual ha podido actuar.

3.1.1. Formas originales, directas o primitivas

Cuando anticlinales y sinclinales no se encuentran modificados sensiblemente por la acción de la erosión, se dice que se trata de estructuras de plegamiento *directas*, *originales* o *primitivas* y los relieves son *conformes* con la estructura. En ellos, las charnelas de los anticlinales, que son las partes más elevadas topográficamente, se denominan «*mont*» y las charnelas de los sinclinales, o partes más bajas o deprimidas, son los llamados «*val*». Un *mont* se define como «un relieve elevado y más o menos alargado que se desarrolla sobre una roca resistente y cuya culminación topográfica corresponde a la charnela y cuyas laderas corresponden a los flancos de un anti-

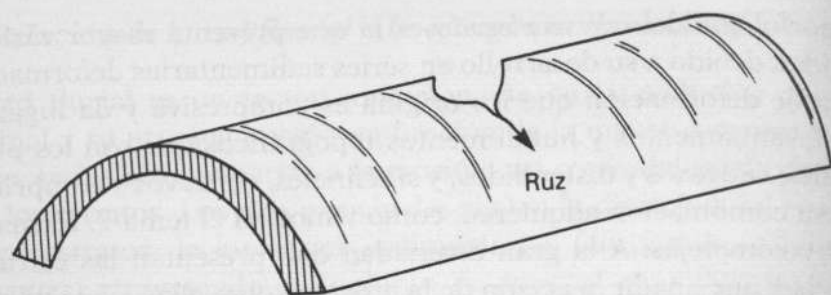


Figura 8.12. Formación de una «ruz» sobre el «mont» del anticlinal.

clinal». Por su parte, un *val* se define como «una depresión, más o menos, alargada coincidente con un sinclinal y adaptada a los caracteres estructurales del mismo, correspondiendo su fondo al área de charnelas y sus vertientes a los flancos» (Muñoz Jiménez, J., págs. 98-99). En el caso de los *vals* pueden aparecer restos de niveles estratigráficos superiores a la capa dura principal, debido a la erosión de los *monts*, que dificultan el afloramiento de esa capa en los niveles más bajos. Esto demuestra que el ritmo de la erosión es diferente en los *monts* y en los *vals*, siendo menor en estos últimos. Al comenzar a actuar la erosión empiezan a aparecer formas elementales de un relieve derivado, pero son formas incipientes que no le hacen perder su carácter de conforme. Estas formas incipientes son las *ruzes*, consistentes en pequeñas entalladuras (barrancos) originadas desde la charnela y que bajan por los flancos de los anticlinales o vertientes de los *monts* (figura 8.12).

Estos relieves se encuentran en estructuras de génesis reciente o cuando las mismas han estado protegidas por niveles litológicos resistentes que los salvaguardan de la acción de los agentes de la erosión.

3.1.2. Formas derivadas

Las formas de relieve *derivadas* se caracterizan porque en ellas la actuación de la erosión es mayor o más prolongada en el tiempo que en las anteriores. En consecuencia, la topografía refleja a la vez formas estructurales y erosivas. Como se ha dicho anteriormente, los agentes erosivos actúan inicialmente sobre los anticlinales, ya que, al poseer la máxima altitud, son las más vulnerables ante la acción de los agentes erosivos. Junto a ello, es tam-

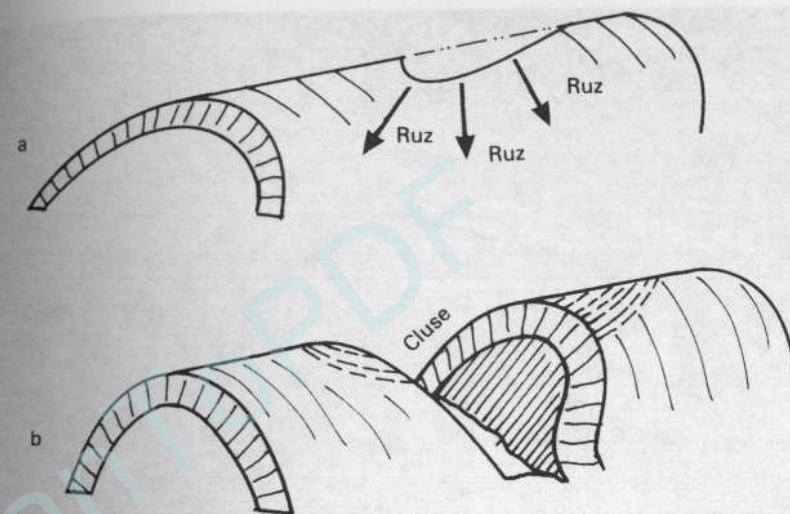


Figura 8.13. Formación de una «cluse» por coalescencia de varias ruces. La erosión de las vertientes de la cluse puede dar lugar a la formación de una «combe».

bién la más fácil de erosionar, porque es la que se encuentra más fisurada, pues al coincidir con la máxima flexión del pliegue la facilidad de aparición de fisuras es mayor. Los barrancos que se instalan sobre los flancos forman las *ruzes*, desmantelando las capas de rocas más externas, dejando restos de ellas entre varias ruces a los que se denomina *chevrons*. La instalación de la red hidrográfica sobre estas estructuras plegadas puede hacer que, en determinados tramos, no siga la dirección de la estructura, sino que la atraviese perpendicularmente originando unos valles angostos transversales a la estructura denominados *cluses*, *hoces* o *foces* en nuestro idioma, que caracterizan a este tipo de relieve (figura 8.13).

La erosión de la charnela anticlinal puede dar lugar a un valle formado en su charnela que se denomina *combe*. La *combe*, normalmente, se halla rodeada por dos *crestas* constituidas por roca dura, y su mayor o menor amplitud está en función de la potencia de esos estratos resistentes y deletables, y de la diaclasación que presenten las rocas resistentes.

El origen de las *combes* puede estar en la coalescencia de varias ruces o en la erosión de las vertientes de una cluse (figura 8.13). Cuando una *ruz* supera su cuenca de recepción, por erosión remontante (tema 11), y se une



Foto: M.ª C. CARRERA

Figura 8.13a. «Cluse» en la que se puede observar la disposición de los estratos del pliegue anticlinal.

a la de otra u otras rucas, formará una amplia hendidura que dará origen a una combe (figura 8.14). También, una vez constituida una cluse, las vertientes que delimitan su valle pueden evolucionar, según los diferentes procesos de erosión de vertientes (tema 11), hasta alcanzar la erosión el eje del anticlinal y dismantelar su charnela.

En resumen, *ruces*, *chevrons*, *cluses*, *crestas delimitantes de las combes*, y *combes* son las formas erosivas que aparecen en los *relieves derivados* o de estructura plegada evolucionada (figura 8.14).

Estos dos tipos de relieve, *originales* y *derivados*, se estudiaron por primera vez en la región prealpina del Jura franco suizo donde son muy abundantes; por eso, la terminología de sus formas es, en general, francesa. Por ello también, en algunos textos aparecen con la denominación de *relieve o estilo Jurásico* que engloba un estilo tectónico de pliegues simétricos y las formas erosivas que acabamos de ver.

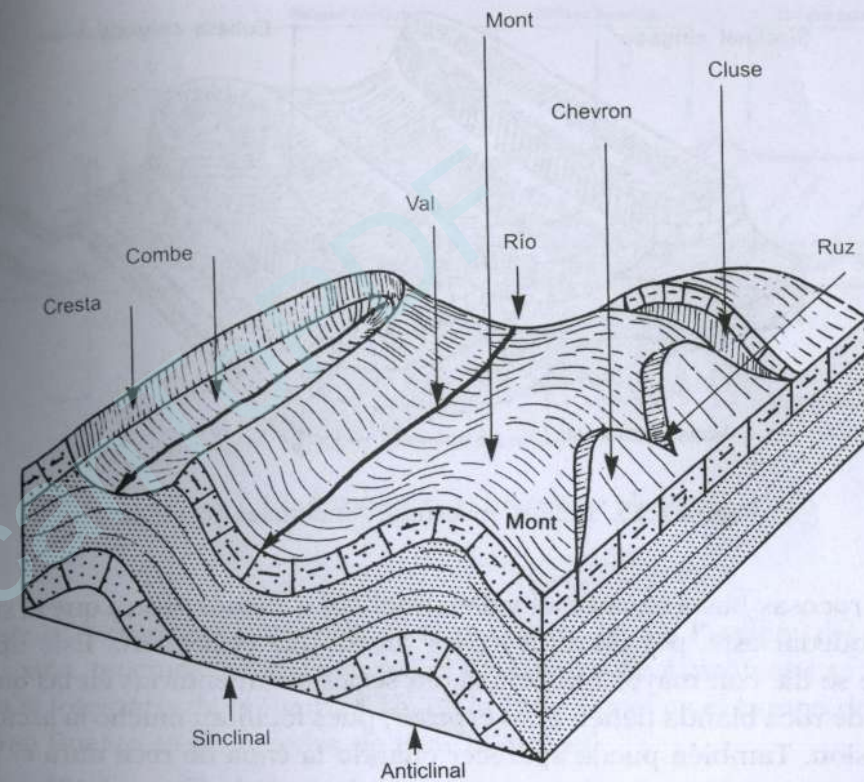


Figura 8.14. Formas que aparecen en los relieves plegados derivados.

3.1.3. Formas invertidas

Las formas de relieve invertido se caracterizan porque en ellas las zonas topográficamente más elevadas se corresponden con las zonas tectónicamente más deprimidas y a la inversa, las más bajas topográficamente son las que fueron más elevadas por la tectónica, por eso su nombre de *relieve invertido*. La forma más característica de este tipo de relieve es el *sinclinal colgado* (figura 8.15). Esta forma se define como una estructura sinclinal que queda a mayor altura que las anticlinales próximas porque éstas han sido dismanteladas por la erosión y han formado valles anticlinales, en los que han desaparecido series de rocas sedimentarias que sin embargo se mantienen en el sinclinal colgado. Los sinclinales colgados aparecen cuando la erosión de los anticlinales es tan fuerte que va dismantelando las

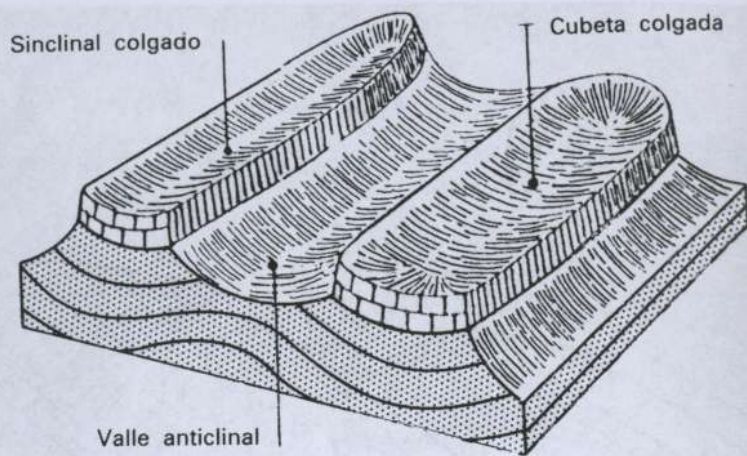


Figura 8.15. Relieve invertido. Sinclinales colgados.

capas rocosas hasta excavar el valle anticlinal a menor altura que el sinclinal y quedar éste, por tanto, a mayor altura que el primero. Este tipo de relieve se da, con mayor frecuencia, en series sedimentarias en las que las capas de roca blanda tienen gran espesor, pues facilitan mucho la acción de la erosión. También puede aparecer cuando la capa de roca dura es poco potente o su resistencia a la erosión no es demasiada (figura 8.15).

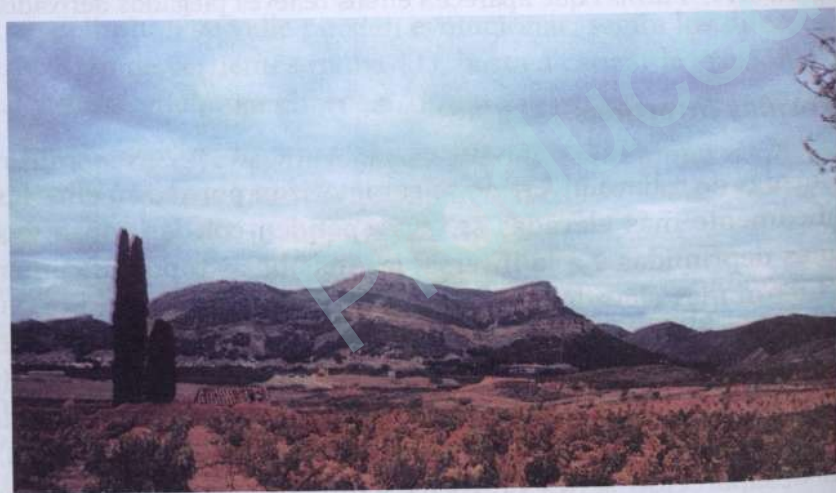


Foto: M.ª José AGUILERA

Figura 8.16. Sinclinal colgado en las proximidades de Alhama de Aragón.

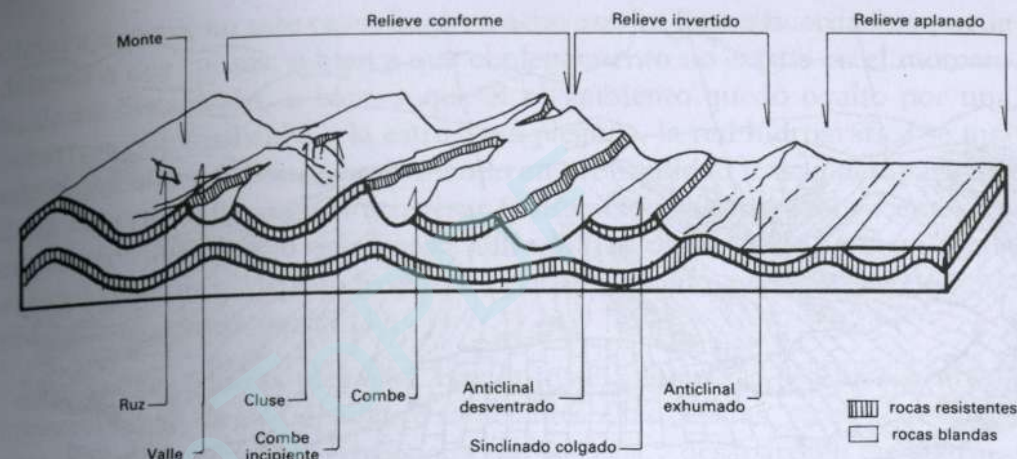


Figura 8.17. Evolución de un relieve plegado.

Este tipo de relieve invertido es muy común en los Prealpes del norte. En España, tenemos ejemplos como el de Alhama de Aragón que se muestra en la fotografía de la figura 8.16, en la Peña Oroel en el campo de Jaca, o el San Donato en el corredor de Huarte-Araquil.

Estos tipos de relieves conformes, derivados e invertidos que acabamos de ver, presentan variaciones en función de los distintos tipos de plegamiento. Hasta aquí los hemos visto formados a partir de un plegamiento de estilo Jurásico, es decir, de pliegues simétricos. Sin embargo, en el plegamiento de estilo Alpino, en el que los pliegues pueden aparecer oblicuos, plegados o acostados, cabalgantes o son mantos de corrimiento, las formas erosivas se complican (figura 8.18). En el caso de los tres primeros tipos de pliegues, aparecen las *combes de flanco*, pues en ellos la superficie topográfica más elevada es el flanco y no la charnela. En el caso de los mantos de corrimiento, el cuerpo del manto queda en algunas zonas totalmente desmantelado, permitiendo apreciar el sustrato sobre el que este plano se ha deslizado. Esas formas reciben el nombre de *ventanas tectónicas*. Entre las ventanas tectónicas, quedan restos del manto de corrimiento denominados *klippes*. Además de estas formas, en la parte anterior del manto de corrimiento, la erosión produce un *escarpe de frente de corrimiento*, con fuerte pendiente cuando se trata de series de rocas calcáreas.

www.scantopdf.eu

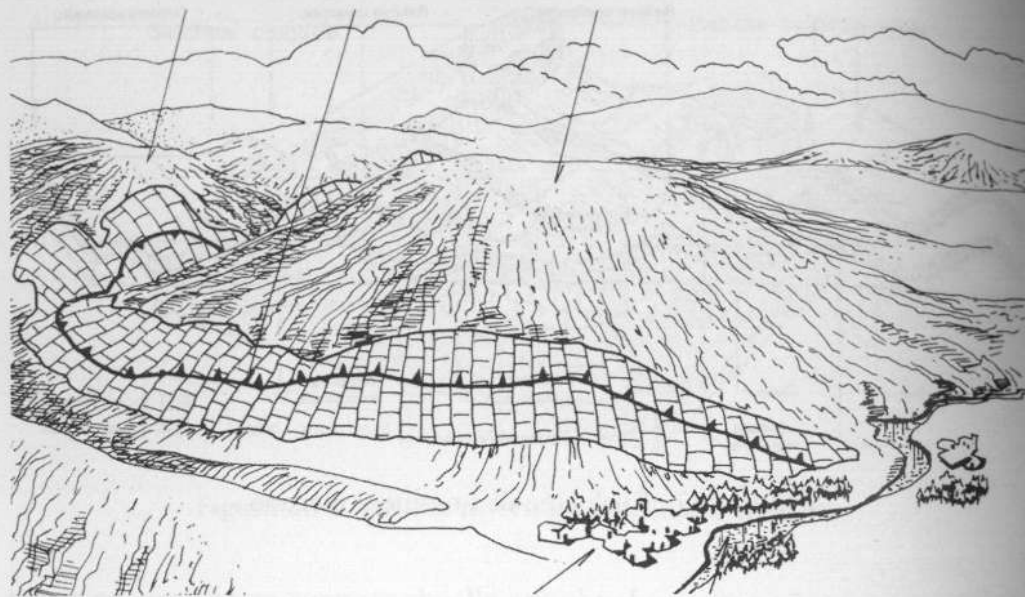


Figura 8.18. Manto de corrimiento.

3.1.4. Relación entre la red hidrográfica y la estructura plegada

La génesis de cada una de las formas que acabamos de ver se realiza a partir de la evolución de la red hidrográfica, a la que se une la acción del resto de los agentes de la erosión. En una estructura plegada, la red hidrográfica puede ser *concordante* o *discordante* con la misma. La primera se define como aquella red que corre paralela longitudinalmente a los ejes de plegamiento. Si corre por los valles sinclinales, se dice que la red es *concordante simple*, si discurre por los sinclinales y los anticlinales erosionados, se denomina *compleja*; en el primer caso, la red aprovecha valles tectónicos y, en el segundo, tectónicos y erosivos. Se dice que una red hidrográfica es *discordante* cuando su drenaje corre transversal, es decir, perpendicular u oblicuamente a la dirección de los ejes de plegamiento. En este caso, existe una total independencia entre la estructura de plegamiento y la red hidrográfica, y las formas que originan los cursos fluviales son las rucas y las cluses; las primeras aprovechan el buzamiento de las capas rocosas de los flancos del anticlinal y fluyen transversalmente al eje de plegamiento. Las segundas, las cluses, corren también transversalmente a

dicho eje, pero, en este caso, llegan a atravesarlo. Esta discordancia puede deberse a dos causas: o bien a que el plegamiento no existía en el momento de su instalación, o bien, a que el plegamiento quedó oculto por una cobertera que fosilizaba a la estructura plegada, la red hidrográfica se instaló sobre ella y continuó erosionando en profundidad tras la desaparición de la cobertera, llegando a atravesar la estructura plegada subyacente. En el primer caso se dice que la red hidrográfica discordante se instaló por *antecedencia* (es muy poco frecuente) y en el segundo, por *sobreimposición*, mucho más común (tema 11).

En las estructuras plegadas, tras la instalación de la red hidrográfica, aparecen unas formas de relieve semejantes a las cuestas, ya que la estructura plegada, cuando es erosionada por los ríos y desaparecen las charnelas o partes de los flancos de los pliegues, se presenta a veces como una estructura monoclinal.

3.2. El relieve apalachense

Cuando una superficie de erosión se ve afectada por un nuevo levantamiento tectónico, puede tener lugar una reactivación de la erosión sobre ella. Si esa superficie de erosión se formó sobre materiales anteriormente plegados, en los que alternaban series resistentes y deleznales, la acción de la erosión, de manera diferencial, puede originar una nueva forma de relieve muy característica, denominada *relieve apalachense*. Éste es el resultado de una larga evolución que ha pasado por distintas fases, una de plegamiento, otra de arrasamiento erosivo en el que se produce la superficie de erosión, un nuevo movimiento tectónico en el que tiene lugar una elevación de esa superficie y una nueva fase de erosión, la de erosión diferencial sobre las rocas que componen la estructura plegada.

Lo más característico del relieve apalachense es la presencia de una alineación de *barras* o *crestas* paralelas de igual altura y no muy elevadas, originadas en los estratos plegados más resistentes, que, frecuentemente, están constituidos por areniscas o cuarcitas. Generalmente, se originan en los flancos de los pliegues que quedan en resalte ante los estratos de rocas más deleznales, muchas veces pizarras, esquistos y margas, en los que se forman largas y estrechas depresiones que se denominan *surcos*.

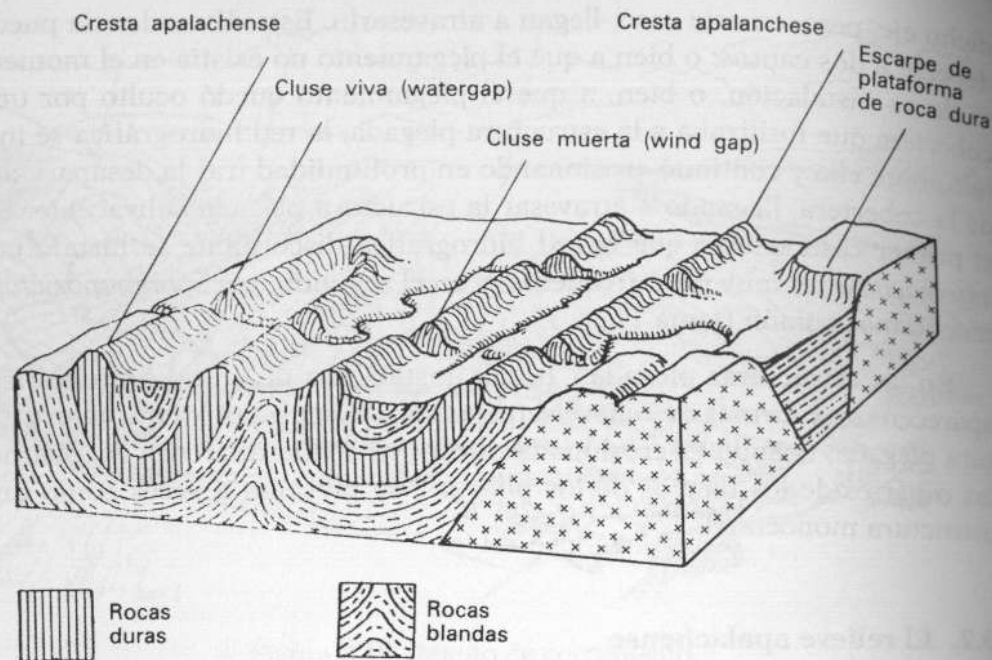


Figura 8.19. Formas apalachenses.

La red hidrográfica que se instala sobre este conjunto de crestas y surcos presenta características peculiares. Mientras que una gran parte de los ríos, sobre todo los de rango medio o bajo, están perfectamente adaptados a la disposición de las formas que acabamos de citar, los cursos fluviales principales suelen correr de forma indiferente, tanto respecto a la estructura tectónica, como a las diferencias de resistencia litológica, pues atraviesan perpendicular u oblicuamente el conjunto de depresiones de rocas deleznales y alineaciones de rocas resistentes en las que abren profundos y estrechos pasos, denominados *water gaps*. A veces, estos pasos aparecen sin estar recorridos por ningún río, lo que puede ser testimonio de que por allí circuló uno que hoy ha desaparecido, entonces se habla de *wind gaps*. Este tipo de red hidrográfica parece indicar que se dan simultáneamente trazados anteriores y posteriores a la aparición de esta estructura de relieve (figura 8.19).

El ejemplo más característico, ya que en él se estudió por primera vez este tipo de relieve, es el de los Apalaches, por lo que tomó de él su nombre.

Pero también lo encontramos en Bretaña, en el Macizo Central francés, en Extremadura o entre Asturias y Galicia.

3.3. Los relieves estructurales fallados

Los escudos están constituidos por materiales muy rígidos que no pueden plegarse por el empuje de las fuerzas internas de la tectónica y que responden a ellos o a las presiones rompiéndose, dando lugar a las *fracturas* y *fallas* que vimos en el tema 7. Este efecto se produce también en rocas sedimentarias más recientes, cuando las fuerzas internas superan su límite de plasticidad o bien, cuando el sustrato cristalino sobre el que se encuentran estas rocas, se fractura, arrastrando con ello también a dicha cobertera (figuras 8.20 y 8.21).

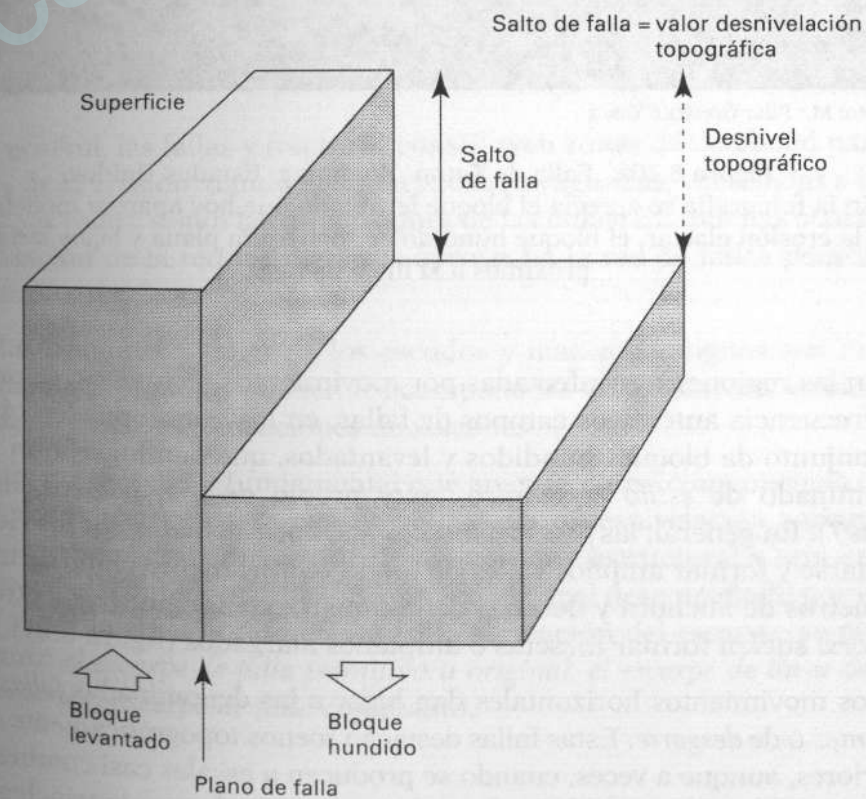


Figura 8.20. Escarpe de falla primitivo u original.



Foto: M.ª Pilar GONÁLEZ YANCI

Figura 8.20a. Falla de Teton. Wyoming. Estados Unidos.

En la fotografía se aprecia el bloque levantado que hoy aparece modelado por la erosión glaciaria, el bloque hundido de topografía plana y lagos instalados próximos a la línea de falla.

En las regiones muy afectadas por movimientos tectónicos, se originan con frecuencia auténticos campos de fallas, en los que se pueden observar un conjunto de bloques hundidos y levantados, que dan lugar a un relieve denominado de *estilo germánico*, muy propio de los macizos antiguos (tema 7). En general, las *fosas tectónicas* son aprovechadas por los ríos para instalarse y formar amplios valles de fondo relativamente plano de muchos kilómetros de anchura y decenas de kilómetros de longitud; por otro lado, los *horst* suelen formar mesetas o altiplanos alargados (figura 8.21).

Los movimientos horizontales dan lugar a las denominadas *fallas transcurrentes* o de *desgarre*. Estas fallas destacan menos topográficamente que las anteriores, aunque a veces, cuando se producen a escalas casi continentales, pueden presentar un accidente largo y angosto, en forma de trinchera, con vertientes paralelas escarpadas, llamado *rift valley* o *valle de fractura*.

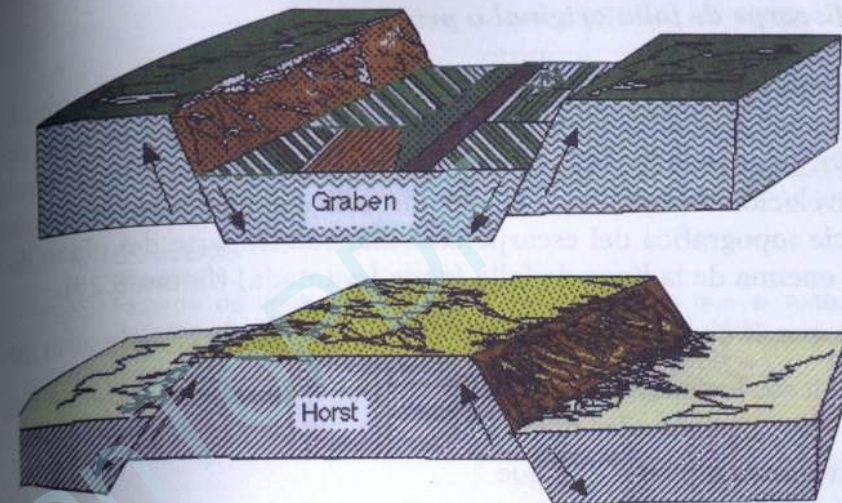


Figura 8.21. Relieves fallados que dan lugar a una fosa tectónica o graben y aun pilar tectónico o horst.

En general, las fallas y fracturas constituyen zonas de debilidad para los agentes de la erosión, dando lugar su acción a vaguadas, vallonadas e incluso grandes valles, según las dimensiones de las fallas. En muchas ocasiones, la instalación de la red hidrográfica aprovecha la red de fallas poniéndola de relieve.

Si las fracturas y fallas de los escudos y macizos antiguos son lo suficientemente profundas, pueden ir acompañadas de fenómenos volcánicos, originando extensas alineaciones de volcanes.

La forma de relieve fundamental que aparece como consecuencia de los movimientos tectónicos es el *eskarpe de falla* o desnivelación topográfica entre dos bloques fallados, y que tiene una parte estructural y otra erosiva en la desnivelación topográfica. Según sea el papel desempeñado por la tectónica y por la erosión diferencial en la formación del eskarpe, se pueden distinguir: el *eskarpe de falla primitivo u original*, el *eskarpe de línea de falla o derivado* y el *eskarpe de falla compuesto*.

3.3.1. Escarpe de falla original o primitivo

Este tipo de escarpes procede directamente de la dislocación producida por los movimientos tectónicos, por lo que se le denomina también *escarpe tectónico*. Sus características esenciales son dos: en primer lugar, el valor de la desnivelación topográfica y el salto de falla son idénticos, en segundo, la superficie topográfica del escarpe coincide con la parte del plano de falla situada encima de la línea de falla (zona levantada) (figura 8.20).

Para que se conserve un escarpe de falla primitivo es necesario que:

- el labio levantado esté constituido por materiales resistentes a la tectónica o materiales duros,
- la falla sea reciente, o que
- la erosión haya actuado muy poco todavía.

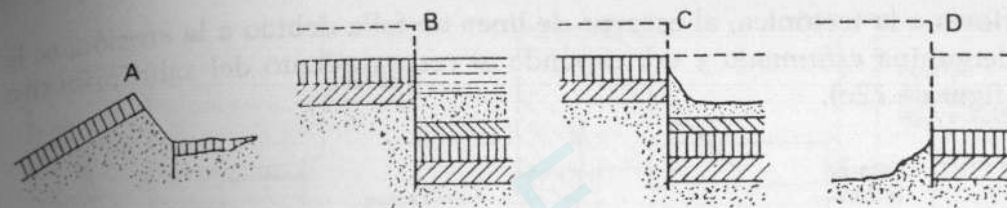
Si las tres condiciones coexisten posee una gran nitidez; si no se cumplen, el escarpe retrocede, situándose tras el plano de falla y con un trazado más o menos sinuoso. Además, el salto de falla se reduce, bien sea por erosión del labio levantado, o por acumulación en el labio hundido, o por ambas causas.

3.3.2. Escarpe de línea de falla o derivado

Resulta de la actuación de la erosión diferencial sobre bloques fallados adyacentes que ofrecen desigual resistencia; el bloque que posee las rocas más resistentes queda en resalte, aunque tectónicamente no correspondiera con el labio levantado; su altura puede ser mayor o menor que el salto de falla.

Para su formación se requiere que la falla se haya nivelado previamente, es decir, que haya desaparecido el desnivel inicial entre los dos bloques y esto ha podido tener lugar por dos razones:

- porque la erosión los ha nivelado, o
- porque la falla haya quedado fosilizada por una cobertera de sedimentos y posteriormente comience de nuevo la actuación de la erosión (figura 8.22a).



- A. En cuesta.
 B. Nivelación.
 C. Escarpe de línea de falla en el mismo sentido que el salto.
 D. Escarpe de línea de falla en sentido opuesto al salto.

Figura 8.22a. Evolución de un escarpe de falla.

En el primer caso, cuando los afloramientos rocosos menos resistentes se hallan en el bloque hundido, la acción de la erosión produce un escarpe de línea de falla *directo*, su sentido es el mismo que el del accidente tectónico. En caso de tratarse de los más resistentes, la erosión produce un escarpe de línea de falla *invertido*, es decir, se produce una inversión de relieve, puesto que el escarpe está ahora orientado hacia el bloque levantado. En el segundo caso, como los sedimentos que recubren la falla son menos resistentes a la erosión, son desmantelados y se define un escarpe de línea de falla de distinto tipo, según que la acumulación sea simultánea a los movimientos tectónicos o se produzca posteriormente.

Si los materiales que fosilizan la falla se depositan simultáneamente a la tectónica, al escarpe de línea de falla debido a su posterior erosión, se le denomina *revelado* o *descubierto* (figura 8.22b). Si los depósitos son poste-

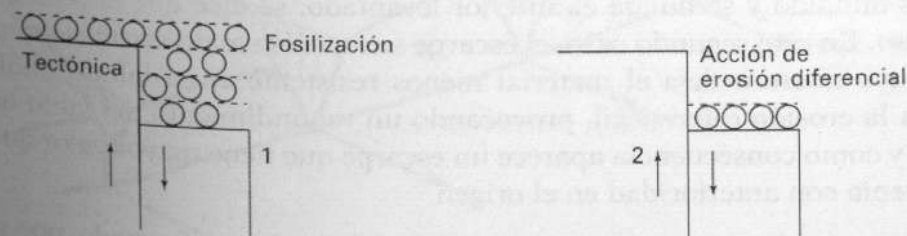


Figura 8.22b. Escarpe de línea de falla revelado. Obsérvese que aquí no se vio la falla previamente.

riores a la tectónica, al escarpe de línea de falla debido a la erosión, se le denomina *exhumado* y corresponde al resurgimiento del salto primitivo (figura 8.22c).

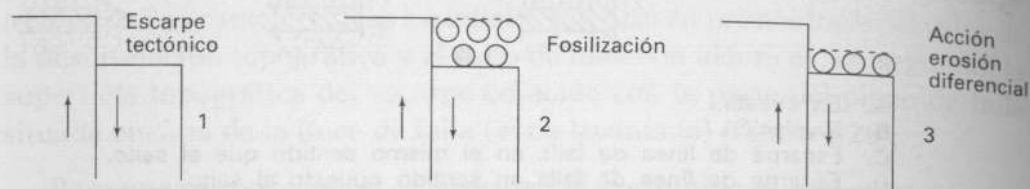


Figura 8.22c Escarpe de línea de falla exhumado. Obsérvese que aquí la falla se vio durante un tiempo.

3.3.3. Escarpe de línea de falla compuesto

Un escarpe de falla compuesto es el resultado de la acción simultánea de la tectónica y de la erosión diferencial. Es pues, una forma estructural mixta, pues combina ambos tipos de escarpe, una parte de escarpe original y otra de escarpe derivado.

En estos escarpes se pueden distinguir dos tipos fundamentales. El que forman los originados por *rejuego de falla*, que implica por tanto una segunda actuación de la tectónica y el que se origina por exageración del escarpe original debido a la acción de la erosión diferencial (figura 8.22d). El primer tipo se forma cuando un escarpe ya existente de tipo derivado adquiere mayor valor en función de una redislocación de la falla por una nueva fase tectónica. Si ese nuevo movimiento tectónico tiene el mismo sentido que el primero, se dice que el rejuego de falla es *directo*, levanta más el labio levantado y hunde más el hundido. Si por el contrario, se levanta el labio antes hundido y se hunde el anterior levantado, se dice que el rejuego es *inverso*. En este segundo caso, el escarpe se forma cuando en una estructura, cuya fractura deja el material menos resistente en el labio hundido, actúa la erosión diferencial, provocando un rehundimiento del labio hundido y como consecuencia aparece un escarpe que tiene mayor valor que el que tenía con anterioridad en el origen.

En todos los casos expuestos, el escarpe final está formado por una parte del escarpe original y otra del escarpe derivado aunque de origen distinto en cada tipo.

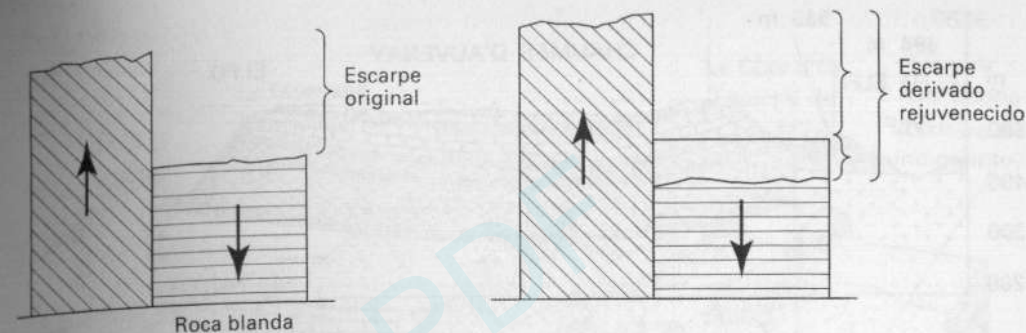


Figura 8.22d. Escarpe derivado rejuvenecido por erosión diferencial.

Todos los tipos de escarpes de falla que poseen fuerte pendiente, se hallan disecados en *facetas* de formas triangulares o trapezoidales, consecuencia de la acción de los barrancos que corren perpendicularmente a ellos y se dirigen hacia el labio hundido (figura 8.22e).

En las figuras 8.23a, b, c, se pueden observar diferentes tipos de escarpes de línea de falla que ilustran todo lo anteriormente expuesto.

En la figura 8.24. se ha dibujado un bloque diagrama que representa la montaña borgoñona como ejemplo de la estructura fallada que acabamos de analizar. En él se puede observar cómo las capas Sedimentarias han sido rotas por una serie de fallas de dirección Norte-Sur. Algunos bloques han

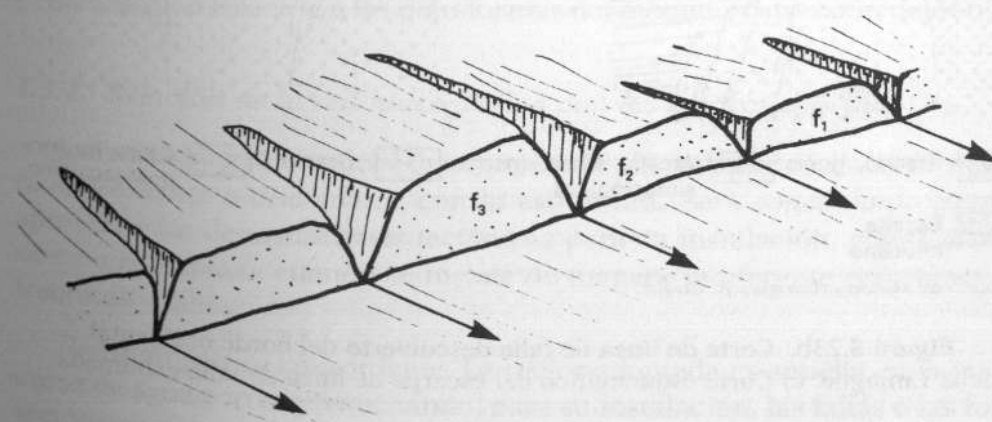
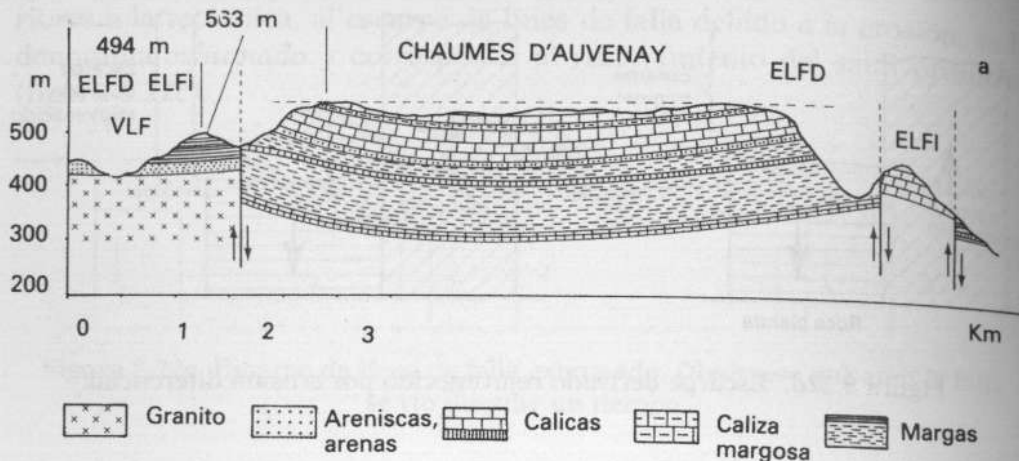
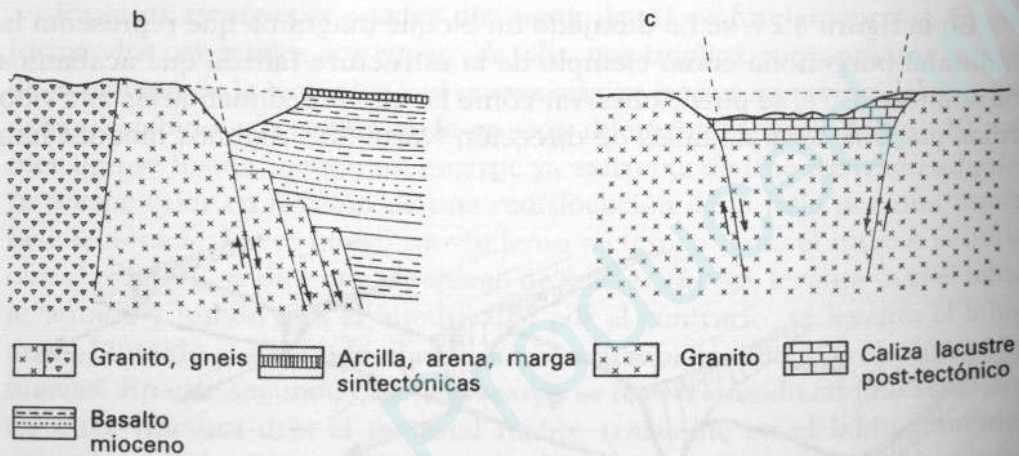


Figura 8.22e. Facetas trapezoidales.



Tomado de «Geomorfología» R. Coque.

Figura 8.23a. Tipos de escarpe de línea de falla: a) Escarpes de falla dobles de Côte d’Borgoña. ELFD: Escarpe de línea de falla directo. ELFI: Escarpe de línea de falla invertido. VLF: Valle de línea de falla.



Tomado de «Geomorfología» R. Coque.

Figura 8.23b. Corte de línea de falla descubierta del borde occidental de la Limagne. c) Corte esquemático del escarpe de línea de falla exhumada.

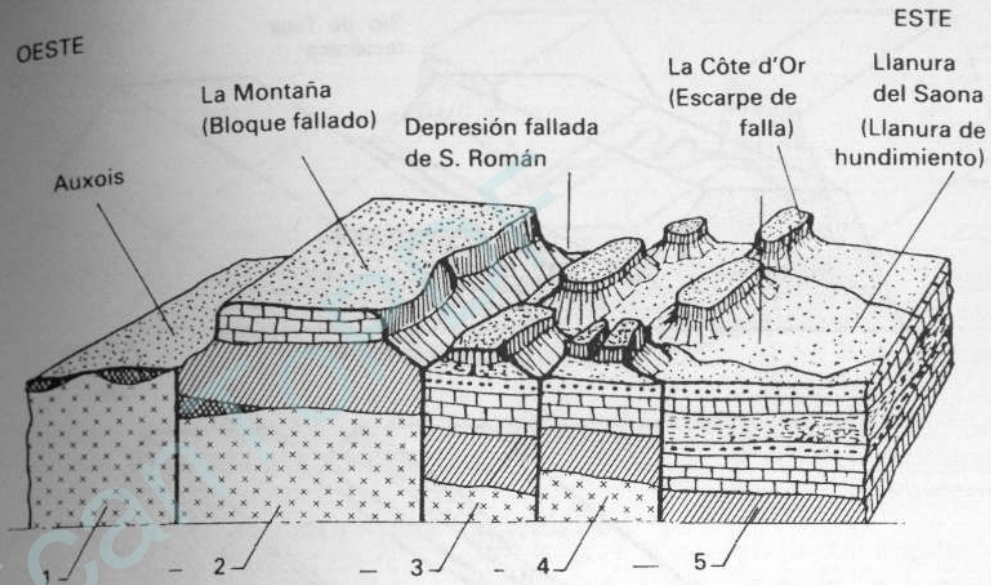


Figura 8.24. Ejemplo de relieve fallado: La montaña Borgoña.

sido levantados y forman plataformas escalonadas hacia los 570 m (bloque 2) y 460 m (bloques 3 y 4), separadas por escarpes de falla. Al Este, la llanura del Saona corresponde a un bloque hundido. Al Oeste, por el contrario, el Auxois (bloque 1) corresponde a un bloque levantado entre fallas, pero constituido por arcillas blandas, que ha sido excavado por la erosión y rebajado con relación a las plataformas del bloque 2 (inversión del relieve).

3.3.4. Relación de la red hidrográfica con las estructuras falladas

La red hidrográfica puede instalarse sobre la superficie fallada de manera *concordante* o *discordante* con la estructura. Será *concordante* cuando aproveche las deformaciones tectónicas para su instalación, y será *discordante* o *inadaptada* cuando se instale de manera indiferente respecto a las fracturas y fallas.

Red hidrográfica concordante. La mejor adaptada es aquella en la que el curso de agua corre aprovechando, para su instalación, las fallas o las fosas tectónicas, el río corre paralelo a los dos escarpes que delimitan este valle y que conforman el horst. El curso del río corre por el labio hundido de la

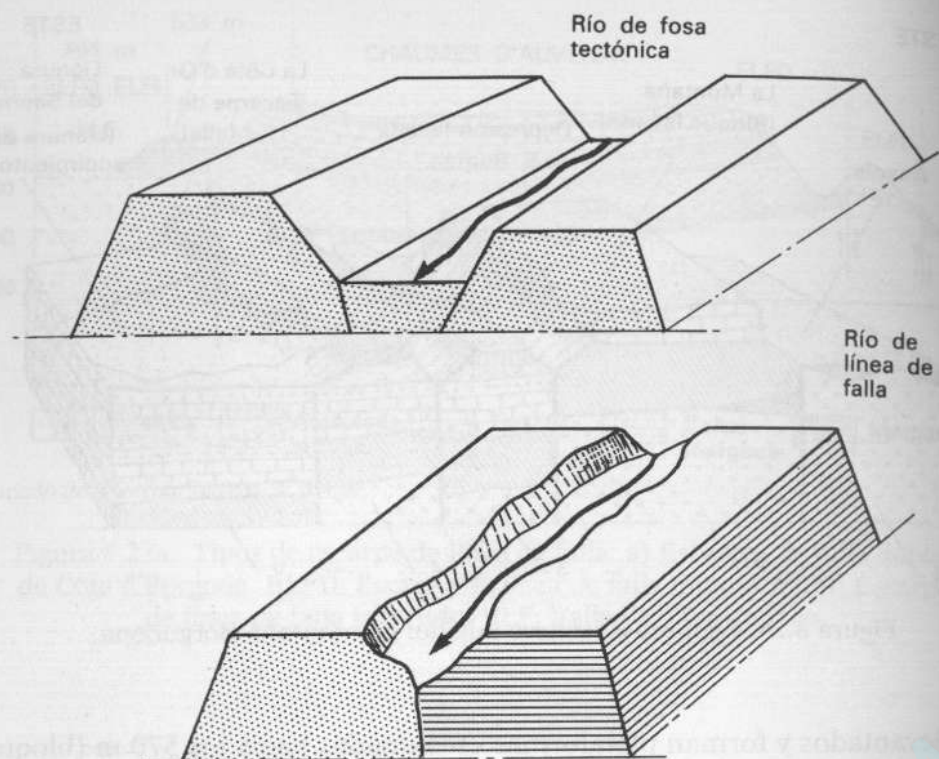


Figura 8.25. Red hidrográfica concordante.

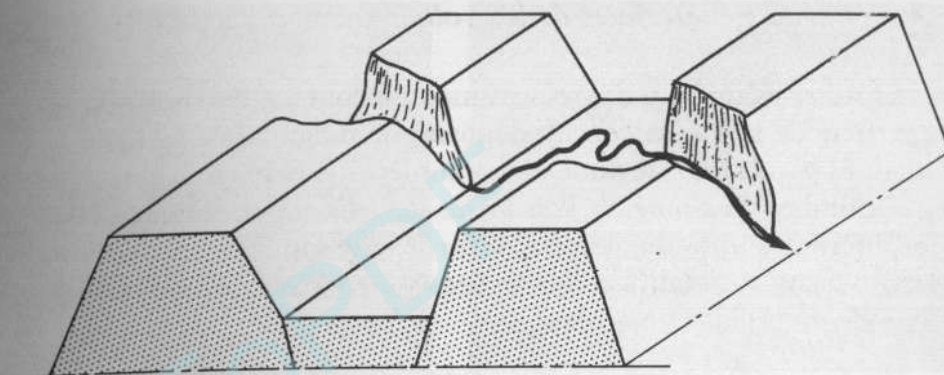


Figura 8.26. Red hidrográfica discordante.

3.4. Los relieves en estructuras volcánicas

Las estructuras volcánicas son aquéllas que han sido originadas por el vulcanismo. Son, por tanto, estructuras constituidas por rocas de origen interno, entre las que se pueden considerar a los *volcanes*, las *coladas* y las *formas de excavación*. A pesar de encontrarse en la mayor parte de la corteza terrestre de las áreas sumergidas, en casi el 70% de los fondos marinos, este tipo de estructuras son las menos frecuentes en la corteza continental, donde presentan un carácter local y discontinuo, dentro de otras unidades morfoestructurales. La actividad volcánica que los genera se caracteriza por su gran velocidad de actuación. Se trata de un fenómeno muy extendido, continuo, si lo consideramos a escala global, pero que, desde el punto de vista de la Geomorfología continental adquiere un carácter puntual y de interés y significado relativamente menor que otras estructuras más extendidas. Por otra parte, el vulcanismo, en el que tectogénesis, litogénesis y morfogénesis se integran, produce unas formas de relieve muy peculiares que, sin embargo, acaparan la atención de los estudiosos de la Geomorfología estructural, por su singularidad.

3.4.1. Los volcanes

Un *volcán* puede definirse como un edificio formado por la acumulación de productos sólidos alrededor de una boca eruptiva o cráter. Su forma será diferente según sea el carácter de la erupción, el tipo de materiales que se emitan y su posterior disposición en la superficie.

fractura y se adapta mejor cuando éste está basculado en dirección al labio levantado.

También es concordante el curso de agua instalado en las líneas de falla aunque no exista escarpe. Si la línea de falla separa litologías diferentes el río actúa por erosión diferencial y puede provocar la aparición de escarpes de falla derivados.

Los valles de fosa tectónica y de labio hundido son valles tectónicos. Los de línea de falla son erosivos (figura 8.25).

Red hidrográfica discordante. La red se instala de manera indiferente respecto a las fracturas y fallas. Al igual que sucedía en las estructuras plegadas, esa instalación discordante puede ser debida a una situación de *antecedencia* o a la *sobreimposición* (figura 8.26).

3.4.2. Partes y materiales de los volcanes

El *cráter* es un orificio, relativamente pequeño, que pone en contacto la superficie de la Tierra con un depósito de magma que se halla en profundidad. El conducto que pone en comunicación el magma con el cráter recibe el nombre de *chimenea volcánica*. Por ella y por el cráter salen al exterior diferentes tipos de materiales: *lavas*, que son rocas fundidas de aspecto viscoso hasta su solidificación, *cenizas* y *escorias*, así como emanaciones de gases denominadas *fumarolas*.

Según se trate de erupciones rápidas y explosivas, o tranquilas, así será el edificio del volcán. Las primeras originan *conos de ceniza* o a *conos compuestos*. Las segundas dan lugar a *domos de lava* o a *escudos volcánicos*.

Los *conos de ceniza* están formados por fragmentos de lava solidificados, arrojados por un cráter central. Cuando estos fragmentos de lava son de gran tamaño se denominan *bombas volcánicas*, que mientras se solidifican en el aire toman un aspecto fusiforme. Si los fragmentos son pequeños se denominan *lapilli* y forman, en gran parte, el cono volcánico. Pero, si todavía los fragmentos son más reducidos reciben el nombre de *cenizas* y *polvo volcánico*; ambos son transportados hasta varios kilómetros de distancia alrededor del cráter, en función de su tamaño. Los conos de ceniza pueden surgir en cualquier lugar, en las montañas, llanos o valles. Muchas veces, forman grupos que se alinean paralelos a las líneas de falla por las que se pone en contacto el interior magmático con el exterior.

Los *conos compuestos* son los que forman la mayor parte de los volcanes del mundo. Están constituidos por estratos de lapilli y cenizas que alternan con coladas de lava. Algunos autores les llaman, por ello, *estratovolcanes*. Las laderas del volcán tienen mayor pendiente cuanto mayor es el ángulo con el que reposan los lapilli y las cenizas. El volumen y resistencia del edificio volcánico depende de los estratos de lava que existan. Estas laderas del volcán están jalonadas por *barrancos radiales*, que, al estrecharse hacia la parte inferior, recortan los estratovolcanes en mesetas triangulares llamadas *planèzes*. La mayor parte de los volcanes compuestos están alineados formando el cinturón circumpacífico. En Europa, los podemos encontrar en Italia y Sicilia. También en las costas africanas, el Teide, en las islas Canarias, es definido por algunos autores como estratovolcán.



Fotos: M.ª José AGUILERA

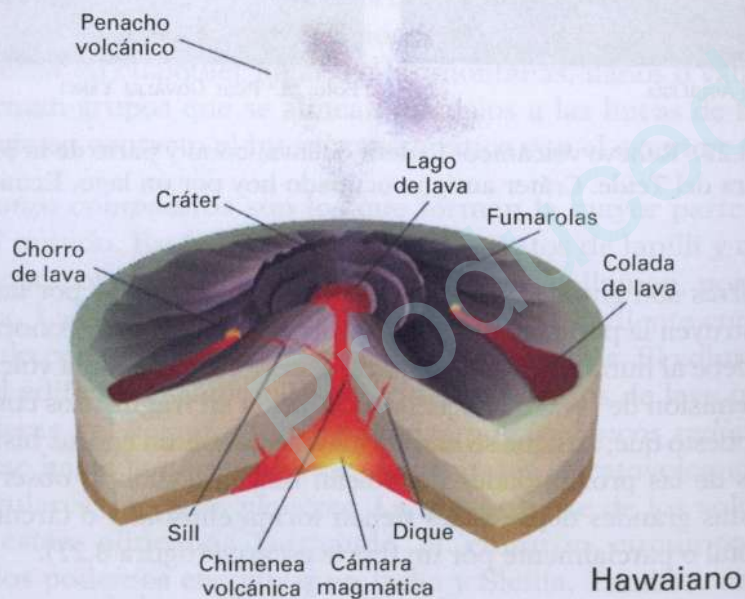
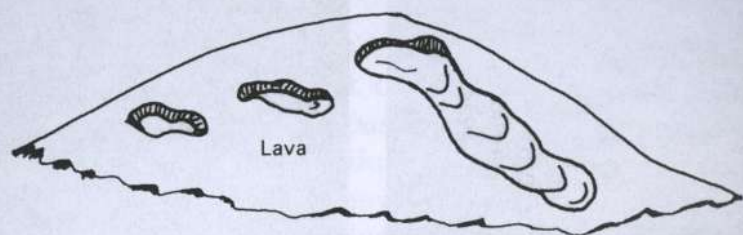
Foto: M.ª Pilar GONÁLEZ YANCI

Figura 8.27. Relieve volcánico. Ladera de lava, cono y parte de la primera caldera del Teide. Cráter antiguo ocupado hoy por un lago. Ecuador.

Las *calderas* son grandes depresiones centrales, formadas por las explosiones que destruyen la parte central del edificio volcánico. No se conoce si su formación se debe al hundimiento de la parte superior de la cúpula volcánica, tras una fuerte emisión de lava, o si aquella es lanzada en fragmentos con la última explosión, puesto que, aunque se han formado calderas en épocas históricas, las condiciones de las proximidades del volcán han impedido la observación del proceso. Estas grandes depresiones tienen forma elipsoidal o circular y están rodeadas total o parcialmente por un fuerte escarpe (figura 8.27).

Si las erupciones son tranquilas se forman *domos de lava* o *escudos volcánicos*. En ellos, la lava sale al exterior a través de grietas o fisuras. La

sucesiva acumulación de coladas de lava llega a formar enormes planicies y mesetas. Se caracterizan por la suavidad de sus vertientes y por presentar el techo del edificio volcánico casi horizontal. Estos volcanes no producen explosiones, ni emiten fragmentos sólidos, por lo que carecen de cráter de explosión; en su lugar, poseen una ancha *depresión central* o *sink* de paredes escarpadas y grandes dimensiones. Son semejantes a las calderas y se originan por hundimiento de la parte superior del edificio volcánico tras la expulsión de lava que existía en la cámara magmática. En la actualidad puede verse el basalto fundido en los *cráteres de hoyo*, depresiones de abruptas paredes y anchura entre 400 y 800 m, situados en la depresión central del volcán o en otras partes del domo.

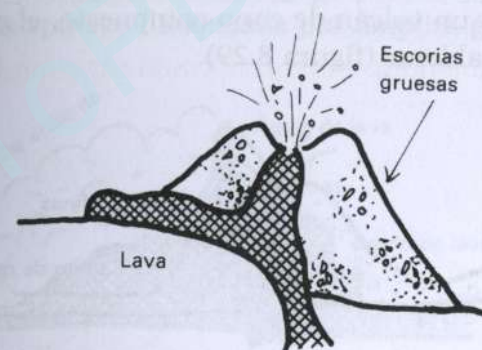


Hawaiano

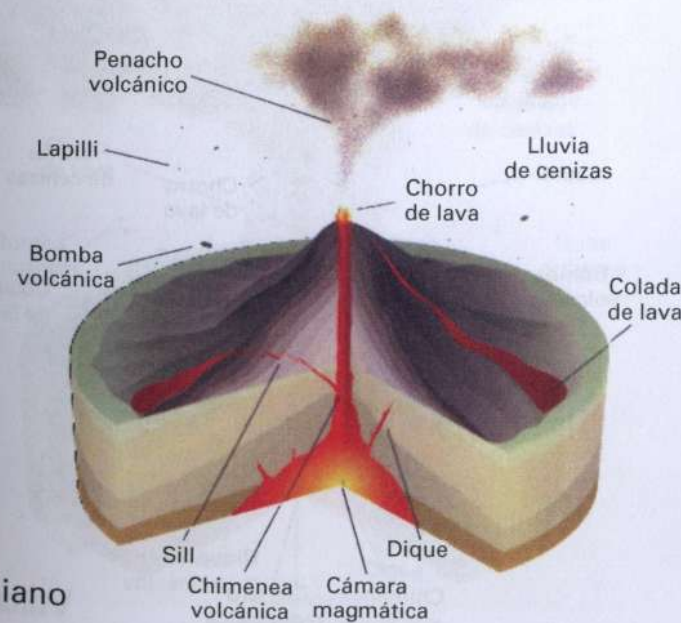
Figura 8.28. Esquemas de volcán tipo Hawaiano.

5.1.3. Tipos de volcanes

Los volcanes se han clasificado también en función de su explosividad, aunque la evidencia ha demostrado que cada volcán constituye un fenómeno único y singular. Sin embargo, interesa conocer esos distintos tipos, porque son diferentes fases por las que pasa un proceso eruptivo.



Tipo estromboliano



Estromboliano

Figura 8.29. Esquemas de volcán tipo estromboliano.

El tipo *hawaiano* (Mauna Loa, islas Hawai) es el resultado de efusiones abundantes y tranquilas de lavas basálticas fluidas, alrededor de una boca situada en el fondo de una fosa y a partir de unas fisuras radiales. Es un tipo de *domo volcánico* o *volcán escudo* (figura 8.28).

El tipo *stromboliano* (Stromboli, islas Lípari) resulta de la alternancia sistemática de lavas y lechos de proyecciones de cenizas y escorias e incluso de fragmentos arrancados a las paredes de la chimenea en el momento de las erupciones. Es un volcán de cono compuesto, el *estratovolcán*. En él suelen aparecer las calderas (figura 8.29).

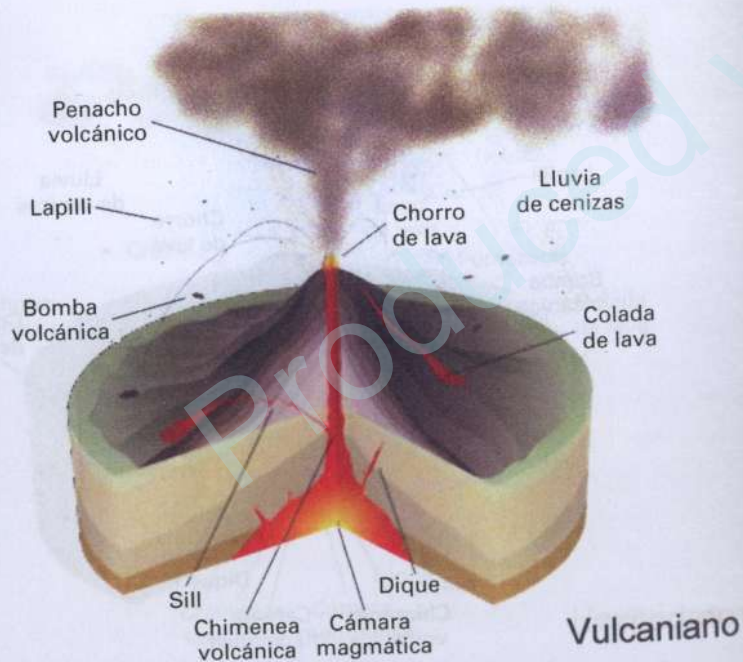


Figura 8.30. Esquemas de volcán tipo vulcaniano.

El tipo *vulcaniano* (Vulcano, islas Lípari) se forma por erupciones muy violentas con fuerte explosividad y su cono se compone de cenizas y escoria fundamentalmente, separadas por pequeñas interestratificaciones de lavas. Es prácticamente un *cono de cenizas* (figura 8.30).

El tipo *peleano* (monte Pelé) se forma por la extrusión de lavas poco fluidas, viscosas, acompañadas de nubes ardientes. A veces, conserva la forma cilíndrica de la chimenea y forma una aguja que se fragmenta en prismas al enfriarse; esta aguja aparece flanqueada por amplias grietas de hundimiento.

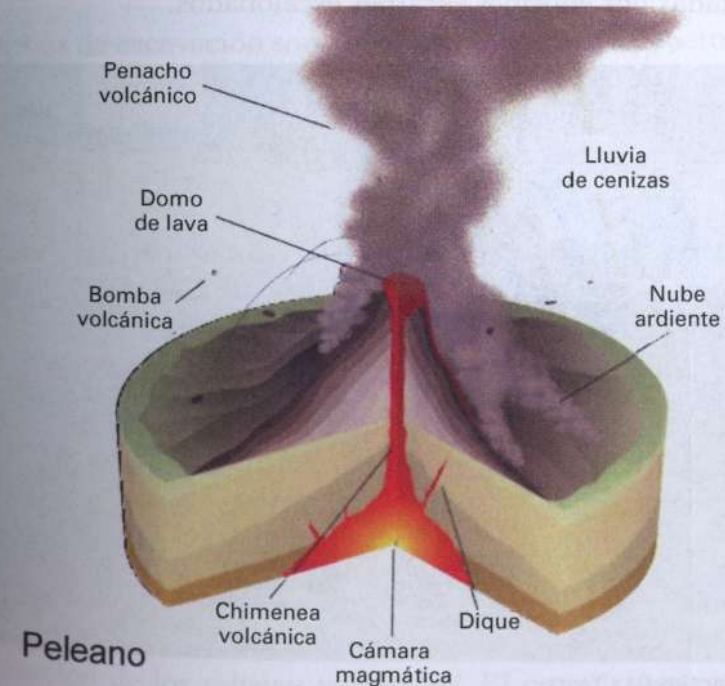


Figura 8.31. Esquemas de volcán tipo peleano.

to, por las que salen gases en forma de nubes ardientes. Cuando la lava se acumula en la boca eruptiva, crea un *domo* o *cúpula volcánica* (figura 8.31).

3.4.4. Las coladas

Las coladas de lava emitidas a partir de bocas o de fisuras eruptivas dan lugar a formas estructurales primitivas originales. La naturaleza del magma, su temperatura, la cantidad de gas a presión que contiene y la topografía sobre la que se extienden, hacen que presenten diferentes características (figura 8.32).

Las lavas viscosas, por su acidez o por su temperatura poco elevada, forman coladas cortas y espesas de perfil abombado. Las lavas fluidas, por lo general basálticas, forman largas coladas de varios kilómetros, que a veces corren por los valles próximos. Si la topografía subyacente está poco diferenciada forman extensos mantos.

Los *trapps* constituyen amplias mesetas estructurales de escasa pendiente, limitadas por enormes escarpes escalonados.



Foto: M.ª Pilar GONÁLEZ YANCI

Figura 8.32. Colada de lava. Ecuador.

Las lavas poseen una estructura prismática característica, debido a su fragmentación según fisuras de retracción, normalmente perpendiculares a la superficie de enfriamiento. En sentido vertical, se presentan como tubos de órgano o columnas y en horizontal tienen forma poligonal. Si la lava es muy fluida se desliza rápidamente y la capa más superficial se solidifica, pero el interior se frunce; esas arrugas, estiradas en el sentido del movimiento, dan lugar a una típica forma de apariencia cordada. Si el deslizamiento es lento, puede formarse una capa más ancha y rígida, cuya ruptura da una superficie pedregosa con grandes bloques, pináculos y agujas.

Las coladas, originalmente extendidas por un valle o zona deprimida, aparecen a veces colgadas, con aspecto de franjas de meseta o de cerros tabulares. Estas mesas muestran la mayor resistencia a la erosión de las lavas respecto a las rocas del sustrato.

3.4.5. Las formas de excavación

Las formas de excavación son aquellas que aparecen al actuar la erosión diferencial sobre las rocas sedimentarias que cubrían formaciones intrusivas o efusivas de volcánicas. Éstas quedan al descubierto, dando lugar a formas estructurales exhumadas. Para denominarlas se utilizan los mismos términos que utilizan los geólogos para diferenciar los accesos magmáticos.

Entre las intrusiones, las *sills* son cornisas escalonadas a lo largo de las vertientes, producidas en las series sedimentarias afectadas. Los *lacolites* forman *domos elípticos*, de perfil convexo, rodeados de cuestras o falsas cuestras, modelados en su cobertera sedimentaria.

En las extrusiones, los *espigones* son columnas o escarpados pilones de lava compacta solidificada en los conductos. Los *necks* son el resultado de la exhumación de la lava solidificada en la antigua chimenea volcánica, su forma recuerda a los domos y agujas volcánicas. A veces, la erosión deja al descubierto las lavas solidificadas en las fisuras del antiguo volcán, constituyendo auténticas murallas llamadas *dykes* (diques) (figura 8.33.) si son rectilíneas y *ring-dykes* si son circulares. En la figura 8.33. se puede observar la evolución de los relieves volcánicos. El croquis A representa, en la fase final de su formación, a un volcán surgido en una fractura del zócalo

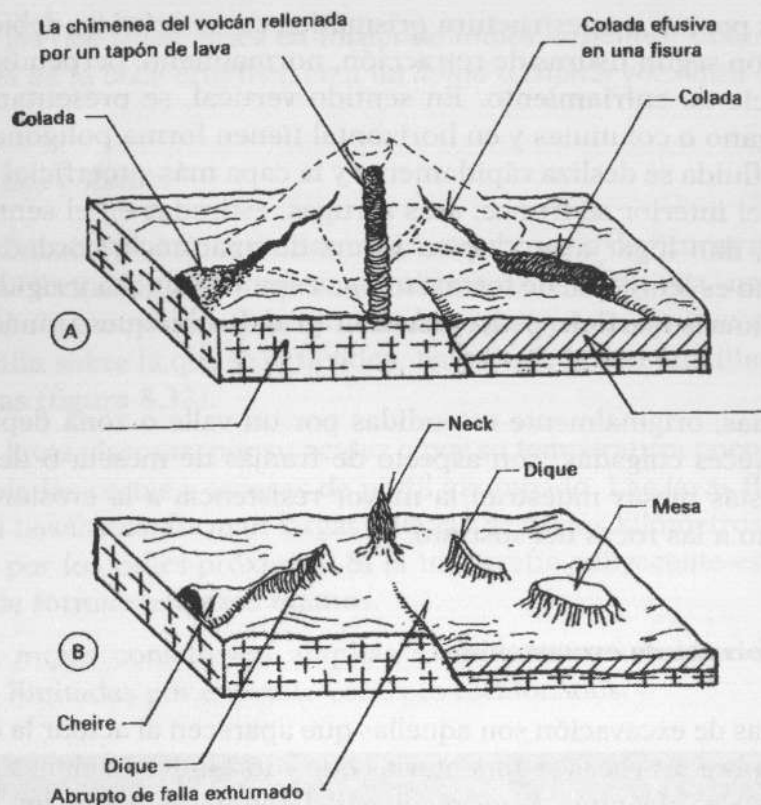


Figura 8.33. Evolución de los relieves volcánicos.

Por donde han subido las lavas. Éstas se han solidificado en la chimenea, en el interior del cono de cenizas y escorias. Por las fisuras del cono se han escapado lavas que se expanden en coladas. El croquis B muestra el estado del relieve cuando los materiales más blandos han sido dismantelados por la erosión. Agujas (necks) y murallones de lava (diques) han quedado en resalte. En los lugares donde las coladas recubrían rocas blandas, se han formado mesetas aisladas por encima de las zonas rebajadas por la erosión (inversión del relieve); en los sitios donde reposaban sobre rocas duras del manto cristalino han permanecido en la posición primitiva (Cheires).

Resumiendo se puede afirmar que los diferentes relieves volcánicos dependen de tres hechos fundamentales:

ellas depende la mayor o menor viscosidad de la lava según sea su composición química, hecho fundamental para la resistencia de las rocas. Las lavas ácidas (riolitas) son mucho más duras que los basaltos.

2. De la edad más o menos antigua de las erupciones, que determina la mayor o menor duración de los ataques erosivos al relieve primitivo.
3. Del relieve y de la naturaleza del basamento sobre el que se ha instalado el edificio y material volcánico. Un basamento plano favorece la formación de mesetas volcánicas. Si es poco resistente favorece la desaparición, por la acción de la erosión, de las formas primitivas.

Por otra parte, la erosión actúa sobre la estructura volcánica, apareciendo los barrancos y las planèzes, los trapps, las franjas de meseta y cerros tabulares, o actúa sobre la cobertera sedimentaria que recubría formaciones intrusivas y extrusivas, originando relieves estructurales exhumados como los sills, espigones, necks o dykes, según cual sea la estructura exhumada.

LECTURAS RECOMENDADAS

LÓPEZ BERMÚDEZ, F., RUBIO RECIO, J. M., CUADRAT, J. M. (1992): *Geografía Física*. Ed. Cátedra. Madrid. Manual que abarca más aspectos que los tratados en este tema al comprender toda la Geografía Física. Libro de fácil lectura y comprensión que permite ampliar y conocer otras percepciones de las contempladas en éste. Los capítulos son de gran utilidad para ampliar y profundizar en los aspectos tratados aquí.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1992): *Geomorfología*. Ed. Síntesis. Madrid 594 págs. Es un manual de Geomorfología asequible y puede servir para comparar puntos de vista de geógrafos y geomorfólogos respecto a lo tratado en el tema. Sirve para ampliar algunos conocimientos.

PEDRAZA GILSANZ, Javier de y otros (1996): *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones*. Ed. Rueda. Bajo una concepción diferente presenta los aspectos más relevantes de lo estudiado en este tema. Al estar concebido desde un punto de vista distinto. Encontrarán lo tratado en los temas 13 y 14 del manual.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Observe, en primer lugar, los bloques-diagrama insertos en el tema. Reconozca las diferentes formas representadas en ellos e intente recordar sus partes fundamentales. Vaya ahora a un atlas, a otro texto de Geomorfología o al libro de ejercicios prácticos, y busque un bloque-diagrama que represente estructuras horizontales, otro de inclinadas, otro de plegadas y otro de falladas. Comente sus diferencias.
- Visualice el vídeo «los relieves estructurales» elaborado por el equipo docente de la asignatura que le ayudará a comprender cómo se han formado estos relieves y cómo son atacados por la erosión.
- Vea en un atlas, en otros textos y en el libro de ejercicios prácticos, fotografías que representen los distintos tipos de estructuras que ha estudiado en el tema.
- Por último, cuando viaje, intente reconocer en la realidad las formas de relieve originadas por las fuerzas de origen interno, o tectónicas. Puede también indicar si sobre ellas ha actuado la erosión, cómo lo ha hecho y a qué formas ha dado lugar.
- Una forma de relieve en la que tanto la estructura como la erosión son fundamentales para su formación es el relieve apalachense, busque ejemplos gráficos de dentro y fuera de España y explique su evolución.

Produced with Scantopdf

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

1. Los relieves acclinales se localizan en determinados lugares de la superficie terrestre ¿Cuáles son?
2. ¿Qué tipo de esfuerzos originan los relieves monoclinales? ¿En qué áreas terrestres los podemos encontrar?
3. ¿Cómo se denominan los relieves que son originados por las fuerzas internas de la Tierra?
4. Los relieves plegados aparecen en determinados tipos de rocas ¿en cuáles?
5. ¿Qué tipos de rocas son las que sólo se fracturan o fallan?
6. ¿Existen formas erosivas en los relieves estructurales?
7. Si una red hidrográfica es discordante con la estructura ¿qué quiere decir? ¿Cómo ha podido tener lugar esa discordancia?
8. ¿A qué circunstancias puede deberse que los anticlinales y sinclinales debidos a la acción de la tectónica, no coincidan con las partes más elevadas y más bajas de la topografía? ¿Qué nombre reciben estos relieves?
9. ¿Qué es un salto de falla? y ¿un escarpe de falla compuesto?
10. ¿Qué procesos sufre un relieve hasta dar lugar a un relieve apalachense?

Tema 9

Morfologías litológicas

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

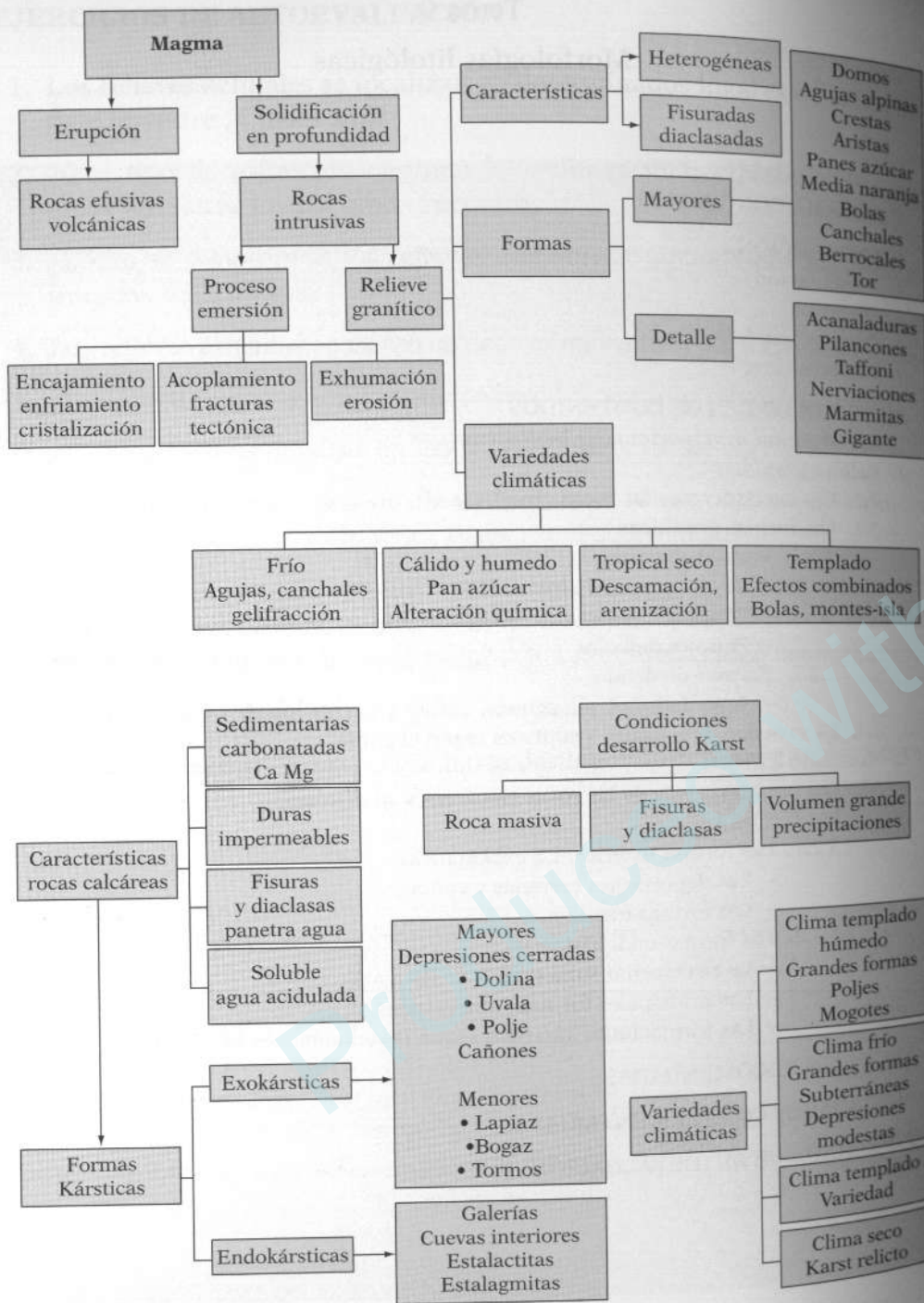
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. Introducción. Las morfologías litológicas
2. Relieve granítico
 - 2.1. Características de las rocas graníticas
 - 2.2. Las formas graníticas
 - 2.2.1. Formas mayores
 - Domos y agujas alpinas
 - Panes de azúcar y medias naranjas
 - Paisajes de bolas
 - 2.2.2. Formas de detalle
 - Acanaladuras, pilancones, taffoni y nerviaciones
 - 2.3. La variedad de paisajes graníticos según el clima
3. Modelado kárstico
 - 3.1. Las características de las rocas calcáreas y su disolución
 - 3.2. Las formas kársticas
 - 3.2.1. Las formas exteriores o exokársticas
 - Las depresiones cerradas y cañones
 - Las formas menores
 - 3.2.2. Las formas endokársticas
 - La circulación subterránea de las aguas
 - Las principales formas subterráneas
 - Las formaciones kársticas según las condiciones bioclimáticas

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

Aunque hemos visto que la tectónica juega un papel determinante para configurar las formas de relieve que se dan en la superficie terrestre, hay que considerar también que, en ocasiones, el tipo de roca se erige en protagonista y, de acuerdo con sus características, hace que se desarrolle un relieve peculiar, que configura una morfología o estructura litológica.

En este tema, vamos a analizar dos tipos de modelado en los que el roquedo dominante configura unos relieves particulares. El primero es el *relieve granítico*. En la zona de contacto entre la corteza y el manto se forma el magma. Éste puede llegar hasta la superficie por medio de erupciones y da lugar a la formación de las rocas extrusivas, efusivas o volcánicas, o enfriarse en profundidad solidificándose y formando rocas intrusivas, cristalinas. Cuando estas rocas afloran en superficie, en grandes extensiones, son afectadas por la erosión y, en función de sus propias características (componentes minerales, textura y estructura, heterogeneidad, fisuras y diaclasas, etc.) y de las condiciones medioambientales, dan lugar a numerosas formas, que configuran unos paisajes que llamamos *graníticos*.

En segundo lugar, trataremos el *modelado kárstico*. En rocas sobre las que la disolución es clave en su proceso de erosión, se configuran unos relieves originales, de gran interés geomorfológico, con gran variedad de formas, derivadas, al igual que en el caso anterior, de las propias características del roquedo (mayoritariamente rocas calcáreas, fisuradas y masivas) y de las condiciones medioambientales.

2. OBJETIVOS

- Comprender que en la configuración del relieve, además de la acción de la tectónica, que da lugar a las que llamamos formas estructurales, también juega un papel muy importante la composición del roquedo, que, en determinadas circunstancias, puede ser predominante.
- Conocer las características de las rocas graníticas y su respuesta ante la erosión.
- Conocer las principales formas del paisaje granítico, tanto las mayores, como las de detalle.
- Conocer las diferencias que presentan los paisajes graníticos según el clima en que se configuren.
- Conocer las características de las rocas calcáreas y el proceso de disolución que las puede afectar.
- Conocer las formas kársticas principales y la circulación subterránea de las aguas en las regiones calcáreas.
- Conocer las diferentes formaciones kársticas según los climas.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Antes de adentrarse en el estudio del tema es preciso haber trabajado antes los temas previos en que se exponen las características de las rocas y la acción de las fuerzas endógenas, que configuran los relieves estructurales.

Al estudiar este tema conviene que se preste atención a los esquemas, bloques diagrama y fotografías que resultan fundamentales para una mejor comprensión de las explicaciones teóricas. Una especial ayuda para el estudio puede ser el visionado de los vídeos didácticos «El modelado kárstico» y «Las rocas y el relieve», donde se hace una explicación apoyada en imágenes reales y esquemáticas.

4. PALABRAS CLAVE

Formas de modelado. Estructuras litológicas. Relieve granítico. Modelado Kárstico. Domo. Aguja alpina. Bola. Pan de azúcar. Tor. Dolina. Poljé. Cañón. Circulación subterránea de las aguas.

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. INTRODUCCIÓN. LAS MORFOLOGÍAS LITOLÓGICAS

A gran escala, la configuración morfológica del relieve que se presenta ante la vista, está básicamente determinada por la *tectónica*. Sin embargo, como es natural, las características litológicas y las condiciones ambientales ejercen su influencia y dan lugar a respuestas diversas frente a la tectónica y la erosión.

En ocasiones, sin embargo, el tipo de roquedo, adquiere un notable protagonismo en la configuración del relieve, no ya a escala de detalle, sino incluso a escala regional, de modo que podemos hablar de *estructuras o morfologías litológicas*, porque es la litología la que determina las formas de relieve.

Esto llega a ocurrir cuando la estructura geológica está constituida por:

- Rocas homogéneas y masivas, que hacen poco probable la erosión diferencial.
- Rocas que por sus características son susceptibles de una determinada forma de erosión dominante, como la disolución.
- Rocas que presentan unas características excepcionales, que hacen que su respuesta a la erosión y las formas que se generen sean también excepcionales, como los materiales volcánicos.

En definitiva, las características de algunas rocas (composición química, estructura cristalográfica y respuesta mecánica) y su presencia masiva, pueden hacer que el relieve presente una relación con el roquedo tan grande, que nos haga considerar la existencia de unas determinadas *estructuras litológicas*. A las formas estructurales en las que el protagonismo es el del tipo de roca dominante se las denomina también *formas de modelado*.

En este tema nos vamos a referir concretamente a las morfologías que presentan las rocas graníticas y las que se dan en rocas carbonatadas (calizas y dolomías). La morfología volcánica se incluye en el tema 8.

2. RELIEVE GRANÍTICO

2.1. Características de las rocas graníticas

En el tema 7 vimos el proceso de formación, características, yacimiento, etc. de las rocas eruptivas. Los afloramientos de rocas ígneas, plutónicas y metamórficas alcanzan, en muchas ocasiones, grandes extensiones, en ámbitos diversos de la superficie terrestre.

Estas rocas, entre las que tiene especial protagonismo el *granito*, son *rígidas y resistentes* mecánicamente, pero pueden descomponerse por alteración química y muestran una notable *homogeneidad*, que no favorece el desarrollo de la erosión diferencial, tan importante en la configuración de los relieves estructurales guiados por la tectónica y, en cambio, dan lugar a que se desarrollen formas de modelado, que resultan variadas en relación, sobre todo, al ambiente bioclimático en que se generen.

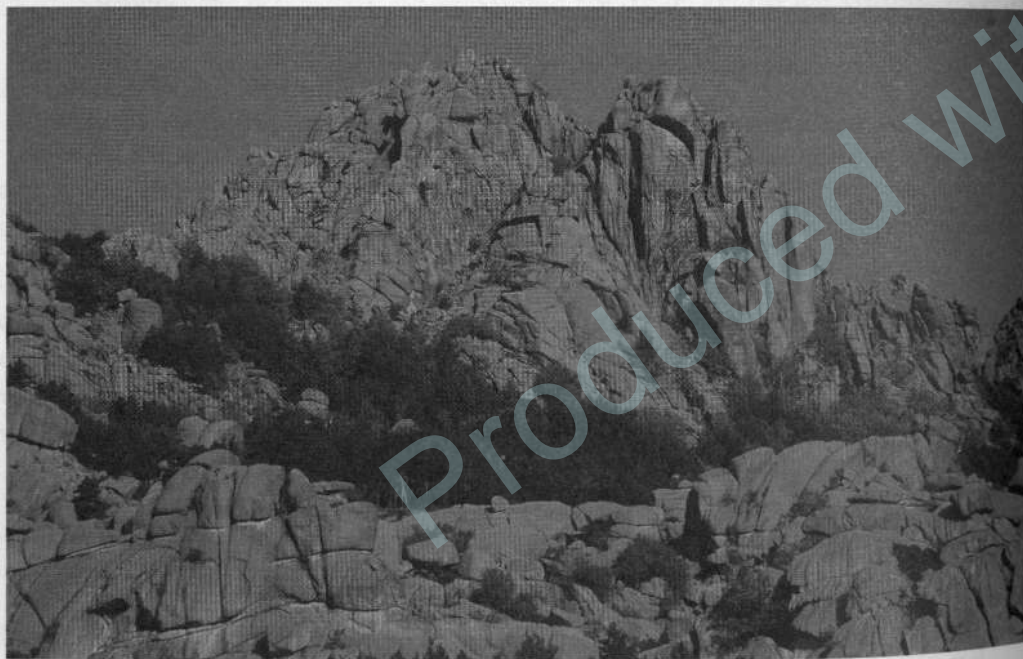


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.1. Paisaje granítico. Parque natural de La Pedriza. Sierra de Guadarrama.

Sin embargo, la homogeneidad global no significa que estas rocas ígneas no tengan una *heterogeneidad de detalle*, donde se aprecian contrastes y cambios, tanto de carácter químico, como mineralógico, de textura, etc. capaz de condicionar la respuesta a la erosión y las formas resultantes.

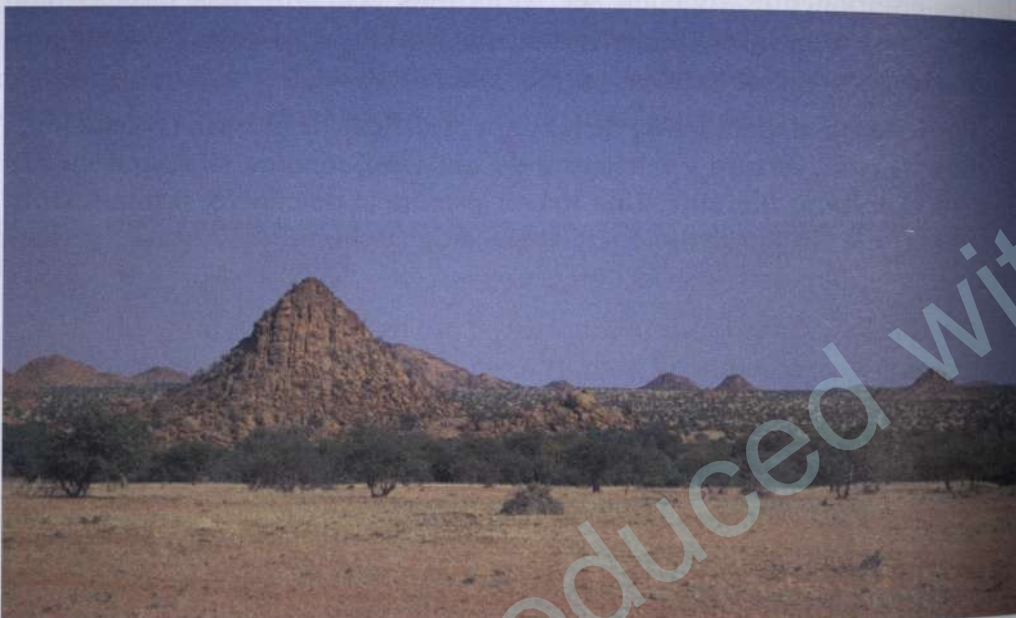
En primer lugar, hemos de considerar que las rocas cristalinas están *constituidas por varios componentes* (podemos definir técnicamente los granitos como rocas cristalinas, de origen magmático, intrusivas y compuestas de cuarzo, feldespato y mica, como minerales fundamentales y de piroxenos, anfíboles, circón, turmalina, etc. como minerales accesorios) que le confieren caracteres muy diversos, según la proporción en que se presenten dichos componentes (pueden ser rocas más ácidas o más básicas, con mayor o menor proporción de cuarzo, que es el mineral más resistente), así como según sean el tamaño del grano y la porosidad.

Por lo tanto, dependiendo de las características de la roca, en relación a la composición, textura y estructura de sus componentes, su respuesta a la erosión resultará diferente. Una mayor presencia de cuarzo, o una textura de grano fino, la harán más resistente, por ejemplo, que si posee menos cuarzo o una textura de grano grueso.

Cuando hay un afloramiento importante de un material cristalino con gran contenido en cuarzo, y por tanto más ácido y resistente, aparece lo que llamamos un *macizo granítico*, que resalta del entorno, por su ritmo de erosión más lento. En cambio, si hay una zona de material más blando, por menor contenido en cuarzo, por ejemplo, en la que los agentes erosivos han actuado con más intensidad, se forma lo que se denomina una *cubeta granítica*, que es una depresión relativa.

Del mismo modo, por diferencia de textura, se da distinta resistencia a la erosión, de manera que, en un afloramiento granítico, es frecuente ver la aparición de resaltes aislados, con forma de *cerros o alineaciones*, que destacan del entorno, sin que exista ninguna causa tectónica que los justifique, sino que son tan sólo la respuesta de unas zonas de textura diferente y más resistente. Más llamativos resultan los resaltes en forma de *pitones o crestas*, que son los restos de un dique o chimenea de cuarzo, que estaba intercalada entre la masa de roca plutónica.

Por otro lado, otra característica esencial, en relación a su respuesta a la erosión, es que las rocas graníticas presentan una serie de *fisuras y dia-*



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.2. Ejemplos de erosión diferencial en granito. Monte isla o inselberg en Madrid. Dyke de cuarzo en resalte en La Pedriza y Pitones aislados en Namibia.

clases, que son consecuencia de su proceso de formación, al igual que su composición y estructura.

La roca ígnea se forma a partir de un magma, roca fundida de materiales que se generan en la zona de contacto entre el manto y la corteza terrestre. La dinámica de la tectónica de placas, en su continuo proceso de creación y destrucción, hace que se formen magmas en zonas de colisión o de separación de placas, en determinados puntos de una misma placa, como antiguos bordes soldados, o en zonas de elevada temperatura. Si el magma, mediante una erupción, llega a la superficie y se enfría, da lugar a la formación de *rocas efusivas o volcánicas*, como sabemos, pero si se solidifica en profundidad, mediante una paulatina cristalización, da lugar a las *rocas intrusivas*. La masa magmática que se enfría en profundidad sufre un proceso de ascenso que la hace incrustarse entre rocas que ocupan niveles superiores en la corteza, que se convierten en rocas «caja» o «encajante» para las emergentes, que como vimos en el tema 8 se disponen en forma de mantos, diques, lacolitos, lopolitos y batolitos.

La roca así formada en el interior, con las características que le confiere el proceso de enfriamiento y la composición inicial del magma, que le dan el carácter heterogéneo que hemos visto, emerge a la superficie cuando son desmantelados los materiales que la recubrían, o entre los que estaba encajada, quedando expuesta al contacto con el exterior.

Fases del proceso de emersión de las rocas intrusivas

El proceso hasta la emersión tiene tres fases:

- Intrusión del magma hasta *encajarse* en materiales diferentes, donde se produce el enfriamiento y la cristalización, originándose el *plutón*.
- La roca, ya formada, sufre un proceso de *acoplamiento*, durante el cual el plutón es afectado por esfuerzos tectónicos, que provocan en la roca *fracturas* y *fisuras* de diversas dimensiones.
- Como consecuencia de la erosión, en la superficie, los materiales entre los que estaba encajado el plutón son desmantelados, quedando la masa ígnea *exhumada*, expuesta a la acción de la meteorización y la erosión.

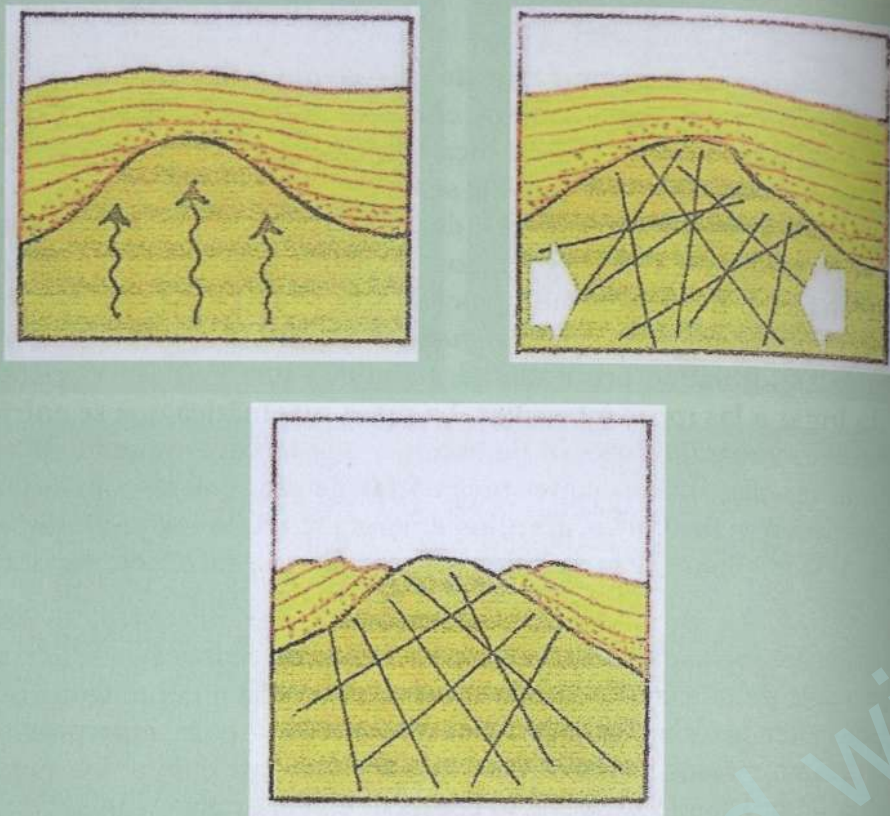
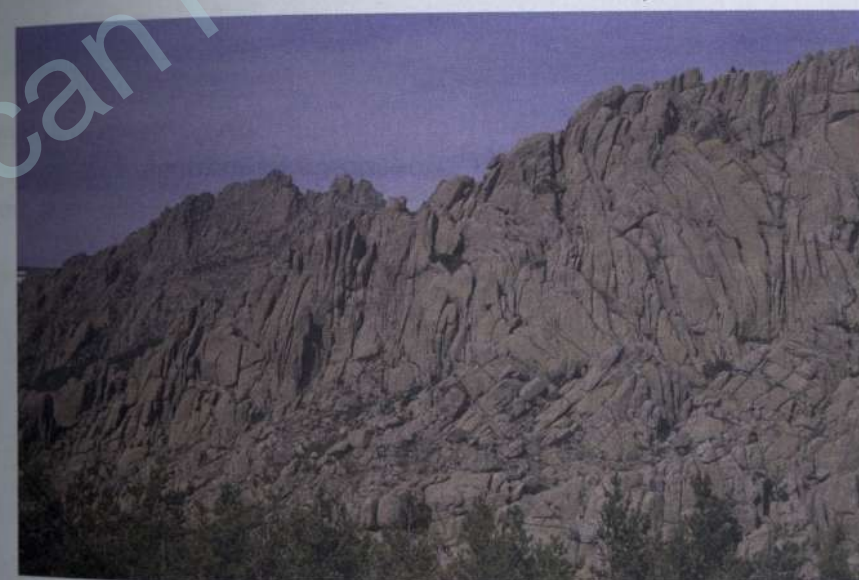
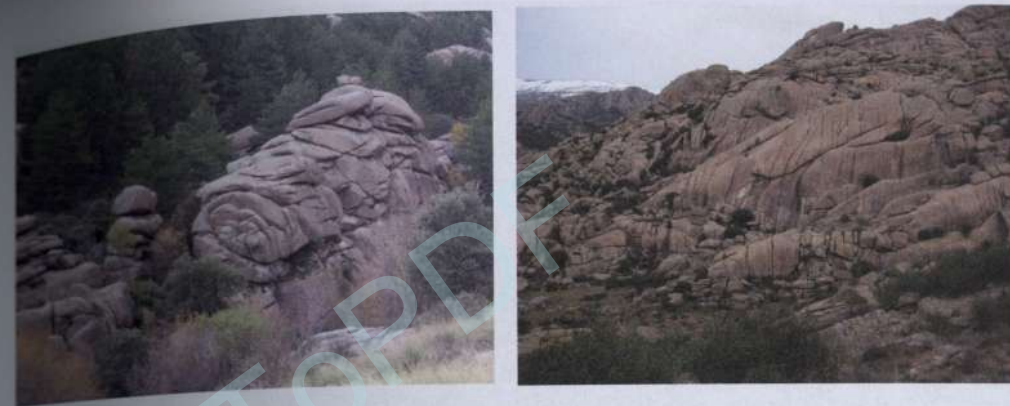


Figura 9.3. Fases del proceso de emersión de la roca intrusiva.

Las fracturas y fisuras, causadas durante el proceso, configuran una red de planos de carácter geométrico, que es esencial en el proceso erosivo posterior. Toda *diaclasa* o *fisura* constituye un camino de acceso al ataque erosivo de primera magnitud, de modo que, como es lógico, una red densa de fisuras provocará una erosión más intensa que si la roca está poco fracturada.

La red de diaclasas guiará el proceso de modelado, que, naturalmente, dependerá, en última instancia, de los caracteres bioclimáticos a que esté sometida la roca y, como antes decíamos, a su composición, textura y estructura mineralógica.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.4. Red de diaclasas en masa granítica. Parque natural de La Pedriza. Sierra de Guadarrama.

2.2. Las formas graníticas

Sobre la roca, ya en superficie, actúa la erosión, generando variadas formas de modelado, de diversas dimensiones.

2.2.1. Formas mayores

Domos y agujas alpinas

Son las más llamativas entre las de mayores dimensiones. Los domos, que en España se denominan en ocasiones yelmos, por recordar su forma a la de la pieza de este nombre en las armaduras antiguas (Peña del Yelmo de La Pedriza del Manzanares) son formas que aparecen en zonas frías, o montañosas, de clima templado. Constituyen relieves destacados con paredes lisas y curvilíneas de forma convexa. Se agrupan bajo este nombre todo un conjunto de formas de resalte más o menos abovedado, que presentan una variada tipología, simétricas o no, que pueden clasificarse como en la figura 9.5 desde las campaniformes a las de dorso de ballena, en artesa, etc. A su pie suelen aparecer acumulaciones de bloques o lajas, apareciendo el granito sano en superficie.

La clave de su formación está en el *diaclasado curvo* y en la acción de la *gelifracción*, que se da cuando las condiciones climáticas dan lugar a la alternancia de ciclos de hielo y deshielo en el agua, que al penetrar por las



Figura 9.5. Ejemplos de las principales formas que presentan los domos graníticos. Tomado de Pedraza, Sanz y Martín Formas graníticas de la Pedriza.

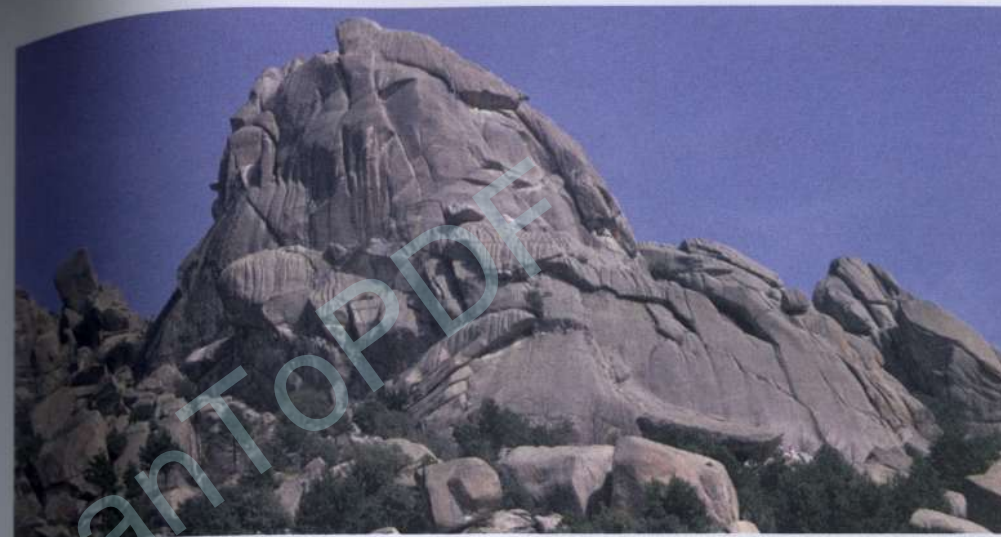


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.6a. Domo «El Pájaro» en La Pedriza.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.6b. Agujas de Los Galayos de Gredos.

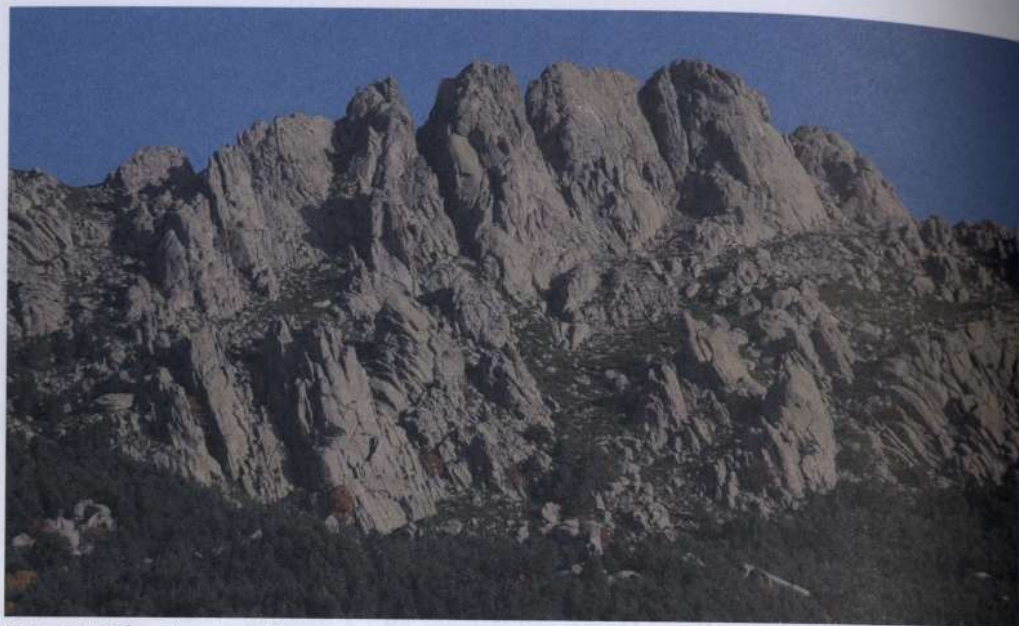


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.7. Crestas y aristas en diente de sierra «Las Torres» de La Pedriza.

fisuras de la roca, ejerce una labor de cuña que llega a desgajar los bloques rocosos que las limitan.

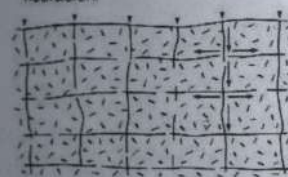
La gelifracción es también la principal causante de la formación de las *agujas alpinas*, llamadas así por ser notables las que se dan en Los Alpes, pero que no son exclusivas de esta cordillera. En este caso, las diaclasas rectas, predominantemente verticales, provocan la formación de relieves más o menos monolíticos, estrechos y alargados, limitados por paredes verticales, que pueden alcanzar alturas considerables. Unas veces se presentan aisladas y otras, como alineaciones que marcan la línea de cumbres. En España, por ejemplo en la Sierra de Gredos, se las denomina con términos autóctonos, como los de *cuchillares* o *galayares*. Progresivamente, estos relieves se van estrechando y el relieve se hace, tanto más afilado y escarpado, cuanto mas densa sea la red de diaclasas verticales y más rigurosos los procesos de congelación y deshielo. Al igual que en el caso de las formas dómicas, el granito aparece sano en superficie y a su pie suelen acumularse bloques de roca desgajados. Menos espectaculares son las *crestas y aristas*, igualmente propias de climas templados y fríos de montaña, que confi-

guran *perfiles de sierra*, más o menos agudas, con tendencia piramidal, guiadas por un diaclasado vertical importante.

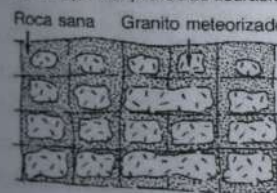
Panes de azúcar y medias naranjas

Otras formas de las que llamamos grandes son los denominados *panes de azúcar* y *medias naranjas*, de forma de domo, más regular y perfecta que en los así denominados, pero con diferencias con ellos. Pueden, al igual que aquéllos, alcanzar grandes dimensiones. Se desarrollan en climas tropicales, sin frío y sin necesidad de que existan diaclasas curvas. Constituyen allí, a menudo, relieves en resalte sobre superficies llanas, de arrasamiento, a modo de grandes cerros, de planta aproximadamente circular, con paredes curvilíneas, como grandes semiesferas o cúpulas. El granito está alterado en superficie y al pie no aparecen acumulaciones de bloques,

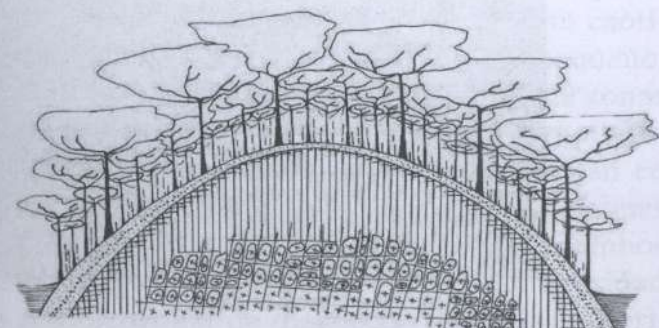
a. El agua penetra por las líneas de fisuración.



b. La meteorización subsuperficial es guiada por los planos de fisuración.

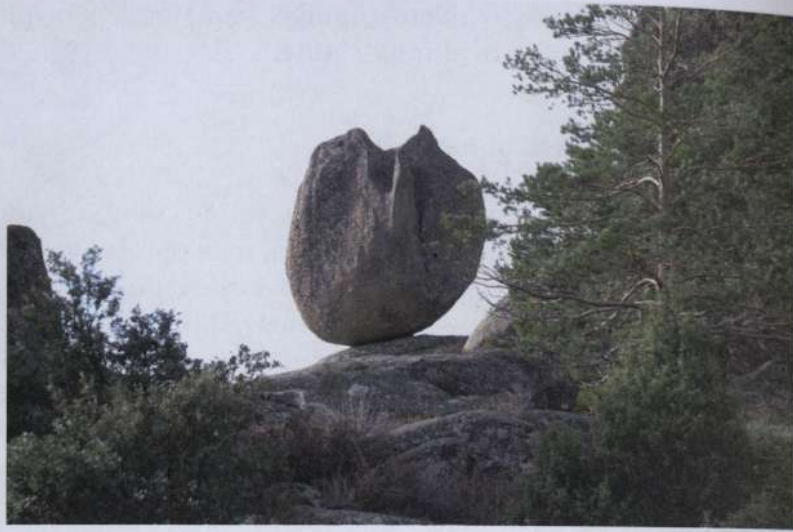


c. Rebajamiento de la superficie; evacuación de derrubios; la roca sana aflora como agrupación de bolos.



granito alterado en bolos
alterita arcillosa
elementos de la alterita desplazados
coluviones arenosos amarillentos y stone-line

Figura 9.8. Esquemas de formación de un berrocal y de estructura de media naranja de Twindale y Coque.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.9. Piedra caballera y berrocal en La Pedriza. Sierra de Guadarrama.

como en los domos de las latitudes templadas y frías, sino profundos y extensos *mantos de roca granítica muy alterada*.

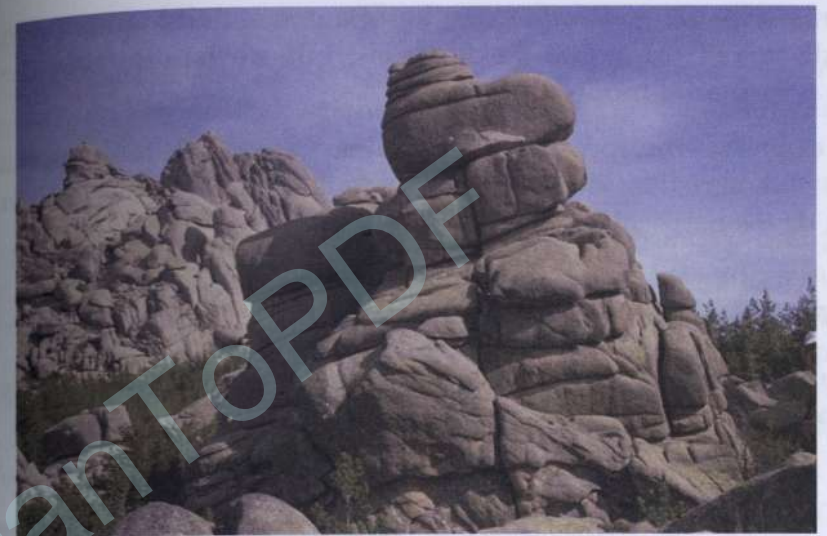


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.10. Tor en La Pedriza. Sierra de Guadarrama.

Paisajes de bolas

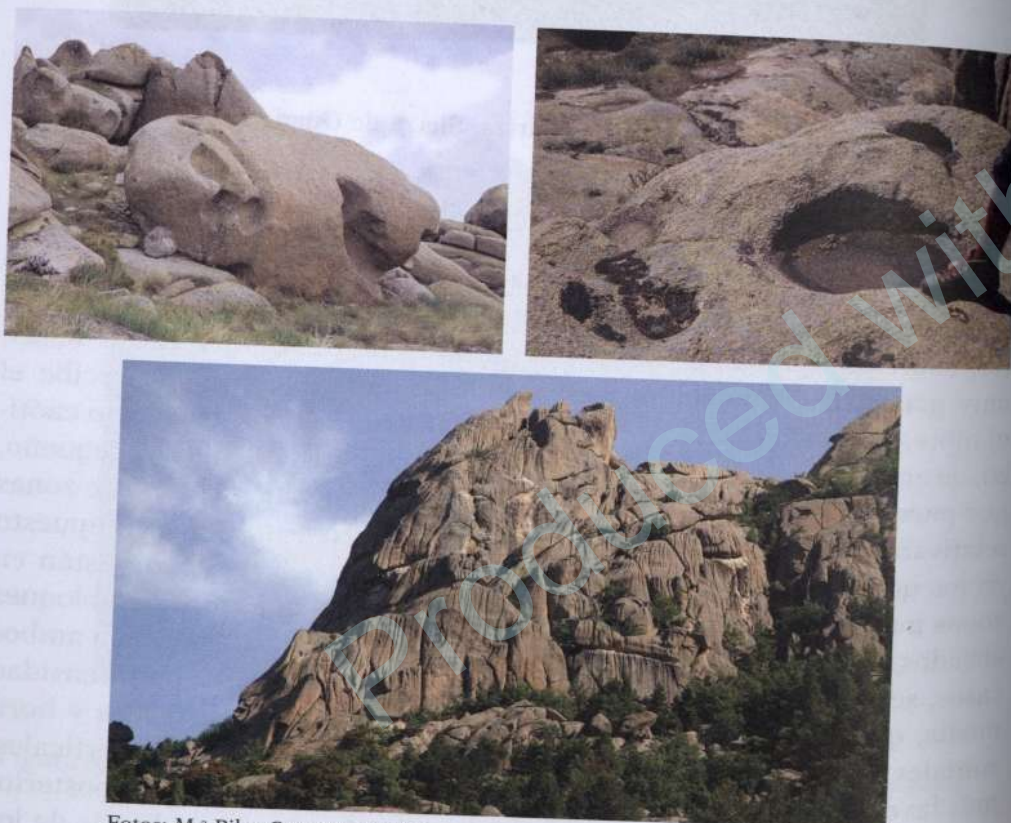
Si la red de diaclasas tiene marcado carácter ortogonal, como ocurre con frecuencia, en presencia de un clima templado, sin excesivos rigores, cobra especial importancia el paisaje que denominamos *de bolas*, muy generalizado en las zonas graníticas españolas, donde recibe el nombre de *canchal* y *berrocal*, caracterizado por un cierto aspecto caótico, de acumulación de formas de diversos tamaños, mediano y pequeño, que pueden darse en zonas deprimidas y en laderas. En el caso de zonas relativamente deprimidas suelen aparecer sobre granito descompuesto en los que se llama *alvéolos* o *pasillos de arenización*; cuando están en zonas más elevadas se habla de *caos*, donde suelen aparecer los bloques aislados, redondeados, que se denominan *bolos*. Estas formas, en ambos casos, se deben a una alteración generalizada de la zona, de intensidad media, que ha seguido la red ortogonal de diaclasas, verticales y horizontales, siempre inicialmente más intensa en las diaclasas verticales, más favorables a la penetración del agua, con una evacuación posterior de los materiales alterados. Vinculadas a los berrocales, además de los citados bolos, hay que destacar que algunos de ellos aparecen en equilibrio precario sobre otras rocas, constituyendo lo que se llama *piedras*

caballeras y los denominados *tor*, agrupaciones de bloques formados a partir de la red ortogonal de diaclasas, que no han sufrido desplazamiento y forman a modo de castillos.

Los esquemas interpretativos de Twidale y Coque, de la figura 9.8 muestran las características de la estructura de las medias naranjas y de la formación de los berrocales.

2.2.2. Formas de detalle

Sobre el relieve granítico abundan las microformas, que son muy características y abundantes.



Fotos: M.^a Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.11. Ejemplos de taffoni, pilancones acanaladuras y en La Pedriza. Sierra de Guadarrama.

Acanaladuras, pilancones, taffoni y nerviaciones

Las *acanaladuras* son surcos que recorren la superficie de la roca de forma más o menos vertical. Aparecen en paredes con alguna inclinación, en las vertientes de domos o en las caras laterales de los bolos. Corresponden a la trayectoria de las aguas que circulan por la superficie.

Los *pilancones* son concavidades relativamente grandes, que pueden superar el metro de diámetro, que se forman fuera de los cauces fluviales, por hidrólisis. Son frecuentes en la parte superior de bolos, domos, lajas, etc. Se producen en zonas donde el agua puede quedar retenida y provoca una arenización local. En los cursos altos de los ríos, sobre el lecho rocoso, pueden formarse mediante remolinos unas formas similares, llamadas *marmitas de gigante* (vid tema 10).

Los *taffoni* son también cavidades que horadan la roca en superficie, en paredes laterales. Pueden evolucionar dando lugar a rocas con forma de seta. Se forman por escurrimiento y concentración del agua, provocando un vaciado progresivo de dentro afuera.

En ocasiones aparecen *nerviaciones*, resaltes en la roca, que son causadas por filones de materiales más resistentes, como el cuarzo.

La variedad de paisajes graníticos según el clima

Según el clima bajo el que se desarrollen los paisajes graníticos presentan variedades en la forma de producirse la erosión y en el aspecto que los caracteriza. En clima frío la alteración química es pequeña, pero la acción mecánica, resultante de los cambios térmicos y los procesos de gelifracción, puede ser muy intensa. En estos casos, abundan las *agujas* y *canchales* y son frecuentes las formas de erosión glaciaria.

En climas cálidos y húmedos el granito se ve muy afectado por la alteración química, dando lugar a formas espectaculares, con mantos de roca alterada, como los *panes de azúcar*. En medios tropicales secos, los fuertes contrastes térmicos dan lugar a procesos de *descamación* y *arenización*.

En zonas de climas templados suelen aparecer combinados varios efectos y son muy frecuentes los paisajes de amontonamiento caótico de bloques y bolos junto a superficies suaves de macizo antiguo con presencia de relieves residuales a modo de cerros: los *monte-isla* o *inselberg* y una red fluvial de valles próximos e interfluvios alojados.

En la península Ibérica, hay una cierta abundancia de materiales graníticos, destacando notables afloramientos en el Macizo Ibérico: Galicia, sector occidental de la cuenca de Duero, Sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena y Meseta Extremeña. En otras unidades aparece el granito más aisladamente, como en la zona axial del Pirineo y en la parte septentrional de la Cadena Costera Catalana.

Los granitos que afloran en zonas de alta montaña presentan los rasgos característicos propios de la actuación de los procesos glaciares y periglaciares. En cambio, hay en otros macizos y regiones graníticas buenos ejemplos de morfología granítica, a menudo heredadas de épocas climáticas diferentes a las actuales. Por ejemplo, en la zona de los Montes de Toledo hay relieves de inselbergs o montes-isla, que son relieves residuales relacionados con pediments cubiertos de grandes capas de depósitos de alteración química, que se formaron en épocas geológicas pasadas, bajo condiciones de clima subtropical. La erosión del manto de alteración ha exhumado relieves graníticos que se modelaron bajo aquéllos, como son los domos y dorso de ballena o las formaciones de bolos amontonados, y piedras caballeras, donde también son muy abundantes las microformas de tipo alveolar por procesos de meteorización físico-química. Un magnífico ejemplo de estas formaciones graníticas la tenemos en el Sistema central en la Pedriza del Manzanares, Malpartida de Cáceres y la penillanura de Ávila.

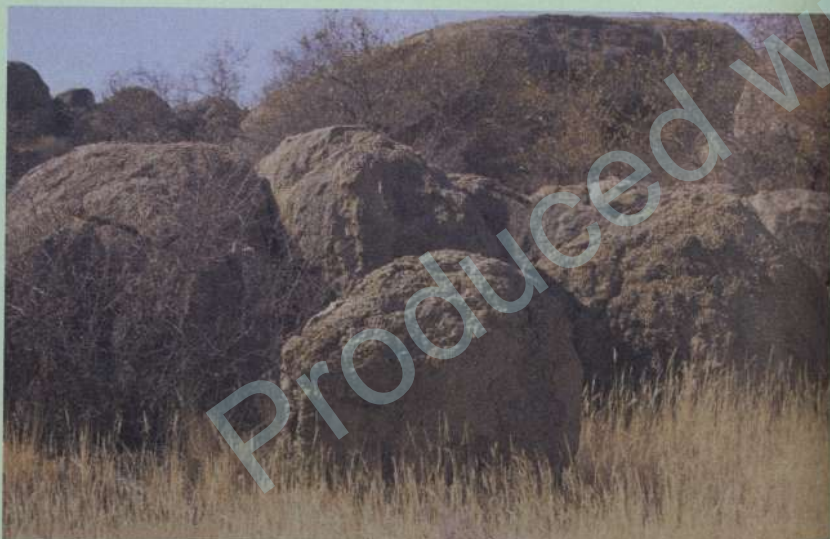


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.12. Bolos arenizados en clima tropical seco. Namibia.

En este tema planteamos las morfologías dominadas por un particular roquedo que se presenta masivamente. Dado que las rocas plutónicas, cristalinas, se caracterizan por su rigidez y que sólo se pliegan en condiciones de temperatura y presión, que no se dan nunca cuando están en superficie, o bajo una capa delgada de materiales recubriéndolos, hemos de concluir afectando que las zonas donde se dan estos materiales, cuando han sido afectados por la tectónica suelen aparecer *fracturadas*. Las fracturas son rasgos característicos de las regiones cristalinas, que se traducen en escarpes importantes, más o menos desgastados, así como en la presencia de valles que se alojan en las *líneas de falla*, que constituyen zonas de menor resistencia, y también en las *fosas tectónicas*, hundidas respecto a los horst o bloques elevados.

Las demás rocas plutónicas y metamórficas, a pesar de presentar diferencias con el granito, tienen un comportamiento semejante y los principios básicos de explicación son similares.

3. MODELADO KÁRSTICO

Buena parte de las rocas sedimentarias, en particular las calcáreas, de génesis y características muy diferentes de las plutónicas, presentan una especial sensibilidad a los procesos de *disolución*. Son rocas que abundan en la naturaleza y a menudo se presentan en forma masiva y en grandes extensiones, configurando, por medio de dichos procesos, unos paisajes peculiares, de notable interés geomorfológico, caracterizados por la presencia de formas originales, a cuyo conjunto se conoce por el nombre de karst.

Karst, *relieve o paisaje kárstico*, y *carso* son los nombres que, de forma general, se dan al conjunto de formas modelado sobre rocas sedimentarias, e incluso metamórficas (mármoles), como consecuencia casi exclusiva de la disolución de sus componentes minerales. Como se desarrolla, sobre todo, sobre rocas carbonatadas de origen orgánico (calizas y dolomías) existe la tendencia a identificar el karst con este roquedo, aunque también se presenta en rocas diferentes, como las evaporitas (yeso, sal, etc) por otro lado mucho menos abundantes.

3.1. Las características de las rocas calcáreas y su disolución

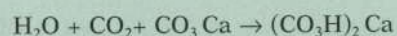
La caliza, como la dolomía, son rocas sedimentarias de origen químico, carbonatadas, compuestas por carbonatos de calcio (CO_3Ca) o de calcio y magnesio, junto a pequeñas proporciones de lo que se considera impurezas, de carácter silíceo o arcilloso.

En conjunto son rocas *duras*, que están atravesadas por multitud de *fisuras y diaclasas* y son *impermeables*. Pero en ellas destaca un aspecto esencial. La roca no es atacada significativamente por el agua pura, pero si el agua es *acidulada*, es decir está cargada de ácidos, especialmente de ácido o anhídrido carbónico (CO_2) resulta muy agresiva.

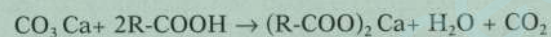
Disolución de las rocas calcáreas

Una fórmula sencilla ayuda a entender cómo se produce la disolución en este caso.

El carbonato cálcico (CO_3Ca) al unirse al agua (H_2O) con anhídrido carbónico (CO_2) se transforma en bicarbonato cálcico ($(\text{CO}_3\text{H})_2\text{Ca}$), que es una sal soluble en agua.



Si hay ácidos orgánicos, por ejemplo procedentes del humus, al reaccionar con el carbonato cálcico se transforman en agua, anhídrido carbónico y sales de calcio.



Ambas reacciones son *reversibles*, es decir, se producen en los dos sentidos. Cuando se produce en el sentido de la flecha, el resultado es el bicarbonato cálcico, o una sal soluble en agua, pero en el sentido inverso, lo que resulta es la formación de carbonato cálcico. Ambos procesos resultan fundamentales en el karst, produciendo diversas formas que veremos. En un sentido de la reacción química provocan la *disolución* de los elementos en el agua y en el contrario la *precipitación*, que produce que los materiales disueltos se acumulen.

Uno u otro equilibrio predominan según las condiciones de la zona. Por ejemplo, en climas cálidos, como los tropicales húmedos, predomina el segundo proceso, mientras que en climas templados y sobre todo fríos, lo hace el primero. Hay que considerar que el gas carbónico es más soluble en agua fría que en caliente, por lo que el agua fría, sobre todo la procedente de la fusión de la nieve, es muy agresiva.

La roca es atacada, en la superficie y en el interior de su masa, en virtud del entramado de fisuras que posee, que le confieren una *permeabilidad estructural*, multiplicando la posibilidad de contacto entre el agua y la roca. De hecho, puede decirse que el modelado del relieve kárstico se da más en profundidad que en superficie.

Condiciones para que se desarrolle el karst

En el desarrollo del karst es esencial la conjunción de una serie de factores o condiciones que lo posibiliten, entre los que cabe destacar

- Que la roca se presente de forma relativamente *masiva* y que no esté excesivamente plegada. Si no es suficientemente masiva, la presencia de intercalaciones impermeables provocan que se interrumpa la infiltración de agua. Si está muy plegada, las estructuras inclinadas provocan una arroyada superficial, que hace que el relieve sea fruto de las condiciones estructurales, más que de los procesos kársticos.
- La roca debe estar surcada por una *red de fisuras y diaclasas* importante y de las dimensiones adecuadas, para permitir la penetración del agua en profundidad y evitar que, si son excesivamente finas, se colmaten pronto.
- Por último, deberá existir el suficiente *volumen de precipitaciones* que aporte el agua y posibilite la *presencia de vegetación*, productora de anhídrido carbónico.

Los resultados del proceso diferirán notablemente según sean, tanto la *composición mineralógica* del roquedo, como las *condiciones bioclimáticas*, causantes del volumen de precipitaciones, así como de la acidez y capacidad corrosiva y por tanto disolvente, del agua. También de la composición mineralógica dependerán las impurezas no solubles, que se depositen «in situ», quedando como residuo para formar la base mineral del *suelo*, al que darán sus características. Las rocas con más impurezas sufrirán una karstificación menos profunda que las más puras, porque los residuos dan lugar a la formación de un nivel impermeable, que impide la profundización del proceso.

3.2. Las formas kársticas

El término karst procede de una región de la península de Istria, en Eslovenia, donde se manifiesta de forma predominante y significativa, en un paisaje donde es característica la presencia de extensas superficies desnudas, con escasos valles y un desarticulado sistema de drenaje superficial, con poca circulación de agua en superficie, a pesar de que las precipitaciones sean abundantes, donde, en cambio, aparecen numerosas depresiones cerradas. Al igual que el término karst, que se ha generalizado a todo el mundo, la mayor parte de los nombres que se utilizan para denominar sus formas características proceden de la región y del idioma serbocroata, allí hablado. En la figura 9.13, que representa una maqueta de una región de Eslovenia, se puede apreciar la abundancia de poljés en los que aparecen ríos a través de surgencias y desaparecen por ponors. Es de destacar el lago que cubre buena parte del poljé situado en primer término, que se corresponde con el papel que el ascenso y descenso del nivel freático juega en la configuración de esta forma de erosión.

3.2.1. Las formas exteriores o exokársticas

En superficie, en el relieve kárstico aparecen formas de detalle y depresiones cerradas de variadas dimensiones.

Las depresiones cerradas y cañones

Las depresiones, como decía Birot, constituyen el leitmotiv del karst. Las principales son las *dolinas*, las *uvalas* y los *poljés*.

Dolinas y uvalas

La *dolina*, que en español recibe el nombre de *torca*, significa en su acepción original depresión u hondonada. Consiste en una depresión cerrada, cuya planta tiene forma desde circular a ovalada, de contorno redondeado, más o menos circular, cuyo diámetro puede oscilar entre unos metros y centenares de ellos. El perfil, que es predominantemente de cuba o cubeta, puede presentar forma cercana al embudo o pozo, en ocasiones, siendo también muy variable la profundidad, que puede oscilar entre unos pocos



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.13. Fragmento de una maqueta que representa la zona kárstica de Postojna en Eslovenia.

metros y cerca de 200. Normalmente tiene un borde, de pendiente a veces muy pronunciada, en el que aflora la roca desnuda. El fondo suele estar cubierto, en cambio, por tierra, generalmente *arcilla de descalcificación*, el residuo no soluble de la caliza, de color rojizo, llamada *terra rossa*, que convierte este espacio en propicio para el cultivo. Si los residuos son de menor importancia y la disolución penetra más profundamente, la forma se acerca más al embudo (es el caso de las torcas propiamente dichas, que se encuentran bien representadas en la provincia de Cuenca, en España)

Se forman en lugares que favorecen la retención y profundización del agua y se relacionan con fenómenos de hundimiento, provocados por un déficit de masa caliza subsuperficial. En su génesis es fundamental la estructura de la red de fracturas y diaclasas del roquedo, que marcan los

puntos de mayor debilidad inicial, donde comenzaría el proceso de disolución. De la disposición, densidad y profundidad de la red de fracturas y, por otro lado, de las características y potencia de la roca, depende la distribución, la forma y las dimensiones que alcancen las dolinas.

En profundidad el límite último lo pone el nivel al que aparezca el *manto freático*. Cuando éste es próximo a la superficie, la dolina no alcanzará gran profundidad y puede aparecer su fondo inundado, de lo que de nuevo son un magnífico ejemplo las llamadas «torcas de agua» de Cuenca.

Una forma de mayores dimensiones es la que recibe el nombre de *uvala*, similar a la dolina, de perfil sinuoso. Tradicionalmente se consideraban como fruto de un ensanchamiento de las dolinas, que podrían favorecer la coalescencia de varias próximas, pero sobre ello no hay acuerdo, creyendo algunos expertos que esa interpretación no es correcta y que son formas diferentes, de compleja génesis y no necesariamente resultado de la coalescencia.

Poljés

El *poljé* es también una depresión cerrada de dimensiones grandes y cuya planta no es circular. Configura una llanura (la palabra *poljé* en serbocroata tiene ese significado) enmarcada por paredes más o menos escar-

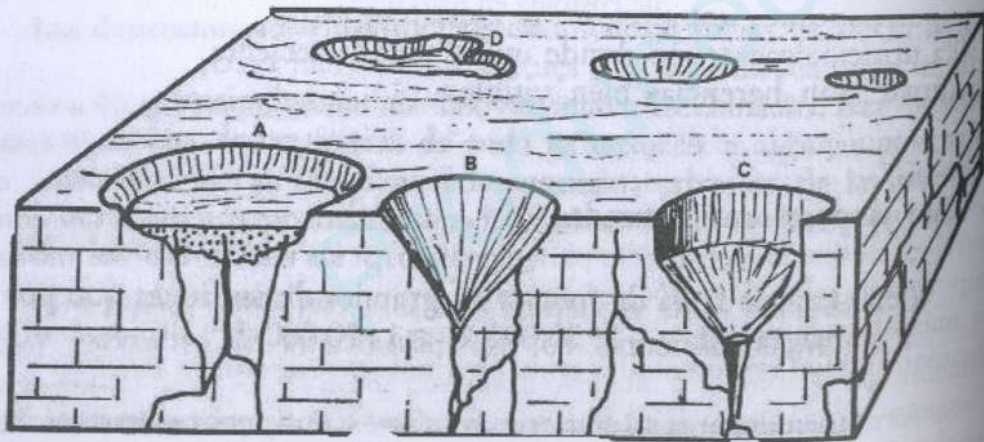


Figura 9.14. Esquema de tipos de dolinas y uvala. A de cubeta, B de embudo, C de pozo, D uvala.

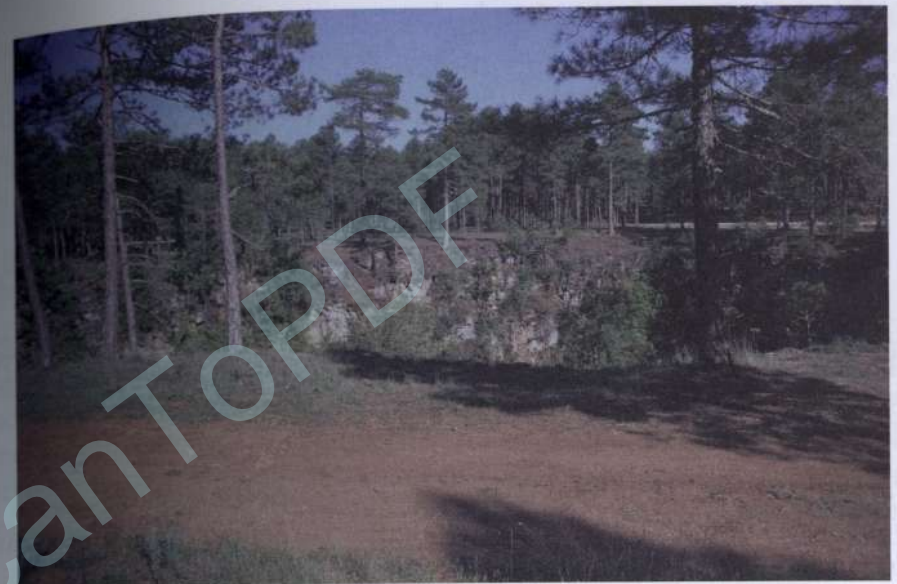


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.15. Dolina o Torca de Cuenca, los pinos y la sombra del primer plano marcan el borde de la dolina.

padas. Tienen forma sensiblemente alargada, de anchura entre algunos centenares de metros y varios kilómetros y de longitud superior, con frecuencia de decenas de kilómetros. Los mayores conocidos, como los de Popovo o Livno en Croacia y el de Yammouné en Líbano, tienen decenas de kilómetros y están inscritos en la masa caliza, a una profundidad de cientos de metros.

Suelen estar relacionados con accidentes tectónicos importantes, apareciendo en potentes series calizas, deformadas por fallas o pliegues amplios, en fosas tectónicas, como el de Livno, en líneas de falla, o en sinclinales, como el de Yammouné. Siempre en zonas de extensión considerable, donde las condiciones son especialmente favorables a la disolución y hundimiento.

El fondo del *poljé* es marcadamente plano, a menudo recubierto de arcilla de descalcificación y accidentado por la presencia de algunos cerros residuales, de roca calcárea, de forma piramidal, denominados *hum* (término que en serbocroata significa colina).

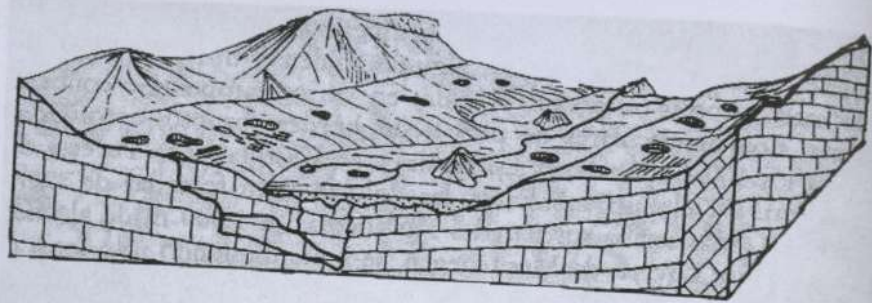


Figura 9.16. Esquema de un poljé, observándose el fondo plano, cubierto de arcilla de descalcificación, la presencia de hums residuales, el sumidero o ponor por el que se filtra el río y la abundancia de dolinas en las vertientes.

También es frecuente que en parte de su superficie se desarrolle una corriente fluvial, normalmente desde alguna surgencia, a menudo situada en los bordes, que desaparece a partir de un punto por un sumidero, llamados respectivamente *izvort* y *ponor* en terminología serbocroata.

La génesis del poljé no es del todo clara; en cambio, en su evolución parece que juega un papel importante la periódica inundación que suelen sufrir



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.17. Poljé en Croacia.

estas depresiones, cuando, en época de abundancia de agua, el nivel freático, que está relativamente cercano a la superficie, asciende, llegando a aflorar y cubriendo de agua el fondo del poljé, para volver a descender y desaparecer en los períodos de escasez. No hay unanimidad respecto a cómo actúa, pero sí en que el manto de inundación es fundamental para su evolución.

Cañones

En el karst son también frecuentes los *cañones*. Se trata de valles caracterizados por tener flancos rectos, verticales, a cuyo pie se acumula un talud de derrubios. Suelen estar recorridos por cursos de agua, que, a menudo, proceden de áreas externas a la zona kárstica. En las paredes se observan aberturas de cuevas y son frecuentes las *surgencias*, que aportan agua al cauce principal. También en ocasiones terminan en auténticos *fondos de saco*, cerrados por escarpe de roca dura, donde aparece el río en forma de *fuelle vauclosiana*.

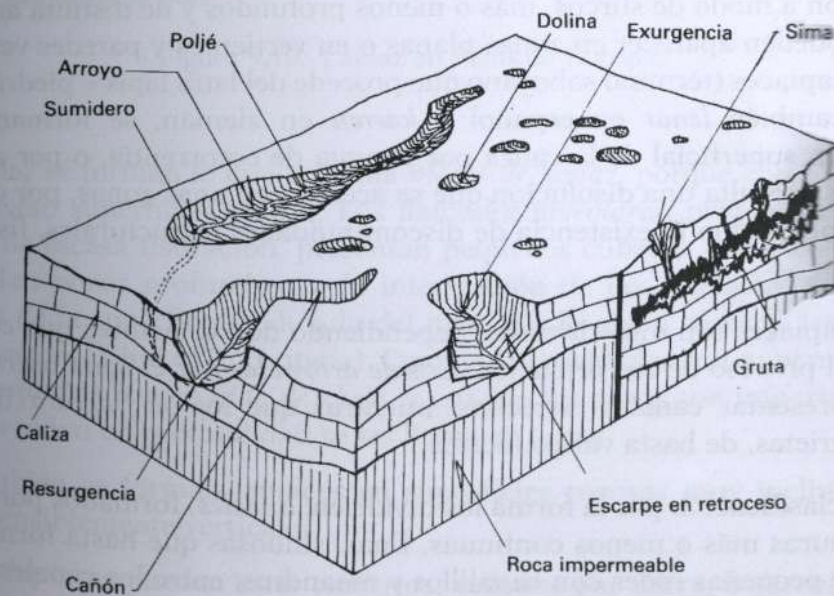


Figura 9.18. Esquema de formas principales que se desarrollan en un paisaje kárstico.

En su modelado interviene la disolución, en superficie y en profundidad, del roquedo calcáreo y no se descartan los fenómenos de hundimiento. Una forma de producirse es por disolución de antiguos cauces, cuyas aguas van perdiéndose hacia el interior, dejando el valle muerto, bajo el cual se desarrollan cavidades y galerías subterráneas con circulación de agua. El hundimiento del techo de tales galerías daría lugar a la formación del cañón y a que el agua volviera a correr en superficie. En el cañón se produce una poderosa *erosión lineal* con karstificación. Dado que en los cañones el aporte de agua procede de surgencias laterales, no se observan valles afluentes, que alteren las características de las paredes.

Las formas menores

Lapiaz y bogaz

Los afloramientos rocosos calcáreos aparecen profundamente afectados por formas de detalle, producidas por la disolución kárstica. Se llama *lapiaz* a estas formas, caracterizadas por una serie de acanaladuras formadas por disolución a modo de surcos, más o menos profundos y de distinta anchura, que pueden aparecer en zonas planas o en vertientes y paredes verticales. Los lapiaces (término saboyano que procede del latín lapis = piedra) llamados también *lenar* en español o *karren* en alemán, se forman por disolución superficial de la caliza por el agua de escorrentía, o por aguas retenidas. Resulta una disolución que se acentúa en unas zonas, por diversas razones, como la existencia de discontinuidades estructurales, fisuras, etcétera.

Los lapiaces son muy diversos, dependiendo de los factores que condicionen el proceso de su formación. Los *de arroyada*, por el agua corriente, suelen presentar canales estrechos, mientras que los *de fractura* tienen anchas grietas, de hasta varios metros.

Una clasificación por la forma los divide en: *lineales*, formados por aristas y ranuras más o menos continuas, finas, sinuosas que hasta forman a modo de pequeñas redes con canalillos y meandros; entre los canales quedan tabiques estrechos como pequeñas crestas. Los de *acanaladura* muestran trazados rectos, que siguen las diaclasas o planos de estratificación, presentan aristas romas y macizas. Si las fisuras configuran una trama cua-



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.19. Lapiaz en Picos de Europa.

drangular se forman lo que se llama *mesas de lapiaz*, porque entre los surcos quedan superficies planas. Los llamados *alveolares*, propios de zonas planas de escasa fisuración, presentan pequeñas cubetas, entre las que se intercalan pozos profundos en la intersección de las diaclasas, tienen el aspecto de la superficie ondulada del mar, por lo que a veces se les llama *mar de piedra* (Ciudad Encantada). Cuando las cavidades son muy numerosas y pequeñas son en *nido de abeja*, y cuando los pozos son importantes y se desarrollan en profundidad se les llama en *pozos*.

También se forman lapiaces en superficies rocosas muy inclinadas y hasta sensiblemente verticales.

Los lapiaces pueden estar *cubiertos*, rellenos por tierra, o *descubiertos*, en superficies por las que resulta difícil transitar. Los que se producen en terrenos calcáreos con muchas impurezas son los que quedan fácilmente cubiertos por la arcilla de descalcificación.

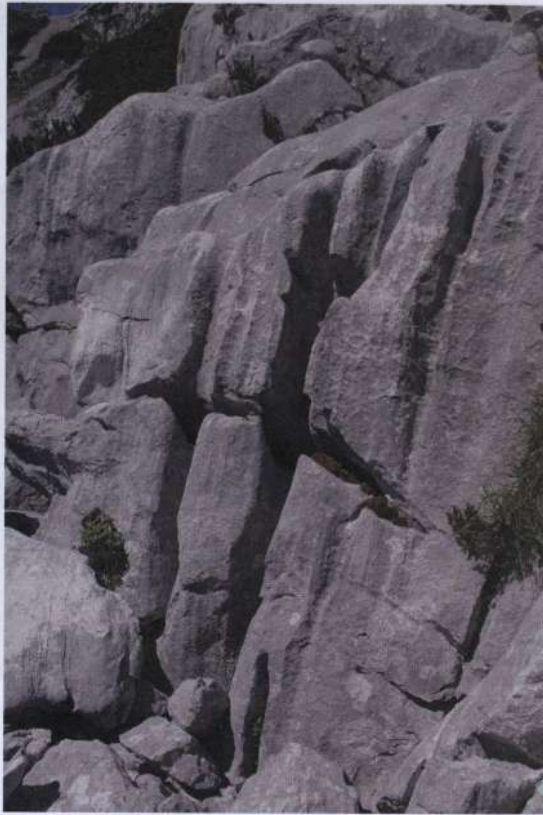


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.20. Lapiaz vertical en Eslovenia.

Una forma intermedia entre las grandes y las de detalle es el llamado *bogaz*, de nuevo término serbocroata, que consiste en una serie de callejones, de dimensiones mayores que el lapiaz, que se han formado por disolución y por los que nunca ha corrido un río. Algunos los consideran como macrolapiaces.

Tormos y arcos

También son frecuentes otras formas superficiales menores, como los arcos o puentes y los llamados *tormos*, grandes bloques de caliza de acusado aspecto fungiforme, de varios metros de altura. La llamada «Ciudad

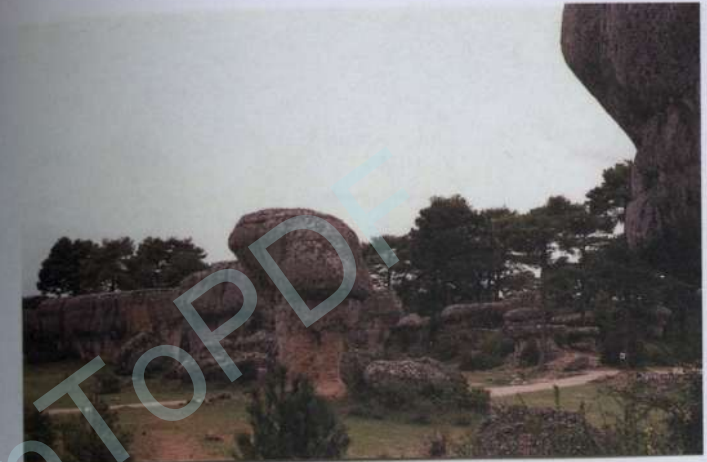


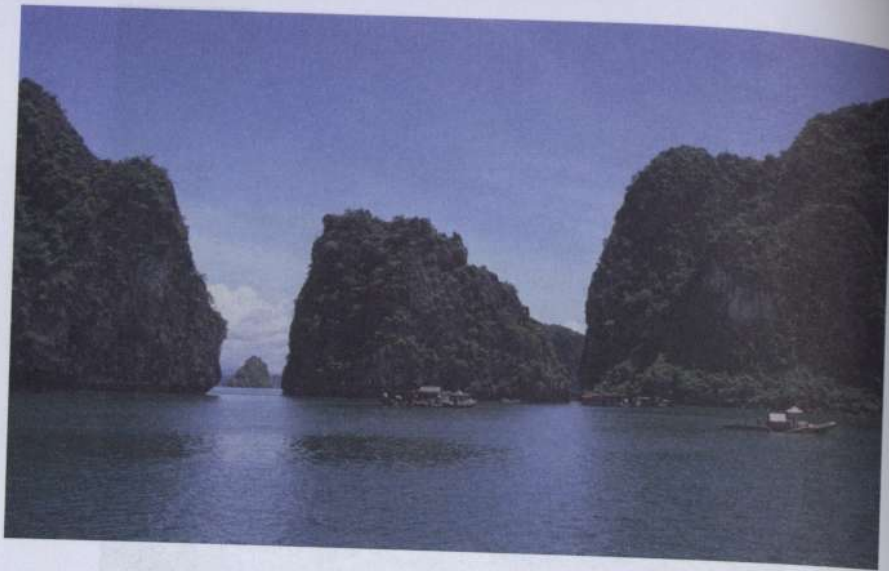
Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.21. Callejones de bogaz y tormos en la Ciudad Encantada Cuenca.

Encantada» de Cuenca, explotada turísticamente, constituye un buen ejemplo de todas estas formas de detalle, que resultan muy pintorescas.

Pináculos

Los llamados *karst de mogotes o de pináculos* son los más llamativos y constituyen también macroformas. La masa caliza se dispone en gruesas columnas puntiagudas y macizas, de varios metros de altura. Son frecuen-



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.22. Karst de mogotes. Bahía de Halong y Nihn Bihn en Viet Nam.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.23. Sima. Valle de Benasque. Pirineos.

tes en regiones de clima tropical, pero también hay ejemplos en zonas templadas, donde constituyen herencias de un pasado diferente y están fosilizados por depósitos antiguos.

3.2.2. Las formas endokársticas

Una última forma que aparece en superficie, la *sima*, (aven en francés) nos conduce a lo que constituyen las formas endokársticas, es decir, desarrolladas en el interior. Las simas son aberturas, normalmente estrechas, pero que van ensanchándose en profundidad, como una especie de pozo vertical, que comunica las cavidades subterráneas con el exterior, en ocasiones de cientos de metros de profundidad. Se suelen diferenciar las que son pozos de disolución de las que se han formado por hundimiento del techo de una cueva.

Las formas interiores, las cavidades endokársticas constituyen, quizás, los elementos más característicos de estos modelados. Incluso, muchas veces, las formas que vemos en superficie son resultado de una evolución de las subterráneas.

La circulación subterránea de las aguas

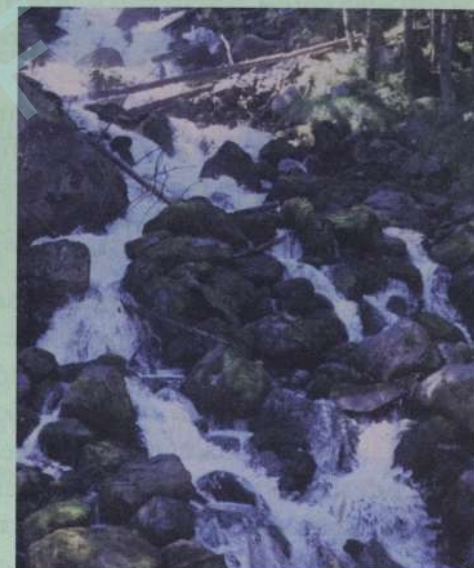
La clave de la formación de este karst profundo está en la circulación subterránea de las aguas. Muchos geomorfólogos suelen decir que el karst es silencioso, que en él apenas hay ríos, sólo los foráneos, nacidos fuera de la zona, ni torrentes, arroyos, etc. porque el agua de la superficie se infiltra y la circulación no sigue las reglas de las corrientes al aire libre.

Es cierto, los cauces fluviales son raros en superficie, manteniéndose casi sólo los ríos que ya llegaron a las tierras calcáreas siendo caudalosos. Incluso, es frecuente que los ríos que circulan desaparezcan súbitamente, pudiendo reaparecer a notable distancia.

El caso del río Garona

Un ejemplo de desaparición y cambio de trazado es el caso del río Garona. Este río, eminentemente francés, nace en territorio español, en el glaciar del Aneto, en Huesca, pero muy pronto desaparece en un sumidero (el forau de Aiguallut). A partir de aquí, sufre un cambio en su trayectoria. De haber seguido la dirección inicial, el río iría hacia el oeste, convirtiéndose en tributario del río Ésera y, por tanto, formando parte de una cuenca mediterránea, la del Ebro. En cambio, tras su desaparición, que se produce justo en la zona de contacto entre el granito (la zona axial del Pirineo es granítica) y las calizas metamórficas del devónico, que constituyen la cobertera de aquél, cambia su dirección hacia el noreste. Precisamente las capas de la cobertera están inclinadas hacia el norte y noreste, vergentes sobre el macizo granítico, favoreciendo la circulación de las aguas en aquella dirección.

Tras cambiar su dirección, el río subterráneo sigue circulando, para resurgir cuatro kilómetros más adelante y seiscientos metros por debajo de la altitud a la que desapareció, en una bellísima resurgencia en el valle de Arán, el llamado Güell del Joeu, que se convierte en el principal tributario del Garona (el 60% de las aguas que éste recibe del valle de Arán es aportado por la surgencia citada). Estas aguas pasan así a una cuenca que vierte al Atlántico. Es un fenómeno conocido desde que Castélet lo demostró, realizando un experimento consistente en colorear a la fluorescaina las aguas absorbidas en el forau de Aiguallut, que, tal como se suponía por los estudios hidrogeológicos realizados, reaparecieron en el Güell del Joeu, en el valle de la Artiga de Lin, como hemos dicho, tributario del valle de Arán.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.24. Forau de Aiguallut (Huesca) y Güell del Joeu (Lérida).

La circulación subterránea de las aguas es mucho más anárquica que la superficial, siendo menos frecuentes las grandes concentraciones de caudal. Aunque hay ríos subterráneos que pueden seguirse durante largo trecho por galerías navegables, la mayoría sólo tienen tramos de circulación separados por túneles inundados, o por sifones. La red subterránea se adapta al cañamazo que le impone la red formada por los planos de estratificación, las diaclasas, fisuras y fracturas ensanchadas por disolución.

La circulación subterránea provoca la formación de una impresionante red de galerías. Inicialmente, el agua penetra en el macizo calcáreo a favor de la red de fisuras interconectadas y sigue la dirección natural del desagüe, hasta encontrar salida. En su recorrido lleva a cabo una labor disolvente, que da lugar a la formación de las galerías y transporta también el material disuelto. El papel disolvente del agua en profundidad es superior al que rea-

liza en superficie, en contacto con la atmósfera, como consecuencia de la descomposición de la materia orgánica. En el proceso, realiza también una labor de desgaste mecánico, incrementada por la acción de los materiales que transporta. La erosión es importante, dado que, además, en los conductos kársticos el agua circula *a presión*, corroyendo la roca sana a gran velocidad, tanto más, cuanto mayor cantidad de CO₂ contenga.

El agua va penetrando cada vez más profundamente en el macizo calcáreo, quedando la zona más superficial sin agua, con un límite superior que es variable, según las condiciones, de modo que pueden alternar períodos en que está anegada, con otros secos. La profundización continúa hasta que el nivel freático alcanza la zona impermeable. En este punto, el agua tiende a salir al exterior. La salida se efectúa por las *surgencias*, que son de dos tipos: *exurgencias*, si el curso de agua se ha formado en el interior del macizo, por infiltración y condensación en las paredes, de forma endógena; y *resurgencias* si se trata de ríos alóctonos, que se han introducido en el interior del roquedo calcáreo y vuelven al exterior. Las surgencias constituyen verdaderas *fuentes vauclysianas* en las que el agua brota de forma intermitente, al actuar el conducto subterráneo como un sifón, que, para recargarse, requiere que el agua alcance un determinado nivel. El nombre de



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.25. Terrazas de travertino. Pamukale, Turquía.

vauclusiana procede de un conocido manantial de estas características, que existe cerca de Avignon, en Vaucluse.

En ocasiones, ciertamente raras, en estas surgencias puede darse la formación de *terrazas de travertino*, por precipitación de los minerales disueltos al salir al exterior. Es el origen de las bellas formaciones de Pamukkale en Turquía por precipitación de las aguas termales, por citar un ejemplo.

El agua va descendiendo a zonas cada vez más profundas, abandonando las galerías superiores, que quedan convertidas en *cuevas*, con lo que la masa caliza se va quedando literalmente hueca. Gèze, de acuerdo con los trabajos de Cvijic distinguía tres zonas en el karst:

- Zona superior, seca o con infiltración, en la que domina el trayecto vertical descendente del agua tras las lluvias.
- Zona media, en la que está la red de galerías y conductos. En ella puede haber escorrentía dependiendo de las condiciones estacionales.
- Zona inferior permanentemente inundada.

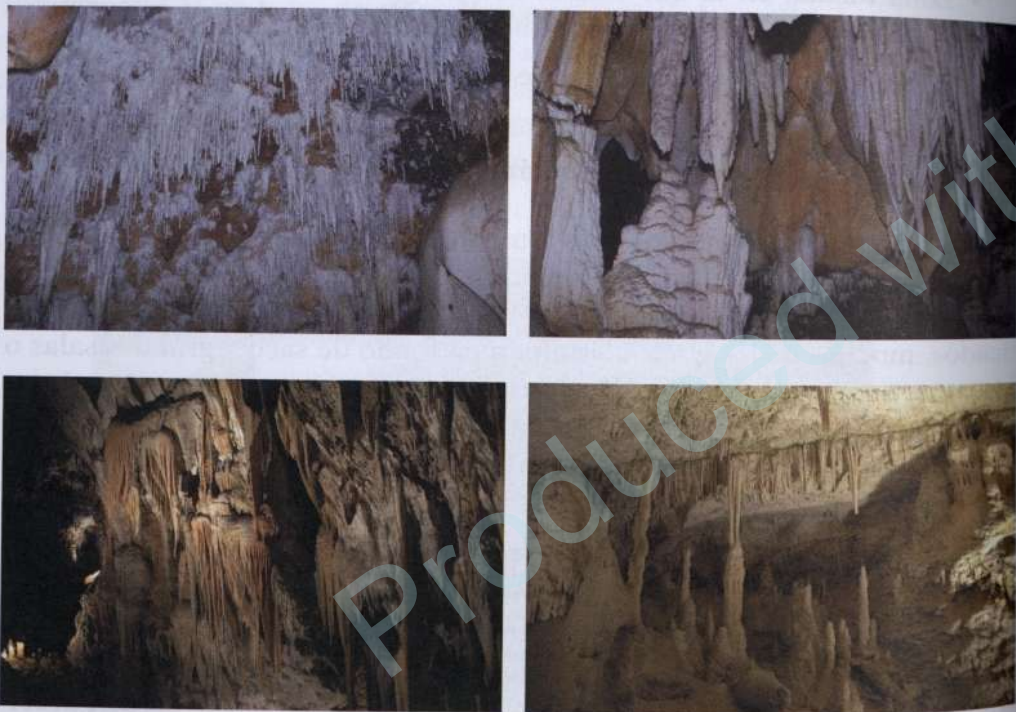
Las principales formas subterráneas

Las galerías interiores son más o menos horizontales y suelen estar dispuestas en pisos, que pueden estar conectados entre sí por sifones. Hay tramos de galerías estrechos, formando túneles y pasillos normalmente ramificados, muchos de los cuales terminan en fondo de saco y grandes salas o cámaras, a veces de enormes dimensiones, que suelen encontrarse en áreas de confluencia de conductos y de vías de penetración de las aguas. Estas formas sólo resultan visibles cuando quedan fuera de la acción del agua, que continúa profundizando.

En las galerías continúa produciéndose el modelado kárstico, siendo más importantes, los procesos de precipitación que los de disolución, en la etapa en que ya no circula permanentemente el agua. Por infiltración, sigue habiendo una aportación de agua desde la superficie, que llega hasta el techo de las galerías, donde se produce un goteo, que provoca la precipitación de la caliza que lleva disuelta. Este proceso es el causante de que se formen las concreciones de calcita que configuran las llamadas *estalactitas*, que cuelgan de los techos, con variadas formas, que van desde las más finitas llamadas *macarroni*, que se desprenden gota a gota del techo,

a las de mayores dimensiones, redondeadas, llamadas *tubos de órgano*, o a las que adquieren formas de «bandera» al escurrir por las fisuras. Bajo las estalactitas se acumulan, en el suelo, por igual proceso, las llamadas *estalagmitas*. Con el tiempo muchas de estas formas enfrentadas se unen, dando lugar a bellas *columnas* y *cortinas*. La abundancia, o escasez, de tales formaciones depende de la aportación de agua que penetre desde la superficie.

La existencia de estas galerías subterráneas ha supuesto, para las regiones donde se producen grandes impactos ajenos a su interés geomorfológico. Por sus características, las más accesibles, a veces cuevas abiertas en superficie, sirvieron de refugio y primer hábitat para los seres humanos, que las utilizaron como lugares de abrigo y vivienda, constituyendo, en la actualidad, importantes yacimientos arqueológicos, lo que motiva entre los



Fotos: M.^a Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.26. Diversos tipos de estalactitas y estalagmitas. 1 y 2 en cueva del Águila (Toledo) 3 y 4 cueva de Postojna (Eslovenia).

prehistoriadores un gran interés por el karst. También son lugares de explotación turística, generando actividad e ingresos para las regiones en las que se encuentran.

En muchas de las formaciones endokársticas, libres de la circulación de agua y a relativa proximidad de la superficie, es frecuente que se produzcan fenómenos de hundimiento, que dan lugar a algunas de las formas o tipos de ellas, que vimos en la superficie, como dolinas de hundimiento, cañones, etc.

Las formaciones kársticas según las condiciones bioclimáticas

Naturalmente, se puede decir que hay muchos tipos de karst dependiendo, por un lado de las condiciones estructurales de la zona, y por otro, de las condiciones bioclimáticas en que se desarrolle, sin olvidarse, claro está, de las diferencias que se dan según el estado de evolución en que se encuentre. En este sentido, se utilizan términos que son expresivos. Se habla de *holokarst* (de holo en griego entero) cuando se ha desarrollado un karst completo, sobre calizas puras y muy potentes, caracterizado por el desarrollo de grandes poljés. El término *merokarst* (de meros, parte) se asocia a caliza impura, poco consistente, donde abundan los valles secos. También se habla de *karst cerrado*, cuando la masa caliza está rodeada de terrenos impermeables, que favorecen el estancamiento de aguas subterráneas; o de *karst cubierto*, cuando las formas superficiales están enterradas bajo los productos de la descalcificación.

Como en tantos otros temas, en el estudio del karst, durante un tiempo, tuvo gran aceptación el enfoque basado en la teoría del ciclo de erosión, según la cual, el proceso partiría de un levantamiento de la plataforma de caliza masiva, que estaría fosilizando una capa de rocas impermeables y, tras pasar por una activa erosión, en una sucesión de fases de juventud, madurez y vejez, llegaría al arrasamiento. Hoy se contempla el estudio del karst con una óptica de Geomorfología Climática.

Tricart, entre otros muchos autores estudiosos de las diversas manifestaciones de este modelado según las características bioclimáticas en que se desarrolle, establece al menos cuatro tipos de karst coincidentes con los cuatro grandes grupos climáticos.

El karst en las diversas zonas climáticas

Karst desarrollado en climas tropicales húmedos. Se manifiesta con formas espectaculares, grandes poljés accidentados por hums elevados, dolinas de formas estrelladas y abundancia de pináculos y mogotes. Las elevadas temperaturas no favorecen la presencia de CO₂ que hace especialmente agresiva al agua para producir la disolución. Sin embargo, este déficit se compensa por la producción abundante de ácidos húmicos y anhídrido carbónico en el suelo, consecuencia de la importancia de las precipitaciones y de la vegetación. Las imágenes de estas formaciones en Vietnam constituyen hermosos ejemplos.

En climas fríos y en alta montaña el paisaje es diferente. Abundan los grandes lapiaces descubiertos y muy activos, dada la abundancia de aguas muy frías, con mucho CO₂. En cambio, las dolinas suelen ser modestas, muchas en forma de embudo y de pocos metros. Por el contrario, las formas subterráneas suelen ser muy ricas, grandiosas, y hay un gran desarrollo de la circulación de agua en profundidad.

En climas templados hay tanta variedad como en los propios climas. Si son húmedos, suelen tener importante circulación subterránea y formas modestas y con frecuencia se presenta cubierto. En el área mediterránea, donde es muy abundante, las formas superficiales son muy numerosas, pero sólo son de grandes dimensiones si están afectadas por la tectónica. Naturalmente, en estas regiones, al ascender en altura se pasa a las características del primer grupo, de clima frío.

En los climas desérticos las condiciones para que se forme este modelado no se dan, no obstante existen ejemplos, que constituyen paisajes relictos.

El estudio del karst es un tema, como tantos otros abierto y polémico, que despierta gran interés científico y económico. Existen varios organismos que se ocupan de su estudio, que está contemplado entre las categorías científicas de la Unesco.

Formaciones kársticas en España

En España, donde abundan las rocas carbonatadas, y otras también solubles como yesos y sales, o con componentes favorables (conglomerados, areniscas) se dan abundantes paisajes kársticos, calculándose que un tercio del territorio reúne las condiciones adecuadas para que se den los procesos de disolución propios de este modelado. La importancia de las regiones kársticas es también hidrogeológica, explotándose en ellas los recursos hídricos para usos agrícolas e industriales. Además, por su belleza, suponen un importante recurso turístico, como en tantos lugares del mundo (La cueva de Postojna, en Eslovenia, que se recorre en un pequeño trenecillo desde el año 1870, es uno de los más antiguos ejemplos de explotación turística de elementos de la naturaleza). Es muy frecuente la existencia de cuevas preparadas para su visita turística, en España, con un interés incrementado por la existencia, en muchos casos, de restos arqueológicos, que constituyen algunos de los principales atractivos de la región y son importantes recursos económicos. Los ejemplos, de todos conocidos, son numerosísimos. Además, con frecuencia, son zonas de especial protección (parques naturales o nacionales, y otras figuras de protección como patrimonio natural).

En el Norte destacan la zona Astur-Cántabra, los montes Vascos y Pirineos, con sistemas kársticos importantes en Picos de Europa, Sierras de Urbasa y Andía, Piedra de San Martín, Marboré y Montsec. En las Montañas Costero-Catalanas el macizo de Garraf; en el Sistema Ibérico varias zonas, como Albarracín, Gúdar-Maestrazgo, Javalambre y Cuenca. En la región manchega el Campo de Montiel o Daimiel; en las cordilleras Béticas destacan amplios conjuntos, como Grazalema y Antequera. En el macizo hespérico hay zonas kársticas en Sierra Morena por ejemplo las formaciones de Aracena, así como en Cáceres y Ávila. También en Baleares hay magníficos ejemplos con espectaculares galerías y cuevas. Hay numerosas simas y una gran red endokárstica en las depresiones terciarias de los grandes ríos, destacando el conjunto de Ojo Guareña, donde el interés arqueológico ha resultado muy grande, por haber sido utilizadas las cuevas desde el Paleolítico.

Sin entrar a hacer una enumeración, que sería muy larga, hemos de destacar la abundancia de formaciones superficiales como poljés, dolinas, lapiaces, que configuran conjuntos de gran belleza y con importante explotación turística (Torcal de Antequera, Ciudad Encantada de Cuenca, etc). También son destacables los cañones de origen kárstico y las formaciones travertínicas asociadas (Monasterio de Piedra).

De las formaciones españolas unas son heredadas del pasado, del Terciario, pero muchas son más recientes, formadas durante el Cuaternario y la mayor parte de los sistemas siguen funcionando en la actualidad, en diversa medida, pero especialmente en áreas de montaña.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.27. Formaciones kársticas en distintos climas 1 y 4 pequeño polje y dolinas y simas en alta montaña Picos de Europa y Pirineos 2 mogotes o pináculos en clima tropical húmedo (Vietnam) y Torca de agua en clima templado (Cuenca).

LECTURAS RECOMENDADAS

CVIJIC, J. (1960): *La géographie des terrains calcaires*. Traducido por E. de Martonne. Academie Serbe des Sciences et des Arts. Beograd. Monograph, 341 212 págs. Es un documento sumamente interesante, por la importancia de los estudios de Cvijic sobre el karst y por la personalidad del traductor.

FORD, D. C., y WILLIAMS, P. W. (1989): *Karst Geomorphologie and hidrology*. Londres. Unwin Hyman. Tratado clásico sobre el karst en conjunto.

GODARD, A. (1977): *Pays et paysages du granite*. PUF 232 págs. Este libro es una monografía que trata de todos los principales aspectos de los paisajes graníticos, desde la forma de presentarse en superficie, hasta los tipos de paisajes graníticos, pasando por la respuesta del granito ante la erosión y meteorización, las formas y asociaciones de formas graníticas y el granito y la actividad humana.

PEDRAZA, J. SANZ, M. A., y MARTÍN, A. (1989): *Formas graníticas de la Pedriza*. Agencia del Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid. 205 págs. Es un libro claro y muy bien ilustrado, que ayuda a entender las formaciones graníticas. Propone algunos itinerarios para la observación de formas.

TWIDALE, C. R. (1982): *Granite Landforms*, Elsevier, Amsterdam, 372 pp.

VIDAL ROMANÍ, J. R., y TWIDALE, CH R. (1998): *Formas y paisajes graníticos*. Universidade da Coruña. 411 págs. Trata exhaustivamente las formas graníticas, ilustrado con fotografías y esquemas muy abundantes. Las características geológicas de los terrenos graníticos, las formas de fractura y alteración. Las llanuras, bloques, inselberg, formas menores, distribución de las zonas graníticas y relación con el clima.

En todos los manuales de Geomorfología, e incluso de Geografía Física recomendados en la bibliografía de esta parte de la materia, aparece tratado el tema de los modelados graníticos y kársticos. Una lectura de ellos ayuda a ampliar el abanico de puntos de vista y resulta altamente recomendable. Es interesante, también observar las ilustraciones, tanto esquemas como fotografías.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

Es muy conveniente que vea los vídeos didácticos recomendados para este tema. El que lleva por título *Las rocas y el relieve* trata de los dos tipos de modelado sobre roca granítica y sobre roca calcárea explicados en el tema. El llamado *Modelado kárstico* trata sólo de este tipo. Buena parte de los mismos está rodada en España, en la Sierra de Guadarrama la parte de granito y en la provincia de Cuenca la parte de caliza. Conviene que además de visionar los DVD citados, lea también la pequeña guía que los acompaña en su edición independiente de la U.D.

En España hay numerosos ejemplos de modelado granítico y kárstico. Averigüe si cerca de su lugar de residencia hay alguna zona de estos paisajes y trate de hacer alguna excursión para comprobar lo estudiado. La Pedriza del Manzanares, el Torcal de Antequera, Las Torcas y la Ciudad Encantada, de Cuenca. El Cañón del Río Lobos en Soria. Las cuevas del Drach en Mallorca. La cueva de las Maravillas en Huelva, la zona de Larra en Navarra, etc. pueden ser interesantísimos ejemplos.

Observe un trozo de granito y otro de caliza y trate de apreciar las diferencias en su textura, composición, etc. Los museos de ciencias naturales, o los centros de venta de materiales para construcción o decoración, o incluso de venta para colecciones de rocas, le facilitarán encontrarlo.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

1. ¿A qué se debe la abundante presencia de formas curvas en los relieves graníticos?
2. ¿Encuentra que aparecen formas similares en los paisajes graníticos y kársticos? Si cree que sí ¿podría citar alguna?
3. ¿Por qué a menudo los ríos no llevan agua durante mucho tiempo en las regiones kársticas?
4. ¿Cómo relacionaría la escasez de agua de los ríos de regiones kársticas españolas y el clima?
5. ¿Qué diferencia hay entre las rocas intrusivas y extrusivas?
6. ¿Qué diferencias hay entre un granito y una caliza? Explique el origen, la composición y la respuesta a la erosión de ambas.
7. ¿Podría clasificar y describir las principales formas de los paisajes graníticos?
8. Haga una exposición de las formas exokársticas y endokársticas.

Modelado del relieve por acción de las fuerzas externas I.
Los procesos elementales meteorización y dinámica de vertientes

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

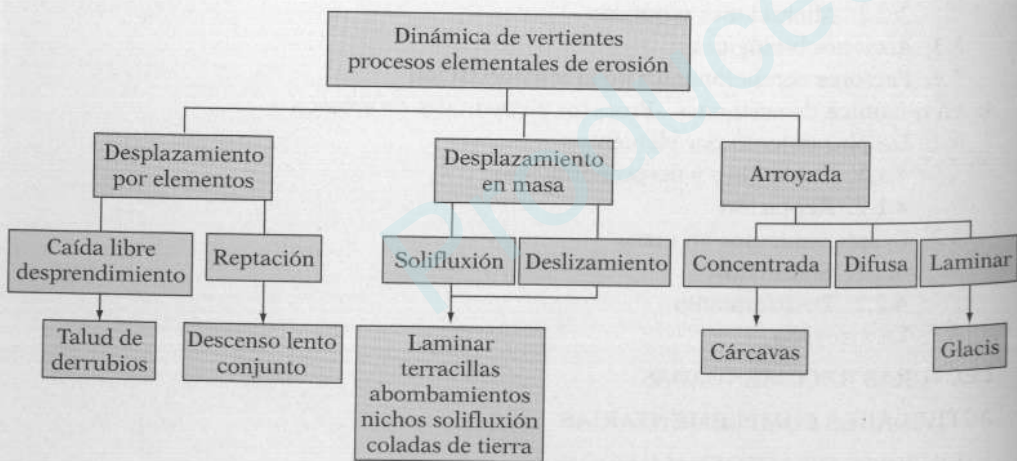
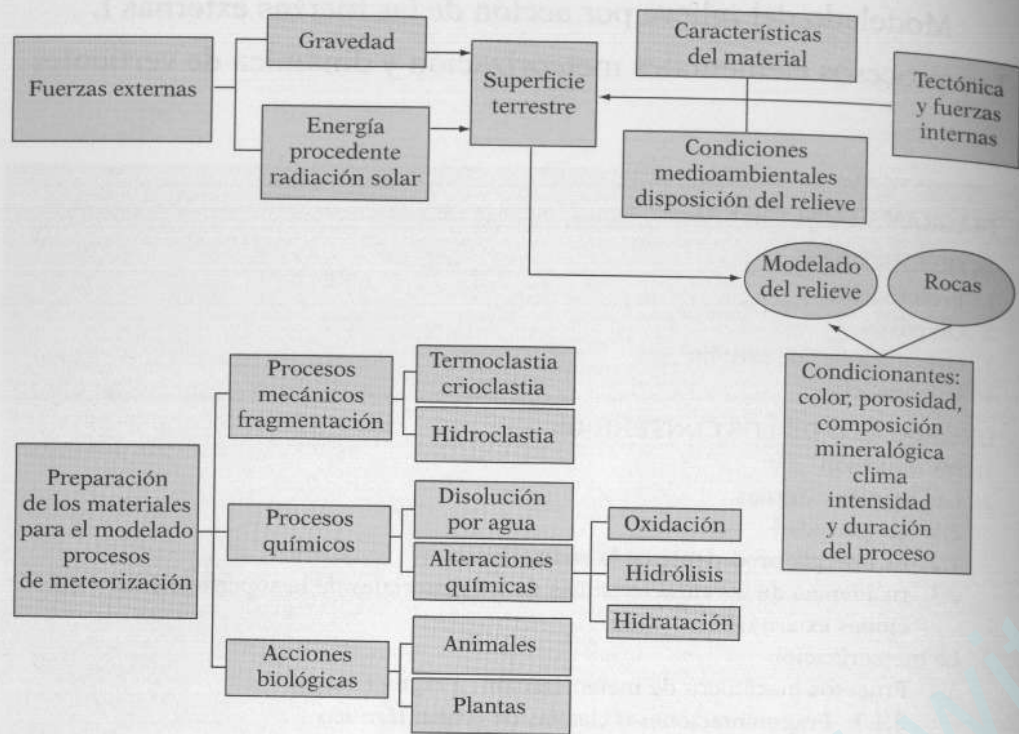
1. Introducción
2. Las fuerzas externas
 - 2.1. La gravedad
 - 2.2. La energía procedente de la radiación solar
 - 2.3. Incidencia de las características de los materiales de la superficie y las condiciones externas
3. La meteorización
 - 3.1. Procesos mecánicos de meteorización. Fragmentación
 - 3.1.1. Fragmentaciones o clastias de origen térmico
 - 3.1.2. Fragmentaciones de origen hídrico
 - 3.2. Procesos químicos
 - 3.2.1. La disolución
 - 3.2.2. Alteraciones químicas
 - 3.3. Acciones biológicas
 - 3.4. Factores condicionantes de la meteorización
4. La dinámica de vertientes. Procesos elementales de erosión
 - 4.1. Desplazamiento por elementos
 - 4.1.1. Caída libre y desprendimiento
 - 4.1.2. Reptación
 - 4.2. Desplazamientos en masa
 - 4.2.1. Solifluxión
 - 4.2.2. Deslizamiento
 - 4.3. La arroyada

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

Produced with Scantopdf



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

Sobre los materiales litológicos que componen la litosfera, simultáneamente a la acción de las fuerzas internas que les dan una determinada estructura, actúan fuerzas externas, que dan lugar a su modelado.

El tema de la acción de las fuerzas externas en la configuración del relieve lo dividimos en dos subtemas: uno sobre las fases iniciales, que comprende la meteorización y la dinámica de vertientes y un segundo sobre la erosión propiamente dicha.

En primer lugar, analizamos el *papel de la gravedad y de la energía solar* como agentes externos que actúan sobre el roquedo, condicionados por sus características, disposición y entorno medioambiental.

En segundo lugar, estudiamos la *meteorización*, conjunto de procesos que actúan sobre las rocas, en su propio emplazamiento, provocando una alteración que constituye la preparación para la erosión. Los procesos son de carácter mecánico, físico, que provocan fragmentación, y químicos, que llegan a producir una alteración en la composición mineralógica de las rocas. A ellos se añaden la acción de los organismos vivos, que también actúan sobre el roquedo.

Diversos factores son condicionantes de esas acciones: las características de las propias rocas (color, porosidad, composición, tamaño de sus componentes) el clima, así como la intensidad y duración del proceso.

Los *procesos elementales de la erosión* constituyen el tercer bloque temático. La acción de la gravedad, apoyada en otros agentes atmosféricos y biológicos, provoca el desplazamiento de partículas y de volúmenes importantes de materiales, a favor de la pendiente, constituyendo las fases iniciales

y elementales de la erosión. El agua que corre sin estar canalizada, de forma temporal, da lugar a la *arroyada*, el último proceso a considerar entre los elementales de la erosión.

2. OBJETIVOS

- Comprender que los procesos de modelado o morfogenéticos se producen en la superficie de la litosfera por medio de las fuerzas externas, dirigidos por las leyes de la Física y Química, condicionados por las características del roquedo y las condiciones topográficas y medioambientales.
- Comprender que las fuerzas internas son causantes de la configuración y evolución de los materiales iniciales.
- Valorar la importancia de las relaciones entre todos los aspectos citados.
- Valorar la importancia de los procesos de meteorización que, aunque no generan formas espectaculares, tienen una importancia decisiva en el modelado. Hacen posible la formación de los suelos y dejan a las rocas en disposición de ser removidas por la erosión.
- Comprender que en los resultados de la meteorización inciden: las características y propiedades de las rocas, la composición mineralógica, el clima, y la intensidad y duración de los procesos que intervienen.
- Conocer los procesos elementales de la erosión: desplazamiento por elementos y en masa en las vertientes, y la arroyada, en sus diferentes formas.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Lea detenidamente el contenido teórico. Observe, a la vez, con atención, las figuras, fotografías y diagramas incluidos en el texto. Vea los diagramas conceptuales, que le ayudarán a establecer las relaciones entre los apartados del tema y luego elabore su propio resumen de los contenidos para su memorización y repaso.

Es conveniente que haya estudiado previamente las características del roquedo, la acción de la tectónica y la configuración de los relieves estructurales, condicionados por ella.

4. PALABRAS CLAVE

Meteorización. Fragmentación. Disolución. Dinámica de vertientes. Reptación. Soliflucción. Deslizamiento. Arroyada.

1. INTRODUCCIÓN

Las *fuerzas internas* de la Tierra actúan configurando las rocas, provocando su afloramiento, su deformación, dislocación y desplazamiento. En la superficie, entra en juego la acción de las llamadas *fuerzas externas*, que proceden de fuentes de energía exteriores al globo, y van dando lugar a la transformación del relieve.

Se considera que la *gravedad* y la *energía térmica* procedente del Sol son las dos principales fuerzas capaces de realizar la dinámica geomorfológica externa, que tiene lugar en la superficie de la litosfera. No obstante, hemos de tener presente que hay una interacción entre las fuerzas internas y externas, ya que actúan simultáneamente, en un proceso que se desarrolla de forma ininterrumpida y constante.

2. LAS FUERZAS EXTERNAS

2.1. La gravedad

La fuerza de gravedad actúa sobre todos los cuerpos del Universo. El campo gravitatorio de la Tierra (es decir, la distancia hasta la que la atracción es eficaz) se extiende hasta las envolturas fluidas que la rodean, provocando que todos los elementos sean atraídos y tiendan a caer hacia ella.

En la evolución de la superficie terrestre, la gravedad está siempre presente, jugando un importante papel en todas las acciones de modelado. Su actuación es directa e indirecta. De forma directa, provoca el desplazamiento de partículas sueltas, que por su propio peso tienden a caer, a moverse. De forma indirecta, afecta muy especialmente a masas que tienden a fluir, desplazándose y ejerciendo una acción sobre la superficie por la que se movilizan.

La acción de la gravedad se produce de forma permanente, pero los resultados de dicha acción son diferentes, desde el punto de vista del modelado, dependiendo de las condiciones en que se produzca. Así, si la superficie es muy rugosa, accidentada, irregular o muy densamente cubierta de vegetación, hay una importante pérdida de energía a efectos de modelado. Además, el grado de inclinación del plano sobre el que se produce el movimiento generado por la acción de la gravedad, tiene también efectos sobre el resultado, facilitando la acción de la gravedad cuanto mayor sea la inclinación de la pendiente.

La existencia de desniveles en la superficie terrestre es esencial para que actúe la gravedad. Los desniveles se originan por varias causas, entre las que la más importante es la tectónica, como vimos en temas precedentes. La acción de la gravedad, tiende, teóricamente, a buscar el equilibrio y suavizar los desniveles, en un proceso que nunca termina, porque la actuación de las fuerzas internas, principales generadoras de los desniveles, lo renueva constantemente.

2.2. La energía procedente de la radiación solar

La energía procedente del Sol es la causa última que pone en marcha una serie de procesos, que constituyen parte esencial de la acción de las fuerzas externas.

Como consecuencia del desigual balance de radiación solar sobre la superficie terrestre se producen unos *desequilibrios térmicos*, que originan *flujos convectivos* de aire y agua que entran en contacto con la superficie terrestre y, si tienen la suficiente energía, pueden movilizar partículas, produciendo efectos de modelado.

El viento, es decir el aire en movimiento, es un importante agente capaz de actuar de forma directa, movilizándolo partículas; e indirecta, al producir sobre las aguas movimientos ondulatorios, que alcanzan gran energía al contacto con la costa. El agua en movimiento es el más activo de los agentes de erosión. Las diferencias de temperatura son, también, directamente causantes de tensiones sobre los materiales de la superficie, que colaboran en la preparación de los procesos erosivos.

Por tanto, las acciones geomorfológicas externas se producen por la energía que generan *la fuerza de la gravedad y la radiación solar*, que, por su

desigual distribución sobre la superficie terrestre, pone en marcha unos movimientos de convección térmica. Además, para que sean efectivas aquellas acciones, tiene que haber una cierta *pendiente*, con la inclinación y rugosidad adecuadas y que existan *partículas sueltas*, capaces de ser movilizadas y *elementos fluidos*, que puedan transformarse en flujos.

2.3. Incidencia de las características de los materiales de la superficie y las condiciones externas

Además de las condiciones que acabamos de citar (pendiente, rugosidad, etc.), hay otros factores que juegan un papel importante en los procesos de modelado. La presencia o no de materiales «suelos» y el tamaño de los mismos, son aspectos esenciales para la eficacia del proceso de modelado.

La litosfera está formada por *rocas*, que, en unos casos, están constituidas por partículas fuertemente soldadas y cohesionadas y, en otros, son rocas blandas o deleznales. Inicialmente, la mayor parte de las rocas son coherentes, incluso si están formadas por materiales detríticos cementados, por lo que para ser afectadas por los procesos de modelado de las fuerzas externas, requieren de una *preparación previa*, que se lleva a cabo por acciones físicas, o químicas, en la superficie, o muy cerca de ella, en contacto con la atmósfera y sus fenómenos meteorológicos. Por ello, reciben el nombre de *procesos de meteorización*. Son los principales responsables de la preparación del roquedo para su desintegración y movilización, sin olvidar que también pueden colaborar en el proceso otras acciones vinculadas con la tectónica (formación de diaclasas, por ejemplo).

Si el tamaño, o calibre de las partículas, influye en el proceso de modelado, siendo más fácil cuanto menor sea el tamaño, hay que considerar también la facilidad con que las partículas puedan ser puestas en movimiento, que no sólo se relaciona con el calibre (por ejemplo, hay partículas arcillosas, que tienden a agruparse, y actúan como si tuvieran mayor tamaño). La movilización del material, además de la acción de la gravedad, depende, naturalmente, de la inclinación de la superficie por la que se desplace.

Por último, para que se den los procesos de modelado tiene que haber unas determinadas condiciones de carácter medioambiental, climáticas y

biogeográficas, que los hagan posibles, desde la preparación inicial, al proceso final.

Los procesos de modelado, o morfogenéticos, se producen en la superficie de la litosfera por acción de las fuerzas externas, por medio de procesos físicos y químicos, condicionados por las características de los materiales del roquedo, las condiciones topográficas y medioambientales. Las fuerzas internas, al ser causantes de la configuración y evolución de los materiales iniciales son, naturalmente, una parte clave del proceso.

3. LA METEORIZACIÓN

En el contacto entre la litosfera, la atmósfera y la biosfera se produce el primer ataque de las rocas, que propicia su transformación en materiales deleznales, aptos para que actúen los procesos morfogenéticos. A este ataque inicial de la roca en su emplazamiento, que permite la liberación de partículas (término que se refiere a fragmentos, no a componentes elementales, y que pueden ser de muy diverso tamaño) que podrán ser removidas con posterioridad, es a lo que denominamos *meteorización*.

A pesar de lo consolidado del término meteorización, los procesos iniciales de preparación de los materiales para la erosión no son sólo los vinculados con «meteoros» o fenómenos atmosféricos, sino que también se relacionan con hechos y fenómenos biológicos y hasta tectónicos. Un ejemplo ilustrativo a este respecto es el papel que juega el *cambio de presión* que pueden sufrir, en el proceso, los materiales rocosos, cuando desaparecen los que los recubrían. Se produce, en tal caso, una cierta expansión en los materiales liberados de la presión anterior, lo que provoca la aparición de unas *fisuras curvas*, que tienden a producir *exfoliación en capas*, a modo de hojas de cebolla, como vimos en el tema de las estructuras litológicas, en el caso del granito.

Tradicionalmente se subdivide la meteorización en dos tipos de procesos: mecánicos o físicos y químicos, aunque resulte una clasificación simplista, ya que, en la realidad, la complejidad de los procesos es muy grande y suelen combinarse aspectos de los dos tipos. Tendencias más modernas consideran una división en procesos de fragmentación o clastias, de carácter esencialmente mecánico, y alteraciones o descomposiciones, de carácter químico.

3.1. Procesos mecánicos de meteorización. Fragmentación

Se limitan a provocar rupturas en la roca, sin dar lugar a modificaciones apreciables en sus componentes mineralógicos, dando como resultado partículas sueltas, de diversos tamaños, y formas angulosas (*clastos*).

3.1.1. Fragmentaciones o clastias de origen térmico

El motor de la fragmentación reside en las variaciones de temperatura, que puede actuar de forma directa o indirecta. La *termoclastia* (del griego *thermos*, caliente y *klastos*, roto) consiste en la fragmentación de la roca por efecto de las variaciones de temperatura que la afectan directamente. La roca, al sufrir cambios de temperatura se dilata y contrae y si este proceso se da con la amplitud y frecuencia suficiente, llega a romperse.

Puede ocurrir que en el proceso se desprendan pequeños elementos (*desagregación granular*) que se separen pequeñas placas, como la piel de una

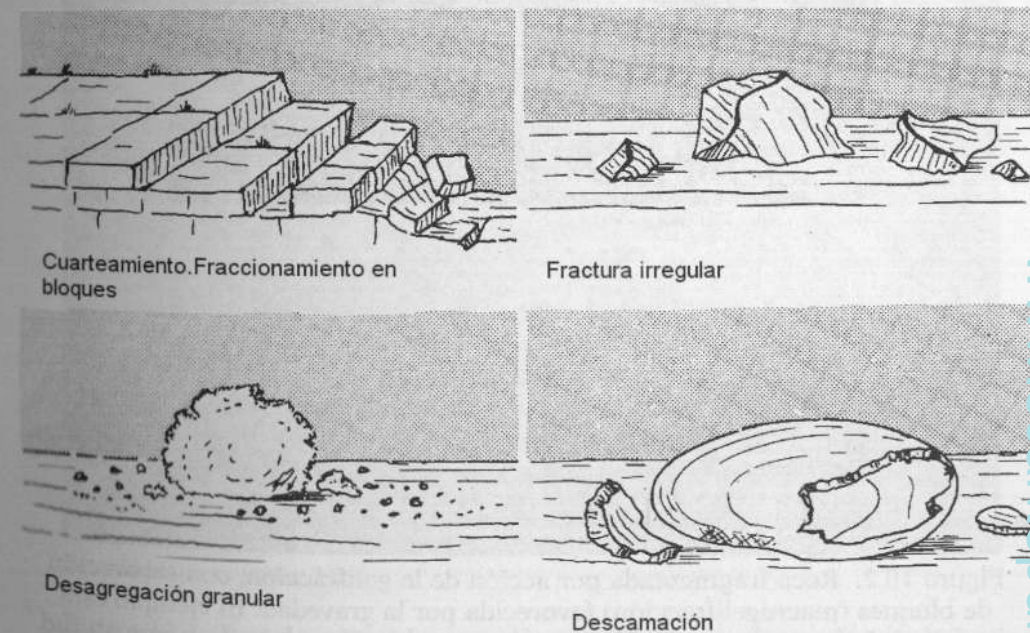


Figura 10.1. Formas de fragmentación de las rocas por efecto de las variaciones de temperatura.

cebolla (*descamación*) o que se cuartee la roca fisurándose, lo que pueden dar lugar al desprendimiento de fragmentos de cierto tamaño (*cuarteamiento*). En este proceso, que no es tan sencillo como parece a primera vista, juegan un papel esencial las características de la roca, su color, textura y la naturaleza del material de que esté compuesta, ya que la capacidad de absorción y la conductividad difieren notablemente, según sean dichas características.

La *crioclastia* (de *kryos*, frío) llamada también *gelifracción*, se produce cuando, por las variaciones de temperatura, el agua que rellena los huecos

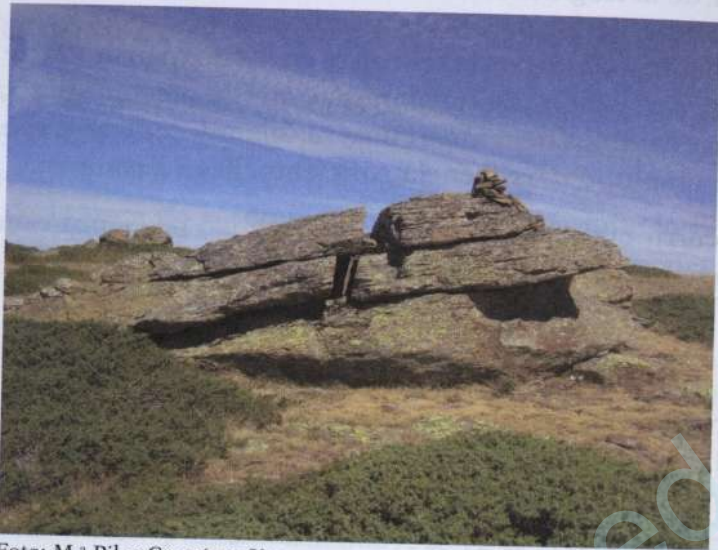


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

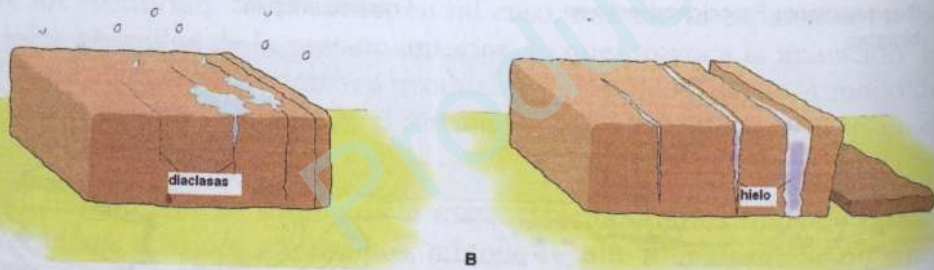


Figura 10.2. Roca fragmentada por acción de la gelifracción, con separación de bloques (*macrogelifracción*) favorecida por la gravedad. El ejemplo está tomado de la montaña de Peñalara, en la Sierra de Guadarrama, a una altitud de 2.380 metros. En la parte inferior esquema de la forma de producirse la gelifracción.

de las rocas y que puede penetrar más o menos en ella, se congela. El paso de líquido a sólido provoca un aumento de volumen del agua de en torno a un 10 por ciento, lo que somete a la roca a una tensión, que provoca el desprendimiento de granos o fragmentos. Naturalmente, de nuevo, las características de la roca son fundamentales en los resultados, muy especialmente la *porosidad* y la *fisuración*. Si el hielo penetra por los poros, se produce lo que se denomina *microgelifracción*, que da lugar a formación de partículas finas. Si aprovecha las grietas y fisuras hablamos de *macrogelifracción* y el resultado son fragmentos mayores, que pueden ser, incluso, bloques.

Como es lógico, en las fragmentaciones de origen térmico influyen las condiciones climáticas, que provocan los cambios de temperatura y la abundancia de agua.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 10.3. Red de grietas hexagonales en un terreno desecado tras haber estado cubierto de agua. Ejemplo tomado en la zona protegida de Betania, en Jordania.

3.1.2. Fragmentaciones de origen hídrico

El agua en estado líquido es el factor causante de la fragmentación. Se produce por los cambios de volumen que experimentan ciertas rocas al sufrir variaciones importantes de su contenido en agua. Hay rocas, singularmente las de carácter arcilloso, muy hidrófilas, capaces de absorber gran cantidad de agua, hinchándose, para después, al producirse la evaporación y desecación, retraerse a su volumen inicial. La descamación y formación de redes de grietas poligonales son fáciles de observar en terrenos que se secan tras haber estado inundados, por ejemplo. El nombre de este proceso, que alude al agente que lo provoca, es *hidroclastia* (de hidro, agua).

Un caso especial, pero relacionado, es la llamada *haloclastia* (de halos, sal) que tiene lugar cuando el agua tiene un importante contenido en sales, lo que, al producirse la evaporación, da lugar a la formación de cristales, capaces de provocar una considerable tensión en los poros y fisuras de la roca.

3.2. Procesos químicos

Cuando entran en acción determinados procesos químicos, la roca, en contacto con el medio externo, se llega a transformar en su composición mineralógica. La disolución y las alteraciones químicas son los procesos más importantes.

3.2.1. La disolución

Se trata, en este caso, de un proceso en que se combinan acciones físicas y químicas, en el cual las moléculas de un cuerpo se disocian en iones por acción de un disolvente, en este caso, el agua atmosférica. Casi todos los minerales pueden llegar a disolverse, en las condiciones adecuadas, aunque resultan mucho más sensibles a este proceso las rocas sedimentarias. La disolución normal es un proceso físico y puede realizarlo el agua pura, afectando, sobre todo, a las evaporitas.

En el proceso de la disolución es muy importante la *constitución mineralógica*, pero también lo es la *porosidad y fisuración* de la roca, que permi-

ta la penetración del agua, así como que ésta contenga determinados compuestos químicos, capaces de aumentar el poder disolvente. El *agua acidulada*, es decir, con anhídrido carbónico (CO_2), al entrar en contacto con rocas compuestas de carbonato cálcico ($\text{CO}_3 \text{Ca}$), no soluble, reacciona produciendo bicarbonato cálcico $[(\text{CO}_3 \text{H})_2 \text{Ca}]$ que es muy soluble. En este caso, el proceso es fundamentalmente químico. Es el proceso principal que tiene lugar en la karstificación (tema 9).

Como resultado de la disolución pueden quedar residuos insolubles, como la *terra rossa* mediterránea, que es una arcilla de descalcificación. También se produce el fenómeno a la inversa y, tras la disolución, puede haber *precipitación*, que da lugar a nuevas formaciones, como las estalactitas y estalagmitas calcáreas, y diversas costras y caparazones calizos, yesosos, silicios o ferruginosos.

La importancia y dimensiones que puede alcanzar este proceso se relacionan, además de con la características del roquedo, con las climatológicas, de temperatura y precipitación, e incluso con la abundancia de vegetación, capaz de conservar el CO_2 .



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 10.4. Cueva formada por disolución en roca calcárea, con formación de estalactitas y estalagmitas por precipitación. Ejemplo tomado en la cueva kárstica de Postojna en Eslovenia.

3.2.2. Alteraciones químicas

Diversas acciones químicas, favorecidas, a menudo, por la disolución, provocan la alteración del roquedo, transformando, al menos, una parte de los componentes minerales de la roca. Como resultado, se produce una descomposición superficial, que penetra incluso, en ocasiones, bastantes metros en profundidad, dando lugar a lo que se denomina *mantos de alteración o alteritas*, deleznable y que están formadas por los minerales iniciales de la roca y por otros nuevos, generados en el proceso.

La **oxidación** es el proceso más común. Es provocada por el oxígeno del aire, al atacar a algunos de los componentes de las rocas, como los carbonatos y sulfuros, transformándolos en *óxidos*. Produce cambios en el color, que a menudo adquiere un tono rojizo, así como en algunas de sus propiedades, como dureza o solubilidad, provocando la intensificación de otros procesos mecánicos. También es frecuente que se forme una pátina superficial, que les dote de mayor dureza.

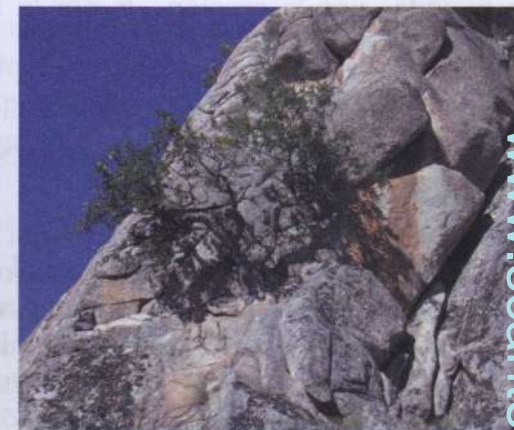
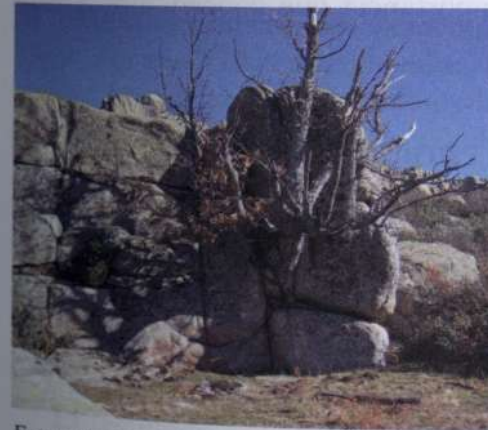
La **hidrólisis** es la reacción más importante. Consiste en el desdoblamiento de las moléculas en presencia del agua, cuyos iones H^+ y OH^- se combinan con los minerales de la roca. Por ejemplo, en el caso del granito, al combinarse con el feldespato, que es uno de sus componentes, produce caolín, que es un mineral arcilloso. Es de enorme importancia en la alteración de rocas como el granito, basalto y similares, muy abundantes en la naturaleza. La eliminación de la sílice que provoca y la formación de hidróxidos de aluminio y hierro da lugar a la aparición de *costras lateríticas* (de *later*, ladrillo) de notable dureza.

La **hidratación** consiste en la fijación de agua sobre la molécula de un cuerpo, que se convierte en *hidrato*. Actúa sobre rocas compuestas de minerales capaces de fijar las moléculas de agua, que pueden aumentar notablemente su volumen, lo que puede provocar acciones mecánicas. Afecta muy especialmente a rocas como los esquistos y pizarras, y se considera una de las principales causas de desintegración de las rocas ígneas de grano grueso.

3.3. Acciones biológicas

No se debe menospreciar la acción de los *organismos vivos* en el ataque a las rocas. Los animales actúan de varias formas, sobre todo de forma mecánica sobre materiales deleznable, e incluso excavando galerías, que favorecen otras acciones mecánicas. Las plantas, sobre todo por la penetración de sus raíces, facilitan la fragmentación. También se llevan a cabo acciones químicas, por la secreción de ácidos activos de bacterias y raíces. Los líquenes se alimentan de los minerales de la roca y pueden generar un barniz que recubre la superficie. La descomposición microbiana de los desechos vegetales, que se depositan sobre la roca, provoca la formación del *humus* y desempeñan un importante papel en la génesis y evolución de los *suelos*, que se forman sobre el *regolito*, capa que recubre la roca, resultante de la meteorización.

Las fotografías de la figura 10.5 muestran cómo sobre la roca granítica se han instalado plantas cuyas raíces penetran profundamente, ensanchándose conforme avanza el crecimiento de la planta, que llega a adquirir grandes dimensiones, como en el caso del roble de la primera imagen. Nótese que en la segunda imagen se aprecia un cambio en la coloración del granito producido por oxidación.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 10.5. Ejemplos de plantas instaladas sobre la roca. Tomados en la Sierra de Guadarrama, valles de La Barranca y la Pedriza del Manzanares, respectivamente.

3.4. Factores condicionantes de la meteorización

Como se desprende de todo lo hasta aquí expuesto los citados procesos, físicos y químicos, actúan de muy diversas formas y varían en intensidad y velocidad condicionados por múltiples factores.

Resumiendo, de forma muy general, recordemos (se trató antes en el tema 9) la incidencia de las características y propiedades de las rocas: *el color*, que condiciona su capacidad de absorción del calor, *la porosidad*, que afecta a la penetración del agua, al igual que *la fisuración*; *el tamaño de sus componentes*, que se relaciona con la porosidad posible y *la composición mineralógica*, que hace que cada uno de sus componentes sea susceptible de determinadas reacciones, etc.

Factor decisivo es *el clima*, que posibilita que se den unos u otros procesos. Por supuesto, son fundamentales *la intensidad y duración de los procesos* que intervienen. La combinación de estos factores permite imaginar la multitud de situaciones que pueden presentarse.

Los procesos de meteorización actúan de manera constante en todas partes, con diversa intensidad y resultados. Aunque no generan formas espectaculares, tienen una importancia decisiva en el modelado. Hacen posible la formación de los suelos y dejan a las rocas en disposición de ser removidas por la erosión, de ahí la importancia que concedemos a este tema.

4. LA DINÁMICA DE VERTIENTES. PROCESOS ELEMENTALES DE EROSIÓN

Los procesos de meteorización, al actuar sobre la masa rocosa que aparece en la superficie terrestre, generan unos *materiales detríticos* que son susceptibles de ser transportados por los agentes erosivos, que llevan a cabo el modelado de esa superficie, constituyendo la erosión propiamente dicha, que incluye destrucción y construcción de relieve.

Para que se lleven a cabo esas acciones, es necesario que los productos de la meteorización sean conducidos allí donde los agentes de evacuación puedan cumplir su labor. Este proceso de transporte inicial se denomina de diversas formas, entre las que muchos se inclinan por la de *dinámica de ver-*

tientes, que sustituye a la expresión más antigua de *movimiento de derrubios*. Se puede definir como:

«el conjunto de procesos de desplazamiento de partículas a corta o media distancia desarrollados en los sectores del territorio situados fuera de los cauces de los grandes agentes de evacuación (es decir, en el ámbito de los interfluvios)» (Muñoz; J. 1993).

Sus consecuencias son sumamente importantes, ya que, de no producirse, la roca, que inicialmente aflora en superficie, se recubriría totalmente por los materiales detríticos, que la fosilizarían y quedarían detenidos los propios procesos de meteorización.

Los procesos se desencadenan por la acción de la gravedad, que tiende a que los materiales sueltos se desplacen hacia lugares más bajos, apoyada por agentes atmosféricos y biológicos, y revisten diversas formas. Vamos a analizar los tres tipos fundamentales: desplazamiento por elementos, movimientos en masa y arroyada elemental.

4.1. Desplazamiento por elementos

4.1.1. Caída libre y desprendimiento

El desplazamiento por elementos se produce de dos formas. En primer lugar, por *caída libre y desprendimiento*. Si la parte más alta de una vertiente rocosa sufre una fragmentación y la pendiente es suficientemente pronunciada, los fragmentos rocosos pueden precipitarse, por la acción de la gravedad, en forma libre.

Tras esa caída, se desplazan por la pendiente hasta llegar a un punto donde quedan estabilizados. El recorrido está en función de la inclinación y rugosidad de la vertiente, así como de la masa y forma de los elementos. Si las condiciones lo favorecen y aparece un nuevo impulso, la gravedad vuelve a actuar y continúa el descenso.

El resultado es la formación de un *talud* o unos *conos de derrubios*. La forma de la vertiente, que se ha generado por gravedad, muestra un perfil constituido por un *eskarpe o cornisa* en la parte alta, de una inclinación acusada, siempre superior a los 45°, un *talud* de menor pendiente y finalmente el enlace suave con la base.

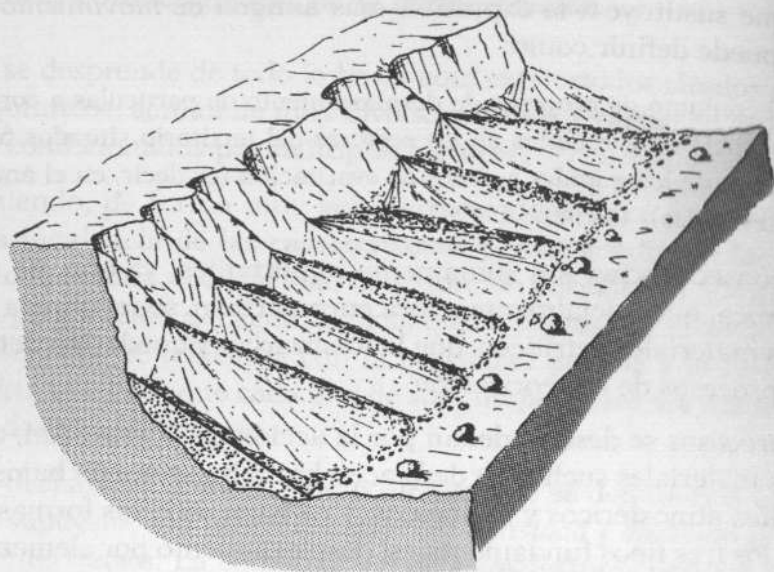


Figura 10.6. Conos de derrubios acumulados al pie de una vertiente. Se observa la presencia de una cornisa de notable pendiente sobre la que se apoya el talud de derrubios.

Si la caída afecta a una cantidad importante de materiales, y son de considerable tamaño, se produce un *desprendimiento* o *derrumbamiento*, que puede revestir carácter catastrófico. Son menos frecuentes y se desencadenan por diversas causas, incluso por movimientos sísmicos. Al pie del escarpe se acumulan en forma caótica grandes masas de bloques rocosos.

4.1.2. Reptación

Está muy generalizado utilizar para denominar este proceso el término inglés *creep* (reptar) o *creeping*. Consiste en un desplazamiento y redistribución de las partículas en el seno de una formación deleznable, por efecto de la gravedad.

El movimiento se realiza partícula a partícula, de forma individual, pero la suma de todos los movimientos supone un descenso lento de todo el con-

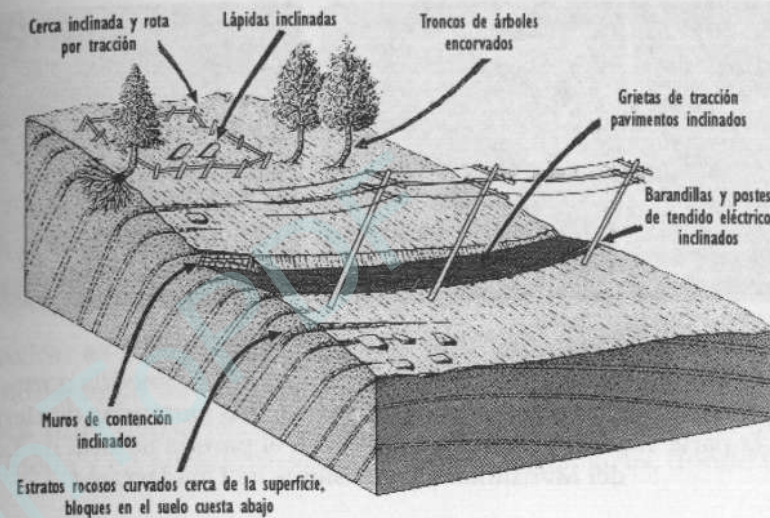


Figura 10.7. Esquema de los efectos de la reptación en una ladera. La suma de los movimientos partícula a partícula supone un descenso lento del conjunto.

junto. El movimiento, que tiene como causa última la fuerza de la gravedad, se produce por la intervención de desencadenantes muy variados, desde las pisadas de animales, a calentamientos y enfriamientos de la superficie, con cambios de volumen, acción de las raíces, etc.

Especial interés reviste el fenómeno consistente en que el agua que impregna el terreno sufre cambios de temperatura, que hacen que se congele, cuando desciende por debajo de cero grados centígrados, generando unas delgadas columnillas de hielo, que elevan gravilla, arena y hasta pequeños cantos, a varios centímetros. Se denomina *pipkrake*, término del idioma noruego. Al fundirse, en el deshielo, deja caer los elementos elevados, que sufren un pequeño desplazamiento.

Es un fenómeno muy generalizado, cuya eficacia varía según el medio. Especialmente favorables son los que poseen mantos de derrubios de calibre fino y las laderas de las montañas muy expuestas a la acción hielo/deshielo, sobre todo si no poseen una cubierta vegetal muy densa. En regiones áridas es de un alcance muy limitado.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 10.8. Pipkrake. A. conjunto de una zona sometida a este proceso. B. detalle del tamaño de unas columnillas con las partículas de tierra adheridas en la parte superior. Ejemplo tomado en el parque natural de La Pedriza del Manzanares en la Sierra de Guadarrama.

4.2. Desplazamientos en masa

Nos referimos bajo este epígrafe a movimientos que afectan a un volumen considerable de materiales. Las dos formas más importantes de producirse son la solifluxión y el deslizamiento.

4.2.1. Solifluxión

En este proceso el agua juega un papel esencial. Consiste en el desplazamiento de una masa fangosa, sobre un basamento estable, que resulta de un terreno capaz de embeberse en agua, que se comporta como plástico. El movimiento resulta relativamente rápido, variando la velocidad según el grado de viscosidad del barro.

La solifluxión presenta varias formas:

- *Laminar*, consistente en el descenso lento de una fina capa de barro.
- *En terracillas*, formando a modo de pequeños peldaños escalonados en laderas con bastante inclinación, que recuerdan los senderillos que se forman por el paso reiterado del ganado, por lo que se suele utilizar el nombre de *terracillas de vaca*.
- *Abombamientos de la cobertera vegetal*, producidos por una solifluxión subcutánea, que no sale al exterior por quedar enmarañada en la red

de raíces. En ocasiones el abombamiento llega a provocar que el tapiz vegetal se rasgue y el fango salga al exterior.

- En forma puntual, en las laderas son muy característicos los llamados *nichos de solifluxión*, que se producen cuando se desprende una pequeña masa fangosa, dejando una huella en la vertiente, como un talud semicircular, similar a la forma que hace en un flan la incisión de una cuchara para coger una porción del mismo. A partir del nicho se expande una lengua de barro.

La solifluxión es un proceso complejo, que requiere, además de materiales adecuados, agua abundante para que se produzca, y que la cubierta vegetal no sea muy densa. Resulta especialmente importante en áreas de montaña húmeda y en altas latitudes en zonas periglaciares, donde los pro-



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 10.9. Fenómenos de solifluxión en ladera. Obsérvese la existencia de terracillas de vaca y una lengua de barro. Valle de Arán, Pirineos y región de Katmandú en Nepal.

cesos de hielo y deshielo tienen un papel destacado. También se dan en las zonas de sabana de clima tropical con estación seca, mientras que son excepcionales en regiones áridas.

Muy vinculadas a la solifluxión se deben considerar las *coladas de tierra*. Consisten en un flujo de materiales saturados de agua, que se desliza por laderas, cañones y valles de montaña, que facilitan su evacuación. Las más móviles son las *coladas de barro*. Están condicionadas por la naturaleza de los materiales y la cantidad de agua, dándose con mayor frecuencia en terrenos arcillosos.

Tras una fuerte tormenta ocurre, a veces, en zonas áridas, con muy escasa vegetación, que el agua, que no puede ser absorbida por el terreno a la velocidad precisa, forma con los materiales sueltos de la vertiente una especie de barro fluido que se desliza hacia la parte baja, siguiendo un cauce, en forma de *colada*. En este descenso va espesando y llega a envolver grandes bloques, hasta quedar detenida. También se forman coladas similares en las erupciones volcánicas, cuando, tras una gran salida de lava y cenizas se producen lluvias torrenciales, que arrastran los materiales sueltos formando un barro fangoso, que se desliza a gran velocidad.

4.2.2. Deslizamiento

Consiste en un desplazamiento, relativamente rápido y masivo, de materiales, por una vertiente, que puede incluso presentarse de forma catastrófica. Para que se produzca es preciso que exista una superficie de deslizamiento, que facilite la acción de la gravedad. A menudo, esa superficie de deslizamiento la facilita la propia estructura del terreno, pudiendo consistir, por ejemplo en el plano inclinado de una falla, o un plano de estratificación. En este caso es frecuente que se produzcan deslizamientos en capas, en los que se desplaza toda una masa rocosa, de un espesor más o menos uniforme, que no conlleva grandes transformaciones.

Otra forma frecuente de deslizamiento es la que ocurre en terrenos arcillosos o arenosos en que se da *con hundimiento*. El deslizamiento toma un perfil curvo y a menudo la masa hundida se fragmenta en bloques, que pueden quedar buzando en sentido contrario a la pendiente. El dibujo esquemático de la figura 10.10 aclara esta explicación.

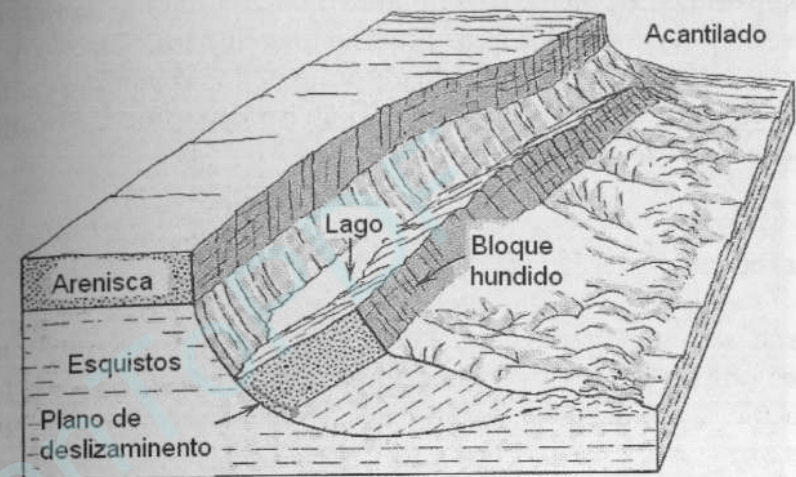


Figura 10.10. Esquema de deslizamiento con hundimiento. La masa rocosa hundida queda buzando en sentido contrario a la pendiente.

Los desencadenantes pueden ser diversos, desde unas precipitaciones copiosas, que llegan a saturar el terreno, a un movimiento sísmico o una perforación artificial. La presencia de laderas fuertemente inclinadas lo favorece. En general, suele tratarse de movimientos esporádicos, de escaso interés geomorfológico, pero que a veces revisten gravedad, de lo que abundan los ejemplos. Uno cercano es el que en 1913 provocó la destrucción de Errazu, un pequeño pueblo del valle del Baztán, en Navarra, que quedó en parte sepultado bajo un deslizamiento.

El movimiento en masa es un fenómeno universal, que se da en todas las regiones climáticas, de una u otra forma, y en todas las vertientes a partir de un valor mínimo de inclinación, aunque las proporciones del movimiento varíen notablemente de unos lugares a otros. Si en las altas latitudes las temperaturas del invierno hacen que se detengan los procesos, que son más propios del verano, en los climas mediterráneos es fuera de esta estación, cuando son más abundantes, dada la característica sequía estival. Como se viene repitiendo en todos los casos, además del clima, las características del roquedo, composición y estructura, y la vegetación son factores esenciales para que se produzca el movimiento.

Todos los procesos de desplazamiento, al actuar de forma más o menos constante, son clave en el desgaste de los interfluvios. Gracias a ellos, el material meteorizado es movilizado al fondo de los valles, desde donde las corrientes fluviales los pueden transportar. En este proceso resulta igualmente clave la actuación de la arroyada.

4.3. La arroyada

Un proceso que podemos considerar situado entre los movimientos de materiales por las vertientes, por elementos y en masa, y la labor erosiva, lineal, que llevan a cabo las corrientes de agua encauzadas, es lo que denominamos *arroyada*.

Se refiere a la labor que realiza el agua que corre sin estar canalizada de forma estable y permanente. Es un fenómeno temporal y se da, no sólo en pendientes de cierta inclinación, sino, incluso, en áreas interfluviales muy poco inclinadas. En realidad, está a medio camino entre la meteorización y los procesos iniciales de desplazamiento por las vertientes y la erosión propiamente dicha, que implica transporte y sedimentación. Su actividad se lleva a cabo en los interfluvios, en contraste con la propia de la dinámica fluvial.

La arroyada se produce cuando el agua, bien procedente de la lluvia, o resultante de la fusión de nieve o hielo, circula libremente por la superficie de la vertiente. Dependiendo de las condiciones, volumen de agua, inclinación, fuerza del agua, etc. adquiere varias formas:

- *Concentrada*, cuando resbala en forma de regueros, que llegan a marcarse profundamente, facilitada por una pendiente considerable y por las precipitaciones fuertes. En este caso, tiende a formar las llamadas *cárcavas*, un modelado que puede ser de dimensiones considerables, a modo de crestas más o menos agudas.
- *Difusa*, cuando el agua discurre en forma de hilillos sinuosos y cambiantes a los que cualquier obstáculo puede desviar, en un flujo discontinuo y más bien lento, cuya capacidad de arrastre se limita a partículas finas, como limos o arcillas. Si el volumen de agua se incrementa en forma considerable, puede llegar a movilizar materiales de gran tamaño.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 10.11. Efecto de la arroyada sobre una superficie suavemente inclinada. Ejemplo tomado en el parque natural de La Pedriza del Manzanares en la Sierra de Guadarrama.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 10.12. Cárcavas profundas producidas por la arroyada. Ejemplo tomado en el entorno de la localidad aragonesa de Daroca.

- *Laminar*, cuando el agua resbala formando un manto continuo, como una delgada película que posee una cierta turbulencia, cargada de elementos en suspensión, que barre la superficie arrastrando y distribuyendo elementos sueltos de diversos tamaños. Con frecuencia se utiliza para nombrarla el término inglés *sheet flood*.

La arroyada se produce en todas las regiones, aunque varía en modalidad e intensidad. En las zonas áridas y secas hay notables ejemplos de su actuación, aunque se reduce a espacios muy concretos si la escasez de precipitaciones es muy acusada. En regiones templadas, salvo localizaciones de montaña, no es muy destacable, dada la moderación de las lluvias y la cubierta vegetal. En las zonas frías, y en la tropical húmeda, tampoco resulta muy importante, por razones distintas, mientras que en el primer caso el suelo está mucho tiempo helado, en el segundo se encuentra permanentemente saturado, de modo que sólo es posible una arroyada difusa, en la mayoría de los casos.

Como resultado de la arroyada se da una acción morfogenética importante, en la que se encuentran ya todos los elementos que caracterizan a la erosión propiamente dicha, con *ablación*, *transporte* y *sedimentación*. Cuando actúa de forma concentrada es *erosión lineal*, que forma cárcavas y pequeños barrancos (los llamados con terminología inglesa *bad lands* o

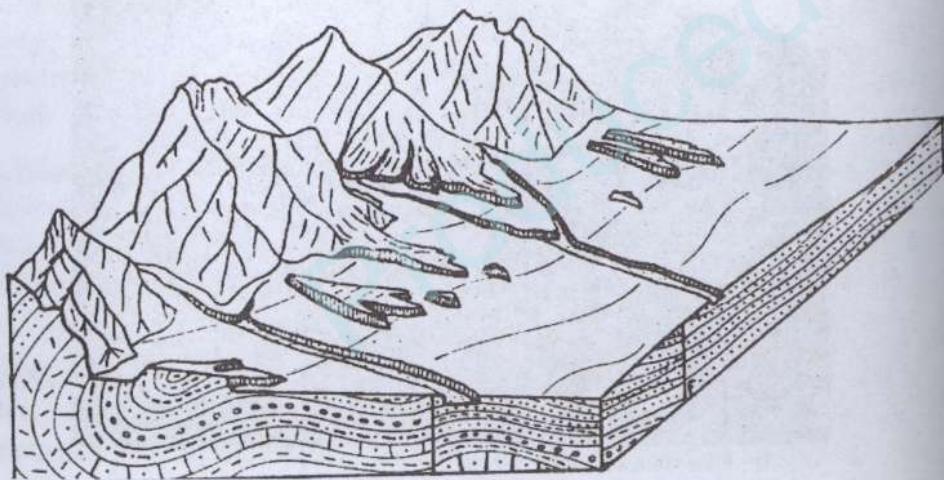


Figura 10.13. Esquema representando un glacis de erosión. Tomado de Viers, G. «Elementos de Geomorfología» Oikos Tau 1983.

malas tierras). Cuando es difusa, provoca la aparición de una red de pequeños surcos poco profundos y, si llega a trasladar elementos de cierto calibre, forma pedregales.

La acción de la arroyada en las formas laminar y difusa tiene como resultado el modelado de unas rampas al pie de zonas de relieve importante. Son los denominados *glacis*, formas suaves de muy poca pendiente, que se forman sobre la propia roca que constituye el relieve destacado, o sobre materiales detríticos, acumulados al pie de aquél. En el primer caso se denominan *glacis rocosos* (antes se utilizaba el término *pediment* o *pedimento*) y en el segundo se habla de *glacis de acumulación* (o *detríticos*), e incluso pueden combinarlas dos formas, denominándose entonces *glacis mixtos*.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 10.14. Glacis. Almería

LECTURAS RECOMENDADAS

MUÑOZ JIMENEZ, J. (1993): *Geomorfología General*. Ed. Síntesis. Madrid 351 págs. Es interesante la lectura de los temas 6 al 8, ambos inclusive, para obtener una cierta profundización en los contenidos de los apartados de este tema.

STRAHLER, A. N. (1974): *Geografía Física*. Este manual de carácter general es sumamente didáctico y claro. Es conveniente leer los capítulos 24, sobre destrucción de vertientes, y 25 sobre las aguas de escorrentía y de saturación.

VIERS, G. (1983): *Geomorfología*. Col. Elementos de Geografía. Ed. Oikos-Tau. Barcelona. 320 págs. (Primera edición original 1973) La segunda parte de este pequeño tratado de Geomorfología se dedica a los fenómenos de erosión en seis temas dedicados a las generalidades de la erosión, la erosión lineal, la erosión areolar, la erosión de las vertientes, la erosión glaciaria y eólica y el ciclo de erosión. A su vez el propio Viers, en la bibliografía, aconseja algunas obras clásicas sobre los apartados de este tema, como el *Traité de géographie physique* de Emmanuel De Martonne (traducido al español en 1968 en la editorial Juventud). Es interesante ver las recomendaciones que él mismo hace para cada apartado, en las que, como dice, hay tesis opuestas a las suyas, que conviene conocer, para, a partir de tesis y antítesis, llegar a obtener la síntesis.

AGUILERA, M. J.; G. YANCI, M. P.; BORDERÍAS, M. P. y SANTOS, J. M. (2003): *La erosión y sus agentes*. UNED. Madrid. Vídeo y guía impresa. En este vídeo editado por la UNED de la colección realizada por los autores de estas unidades didácticas, se trata de la meteorización, el modelado de las vertientes, como paso previo a la acción de los grandes agentes de la erosión, con imágenes reales y esquemas didácticos. El vídeo, en formato DVD se acompaña con un texto impreso.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Si puede realizar alguna salida al campo, observe con atención el roquedo de la zona. Podrá detectar en las rocas los efectos de la meteorización, que en ocasiones será un desmenuzamiento en forma de granos, la presencia de parte de una roca desgajada, manteniendo la forma coincidente entre la parte de roca de la que procede y la de la parte separada. Otras veces, podrá notar una coloración en la roca de tono rojizo, efecto de la oxidación, etc.
- Preste también atención a las vertientes, en las que notará pequeños deslizamientos, o presencia de columnillas de hielo bajo la capa más superficial, tras una helada nocturna. O la sensación de que la tierra ha sido removida, como ahuecada, que es el efecto que queda después de haberse producido *pipkrake*, cuando desaparece el hielo por completo.
- En zonas donde hay ganado suelto, pastando, observe, en las vertientes, las huellas del paso de los animales, que configuran las terracillas de vaca. Fíjese también en la forma en que las raíces de algunas plantas se incrustan en las rocas y en la labor que realizan los animalillos más pequeños, capaces de remover el terreno.
- Es importante visionar el vídeo didáctico «La erosión y sus agentes» citado que le ayudará a una mejor comprensión del tema.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

Para valorar su aprendizaje del tema intente responder a las siguientes cuestiones:

1. ¿En qué se diferencia la meteorización de la erosión?
2. ¿Por qué es importante para la erosión la llamada dinámica de vertientes?
3. ¿Qué importancia concede a los procesos de deslizamiento de materiales en las laderas en un clima templado oceánico, en uno árido y en uno tropical?

Tema 11

Modelado del relieve por acción de las fuerzas externas II.

La erosión

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. Introducción la erosión definición y enfoques de estudio
 - 1.1. Los conceptos de ciclo de erosión y erosión normal de Davis
 - 1.2. Los sistemas morfogénéticos
 - 1.3. Los grandes agentes de erosión
 - 1.3.1. Acción erosiva ejercida por las actividades humanas
2. Dinámica y morfogénesis fluvial
 - 2.1. Torrentes y uadis
 - 2.2. Los ríos
 - 2.2.1. Redes y regímenes fluviales
 - 2.2.2. Labor erosiva de los ríos
 - Transporte de materiales por las aguas corrientes
 - Acción erosiva del río
 - Formas de modelado resultante de la acción erosiva fluvial
 - Las formas producidas por acumulación
3. Morfogénesis litoral
 - 3.1. Acción erosiva del mar
 - 3.1.1. Acción mecánica, química y biológica
 - 3.1.2. Alternancia de sumersión y emersión
 - 3.1.3. Influencia del medio
 - 3.2. Principales formas litorales de erosión
 - 3.2.1. Formas de ablación
 - 3.2.2. Formas de acumulación
 - 3.3. Tipos de costas
4. Dinámica y morfogénesis glaciár
 - 4.1. Las glaciaciones
 - 4.2. Formación de los glaciares

4.3. Tipos de glaciares

4.3.1. Glaciares regionales

4.3.2. Glaciares locales

4.4. Flujo glaciario

4.5. Labor erosiva del glaciario

4.5.1. Formas de relieve resultante de la acción glaciaria

- Formas de acumulación

- Las formas mayores del modelado

5. El viento como agente erosivo

5.1. Movimiento del aire

5.2. Acción erosiva

5.2.1. Deflación

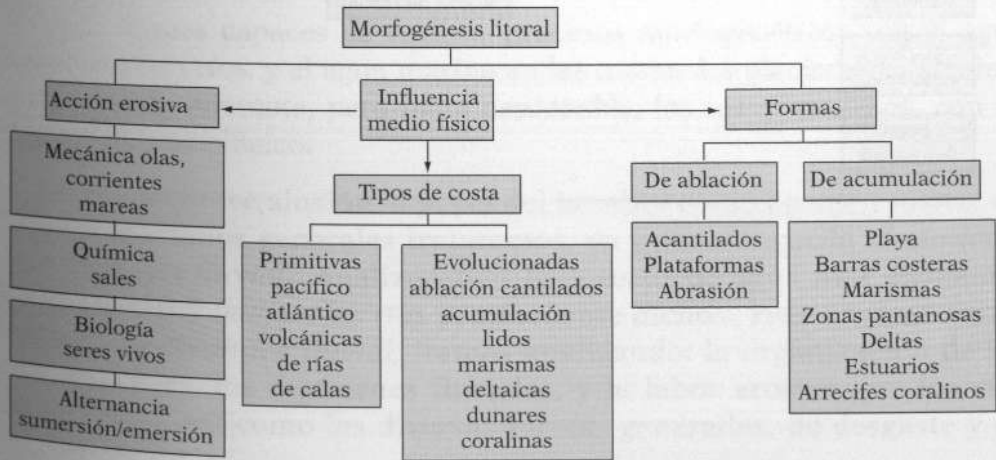
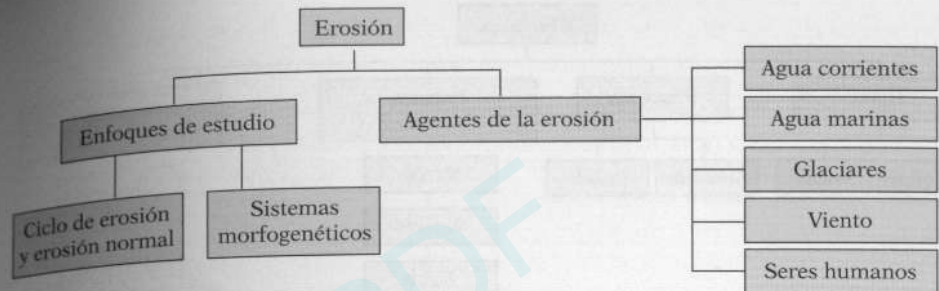
5.2.2. Abrasión o corrosión

5.2.3. Formas de relieve producidas por la acción del viento

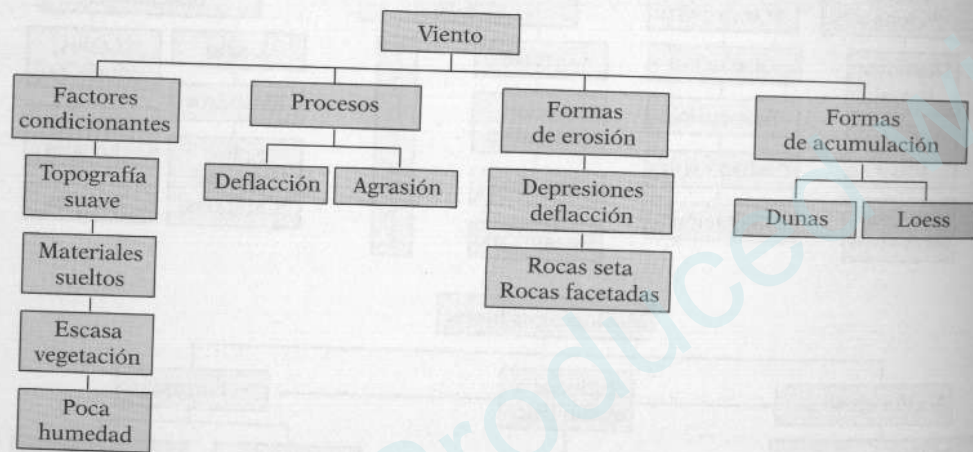
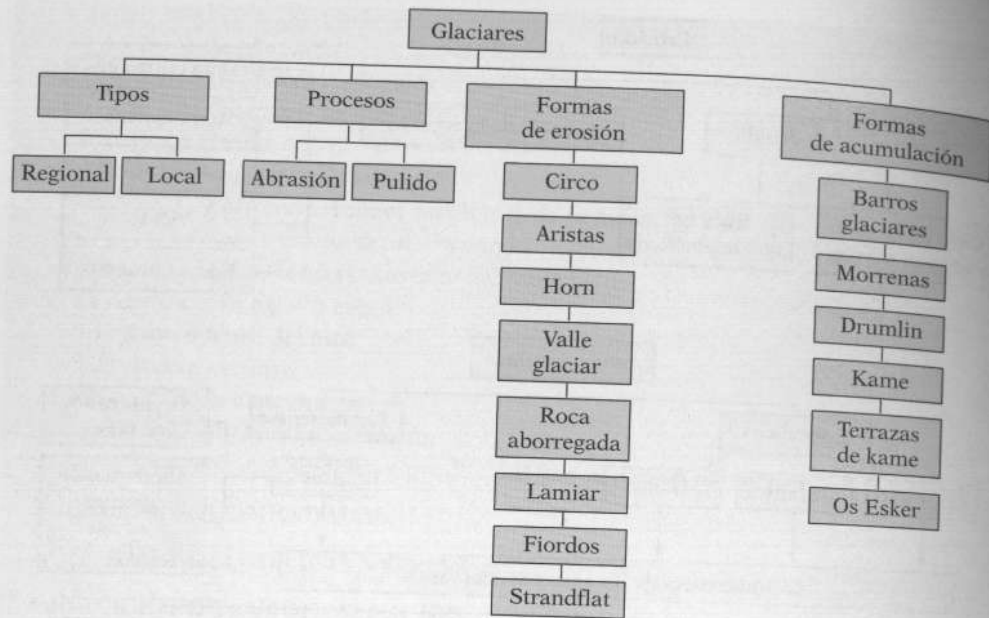
LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN



Produced with Scantopdf



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

En este tema, continuación del anterior, vamos a centrarnos en la *erosión* y en la forma de actuar de los diversos agentes que contribuyen a la evacuación de los materiales.

La erosión propiamente dicha es el resultado de una sucesión de tres fases: el inicial *desgaste* de los materiales, el *transporte* de esos materiales y, finalmente, la *acumulación* de los mismos, a la intemperie o en un fondo marino (sedimentación). En la erosión se produce destrucción y construcción de relieve.

En primer lugar analizaremos los dos grandes enfoques en el estudio de la erosión: el de *Davis*, fundador de la Geomorfología, que actualmente se considera superado, con sus conceptos de *ciclo de erosión* y *erosión normal* y el más seguido en el presente, de los *sistemas morfogénéticos*, base de la Geomorfología Climática.

Los agentes capaces de realizar procesos morfogénéticos son el agua encauzada en ríos, y el agua marina en las costas, los glaciares, el viento y a una escala diferente, pero nada desdeñable, los seres humanos, con su alto poder tecnológico.

Tras una breve alusión al papel del hombre como agente erosivo, en cuatro apartados generales trataremos, en primer lugar la *dinámica y morfogénesis fluvial*. Analizaremos los cauces de agua más elementales: *torrentes y uadis* y los *ríos* propiamente dichos. Tras unas nociones básicas de *dinámica fluvial*, iremos analizando: la organización de los ríos en redes, los regímenes fluviales, y la labor erosiva que los ríos desarrollan, así como las diversas formas generadas, de desgaste y de acumulación.

En segundo lugar, nos ocuparemos de la *morfogénesis litoral*, con el estudio de la acción erosiva del mar, las principales formas litorales, de ablación y de acumulación, y la clasificación de los tipos de costas.

El tercer bloque se dedica a los glaciares como agentes erosivos. La formación y los principales tipos de glaciares, el flujo glaciar y la labor erosiva del glaciar, así como las formas de relieve resultantes de su acción.

El viento es el último agente que estudiaremos, centrándonos en su acción erosiva y las formas resultantes de la misma.

2. OBJETIVOS

- Comprender que los procesos de modelado o morfogenéticos se producen en la superficie de la litosfera por medio de las *fuerzas externas*, condicionadas por las *características de los materiales del roquedo* y las *condiciones topográficas*, las *condiciones medioambientales* y la acción de las *fuerzas internas*, causantes de la configuración y evolución de los materiales iniciales.
- Valorar la importancia de las relaciones entre todos los aspectos citados.
- Conocer en qué consiste la *erosión*, con sus fases de *ablación*, *transporte* y *sedimentación*, diferenciándola de los procesos elementales tratados en el tema anterior.
- Conocer la *teoría del ciclo de erosión* y el enfoque posterior de *sistemas morfogenéticos*.
- Conocer los *grandes agentes* de erosión.
- Aprender la *acción de las aguas corrientes*, en relación a la erosión. La dinámica de las aguas corrientes, los tipos de corrientes, su labor erosiva y las formas resultantes, de desgaste y de acumulación.
- Aprender cómo actúan las *aguas marinas* en la erosión de las zonas costeras.
- Conocer qué son y cómo actúan *los glaciares*, los diferentes tipos existentes y las formas de relieve a que dan lugar.
- Conocer cómo actúa *el viento*, su capacidad para erosionar y las principales formas que resultan de su acción.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Este tema es la continuación del anterior, por lo que debe afrontarlo tras haber estudiado el primero. Conviene hacer una minuciosa lectura de cada una de sus partes, haciendo especial hincapié en el elevado número de conceptos y términos específicos que aparecen y que deben quedar claros. Como en todos los temas de Geomorfología es muy importante fijar la atención en las imágenes, tanto las reales, como los gráficos y bloques esquemáticos, que dan sentido a lo que, a veces, en la teoría resulta difícil de imaginar.

4. PALABRAS CLAVE

Erosión. Ciclo de erosión. Erosión normal. Procesos morfogenéticos. Erosión areolar. Erosión lineal. Torrentes. Uadis. Ríos. Glaciares. Glaciaciones. Glaciares locales. Inlandsis. Abrasión. Morrena. Viento. Deflación. Dunas.

1. INTRODUCCIÓN. LA EROSIÓN DEFINICIÓN Y ENFOQUES DE ESTUDIO

Con el tiempo, los materiales que resultan de la alteración de las rocas, que van siendo movilizados por las vertientes, son transportados hacia zonas de sedimentación marina o continental. El transporte es llevado a cabo por variados agentes, que actúan de forma diversa. Estos grandes agentes de transporte, que son esencialmente las aguas corrientes, los glaciares y el viento, ponen en funcionamiento numerosos procesos de erosión.

La erosión consta de tres actos. El inicial es el *desgaste de los materiales*, la acción de roer, de gastar, que provoca una pérdida de sustancia del relieve y una disminución de volumen. La segunda fase consiste en el *desplazamiento de los materiales desgastados*, que implica el transporte de los mismos y, por último se produce la *acumulación*, que unas veces se hará al aire libre, formando conos de deyección, acumulación de derrubios, dunas, etc. y otras en el fondo de las aguas de un lago o de un océano, en un proceso de *sedimentación*. En la erosión se produce, por tanto, destrucción y construcción de relieve.

Estas tres fases, correlativas e inseparablemente unidas, es a las que la costumbre ha dado en llamar erosión, en un sentido amplio, que requiere ser precisado. Viers hacía hincapié en la necesidad de precisar el concepto diferenciando:

- *Agentes de erosión*, que son los elementos que dan, o han dado, forma al modelado. Unos poco visibles, como los que actúan en la meteorización, por ejemplo los cambios de temperatura y otros visibles, como el agua, que diluye un material o hace rodar los guijarros, el viento que arrastra la arena, el hielo que transporta bloques, o el hombre, que escalona las vertientes o dinamita una montaña.

- *Procesos de erosión.* Los agentes llevan a cabo su labor de formas diversas, el mismo agente, por ejemplo el agua, actúa de distinta manera según las condiciones y circunstancias. Determinados procesos se vinculan a un clima determinado, son *zonales* y otros se dan de forma similar en diversos climas, son *azonales*.
- *Sistemas de erosión.* En la evolución de un modelado concreto, en un dominio particular, trabajan determinados agentes, que no lo hacen en otro dominio, y se dan igualmente determinados procesos, que tampoco están presentes en otros ámbitos. Hay combinaciones regionales de procesos de erosión que no son fruto de la casualidad, sino que están muy relacionados con el clima. A dichas combinaciones de procesos es a lo que se llama *sistemas de erosión*, o *sistemas morfogenéticos* (o morfogénicos).

1.1. Los conceptos de ciclo de erosión y erosión normal de Davis

Se puede considerar a William Morris Davis, geógrafo norteamericano nacido a mitad del siglo XIX, que vivió hasta 1934, como el fundador de la *Geomorfología*, por ser quien llevó a cabo, por vez primera, la organización de los conceptos aplicables al estudio del relieve en un sistema coherente; tras un larguísimo pasado de aportaciones conceptuales de multitud de científicos que, al menos desde la Grecia clásica, se ocuparon de estudiar las características y evolución de la superficie terrestre.

Con Davis la ciencia de las formas de relieve, toma distancia de la Geología y se plantea un objeto, un vocabulario y unos métodos propios. Elaboró una doctrina que fue exponiendo en una serie de artículos publicados en las dos últimas décadas del siglo XIX, que organizó en torno a dos ideas esenciales: el ciclo de erosión y la erosión normal.

El concepto de *ciclo de erosión*, que se basa en una vieja corriente evolucionista, concibe el relieve terrestre como resultado de una *evolución*, consistente, a grandes rasgos, en que en una región caracterizada por un relieve pronunciado, a partir de la labor realizada por los ríos y la dinámica de las vertientes, se iría produciendo un desgaste continuo, que dejaría la zona reducida, a través de muy largos períodos de tiempo, a un relieve insignificante. Un cambio brusco podría provocar un nuevo levantamiento de la zona, lo que originaría un nuevo ciclo erosivo, similar al anterior.

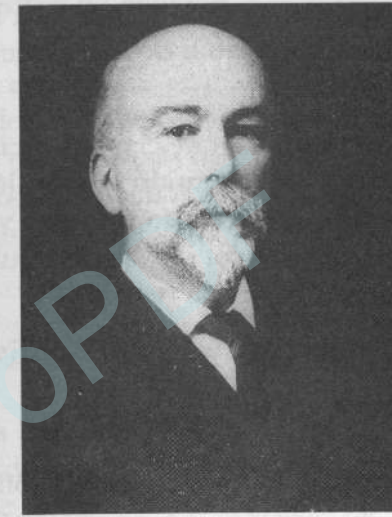


Figura 11.1. William Morris Davis geógrafo norteamericano fallecido en 1934 considerado como el creador de la Geomorfología. Desarrolló la teoría del ciclo de erosión y del concepto de erosión normal.

En la evolución, Davis distinguía tres etapas, haciendo un paralelismo con la vida animal, una sucesión de *juventud*, *madurez* y *vejez*, en un orden irreversible. En la teoría se entiende que en la Naturaleza se suceden breves momentos de construcción del relieve y largos periodos de destrucción del mismo. El resultado de esta sucesión de fases sería la formación de una *superficie de erosión*, un relieve aplanado, al que se denomina *penillanura*, en el que tan sólo afloran algunos relieves residuales (*monadnocks*). La penillanura de Davis en realidad no sería la última fase de la evolución, ya que no se puede concebir un cese absoluto de la erosión sino que, antes de llegarse a una situación equivalente a la inicial, un nuevo levantamiento provocaría el rejuvenecimiento del relieve y la génesis de un nuevo ciclo.

El segundo concepto fundamental aportado por Davis es el de la *erosión normal*, asociado al ciclo de erosión. Aunque no desconocía la actuación de diversos agentes, incluidos los de la propia meteorización, el papel fundamental en la evolución lo consideraba ejercido por los cursos de agua, especialmente por los ríos. La erosión «normal», es decir, la habitual y más generalizada, sería la *fluvial*, la más evidente en las regiones templadas.

húmedas, con drenaje exorreico (salida al mar) en las que vivía el propio Davis, que la consideraba responsable de los aspectos fundamentales del modelado del relieve terrestre.

El modelo propuesto resultaba tan claro, sencillo y convincente que sentó escuela, especialmente en el mundo anglosajón y francés. También fue criticado, sobre todo desde el ámbito alemán, y tuvo varias readaptaciones del propio autor y, sobre todo, de sus discípulos, conforme aparecían datos nuevos, de las investigaciones realizadas.

1.2. Los sistemas morfogenéticos

Con los años, se flexibilizó la idea de evolución cíclica y se fue enriqueciendo el concepto de erosión. La aparición de la Geomorfología Climática supuso el comienzo de una nueva forma de explicar el modelado terrestre, en la que no se otorga el papel prioritario en la génesis del relieve a ninguno de los aspectos de la erosión. En la nueva concepción se considera que los grandes arrasamientos no son el resultado de sucesivos ciclos de erosión normal, sino que se forman por la actuación sucesiva de varios sistemas morfogenéticos relacionados con variaciones bioclimáticas.

La erosión se produce como un *sistema de procesos elementales*. Lo que la caracteriza es la naturaleza de esos procesos y el lugar que cada uno ocupa en el sistema. Dependiendo de la frecuencia y la eficacia de su actuación, unos procesos son dominantes y otros son auxiliares. Hay, por tanto, entre ellos una jerarquía, que es la que permite diferenciar los sistemas morfogenéticos.

Un sistema morfogenético no es la simple suma de procesos elementales, sino un *sistema de relaciones entre procesos*, unos dominantes y otros subordinados, que actúan condicionados por una serie de factores, que dependen: de las características de las rocas, de la topografía, del clima y de la vegetación. El clima tiene un papel relevante, pues del clima depende, en última instancia, que actúe uno u otro agente (viento, hielo...) y su forma de hacerlo.

1.3. Los grandes agentes de erosión

El agua encauzada en ríos, los glaciares, las aguas marinas en la costa y el viento son los grandes agentes capaces de realizar procesos morfogenéticos, sin olvidar que los propios seres humanos inciden, a veces en gran medida, gracias a su elevado poder tecnológico, en dichos procesos. Estos agentes serán objeto de estudio detallado en los siguientes apartados de este tema.

1.4. Acción erosiva ejercida por las actividades humanas

La actividad de los hombres, desde la aparición de la agricultura en el Neolítico, ha constituido una forma de erosión, que no ha parado de incrementar sus efectos. Se habla, en este caso de *erosión antrópica*, que tiene multitud de manifestaciones. Las acciones humanas desencadenan, o potencian, a menudo, procesos que son llevados a cabo por los agentes naturales. Ejemplos sencillos de observar serían el desencadenamiento de movimientos en vertientes, por deforestación, al cortar la ladera para la construcción de una carretera, por ejemplo. En ocasiones, hay efectos erosivos espectaculares, de grandes dimensiones, causados por el hombre, pero los hay también imperceptibles, que, en cambio, resultan muy dañinos y afectan a enormes extensiones, potenciando los efectos de la arroyada o de la acción del viento, al deteriorar la cubierta vegetal, o hasta incluso su desaparición. Otra manifestación de la erosión antrópica se da por la acumulación de residuos no fértiles, que pueden esterilizar grandes superficies.

Como dice Coque (Coque, 1987), el papel del hombre como agente de erosión no consiste solamente en su capacidad de intensificar los procesos naturales, sino que también es capaz de introducir modificaciones en las combinaciones de procesos que tienen lugar en la Naturaleza, favoreciendo precisamente a los más agresivos, con lo que se convierte en motor de aceleración de la erosión. Aunque el hombre, a escala geológica, lleva muy poco tiempo en la Tierra y los efectos de su actividad son efímeros, en comparación a la duración de los fenómenos geológicos, las crisis morfogenéticas que el hombre provoca son de gran trascendencia para nuestro futuro en el planeta, dada, por ejemplo, la capacidad demostrada por los humanos para dilapidar el capital que supone el suelo, por medio de la explotación agrícola.

El hombre, a través de los medios técnicos que posee, cada día más numerosos y potentes, provoca una modificación de los componentes del medio natural, que produce graves desequilibrios.

La explotación agraria es, sin duda, la causa principal de erosión antrópica. La primera causante de la degradación de la vegetación espontánea. Naturalmente, la influencia de la agricultura, en el deterioro y en la erosión, depende de los sistemas agrícolas y las estructuras agrarias de cada tiempo y lugar, que resultan de una compleja combinación de factores socioeconómicos. Los avances históricos no han hecho sino incrementar los efectos. La agricultura de mercado, especulativa, es mucho más agresiva que la tra-

dicional, de subsistencia y, probablemente, lo será mucho más, si triunfa definitivamente la utilización de biocombustibles.

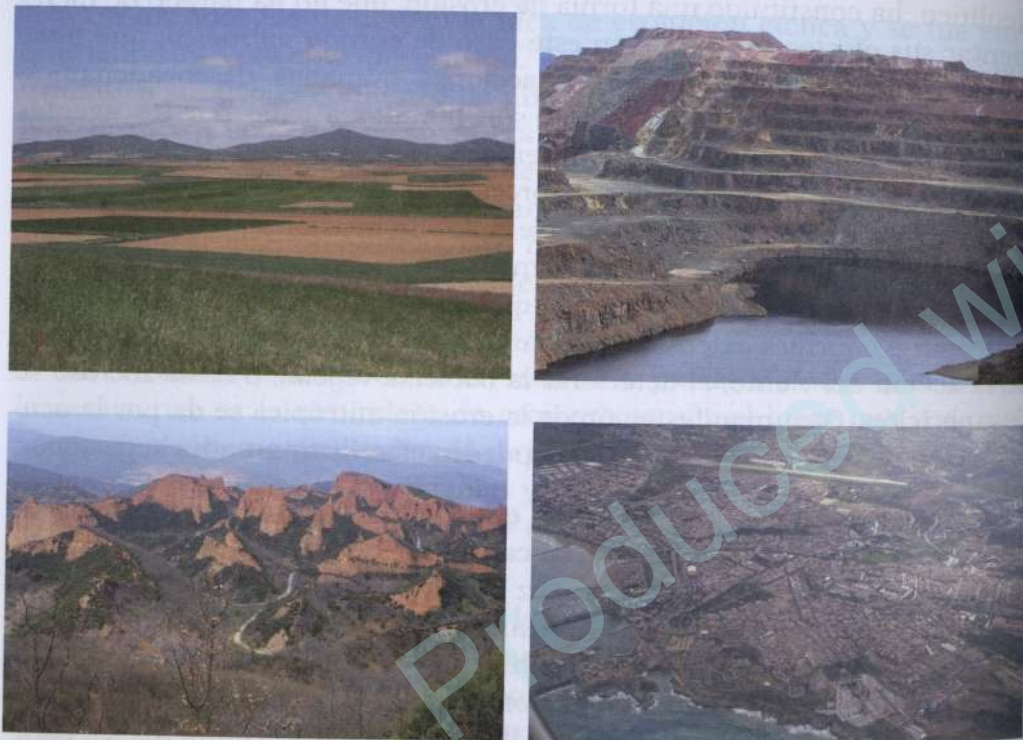
Las causas de erosión antrópica vinculadas a la agricultura son muchas, pero no las únicas. La construcción de todo tipo de infraestructuras, de equipamientos, sin hablar de las explotaciones mineras, realizadas por los hombres desde tiempos remotos, pero derivadas, sobre todo, de las necesidades de las economías industriales, da lugar a desequilibrios, degradaciones y destrucciones de notable importancia.

No obstante, la erosión antrópica, que tiene grandes consecuencias para la vida humana, no llega a tener incidencia destacable en la modificación del aspecto del relieve. Provoca huellas más o menos superficiales, de detalle, que aparecen superpuestas a los efectos de las combinaciones de procesos morfogénicos realizados por los factores naturales.

2. DINÁMICA Y MORFOGÉNESIS FLUVIAL

Al igual que a Davis, a la mayoría de las personas les resulta muy familiar asociar la idea de erosión a la acción de un río, de una corriente de agua encauzada, que marca una incisión en el terreno, discurriendo por la parte más baja de un valle, transportando y acumulando materiales a lo largo de su recorrido. De hecho, Davis basaba la formación del relieve terrestre en la combinación entre la *erosión areolar*, es decir la producida en los interfluvios, donde se inicia la disgregación y el desplazamiento de los materiales rocosos, en forma de partículas y la *erosión lineal*, es decir la que se produce a lo largo del cauce de los ríos, en los lechos, que tienen un papel esencial en el transporte y evacuación de los materiales.

Las aguas corrientes completan el *ciclo hidrológico* de la superficie terrestre. Todas las áreas continentales que reciben aportes de agua líquida, en cantidad suficiente y con continuidad, poseen corrientes permanentes de agua, ríos, que ejercen un papel decisivo en la génesis del relieve. Prácticamente la totalidad de la superficie continental cuenta con aguas corrientes, incluso las grandes zonas desérticas, donde existen ríos que, originados en otro lugar, las atraviesan y donde, también actúan, con formas específicas y a veces a intervalos de tiempo muy grandes. Sólo son excepción a la presencia de dichas corrientes las regiones permanentemente



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.2. Algunos ejemplos de las acciones humanas que afectan al medio físico. Cultivos de campos abiertos en Aragón. Desmontes para explotación minera de época romana en Las Médulas de León. Explotación minera a cielo abierto de Riotinto en Huelva. Ciudad construida en la costa, Melilla.

cubiertas de hielos, en las latitudes altas y en las zonas más elevadas de determinadas montañas.

La labor erosiva de las aguas corrientes se lleva a cabo por la arroyada elemental, que vimos en el apartado de dinámica de vertientes, por los torrentes, los uadis y los ríos propiamente dichos, que constituyen los diversos modos de circulación del agua.

2.1. Torrentes y uadis

Si no existe aporte de agua procedente de *fuentes*, la circulación resulta esporádica, entre los períodos de lluvia, siendo la actividad *espasmódica*. Es el caso de torrentes y uadis.

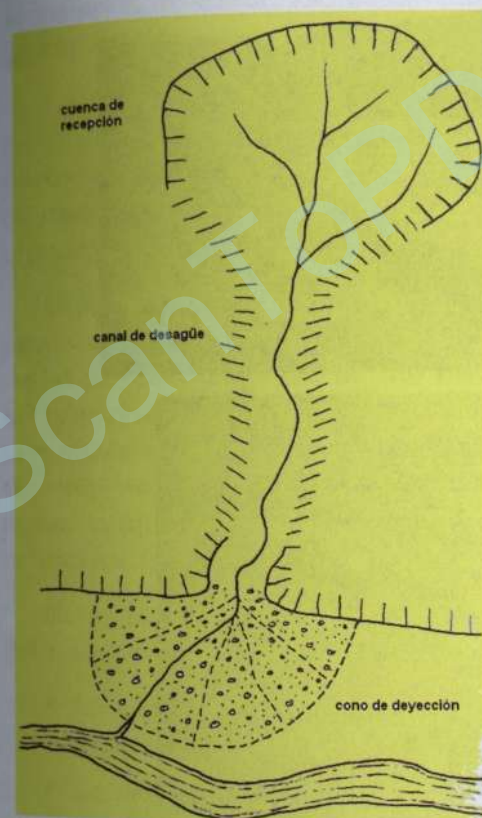
Un **torrente** es un curso de agua corto, que circula por un cauce fijo, de acusada pendiente y de forma temporal. Su principal característica es ser *episódico*, pudiendo quedar seco durante parte del año.

El torrente es sencillo en su configuración. Consta de tres partes bien diferenciadas:

- *Cuenca de recepción*. Es la parte alta, con forma de embudo. Se forma en las laderas, donde se concentra el agua desde los barrancos. Cada aporte de lluvia la hace ensanchar y profundizar. La labor de erosión dominante es la *excavación*.
- *Canal de desagüe*. La zona media, inscrito en una garganta. Allí se da la excavación y erosión lateral, pero predomina el *transporte*.
- *Cono de deyección*. Cuando se suaviza la pendiente al llegar al valle principal, el torrente pierde velocidad, comienza a *depositar la carga* transportada y sobre ella el agua se reparte en *canales divergentes*.

En los lechos torrenciales, la casi totalidad de la actividad de modelado se produce durante la crecida, cuando el flujo, dada la fuerte pendiente, se hace extremadamente turbulento, pudiendo movilizar grandes bloques. En la cabecera del torrente también es muy activa la acción erosiva, de modo que, poco a poco, va desplazándose en sentido opuesto a la corriente, dando lugar a una *erosión remontante*.

Los **uadis** son cursos de agua intermitentes, propios de regiones áridas, que se concentran en lechos bien definidos, al menos en parte de su reco-



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI



Figura 11.3. Dibujo esquemático de las partes que componen un torrente. Ejemplos reales de torrentes en el Pirineo español y en Los Alpes italianos.

rrido, por cuyo fondo circulan canales anastomosados (del griego *anastomosis*, que significa bifurcación) rodeados de bancos de piedras o arena, en los que puede desarrollarse una vegetación de carácter estepario. Pueden organizarse en redes, que aparecen más o menos desdibujadas. Hacia la parte baja, las orillas se van atenuando, terminando por desaparecer, quedando transformado el uadi en un conjunto de canales. En algunos casos



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.4. Ejemplos de cursos de agua intermitente, uadis, en Namibia (a) y Jordania (b) durante la época seca, en los que se aprecia la aparición de cierta vegetación esteparia.

llegan al mar, manteniendo un caudal permanente, aunque débil, pero la mayor parte terminan en depresiones cerradas, desapareciendo por infiltración.

2.2. Los ríos

Los ríos son corrientes de agua permanente, que circula por un lecho y se organiza en redes, realizando una labor de erosión, transporte y acumulación.

La actividad del río y sus características están condicionadas por factores de carácter físico y biogeográfico. Los factores físicos en buena parte determinan el caudal y el régimen del río. Los principales son, no obstante, los factores climáticos, dado que el río se alimenta de las precipitaciones.

El río recibe las precipitaciones de su *cuenca*. De ellas, una parte se evapora y otra se infiltra en el terreno, desde donde puede llegar al río a través de las *fuentes*. El *caudal* del río resulta, por tanto, de la suma del agua de las precipitaciones, más la aportada por las fuentes, menos la infiltración y la evaporación. La evaporación, al depender de la temperatura, puede resultar muy variable a lo largo del año, al igual que las precipitaciones. Las zonas templadas presentan las mayores variaciones, mientras que en las tropicales, la variabilidad a lo largo del año es muy reducida.

Otros factores físicos fundamentales, que afectan a las características del río, se relacionan con el relieve y las características del roquedo:

- La *altitud* condiciona las características climáticas, y consiguientemente el volumen y forma de las precipitaciones.
- La *pendiente* incide en la velocidad y capacidad de carga que el río pueda transportar, mayores cuanto más inclinación.
- La *exposición a los vientos* también afecta a la posibilidad de precipitaciones y, por último,
- La *naturaleza del roquedo* influye doblemente, en función de su permeabilidad, que puede actuar como regulador de la corriente y por determinar las características de los materiales que el río transporte.

La *vegetación*, por su parte, es el principal *factor biogeográfico* que incide en el río, además de interceptar parte de la precipitación, actuando regulando los aportes y frenando las crecidas.

De nuevo tenemos que referirnos, también, a la *acción del hombre*, que, de forma voluntaria o involuntaria, directa o indirecta, interviene en los

ríos. La roturación y puesta en cultivo de tierras, la tala de bosques, construcción de embalses, canalizaciones, desviación de cursos, contaminación, etc., serían algunos ejemplos de la acción del hombre sobre los cursos de agua.

Nociones básicas de dinámica fluvial

La labor del río como agente erosivo depende en buena parte de las características de la *dinámica fluvial*. La capacidad erosiva depende de la potencia, que a su vez depende del caudal y de la velocidad. El caudal, por su parte, está condicionado por las precipitaciones (clima) y por las características de la cuenca que drena. La velocidad lo está por el relieve, la carga transportada y la forma del lecho fluvial.

El *caudal* es la cantidad de agua que lleva el río en un punto y momento concreto de su recorrido. Se expresa en m^3 por segundo, lo que constituye el *caudal absoluto* y en m^3 por segundo y por km^2 de cuenca, que es el *caudal relativo*. El caudal no permanece fijo y estable, sino que puede manifestar una irregularidad, no sólo de unos años a otros, sino incluso en el mismo año. A lo largo del año, el río puede llevar mucho caudal, lo que se llama *aguas altas*, o, por el contrario poco, es decir, *aguas bajas*. Estos constituyen valores medios. Por otro lado, puede experimentar aumentos y disminuciones de caudal, máximos y mínimos puntuales, que representan *crecidas* y *estiajes*. Las variaciones de caudal repercuten de forma directa en la actividad erosiva del río.

Vinculados a las características del caudal están la ponderación y la regularidad de un río. La *ponderación* se refiere a la oscilación entre las altas y las bajas aguas del río, calculada a partir de los valores medios de caudal de cada mes. También se puede referir a la diferencia entre crecidas y estiajes. La *regularidad* se calcula dividiendo el caudal medio más alto de un período de tiempo, que suele ser de varios años, por el más bajo del mismo período. Un resultado de 2 significa que el año de caudal más alto representaba el doble que el de más bajo, si es 3 el triple y así sucesivamente.

La *velocidad* a la que corre el agua se mide en metros por segundo. No es igual en todos los puntos del cauce, sino que es mayor en el centro de la corriente y menor en el fondo y los laterales. La velocidad varía en función del caudal y de la pendiente y también de la configuración de canal y del lecho.

Velocidad y caudal condicionan la *potencia erosiva* del río. Hay, no obstante que distinguir entre potencia bruta y potencia neta.

Potencia bruta es la capacidad total del río para erosionar. Sin embargo, actúan ciertas fuerzas, que tienden a reducirla (entre ellas: el rozamiento de la propia agua y

de la carga que lleva, contra las paredes y fondo del lecho; el choque entre las partículas, etc.) de modo que lo que queda como capacidad efectiva para erosionar, es lo que constituye la *potencia neta*, que consiste en la potencia bruta menos la suma de los efectos de las fuerzas inhibitorias. Así, cuando las fuerzas inhibitorias son menores que la potencia bruta, el río excava. En cambio, si son mayores, el río sólo puede depositar los materiales transportados y, si hay un equilibrio entre ambas, el río sólo transporta. Los ríos tienden a buscar este equilibrio, lo que constituye una de las leyes fundamentales de la dinámica fluvial.

Un último aspecto a considerar, importante para la labor erosiva del río, es que el flujo del agua puede ser laminar y turbulento. *Laminar* es cuando el agua discurre en forma de láminas ordenadas, paralelas al fondo. Es propio de ríos tranquilos, que discurren por un lecho estable y uniforme. *Turbulento* es cuando el agua forma torbellinos, que pueden ser horizontales o verticales y de muy diversos diámetros. Los movimientos turbulentos son muy activos en las crecidas y revisten gran importancia, ya que son la causa de la mayor parte del trabajo erosivo que el río realiza.

2.2.1. Redes y regímenes fluviales

Los cursos fluviales se organizan en **redes** jerarquizadas y estructuradas, que aseguran el drenaje de una cuenca. La *cuenca hidrográfica* es la superficie de terreno cuyas aguas afluyen a un mismo río. Los límites de la cuenca están en las *divisorias de aguas*, que son las líneas que marcan el límite entre las aguas que van a un río y las del adyacente.

El río se forma con la concentración de las aguas de escorrentía de toda su cuenca, que le llegan de forma directa, a través de la superficie, y de forma indirecta, a través de la escorrentía subterránea. Hay que hacer una distinción entre lo que se considera la *cuenca teórica*, que comprende todos los drenajes, aunque estén secos, y la *cuenca circulante*, que se refiere a la que está recorrida por ríos activos.

Las redes de drenaje están formadas por un *colector principal* y una serie de *afluentes*, y su importancia jerárquica se mide por la importancia y número de elementos que la componen, hasta el nivel de afluentes que ya no tienen tributarios propios.

Las formas de las redes de drenaje son muy variadas. Desde las muy jerarquizadas a las anárquicas, de tipo paralelo, reticuladas, radiales, rec-

tangulares, etc. Muy característica es la dendrítica, en la que la red de afluentes dibuja una forma arborescente, de carácter irregular. El trazado, en buena medida, está condicionado por la estructura geológica, por la litología y la tectónica, además de por el libre desarrollo del flujo del agua.

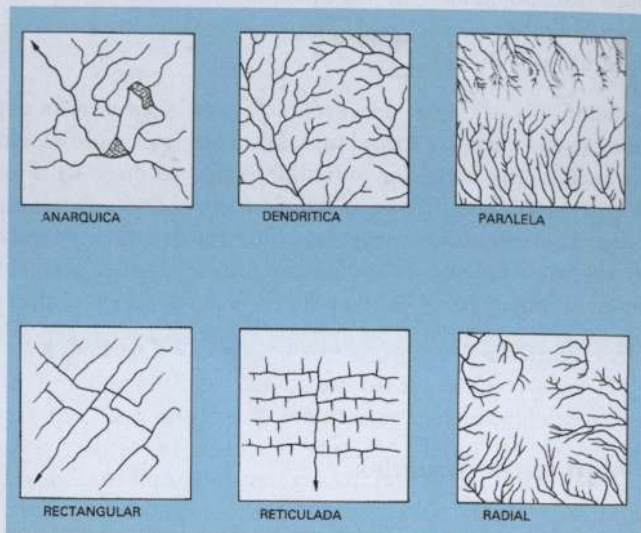
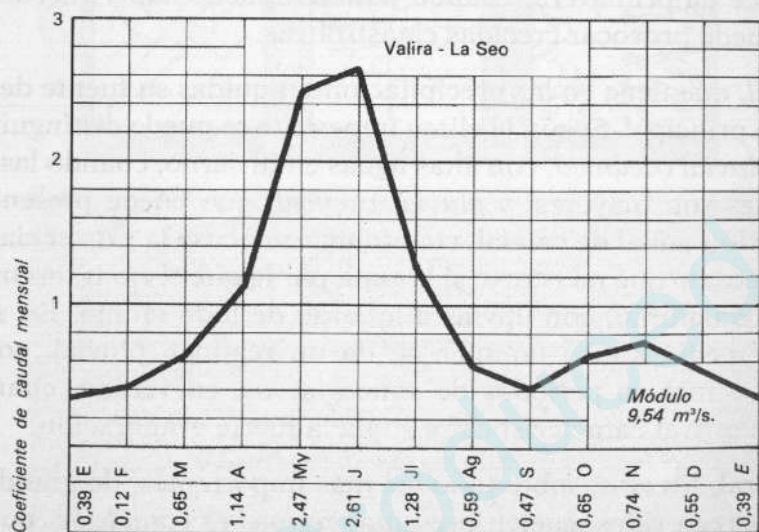
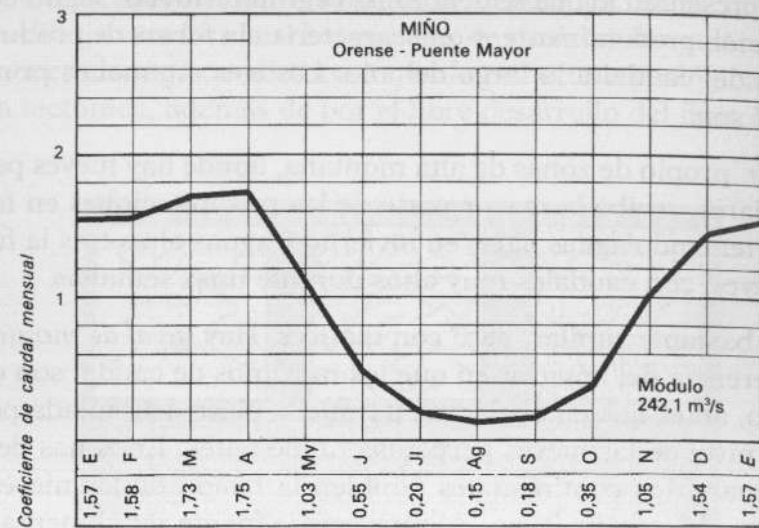


Figura 11.5. Esquema de una red hidrográfica y varios tipos de redes. Mapa de las grandes cuencas hidrográficas de la Península Ibérica.

Los ríos presentan lo que se denomina **régimen fluvial**, según como sea su alimentación predominante, y que caracteriza la forma de producirse las oscilaciones del caudal a lo largo del año. Los tres regímenes principales, según Pardé son:

- *Glaciar*, propio de zonas de alta montaña, donde hay nieves perpetuas y glaciares, recibe la mayor parte de las precipitaciones en forma de nieve, teniendo aguas bajas en invierno y aguas altas tras la fusión de las nieves, con caudales muy altos durante unas semanas.
- *Nival*, bastante similar, pero con matices. Hay *nival de montaña*, que se diferencia del anterior en que los máximos de caudal son en torno a junio, antes que en el glaciar, porque la nieve acumulada por debajo del nivel de las nieves perpetuas funde antes. En zonas de llanura de climas fríos continentales también la fusión de las nieves caídas durante el largo invierno es la principal fuente de alimentación. Se produce en primavera, cuando también puede haber fuertes lluvias, que puede provocar crecidas catastróficas.
- *Pluvial*, que tiene en las precipitaciones líquidas su fuente de alimentación principal. Según el clima imperante se puede distinguir el régimen *pluvial oceánico*, con altas aguas en invierno, cuando las precipitaciones son mayores, y *pluvial tropical*, que puede presentar gran oscilación anual de caudal, cuanto más se acuse la existencia de estación seca, lo que no ocurre si la zona por la que el río transcurre es de clima ecuatorial, con lluvias a lo largo de todo el año. En zonas de clima mediterráneo también se da un régimen pluvial, con aguas bajas, e incluso períodos de cauces secos, en verano, cuando a la sequía estival característica se suma la fuerte evaporación.

En general, los ríos, sobre todo los más importantes, de grandes cuencas y largos recorridos, suelen presentar *regímenes complejos*, puesto que atraviesan zonas de distintas características climáticas y reciben afluentes diversos, que modifican sus características.



Tomado de MASACH ALAVEDRA, V. (1948). *El régimen de los ríos peninsulares*.

Figura 11.6. Ejemplos de dos ríos con regímenes fluviales nival (Valira) y pluvial (Miño) en los que se aprecian las diferencias de alimentación. Los meses de invierno, en el Miño, son de altas aguas por ser mayores las precipitaciones, en cambio, corresponden a bajas aguas en el Valira, por la retención del agua en forma de nieve o hielo, que da lugar, al fundirse, a un importante máximo hacia el final de la primavera.

2.2.2. Labor erosiva de los ríos

En los apartados anteriores hemos visto que el río tiene una potencia neta, que puede ser positiva, negativa o nula, que controla el sentido de su capacidad modeladora, erosiva. En Geomorfología se ha entendido clásicamente la acción fluvial como una *erosión lineal*, que efectúa el agua circulante, de acuerdo con las leyes de la Hidrodinámica, modelando la forma inicial del cauce. En planteamientos más modernos se concibe el río como una corriente que fluye, no sólo sobre el *cauce o talweg*, que conforma una línea dibujada sobre la superficie continental, sino sobre franjas mayores, es decir sobre los *lechos*, dando gran importancia a la forma del lecho (que hace que el flujo se realice con velocidad y ritmo distinto en el centro, en los bordes, en el interior y en la base), y al carácter turbulento de la corriente. Se considera que la corriente de agua y el lecho que la acoge constituyen un sistema, en el que interactúan ambos elementos, produciendo un trabajo geomorfológico controlado por el grado de turbulencia que posea la corriente.

La acción del río consiste en los tres procesos de erosión, transporte y acumulación de materiales.

Transporte de materiales por las aguas corrientes

Las aguas corrientes tienen como actividad fundamental el transporte de materiales. Esos materiales constituyen la *carga*, o *caudal sólido*, que se caracteriza por su masa y sus calibres. La cantidad o masa de carga que el río puede transportar por unidad de tiempo define la *capacidad del río* y la masa de elementos más gruesos define su *competencia*. Cada río tiene una carga límite que puede transportar, que depende de la velocidad, del caudal y del tamaño de las partículas. Además, la *turbulencia* juega un papel esencial, pues cuanto mayor sea, más grande será la capacidad del río de movilizar materiales, y de mayor tamaño.

Formas en que el río transporta su carga

En *disolución* es transportada una parte no desdeñable de sustancias procedentes de la descomposición de las rocas, en forma de sales minerales, que puede superar incluso a la cantidad de carga sólida.

En *suspensión* se mantienen las partículas de pequeño tamaño, como partículas coloidales, limos o arenas finas, gracias a la turbulencia y remolinos de la corriente, que mantienen el equilibrio entre la gravedad y las corrientes ascendentes. La cantidad de materiales así transportada es muy variable. Resulta especialmente elevada en ríos que atraviesan por regiones áridas, de escasa cubierta vegetal y suele ser causante de cierta turbiedad o coloración en las aguas.

Por *deslizamiento* y *rodamiento* sobre el fondo del lecho son movilizados los materiales más gruesos, de forma discontinua, a impulsos de corrientes más rápidas.

Por *saltación* son movilizados materiales intermedios, arenas y gravas, que son arrancados del fondo, levantados y que vuelven a caer describiendo una trayectoria que se corresponde con la fuerza que actúe.

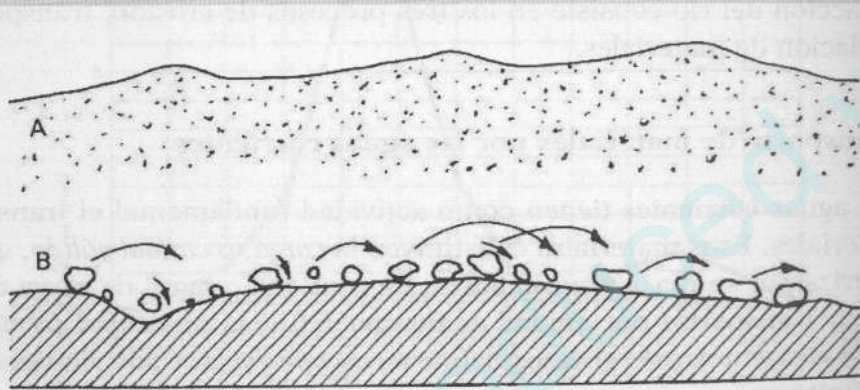


Figura 11.7. Transporte de la carga por un río A materiales transportados en disolución y suspensión. B materiales que constituyen la carga de fondo y son movilizados por arrastre y saltación.

La carga transportada por cada río varía notablemente en volumen y en el calibre de los elementos y también, en el mismo río se producen variaciones de unos períodos a otros y en diversas partes del recorrido.

Naturalmente, en las crecidas es cuando el río muestra mayor actividad, siendo la capacidad de transporte mayor, cuanto mayor sea el caudal y la velocidad de la corriente.

A lo largo del curso fluvial se produce una diferenciación, de modo que en el curso alto, de más fuerte pendiente, se movilizan bloques grandes, mientras que río abajo, al disminuir la pendiente, también va disminuyendo el tamaño de los materiales, por decantación y por desgaste.

Las otras acciones, que, junto a la de transporte de materiales, constituyen la labor erosiva de los ríos son las consistentes en el desgaste y modelado de los materiales transportados, del cauce y lecho fluvial y la de acumulación de aquéllos.

Acción erosiva del río

La acción erosiva propiamente dicha, se lleva a cabo por:

- *Corrosión*, es decir la acción disolvente y química del agua sobre los materiales con los que entra en contacto.
- *Acción hidráulica*, que consiste en la pérdida de cohesión y arranque de los materiales por el agua, que pueden ser barridos, río abajo.
- *Abrasión*, o desgaste del fondo y las paredes, efectuada por el choque de los materiales que transporta el río, que puede ser de importancia, configurando los pilancones o marmitas de gigante sobre el lecho rocoso.
- *Desgaste o rozamiento* de los propios materiales que transporta, que se redondean, pulimentan o desmenuzan.

En todo caso, la casi totalidad del trabajo erosivo realizado por las aguas corrientes se debe a la *turbulencia*. Si la velocidad del flujo de un río y la rugosidad del lecho se incrementan crece la turbulencia de las aguas y de aquí se deriva la capacidad del agua para movilizar y desplazar partículas.

Cuando es superada la capacidad del río para transportar se produce la fase en la que los materiales se depositan, se acumulan, dando lugar a diversas construcciones aluviales.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.8. Río pirenaico durante la estación invernal, con aguas bajas, en el que se observa los cantos acumulados en el lecho.

Formas de modelado resultante de la acción erosiva fluvial

Los ríos circulan concentrados en un *lecho*, que es la parte más excavada de los valles o depresiones drenadas. Las dimensiones del lecho se relacionan con el caudal que ha de drenar. En él se distinguen varias partes:

- *Lecho mayor*. Es el lecho máximo que puede ser ocupado por el agua. Dentro de él, en períodos de aguas altas, éstas ocupan lo que se denomina el *lecho mayor periódico*, que tiene un perfil alomado por los llamados *resaltes de ribera*, que marcan los límites del lecho menor. Sólo, cuando excepcionalmente se producen grandes crecidas, se ocupa todo el lecho mayor, de forma episódica. También se le denomina *lecho de inundación*, *llanura de inundación* o *llanura baja aluvial*. Suele estar cubierto por limos y por vegetación, e incluso cultivado y, topográficamente, es apenas perceptible.
- *Lecho menor*, llamado también *lecho ordinario*, es la parte donde se concentran las aguas de estiaje. Delimitado por las márgenes o resal-



Figura 11.9. Corte esquemático de un lecho fluvial.

tes de ribera. Suele estar accidentado por aluviones y depósitos de cantos rodados.

- *Canal de estiaje*. Es el sector siempre sumergido. Presenta dentro del lecho un trazado sinuoso, que presenta en cada curva un sector más profundo, llamado *surco*.

El fondo del lecho está constituido por la roca *in situ*, que normalmente está cubierta por materiales que el río ha transportado, de modo que sólo se muestra al descubierto en las márgenes y en algunos afloramientos.

Desde el nacimiento a la desembocadura el río va modelando un perfil, cuya pendiente va disminuyendo aguas abajo. Este *perfil longitudinal* dibuja una curva cóncava hacia el cielo, accidentada por diversas rupturas de pendiente. A lo largo del recorrido el río va disminuyendo su pendiente, según va aumentando su caudal, por las sucesivas aportaciones de otros ríos afluentes. Al tiempo, aumenta la profundidad y anchura del lecho y disminuye la carga que transporta. En su evolución el río tiende a un objetivo inalcanzable, el de conseguir el *perfil de equilibrio*, que podríamos definir como una curva perfectamente regularizada, de modo que en cada punto se diera el equilibrio perfecto entre la capacidad de transportar la carga y la de acumulación y así, el río fuera capaz de transportar toda la carga procedente del curso alto, sin excavar, ni depositar. En último término invertiría toda su energía en vencer el rozamiento, sin erosionar, transportar ni depositar. A lo largo de su evolución, el perfil va tendiendo a la búsqueda del

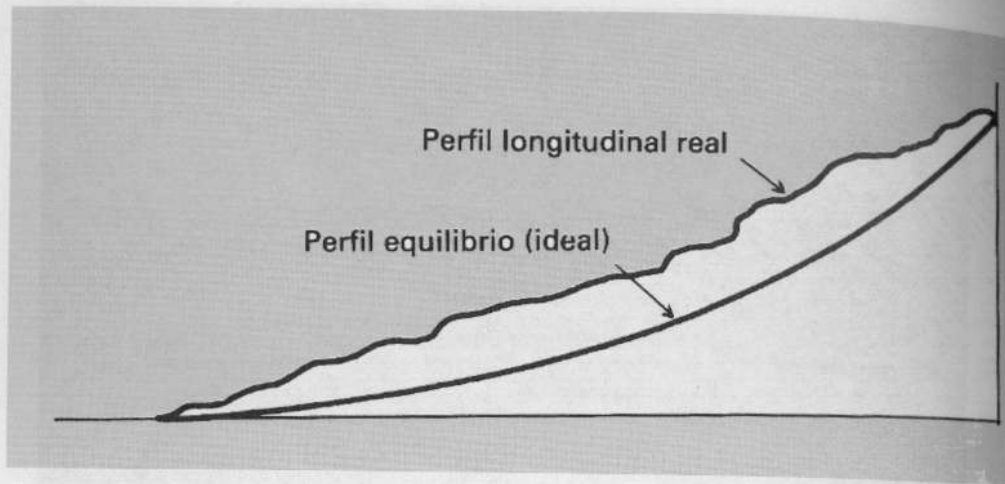


Figura 11.10. Perfil de equilibrio y longitudinal de un río.

equilibrio, de modo que se produce una regularización, tendente a suavizar las pendientes demasiado fuertes por ablación y a aumentar las pendientes suaves, por acumulación. Esta regularización se va realizando por sectores, siendo más sencilla en la parte baja del río, que repercute aguas arriba.

El punto más bajo de cada sector de un río es lo que constituye su *nivel de base*, que si se considera para todo el río, está en la desembocadura. El nivel de base es el que marca siempre el límite del trabajo erosivo del río.

El modelado del lecho

Los lechos fluviales se van modelando a lo largo del tiempo, como resultado de la combinación de los procesos de ablación, transporte y acumulación. En todo el proceso tienen un papel muy importante las características de los materiales por los que el río discurre, que ofrecerán distinta resistencia.

Si los materiales son de rocas duras, muy coherentes o en bloques grandes, se configuran *lechos de erosión*, en los que ésta se lleva a cabo por efecto de la abrasión. La acción del río sobre los laterales y la base del lecho da lugar a una excavación, así como a fenómenos de pulido, estrias y acanaladuras.

Una forma característica es la formación de *marmitas de gigante*, que son cavidades de diámetro considerable, de hasta algunos metros, que por coalescencia entre varias puede provocar la profundización del lecho.

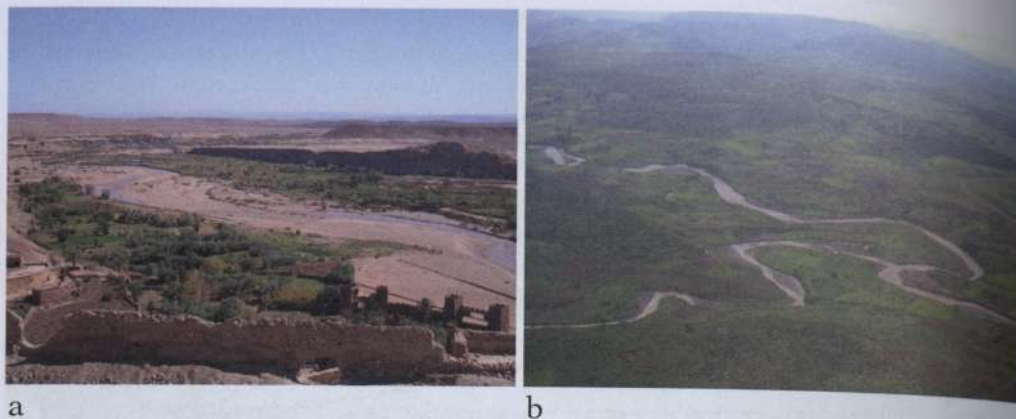
Los *lechos móviles* son, en cambio, los instalados en rocas deleznales o sobre materiales de pequeño calibre, que permite su movilización rápida. En ellos, una crecida hace que se produzca inmediatamente una labor de excavado y ampliación del cauce y una disminución del caudal provoca acumulación. En estos lechos se producen cambios en la configuración del fondo del lecho, y también en las márgenes, pudiendo afectar al propio trazado fluvial. Dentro de los lechos móviles se consideran tres tipos significativos:

- *calibrados* las tareas de excavado y acumulación se producen en el fondo del canal y no provocan cambios de trazado. En el fondo aparecen ondulaciones, bancos y surcos, en permanente movilidad, adaptada a las variaciones de la corriente.
- *anastomosados*, o *trenzados*, son los que presentan una circulación de las aguas en brazos o canales, separados entre sí por bancos de material aluvial. Esos brazos cambian de posición y presentan confluencias y difluencias entre ellos,
- *meandriiformes*, caracterizados por presentar en su trazado curvas alternantes, más o menos regulares, que reciben el nombre de *meandros*.

Meandros y saltos de agua

Los **meandros**, que alguien definió como «sinuosidades de trazado de los cursos de agua, que se aparta de su dirección de esorrentía sin motivo aparente, para volver a ella después de describir una pronunciada curva», no son un fenómeno propio de corrientes tranquilas, que divagan entre sus aluviones, como a veces se cree. Se producen en tramos fluviales donde la actividad erosiva es similar, o superior, a la de acumulación.

Los meandros, cuyo nombre proviene del río Mendere (Turquía) se presentan en series de diverso número, pero no aislados. Se forman por la combinación sistemática y alternante a lo largo del lecho de una acción de zapa en una margen (la cóncava del meandro) y la de acumulación en la opuesta (margen convexa).



a

b



c

Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.11. Ejemplos de cauces móviles a) calibrado, en el Valle de Daar (Marruecos) b) meandriforme, en la región de Gondar de Etiopía y c) anastomosado, en el Nilo Azul en la región de Bahar Dar en Etiopía.

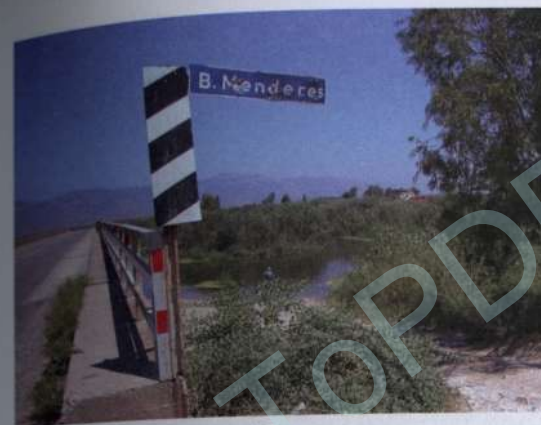


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

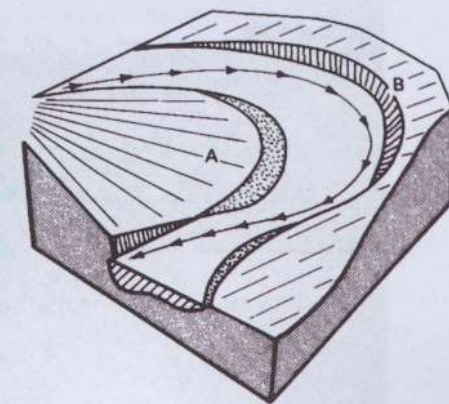


Figura 11.12a. Río Mendere en Turquía, del que procede el nombre de meandro.
b. Esquema de meandro A orilla convexa, de suave pendiente, en la que el río deposita y B, orilla cóncava, de abrupta pendiente, en la que el río excava.

En cualquier curso de agua hay una lámina de máxima velocidad donde el flujo es mayor. Si la escorrentía es rápida y agitada, la lámina de máxima velocidad se hace ondulante y se acerca a una y otra margen alternativamente, impactando en ellas en puntos diversos. En la zona donde impacta, ejerce una labor de zapa, excavando, mientras que en la margen de enfrente, donde la velocidad es menor, se produce una acumulación de materiales, que alcanzan un volumen equivalente al del material excavado en la margen opuesta. El lecho, creciendo por un lado y reduciéndose por el contrario, tiende a curvarse, sin cambiar su anchura.

Dependiendo de la actividad de los meandros puede producirse un equilibrio, quedando como elementos estables del río, o reactivarse incrementando su labor erosiva, hasta exagerar tanto la curvatura, que dos meandros sucesivos llegan a unirse, quedando estrangulado el trazado, de modo que el primitivo meandro, cuya curvatura se hizo muy pronunciada queda «abandonado» por la corriente.

Los meandros sólo se desarrollan en terrenos suficientemente delezna- bles. La mayor parte de los lechos de meandros se forman sobre las zonas resultantes de la sedimentación de los ríos, es decir sobre *llanuras aluviales*. Cuando aparecen encajados en rocas coherentes es porque proceden de la profundización de meandros libres formados anteriormente.

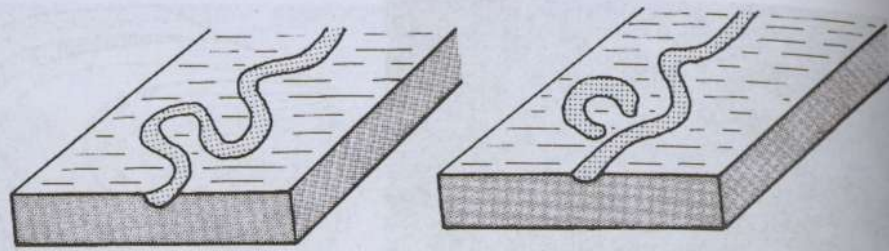


Figura 11.13. Formación de un meandro «abandonado».

En el lecho del río, en su curso alto y medio se dan accidentes llamativos cuando se ha de salvar un brusco desnivel. Son los **saltos de agua**. Si son de grandes dimensiones y se desarrollan en una serie de peldaños conforman *cascadas* y si son de gran desnivel y con mucho caudal, *cataratas*. Se forman como consecuencia de la tectónica (por fallas) por cambios del nivel de base del río, o por diferencia de dureza en los materia-



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.14. Cascada en la zona de los arribes del Duero.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.15. Cataratas del Nilo Azul en Etiopía.

les. Con el tiempo tienden a retroceder aguas arriba y a suavizarse por efecto de la erosión vertical del río, pudiendo sufrir desplomes por horadamiento de la base del escalón. Si la erosión es fuerte tienden a desaparecer y el río adopta la forma de *rápidos*, deslizándose con carácter torrencial.

Las formas producidas por acumulación

Como resultado de la actividad fluvial, al superarse la carga límite que puede transportar el río, se forman varias construcciones aluviales.

Los ríos son agentes capaces de transportar materiales de las zonas altas a las bajas. Los materiales, de calibres muy variados, sólo llegan en parte hasta las regiones oceánicas, quedando el resto depositado en los continentes. Se denomina *aluviones* a los depósitos fluviales constituidos por partículas desgastadas, de calibres medios y gruesos, depositados por los ríos en áreas continentales.

Se habla de *antecedencia* cuando se considera que la zona en la que existía un curso fluvial sufre un levantamiento lento, durante el cual el río continúa su proceso erosivo de forma que va quedando cada vez más encajado en el terreno.

La *sobreimposición*, en cambio, se daría en una zona en la que sobre una antigua superficie plegada se hubieran depositado sedimentos, que llegarán a fosilizarla por completo, sobre los cuales se desarrollara un curso fluvial, con una trayectoria libre de condicionantes del terreno. Al desmantelarse por erosión los materiales de la cobertera, el río continuaría profundizando con su trayectoria inicial, quedando encajado entre los materiales más antiguos y plegados, en clara discordancia.

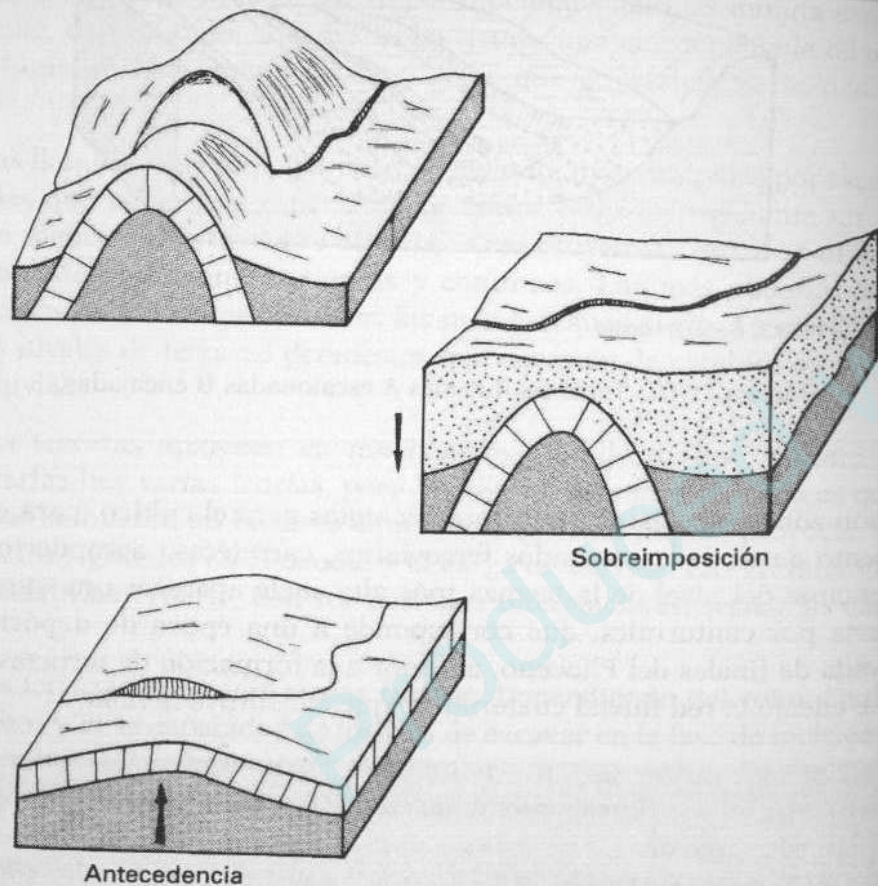


Figura 11.16bis. Antecedencia y sobreimposición, por P. Plans.

3. MORFOGÉNESIS LITORAL

La zona costera constituye un medio con características propias, en el que interactúan litosfera, atmósfera e hidrosfera. Por otro lado, es un medio que participa de todas las zonas climáticas, por lo que podemos considerarlo azonal. El principal agente modelador es el agua, en este caso marina, actuando en forma esencialmente horizontal, no lineal, con gran capacidad morfogenética.

El litoral es un medio bastante extenso, dado el perfil recortado de los continentes. No se ciñe a la línea que dibuja la costa, tal como la vemos en un mapa, sino que abarca una franja por encima y por debajo del nivel medio de las aguas, sometida a la influencia marina.

El término *litoral* se refiere a esta franja, mientras que el de *costa* se aplica más bien a la zona que desde el nivel de la bajamar se extiende tierra adentro, con una anchura indeterminada.

3.1. Acción erosiva del mar

En el litoral se combinan procesos morfogenéticos de carácter mecánico, químico y biológico.

3.1.1. Acción mecánica, química y biológica

Por medio de las olas, corrientes y mareas se llevan a cabo acciones mecánicas importantes, dada la gran energía que se manifiesta a través de ellas.

Las *olas* al romper producen un violento movimiento de avance del agua, seguido de un retroceso. En él hay una brusca liberación de energía, que hace que la ola actúe contra la costa como agente geomorfológico.

Si la ola rompe contra un acantilado, el efecto se ve ampliado. El choque del agua ejerce una fuerza de varias toneladas. Se introduce violentamente en los huecos llenos de aire, provocando pequeñas explosiones y en el retroceso ejerce una succión. Además, las pequeñas rocas y partículas sueltas que moviliza, realizan una labor de ametrallamiento y abrasión.

Las *corrientes* realizan, también, un trabajo erosivo. Su principal acción consiste en arrastrar partículas en suspensión. Aún mayor resulta el efecto de las *mareas*, que someten a la costa a un constante movimiento de ascenso y descenso del agua, que puede ser muy acusado, especialmente en bahías y costas recortadas.

El agua marina contiene sales en disolución que la dotan de una particular actividad química. Producen *disolución* apreciable en rocas calcáreas, en las que puede dar lugar a fenómenos kársticos. En rocas no calcáreas, como granitos o areniscas, por *hidrólisis* da lugar a oquedades, al afectar a los componentes silicatados de aquéllas.

La presencia de seres vivos también juega un destacable papel. Su acción es especialmente notable en las zonas cálidas, donde da lugar a importantes formaciones. Los animalillos y plantas que viven sobre las rocas ejercen acciones mecánicas y químicas sobre ellas.

Por tanto, en la costa, por acción del mar, se dan varios procesos erosivos importantes: el agua, por la propia *acción hidráulica*, al golpear contra la roca resquebrajada, es capaz de arrancar materiales, desmenuzarlos y transportarlos. Las olas, armadas por materiales sueltos producen *corrosión* en las rocas costeras, contra las que los lanzan, también se produce *abrasión* en los materiales, que se golpean, rozan, etc. y, por último, se produce *corrosión* por los componentes químicos.

3.1.2. Alternancia de sumersión y emersión

Este hecho, que afecta al litoral, implica la intensificación de algunos procesos erosivos. En las rocas «heladizas», capaces de absorber agua, supone constantes cambios de volumen. También somete a las rocas a cambios frecuentes de temperatura. Al retirarse el agua, la evaporación hace que las sales, que quedan en los intersticios, cristalicen, produciendo un efecto de cuña, similar al del hielo. También somete a las rocas a cambios de presión. Además, en el proceso de sumersión/emersión hay una renovación del agua en contacto con la roca, con la retirada de la saturada, que, desde el punto de vista de la acción química, asegura la eficacia constante del proceso.

3.1.3. Influencia del medio

Como es natural, el medio bioclimático en que se encuentre el litoral condiciona sus características y afecta a su evolución.

Las características atmosféricas y climáticas juegan un importante papel. La circulación atmosférica influye directamente en la génesis de olas y corrientes. Así, resulta evidente que en las latitudes medias, con mares más agitados, se den las condiciones óptimas para una intensa acción abrasiva, mientras que en los litorales de zonas cálidas, de baja latitud, se dan las mejores condiciones para el desarrollo de formaciones de origen animal (corales) con predominio de la erosión química y biológica.

Las diferentes características de las aguas, respecto a temperatura y salinidad especialmente, relacionadas con la latitud y el clima, también dan lugar a diferencias. Por ejemplo, en los mares fríos de altas latitudes se produce gelifración, mientras que en los cálidos es más importante la acción química y biológica.

Por otro lado, según sean las características climáticas de la zona, la actuación de los sistemas morfogenéticos imperantes, combinados con los materiales rocosos, ofrecerán materiales en diverso estado para su reacción frente a la erosión costera. Así, en regiones tropicales húmedas hay gran alteración de la roca por procesos químicos, que facilita grandes cantidades de materiales para movimientos en masa, mientras que en regiones frías habrá más materiales fragmentados y fisurados en bloques, por citar algunos ejemplos.

Las condiciones climáticas, por tanto, no son, en absoluto, ajenas a la erosión costera. Influye el grado de humedad, que condiciona las precipitaciones, la temperatura, los ritmos estacionales de ambas y, en definitiva, todas las manifestaciones climáticas. La vegetación, vinculada al clima, también ejerce una influencia.

Dependiendo de las condiciones climáticas, también varían los aportes de materiales que llegan a la costa, procedentes de la erosión continental, transportados por los ríos. Por ejemplo, se pueden destacar las grandes cantidades de sedimentos que son capaces de aportar los grandes y caudalosos ríos tropicales.

Por último, otro factor físico determinante de las características y evolución del litoral está en la estructura, tanto litológica, como tectónica del roquedo.

3.2 Principales formas litorales de erosión

Como en todos los procesos erosivos hay que diferenciar las formas de desgaste y las de acumulación de materiales.

3.2.1. Formas de ablación

Resultado de la acción destructora del mar sobre el relieve costero destacan dos formas principales: acantilados y plataformas de abrasión.

El **acantilado** es un escarpe litoral modelado por la acción marina. Se presentan sobre todo en costas de zonas montañosas, volcánicas, en macizos antiguos y en afloramientos de rocas duras en cuencas sedimentarias. La notable variedad que presentan depende del tipo de roca, de su estructura geológica y de la forma de modelado.

Tienen siempre una considerable pendiente y su altura varía desde unos pocos metros hasta varios centenares. En la base muestran una clara línea de ruptura, que da paso a una plataforma rocosa.

Hemos de distinguir entre acantilados *vivos* y *muertos*, según que estén siendo batidos por el agua y sigan retrocediendo, o que queden ya algo separados, por la acumulación de sus propios materiales erosionados, que no han sido evacuados por el mar.

Los *falsos acantilados* son los que tienen un origen ajeno al efecto del mar, por ejemplo la parte levantada de un bloque fallado. En este caso sólo están modelados por el mar en la base.

Las **plataformas de abrasión** se desarrollan al pie de los acantilados, en la zona comprendida entre la pleamar y la bajamar, donde actúan las olas.

Tienen forma de rampa, de anchura variable, con una pendiente que depende del calibre de los materiales. No suelen ser completamente lisas, sino accidentadas por resaltes, escalones y acanaladuras y con frecuencia terminan en una terraza de acumulación, sobre la que puede desarrollarse una playa.

Las dos formas van unidas. En su génesis interviene directamente el mar, combinando la acción mecánica con la química, ayudada por las



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.17. Acantilado vertical en roca volcánica. Islas Galápagos. Costa acantilada en Fuerteventura.

características de la roca (fisuras, esquistosidad...). A menudo, por el horadamiento de la base del acantilado se producen derrumbamientos, que dan lugar a acumulación de bloques al pie del mismo. Pueden desarrollarse a notable velocidad, según sean las condiciones del clima, dinámica marina y de la propia roca.

3.2.2. Formas de acumulación

Son originadas por la sedimentación marina, resultante del balance entre los materiales que llegan a la costa y la capacidad de las corrientes de transportarlos mar adentro y, en otros casos, por la acción de organismos vivos, animales y vegetales, que fijan los minerales que utilizan para su crecimiento. Aunque son más frecuentes en costas bajas, no son exclusivas de ellas.

La **playa** es la forma más común. Se forma por acumulación de materiales detríticos. Las más importantes se forman en mares con mareas acusadas, pero también las hay en los que las tienen débiles y hasta en algunos lagos. Aparecen en todos los mares y en todas las latitudes.

Todas las playas están formadas por materiales, arenas, gravas y cantos sueltos, que proceden de aportes continentales de los ríos, que por acción marina son triturados y acumulados y las olas y corrientes se encargan de transportarlos y depositarlos. La superficie aparece frecuentemente accidentada por pequeños surcos, conocidos con el término inglés de *ripple-marks*, producidos por las olas y corrientes, que tienen extraordinaria movilidad.

Presentan un perfil transversal ligeramente cóncavo y una pendiente suave. Una parte está siempre cubierta por el agua y afectada por el oleaje, mientras que otra sólo se cubre en la marea alta. Por la parte de tierra suele



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.18. Playa de arena en costa baja (Fuerteventura) y cordón litoral (Huelva).



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.19. Surcos en la arena de la playa. Cádiz.

culminar en una pequeña elevación, llamada *cresta de playa*, donde se acumulan los materiales más gruesos, aportados por las olas de temporal. Detrás puede haber un acantilado o una zona de dunas. En este caso son construidas por el viento, favorecido por la escasa vegetación. Son móviles, aunque con tendencia a ser fijadas, si la vegetación prospera sobre ellas.

Hay varios tipos de playas, desde las adosadas a la costa, algunas en forma de arco, entre promontorios rocosos, en ensenadas abiertas, que suelen ser muy duraderas. En cambio, las *rectilíneas*, al pie de acantilados, se desplazan con facilidad, movidas por las corrientes. Se forman playas al abrigo de cualquier obstáculo, como islotes o escollos, desarrollándose en la cara opuesta a la dirección de la corriente. Forman las llamadas *colas de cometa*, a partir de un escollo o, en caso de islotes cercanos a la costa, pueden formar *tómbolos*, que sirven de unión entre el islote y la tierra firme.

También se dan acumulaciones de arena separadas de la línea de la costa, en costas bajas de zonas llanas. Se forman por efecto del arrastre de materiales provenientes de las playas adosadas, arrastrados por las corrientes.

tes de retorno, que al alcanzar un punto se acumulan y constituyen fondos elevados, donde rompen las olas. Están sumergidas, pero si hay aportes importantes llegan a aparecer en superficie. Constituyen las *barras costeras*. Unas son oblicuas a la costa, unidas por un extremo (flechas), a veces llegan a cerrar una bahía, convirtiéndola en laguna, que, no obstante suele mantener una abertura (*grao*) con el mar abierto. Las de mayor extensión, paralelas a la costa, que alcanzan varios kilómetros son los llamados *cordones litorales*.

En la costa se sedimentan también limos, materiales muy finos, controlados por las mareas, que dan lugar a la formación de **zonas pantanosas y marismas**. Se trata de limos diversos, viscosos y de composición principalmente arcillosa, ricos en hierro y materia orgánica, que proceden de la erosión marina sobre la costa y de aportes de los ríos. Forman una llanura baja en los fondos de bahía y en zonas más o menos resguardadas. La parte más exterior es pantanosa y puede cubrirse con la marea. En regiones tropicales se forman en estas zonas los *manglares*, con árboles de enormes raíces, que les permiten permanecer en el agua.

La *marisma* es una llanura de acumulación litoral, que es susceptible de ser explotada agrícolamente. Se caracteriza por ser más elevada en la zona



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.20. Marismas de Doñana en Huelva.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.21. Manglar en las Islas Galápagos.

próxima al mar, que en la interior, con lo que se dificulta la evacuación de las aguas continentales, que se estancan y desarrollan turberas. El hombre ha actuado tradicionalmente sobre estas tierras, que trata de aprovechar económicamente, «ganando» terreno al mar. Especialmente conocido es el caso de los *polders* de Holanda.

La desembocadura de los ríos es especialmente interesante. Allí se encuentran las aguas dulces continentales, que llegan con mayor o menor turbulencia y aporte de materiales, con las aguas marinas, afectadas por olas, corrientes y mareas.

Los **deltas** son formaciones originadas por acumulación de materiales en la desembocadura de ríos caudalosos, sólo modeladas por acción marina en su borde externo. Su evolución es compleja. Los elementos más gruesos que el río transporta son depositados cuando la corriente, al llegar al mar pierde velocidad. Van formando capas de fondo y frontales sobre las que, ya de forma subaérea, se depositan las capas superiores.

Los **estuarios**, desembocaduras en las que el río forma un gran canal, flanqueado por acumulaciones sedimentarias, se forman sólo en mares de grandes mareas, pudiendo alcanzar extensiones kilométricas (Amazonas).

Presentan formas variadas, limitados unas veces por escarpes rocosos y otras por zonas bajas de acumulación. Siempre se produce en ellos la sedimentación en los márgenes del canal, afectada directamente por las mareas y no suele ser homogénea.

Los **arrecifes coralinos** constituyen la última forma de acumulación, que en este caso procede de restos de seres vivos. Son acumulaciones de esqueletos de animales que viven en colonias. El armazón está formado por políperos y en las partes vivas coexisten numerosas asociaciones de animales y plantas interdependientes, que contribuyen a la formación del arrecife. Es una compleja biocenosis (comunidad de animales y vegetales que comparten unas mismas condiciones de vida, en un lugar dado) que tienen unas exigencias muy estrictas: aguas a temperatura que no descienda de 18 °C, claras, bien oxigenadas, con luz y con una salinidad que no esté por debajo de 27 por mil. Por tanto, sólo son posibles en mares tropicales, salvo que estén recorridos por corrientes frías.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.22. Fondo coralino. Mar Rojo.

3.3. Tipos de costas

La clasificación de las costas se puede hacer con diversos criterios. Una que fue muy generalizada es la de Davis, que distinguía dos tipos básicos: *de hundimiento* y *de emersión*, además de uno *neutro*, sin variación aparente entre el nivel del mar y del continente, como consecuencia de las variaciones que el nivel del mar ha sufrido en el tiempo geológico.

Autores como Coque utilizan una clasificación que da primacía a la acción del mar en el modelado costero, distinguiendo las costas *primitivas*, poco afectadas por su acción y las *evolucionadas*, en las que la acción erosiva marina es la principal causante del modelado. Es la recogida en el cuadro adjunto.

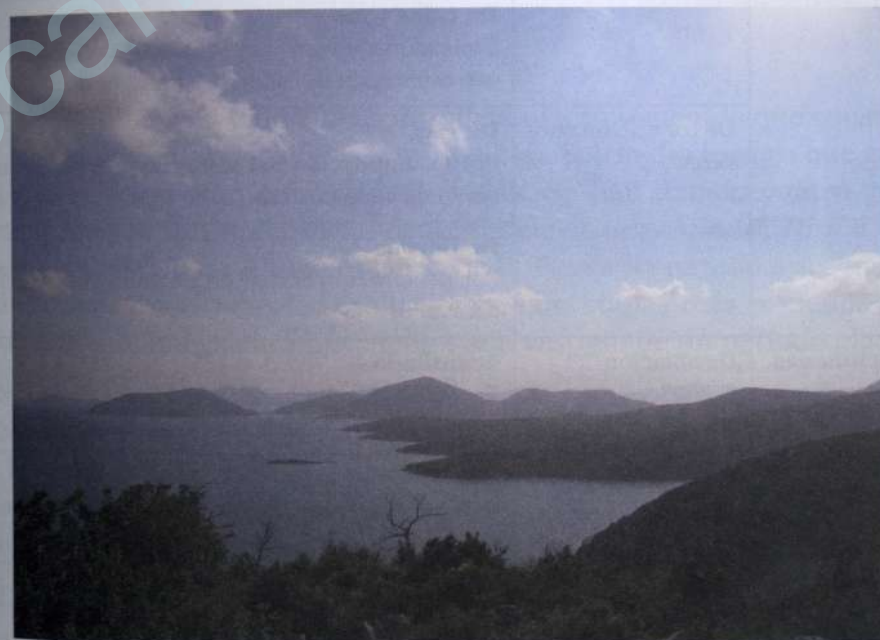


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.23. Costa dálmata en Croacia. En cadenas de plegamiento situadas paralelas a la costa los sinclinales son invadidos por el mar y los anticlinales quedan emergidos, dando lugar a costas con islas alagadas y paralelas al litoral. Tomando nombre de la costa de la actual Croacia (ex Yugoslavia) antigua región de Dalmacia, donde son muy representativas, se denominan costas dálmatas, pero también se dan en otras regiones, como al sur de Chile o en la Columbia Británica.

Cuadro 11.1. Clasificación de las costas en función de la acción marina.

Tipos de costas		
Primitivas Poco afectadas por la acción marina.	Condicionadas por la tectónica o la litología.	Tipo pacífico. Longitudinales Estructuras plegadas o falladas que siguen la misma dirección que la costa.
		Tipo atlántico. Transversales El litoral corta, en forma más o menos ortogonal, los accidentes estructurales.
		Volcánicas Islas, golfos y cabos por presencia de cráteres, coladas y volcanes.
		De calas y mogotes Escotaduras y vertientes acusadas. Regiones kársticas. Sumersión de cañones, cuevas, pináculos.
	De formación sub-aérea.	De rías Por la inundación del valle bajo de un pequeño curso de agua costero.
		De fiordos Por penetración el mar en un valle glaciario sobre-excavado.
Evolucionadas La acción marina principal causante de modelado.	De ablación	Acantilados En océanos agitados por fuerte oleaje, en zonas montañosas o de antiguos macizos.
	De acumulación.	Lidos Especie de laguna con un cordón litoral de arena, paralelo a la costa, en el que se abren pasos.
		Marismas Llanas y bajas. Manglares.
		Deltaicas Grandes depósitos producidos por los ríos en la desembocadura.
		Dunares Acumulación de arenas.
	Coralinas Esqueletos de corales construyen la costa.	

4. DINÁMICA Y MORFOGÉNESIS GLACIAR

El hielo constituye un agente erosivo de gran importancia. Las masas de hielo se localizan en las áreas más frías del planeta, en las altas latitudes y en las grandes altitudes. Veremos en el tema de Geomorfología Climática que hay un dominio glaciario y por tanto, estamos ante un hecho zonal.

Los hielos sólo afectan a aproximadamente un 10% de la superficie continental. Sin embargo, en épocas anteriores, la extensión de los glaciares fue mucho mayor, llegando a cubrir la cuarta parte de las tierras emergidas. Tras su retroceso, han quedado importantes huellas de su presencia anterior, en áreas actualmente libres de hielos.

4.1. Las glaciaciones

La Tierra ha conocido etapas de enfriamiento sostenido que constituyen *períodos glaciales*, en los que la persistencia del frío dio lugar a que grandes superficies estuvieran cubiertas de hielos. Se han datado cuatro grandes glaciaciones en el Cuaternario, denominadas *Günz*, *Mindel*, *Riss* y *Würm*. Desde el final de esta última el clima de la Tierra ha pasado a ser más templado, conociendo tan sólo oscilaciones, con etapas más o menos frías o cálidas, donde los glaciares existentes son vestigio de un período glaciario no totalmente extinguido.

No hay teoría definitiva que explique las causas de las glaciaciones, aunque hay varias hipótesis, que barajan diversas posibilidades, como cambios en los movimientos de la Tierra, en la composición de la atmósfera, en la radiación solar, en los desplazamientos de las placas tectónicas, etc.

Durante las glaciaciones se produjo, por la acumulación de hielos en los continentes, un descenso del nivel de las aguas oceánicas. Por otro lado, los continentes, a causa del peso, sufrieron un hundimiento. Al producirse la fusión de los hielos, el proceso fue de elevación del nivel del mar y ascenso de los bloques continentales libres del hielo. Del complejo proceso de movimientos citados quedan huellas en el paisaje, sobre todo costero, donde se aprecian costas levantadas y zonas sumergidas, que antes no lo estaban.

4.2. Formación de los glaciares

El hielo glaciar se forma a partir de la acumulación de nieve, que está constituida por cristales microscópicos de agua sólida, de muy baja densidad ($0,1\text{gr}/\text{cm}^3$). Su propio peso al acumularse la va apelmazando y mediante procesos de fusión y recristalización, origina lo que se llama *nevé* o *nevi-za*, de densidad mayor ($0,6\text{gr}/\text{cm}^3$) y, posteriormente, *hielo*, de densidad entre $0,8$ y $0,92\text{gr.}/\text{cm}^3$). Para que se produzca la formación del hielo, que dé lugar al glaciar, deben existir precipitaciones suficientes y que superen a la evaporación, en la época más cálida. Condiciones que sólo se dan actualmente en las cercanías de los polos y grandes altitudes.

4.3. Tipos de glaciares

Los glaciares son masas de hielo que, acumulado en grandes espesores, se comporta como un material plástico y, por influencia de la gravedad, se desplaza desde los lugares de formación hacia zonas más bajas.

Hay numerosas clasificaciones de los glaciares, pero tradicionalmente en Geografía se hace una distinción en dos grandes tipos: glaciares regionales y glaciares locales.

4.3.1. Glaciares regionales

Los glaciares regionales, también llamados *inlandsis*, son enormes extensiones de hielo, con un perfil ligeramente convexo, en forma de casquete, independiente de la superficie que recubren. En ocasiones, quedan visibles las cumbres más altas no cubiertas por el glaciar, que emergen como islotes, a los que los esquimales llaman *nunataks*. Se mueven desde la zona en la que el hielo es más espeso, y pueden llegar hasta el mar, donde penetran formando plataformas flotantes, que terminan en imponentes acantilados de hielo, desde los que se desprenden grandes bloques, que flotan en las aguas, los llamados *icebergs*.

Los grandes inlandsis actuales están uno sobre la Antártida, con centro en el Polo Sur, ocupando más de 13 millones de km^2 y con 4.270m de altitud y el segundo sobre Groenlandia, notablemente desplazado del Polo



Figura 11.24. Los dos grandes inlandsis actuales. Sobre la Antártida, en el Polo Sur y sobre Groenlandia en la proximidad del Polo Norte.

Norte, que no posee tierra emergida, sino que se encuentra sobre un océano. Es mucho menor, con 1,8 millones de km^2 y su altitud alcanza los 3.420m . Entre ambos, suman el 99% de la masa de agua en estado sólido del planeta.

Los casquetes glaciares tienen temperaturas muy bajas, entre -25 y $-40\text{ }^\circ\text{C}$, lo que supone que hay pocos fenómenos de fusión y recongelación. La nieve, que cae en cantidad pequeña, se transforma lentamente en hielo, por lo que están recubiertos de una espesa neviza. Son, por tanto, dado el nivel actual de precipitación, clara herencia del pasado.

4.3.2. Glaciares locales

Los glaciares locales son numerosos, en cambio, pero mucho más pequeños, menos espesos y más variados en su forma. Están en áreas de montaña y se adaptan a la forma del relieve que cubren. Los llamados *de casquete*, *de plataforma*, *de fjell*, o simplemente *escandinavos*, tienen cierta semejanza con los inlandsis, en pequeño tamaño. Cubren superficies de cumbres por encima de las nieves perpetuas y pueden emitir lenguas de hielo, que se canalizan por los valles.

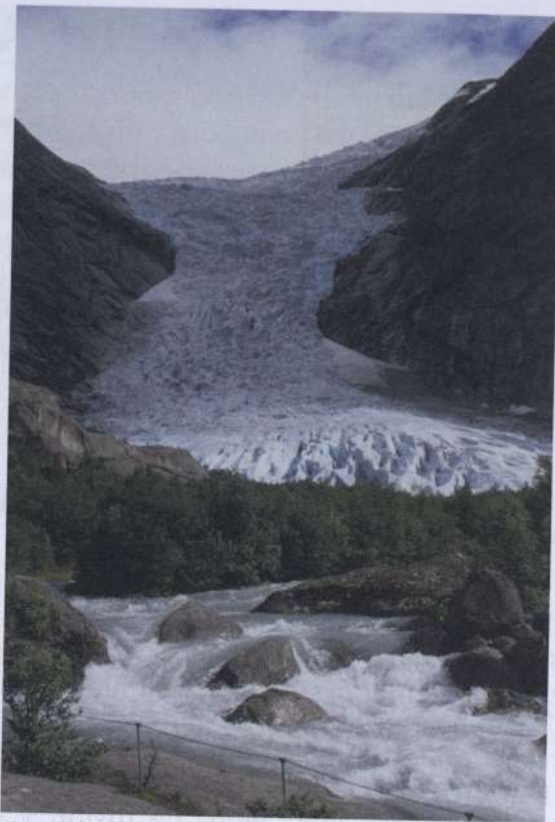


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.25. Lengua glaciar emitida desde un casquete de tipo escandinavo. Noruega.

Los llamados *glaciares alpinos* o *de valle* son los más conocidos y en muchas ocasiones sus características se consideran extensivas a todos los glaciares de montaña. Se forman en zonas de montaña con importantes precipitaciones de nieve. Constan de una zona de recepción y acumulación de neviza, llamada *circo*, que suele ser un área deprimida entre paredes rocosas, situada por encima del nivel de las nieves perpetuas, desde el que sale, aprovechando un valle fluvial preexistente, una *lengua de hielo*, que se encaja en el valle y puede alcanzar decenas de kilómetros, sin superar casi nunca el centenar (el mayor de los Alpes, el de Aletsch sólo tiene 33 km) Son a modo de ríos de hielo, que configuran una especie de red, con afluentes hacia el cauce principal.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.26. Glaciar alpino de valle Aletsch Suiza.

En el caso de algunos glaciares alpinos la lengua llega hasta la zona llana, saliendo del valle encajado y se expanden por ella, en lo que se denomina *lóbulos* o *glaciares de piedemonte*. El mejor ejemplo de este tipo está en el glaciar Malaespina de Alaska.

En zonas montañosas que sobrepasan poco el nivel de las nieves perpetuas se forman los llamados *glaciares pirenaicos* o *de circo*, de pequeño tamaño y a menudo con muy corta, o inexistente, lengua.

En los glaciares locales, las temperaturas suelen mantenerse próximas a los cero grados centígrados, siendo frecuente, en ellos, la fusión y recongelación. En la lengua se produce escorrentía de aguas de fusión, que puede circular en la superficie, e introducirse en la masa de hielo, por las abundantes grietas que existen, creando una circulación que termina por aflorar en el frente de la lengua.

4.4. Flujo glaciar

La masa de hielo de los glaciares se mueve, lo que resulta esencial para que ejerzan su labor erosiva. El movimiento se evidencia por algunos signos externos, como la formación de *grietas*, por la tensión del movimiento

superficial; también por los avances y retrocesos del frente, constatados en épocas históricas y por el desplazamiento que se aprecia en objetos situados en la superficie, entre otros. Pero, a diferencia del caudal líquido de los ríos, la masa de hielo se desplaza muy lentamente y sin turbulencia, por lo que no resulta perceptible a primera vista.

El movimiento comienza cuando el hielo tiene un espesor suficiente, de entorno a los 15 m y existe una pendiente de alrededor de 10° . El espesor y la pendiente son decisivos para controlar el flujo del hielo. La velocidad de desplazamiento, que en la actualidad se puede medir a través de testigos radiactivos y por fotogrametría, es muy variable. Los glaciares de valle no alcanzan, salvo situaciones excepcionales, más de algunas decenas de metros al año. La velocidad del flujo es mayor en el centro y disminuye en los bordes, por el roce con las paredes y en el extremo de la lengua, donde se produce la *ablación*, es decir, la fusión y evaporación de la nieve y el hielo. Para algunos también disminuye la velocidad en profundidad.

Las diferencias también afectan a las características dinámicas del glaciar, que en unos casos son *activos*, bien alimentados y rápidos evacuadores; mientras que en otros son *pasivos*, lentos y de poco caudal y algunos, por último, *residuales*, que permanecen prácticamente estancados.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.27. Grietas en un glaciar alpino, producidas por el avance del hielo. Monte Rosa. Suiza.

4.5. Labor erosiva del glaciar

Es difícil observar la labor erosiva del glaciar mientras se produce, porque el propio hielo lo dificulta. Sin embargo, a partir de las huellas de la acción de los ya desaparecidos, es posible reconstruir la forma en que se lleva a cabo. Los glaciares resultan agentes erosivos de una eficacia que depende de su dinamismo y son capaces de llevar a cabo todas las fases propias de la erosión.

Por sí mismo, el hielo tiene poco poder para erosionar rocas compactas, pero, en su movimiento, al pasar sobre rocas diaclasadas, es capaz de arrancar y arrastrar fragmentos de ellas. Esta carga, que se va acumulando en el hielo, lo convierte en una especie de lima gigantesca, que actúa por *abrasión*, produciendo *estrías* y, con menos frecuencia, *acanaladuras* en el fondo y en las paredes, por medio de los fragmentos mayores, que, a su vez, van siendo ellos mismos afectados, aplanándose y estriándose. Sobre las rocas cristalinas y calizas compactas, la acción abrasiva produce un efecto de *pulido*, que deja la superficie de la roca lisa. En las propias fisuras y grietas de las rocas, se produce gelifracción, cuando hay fusión y cristalización del hielo, lo que contribuye a desgajar fragmentos y bloques, que luego son arrastrados e incrementan la capacidad erosiva.

Además del efecto de abrasión, en el fondo, puede producirse lo que se llama *sobreexcavación*, que es la acción de movilización y desalojo de frag-



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.28. Estrías de abrasión sobre neis y roca lamida por abrasión en Peñalara. Sierra de Guadarrama.

mentos de diversos tamaños que realiza el glaciar y que da lugar a una profundización del lecho, tanto cuanto lo permitan las características y estado de las rocas y el flujo glaciar.

La labor abrasiva del glaciar es más intensa en los desniveles del lecho. En los efectos de la erosión entran en juego varios factores condicionantes:

- La pendiente.
- La alteración tectónica y periglacial a que estuvo sometido el roque antes de la presencia del glaciar.
- La resistencia de la roca subyacente.
- El espesor del hielo y la velocidad de desplazamiento.
- El volumen y abundancia de los fragmentos transportados.

Respecto a la labor erosiva de los glaciares hay diversas posturas entre los expertos. Unos consideran que el hielo tiene una enorme capacidad erosiva y es capaz de excavar profundamente el material preexistente, sea el que fuere. Son los *ultraglaciarios*. Otros creen que el glaciar es casi sólo un agente de transporte y que el hielo más bien protege el terreno que cubre. Son los *antiglaciarios*. Por último, los *transaccionistas* creen que el glaciar es capaz de excavar, pero que no crea topografía nueva, propiamente dicha, y tan sólo produce retoques sobre la morfología creada por las aguas corrientes.

Antes de analizar las formas de erosión y acumulación de los glaciares observemos un glaciar actual, como el de la figura 11.26. Se observan una serie de líneas oscuras en su superficie. Son las *morrenas*, constituidas por los materiales rocosos que el glaciar arrastra. Hay morrenas en diversas posiciones. Las *de superficie* son alimentadas por desprendimientos y avalanchas de las vertientes próximas. Más abundantes en los bordes allí forman las *laterales*. En el fondo transcurre la *de fondo*, en contacto con el lecho y una *interna* en la masa de hielo. En el frente de avance se forma una *morrena terminal o frontal*. Cuando confluyen dos lenguas, las respectivas morrenas laterales adoptan, al juntarse, una posición central. El término morrena se utiliza, tanto para los materiales que están siendo transportados en el hielo, como para los que quedan depositados cuando aquél desaparece.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 1.29. Lengua glaciar en la que se aprecia la existencia de una morrena central, formada por la confluencia de dos laterales, así como morrenas laterales y grietas. Suiza.

4.5.1. Formas de relieve resultante de la acción glaciar

El resultado de la acción erosiva del glaciar genera unas formas de desgaste y otras de acumulación. Ya hemos mencionado algunas formas de detalle que resultan del avance del hielo con su carga morrénica (estrías, acanaladuras, rocas pulidas y aborregadas). Veamos, ahora las formas de mayores dimensiones.

Formas de acumulación

Cuando los hielos desaparecen, o simplemente retroceden, se produce un depósito de los materiales que acarreaban, con la colaboración de las corrientes de agua de fusión, que se producen en el deshielo. Las acumulaciones son importantes, alcanzando espesores de hasta 100 metros. Reciben el nombre de *till* o *tillitas*. Están formados por materiales poco desgastados, con estrías que reflejan el roce entre sí y aparecen desordenados, en una mezcla anárquica de bloques y cantos, envueltos en una matriz arcillosa.

De la acción de los inlandsis que cubrieron gran extensión de las zonas templadas son muy característicos los llamados *barros glaciares*, de materiales heterogéneos, irregulares, de diversos tamaños y empastados en arena, arcilla o roca pulverizada.

Las **morrenas**, a las que hemos aludido como materiales transportados, se convierten en depósitos al desaparecer el hielo, como indicamos antes. Se dan en todos los tipos de glaciares. La situada en el frente del glaciar, que marca el alcance máximo al que llegó es la *morrena terminal*, que tiende a formar grandes arcos de materiales acumulados, en resalte. Tras ella pueden aparecer varias sucesivas, que indican que la retirada del glaciar se fue produciendo en etapas y que, entre ellas, hubo periodos de actividad, capaces de arrastrar nuevas acumulaciones frontales. Son las *morrenas de retroceso*. En los glaciares de valle se disponen atravesadas, cerrando el valle y se prolongan en las laderas, en la *morrenas laterales*.

En las llanuras glaciares, detrás de las morrenas, se observan formaciones a modo de pequeñas colinas, con forma de lomo de ballena, de diversos tamaños y oscura génesis, formadas por materiales aportados por el gla-

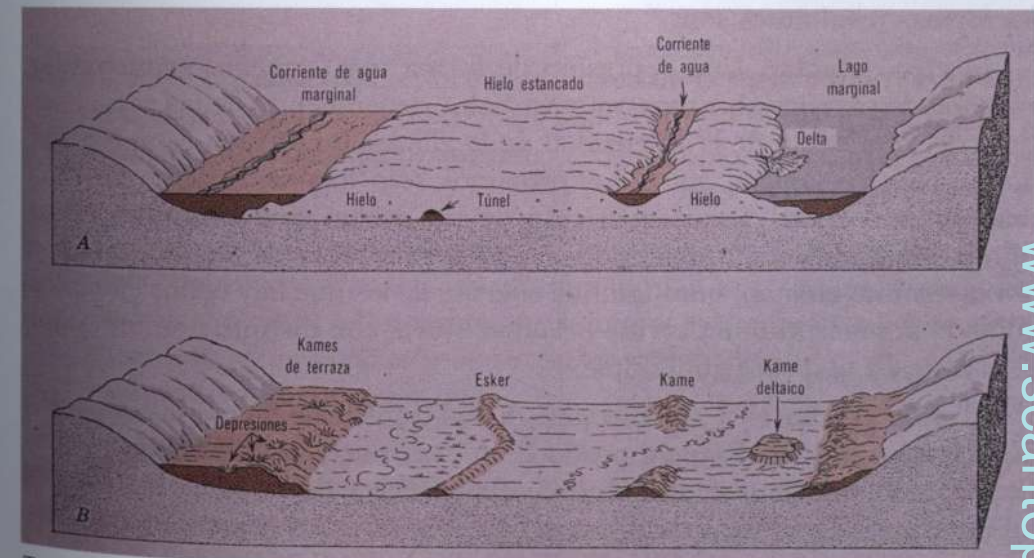


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.30. Morrena Terminal en el glaciar de Sas Fee. Suiza.

ciar. Son los **drumlin**. También aparecen otros depósitos en cuya formación tienen parte activa las corrientes de agua. Por delante de la morrena terminal, se forman **llanuras fluvioglaciares**, de suave pendiente, con una tosca estratificación de depósitos. En ellas aparecen hondonadas, a veces ocupadas por lagos y curiosas formas de acumulación, resultantes de la acción de corrientes de agua que corrieron por un túnel subglaciar, o entre el hielo y la ladera, o sobre el hielo, desembocando en un pequeño delta, en la parte exterior del hielo. La figura de Flint, que hemos tomado del libro de Strahler «Geografía Física» es muy expresiva de la génesis de estas formaciones.

Los **lagos** se asocian en gran medida a los glaciares. Los de tal origen son los más abundantes en el mundo. Se dan, tanto en montañas donde hubo pequeños glaciares locales, como en las grandes llanuras cubiertas por los inlandsis cuaternarios, como por ejemplo, los Grandes Lagos americanos, verdaderos mares interiores. En ellos se depositan materiales procedentes de los glaciares llamados *varvas*, alternantes de arena y arcilla, a razón de dos por año, que se han utilizado para hacer dataciones.



Tomado de STRAHLER, A. *Geografía Física*.

Figura 11.31. Esquema de llanura fluvioglaciar de Flint.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.32. Lagos glaciares del Pirineo y Sierra de Guadarrama.

Las formas mayores de modelado

La mayor parte de los sistemas montañosos elevados han sufrido la acción erosiva de los glaciares, que, sobre un modelado fluvial previo, han realizado una transformación de su aspecto y características. Las principales formas resultantes son:

El **circo glaciar**. Una depresión de forma más o menos semicircular, rodeada de paredes abruptas, muy variados dependiendo de las características del roquedo y de la intensidad de la glaciación. Suelen estar agrupados y, con frecuencia, entre dos próximos sólo hay un farallón de roca, denominado *arista*. La desaparición de las aristas que conflúan en un punto, entre varios circos, da lugar a la forma reina de las montañas: el *horn*, término alemán, que significa cuerno, de los que hay bellos ejemplos, como el popular Monte Cervino o Matter Horn, con distinto nombre según el país desde el que se contemple.

El **valle glaciar** es el antiguo valle fluvial transformado por la ocupación de la lengua glaciar. El hielo produce un desgaste, ensanchamiento y profundización, que tiende a transformar el perfil en V de los valles fluviales en un nuevo perfil en forma de artesa, o en U. Estos valles presentan unos rasgos característicos que los diferencian de los valles fluviales:

- El perfil longitudinal es muy irregular, con una sucesión de *cubetas* separadas por zonas en resalte llamadas *umbrales*. Las cubetas u hoyas están con frecuencia sobreexcavadas y albergan lagos.

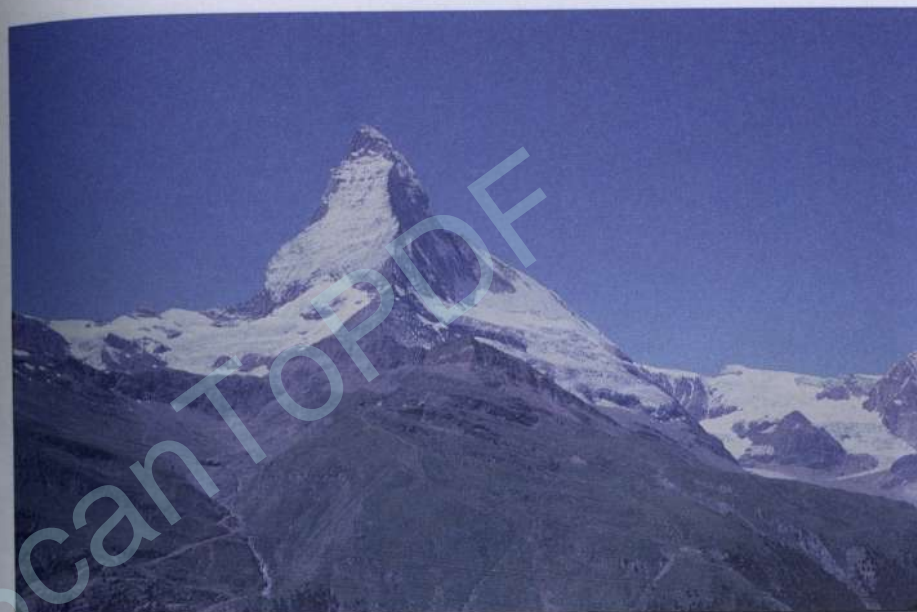


Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.33. Matterhorn desde la vertiente suiza.

- El perfil transversal, con la citada forma de U suele tener también la irregularidad que le confieren las llamadas *hombreras*, unos rellanos a cierta altura del fondo, que son, a menudo, lugares de asentamiento de pueblos.
- El fondo del valle presenta un micromodelado muy característico formado por *estriás* y *acanaladuras*, que arañan la roca (las superficies estriadas reciben el nombre de *lamiaras*). También es frecuente encontrar *rocas pulidas* y *aborregadas*, como resultado de paso del hielo sobre una roca resistente.
- A menudo, hay valles afluentes al valle principal, que quedan *colgados* a notable altura, como resultado de la diferente capacidad erosiva de las correspondientes lenguas. En la actualidad, al haber desaparecido los hielos, los ríos que recorren los valles afluentes se precipitan en el valle principal en cascadas.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.34. Valle glaciar. Pirineos, valle de Arán.

En el caso de los casquetes glaciares, la erosión ha afectado a zonas muy extensas. El hielo fluye en los casquetes radialmente, desde la zona de máxima acumulación, con un movimiento lento que produce un arrasamiento. El resultado final es la formación de vastas *llanuras y plataformas de topografía suave*, en las que aparecen formas similares a las de los fondos de valle de montaña. Estrías, acanaladuras, rocas aborregadas, drumlins y abundantes lagos. Otras interesantes formas son las que aparecen representadas en el esquema de Flint, los llamados *kame* y *esker*, que son depósitos fluviales producidos en la fase de retroceso de los casquetes de hielo. En los márgenes de éstos destacan dos formas características: *fiordos* y *strandflat*. El fiordo es una artesa glaciar ocupada por el mar. Los valles, sobreexcavados por el hielo, llegaban al mar a nivel inferior. Tras el deshielo, el mar penetra por el valle en brazos muy profundos y de paredes verticales. Un ejemplo de las dimensiones que pueden alcanzar está en el Sogne Fiord de Noruega, con 200 km de largo y hasta 1.200 m de profundidad. El *strandflat* es una plataforma litoral entre el mar y la montaña que, sumergida en parte, se muestra como un archipiélago.



Tomado de PATTON. Curso de Geografía Física

Figura 11.35. Esquemas de zona de montaña cubierta por glaciares locales y efecto erosivo tras la desaparición del hielo.

5. EL VIENTO COMO AGENTE EROSIVO

El viento, aunque no llega a producir formas de relieve de la magnitud de las anteriores, es un importante agente erosivo, con una actividad morfogenética moderada, que actúa en todas las zonas terrestres, aunque su labor es más acentuada en las regiones áridas, donde es mayor la presencia de materiales sueltos, no protegidos por la vegetación y, por ello, susceptibles de ser removidos por el viento.

5.1. Movimiento del aire

El aire, como el agua, se mueve de forma *laminar*, como hilos paralelos a la superficie cuando circula a muy poca velocidad y *turbulenta*, cuando aumenta su velocidad, sea por variaciones de temperatura o por presencia de obstáculos. La turbulencia del viento es más compleja que la del agua, aunque se puede considerar comparable a la que se da en el lecho de un río.

5.2. Acción erosiva

Es posible en cualquier lugar del globo, pero, para que tenga una relevancia, es necesario que se den determinados factores favorables:

- *Topografía suave*. El terreno abrupto reduce la velocidad del viento y, consiguientemente su capacidad erosiva.
- Presencia de *materiales sueltos* abundantes, resultantes de la meteorización.
- *Escasa cobertura vegetal*, ya que la vegetación espesa y con raíces consolidadas protege el terreno.
- *Poca humedad*, dado que ésta aporta cohesión a las partículas.

5.2.1. Deflacción

El viento realiza, por donde pasa, una labor de barrido, actuando como medio de transporte de los materiales sueltos de pequeño tamaño, siempre que se den los requisitos antedichos. Se produce una selección, similar a la que ocurre con los flujos de agua. Las partículas más pequeñas, de hasta 0,2 mm son transportadas en *suspensión* y las de mayor diámetro por *saltación* y *rodamiento*. Por saltación se mueve el mayor volumen de partículas, sobre todo arenas. Los granos de arena, de hasta aproximadamente 0,5 mm se mueven saltando, sin superar, en general, el metro y medio de altura y los dos metros de longitud. Los granos mayores ruedan. La movilización de partículas requiere, en cualquier caso, de una velocidad crítica.

Para valorar la importancia del transporte eólico se estima el llamado *caudal sólido del viento*, que corresponde al volumen de arena que atraviesa una sección vertical de un metro de anchura y altura ilimitada, durante un año.

5.2.2. Abrasión o corrosión

De forma parecida a los glaciares, el viento, a través de los materiales que transporta, ejerce una labor erosiva directa, mecánica, que se produce por el choque contra el roquedo de los fragmentos arenosos que acarrea.

La *corrosión* o *abrasión* (término que no debe confundirse con ablación) se da especialmente en las partes bajas, cerca del suelo, puesto que las partículas de mayor diámetro y, por tanto, más eficaces en su impacto, no pueden alcanzar gran altura. La acción es selectiva, va cincelandos los materiales según su dureza. En rocas compactas, de grano fino, realiza tan sólo acciones de detalle, destacando el *limado* y *pulido*. Una forma interesante que resulta de esta acción son los *cantos facetados*, que adquieren forma piramidal. Si hay diferencias de dureza en la roca atacada suelen formarse *alvéolos* y *resaltes*, quedando con frecuencia remetida la base, configurando curiosas rocas de aspecto fungiforme (*rocas seta*). Naturalmente, al igual que vimos en las corrientes de agua, el propio material transportado, por choque y arrastre, va siendo erosionado.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.36. Roca facetada. Desierto de Namibia.

5.2.3. Formas de relieve producidas por la acción del viento

En las regiones áridas, azotadas por viento frecuente, aparecen multitud de formas de detalle, como las comentadas y también otras de mayor envergadura.

Las **depresiones de deflación** son suaves hondonadas de diámetro entre algunas decenas de metros y varios kilómetros, que se forman en zonas llanas. En ocasiones, en climas semiáridos, pueden estar ocasionalmente ocupadas por una laguna. Si existe agua subterránea suelen albergar oasis.

Los **regs** son zonas llanas, donde la deflación ha actuado intensamente, arrastrando los materiales sueltos, hasta dejar una superficie de cantos gruesos, que pueden estar incluso cementados por precipitación de sales, yesos y carbonato cálcico disueltos en las aguas de saturación.

Especialmente llamativas son las formas de acumulación que el viento provoca, cuando cesa o pierde velocidad siendo incapaz de transportar las partículas, que se van depositando.

Las **dunas** son las formas más características. Son, a grandes rasgos, acumulaciones de arena debidas a la acción eólica, que se dan en diversas situaciones, pero alcanzan su mayor extensión en los desiertos. De la superficie terrestre ocupada por desiertos, una quinta parte está constituida por arena, sin apenas vegetación, donde el viento actúa con fuerza, modelando las dunas.

La duna se forma cuando un obstáculo fuerza al depósito de los materiales en movimiento, generándose un montículo inicial, que va creciendo. En una duna-tipo se distingue una pendiente suave del lado del viento, de alrededor de 10° de inclinación, por donde ascienden los granos empujados por el viento, y una pendiente brusca a sotavento, de unos 30° , por la que los granos caen por su peso.

Las dunas son de muy variadas formas y tamaño, entre las más destacables distinguimos:

- *Barcanas*, con forma de media luna, se dan cuando hay vientos más o menos constantes y en una misma dirección. Pueden registrar un movimiento de hasta 15 metros al año.

- *Dunas transversales*, que se alinean como olas, formando ángulo recto con la dirección del viento dominante.
- *Dunas longitudinales*, paralelas al viento dominante, formando colinas de hasta cientos de metros de altura y kilómetros de longitud. En Australia, constituyen los *desiertos de barras de arena*, de grandes dimensiones. A menudo, los corredores entre dunas pueden estar desprovistos de arena.

Reciben el nombre genérico de **erg** (término que no debe confundirse con el reg antes citado) los campos de dunas, que pueden estar constituidos por cualquiera de los tipos expuestos.

Fuera de los medios desérticos áridos es también muy frecuente que se formen dunas, especialmente en zonas bajas, de costa, donde el habitual viento mar-tierra es el causante. Son móviles y a menudo amenazan a las zonas próximas pobladas, que van siendo anegadas, por lo que los hombres suelen fijarlas, por medio de vegetación.

Otros depósitos relacionados con la acción del viento son los **loess**. Cubren grandes extensiones en latitudes medias, en zonas no desérticas, formados por un polvo muy fino, transportado por el viento durante miles de años, que recubre un relieve preexistente. Son de variada composición, predominando los de tipo calcáreo. El material no está estratificado y no guarda relación con el relieve preexistente. Los mayores depósitos de loess se encuentran en China, con espesores de hasta 30 metros, en ocasiones muy erosionados, con profundos abarrancamientos. Los hay también en América del Norte, en la Pampa argentina y en menor



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.37. Dunas en Namibia.

medida en Europa. La acción del viento en su formación no se suele cuestionar. El origen, en cambio, tiene diversas interpretaciones, desde arenas del desierto, hasta harina de roca, tras la desaparición de los glaciares. Como sobre el loess se han desarrollado fértiles suelos negros tienen un gran interés económico.

LECTURAS RECOMENDADAS

- MASACH ALAVEDRA, V. (1948): *El régimen de los ríos peninsulares*. C.S.I.C. 509 págs. Es interesante acercarse a este clásico tratado de los ríos de la península Ibérica, con magnífica información y explicaciones claras, para profundizar en el estudio y análisis de la dinámica fluvial.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1993): *Geomorfología General*. Ed. Síntesis. Madrid 351 págs. Es interesante la lectura de los temas 6 al 10, ambos inclusive, para obtener una cierta profundización en los contenidos de los apartados de este tema.
- PATTON, C. P.; ALEXANDER, C. S. y KRAMER, F. L. (1978): *Curso de Geografía Física*. Vicens Vives, Barcelona. 446 págs. Este manual general es claro y de fácil lectura, con buenas y abundantes ilustraciones. En los capítulos 12, 13 y 14 trata la erosión producida por las corrientes fluviales, los glaciares y el viento. Contienen bibliografía específica.
- ROCHEFORT, M. (1969): *Les fleuves*. Ed. P.U.F. París 125 págs. Un pequeño texto de fácil lectura, en el que se hace una descripción del comportamiento hidrológico del río, de la cuenca fluvial y de la dinámica fluvial. También se trata la diversidad de ríos y los cambios estacionales que sufren. Por último, trata de la forma de utilización de los ríos.
- STRAHLER, A. N. (1974): *Geografía Física*. Este manual, de carácter general, es sumamente didáctico y claro. Sigue los planteamientos de la clásica teoría del ciclo de erosión. Es conveniente leer los capítulos, 25 sobre las aguas de escorrentía y de saturación, 26 sobre morfología fluvial 27 sobre el ciclo de denudación continental y 28 sobre análisis cuantitativo de las formas de erosión. El capítulo 29 plantea la morfología glacial. El capítulo 30 trata de la morfología debida a las olas y a corrientes marinas y el 31 a la morfología eólica.
- VIERS, G. (1983): *Geomorfología*. Col. Elementos de Geografía. Ed. Oikos-Tau. Barcelona. 320 págs. (Primera edición original 1973) La segunda parte de este pequeño tratado de Geomorfología se dedica a los fenómenos de erosión en seis temas, dedicados a las generalidades de la erosión, la erosión lineal, la erosión areolar, la erosión de las vertientes, la erosión glacial y eólica y el ciclo de erosión. A su vez, el propio Viers, en la bibliografía aconseja algunas obras clásicas sobre los apartados de este tema, como el *Traité de géographie physique* de Emmanuel De Martonne (traducido al español en 1968 en la editorial Juventud). Es interesante ver las recomendaciones que él mismo hace para

cada apartado, en las que, como dice, hay tesis opuestas a las suyas, que conviene conocer, para, a partir de tesis y antítesis, llegar a obtener la síntesis.

AGUILERA, M. J.; GÓNZALEZ YANCI, M. P.; BORDERÍAS, M. P. y SANTOS, J. M. (2003): *La erosión y sus agentes*. UNED. Madrid. Vídeo y guía impresa. Vídeo editado por la UNED de la colección realizada por los autores de estas unidades didácticas, trata la acción de los grandes agentes de la erosión, con imágenes reales y esquemas didácticos.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Al igual que para el tema anterior es conveniente que vea con atención el vídeo titulado «La erosión y sus agentes» realizado por los autores de estas unidades didácticas, editado por la UNED en el que se trata desde los procesos elementales, meteorización y modelado de las vertientes, a los grandes agentes de la erosión, con gráficos, esquemas didácticos, dibujos e imágenes reales, que facilitan la comprensión de los conceptos. El vídeo, en formato DVD se acompaña con un texto impreso en la edición independiente de la U.D.
- Observe en un atlas las diferentes formas que presentan las costas de diversos lugares, como Noruega y norte de Gran Bretaña, el Mediterráneo, el continente africano y Asia. Busque en las costas ejemplos de grandes deltas e estuarios y establezca sus conclusiones respecto a la formación de los mismos (Nilo, Mekong, Lisboa, Amazonas,...)
- Vea bloques diagrama de acción fluvial, de zonas modeladas por glaciares, de formas producidas por la erosión fluvial en algunos de los libros recomendados en la bibliografía y observe las formas representadas, que conoce tras haber estudiado la teoría.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

Para valorar su aprendizaje del tema intente responder a las siguientes cuestiones:

1. ¿Cuáles son los condicionantes generales de los procesos morfogenéticos?
2. ¿Con qué comparaba Davis los procesos de la erosión?
3. ¿En qué se diferencia la teoría del ciclo de erosión de la Geomorfología Climática?
4. ¿Qué diferencia hay entre erosión lineal y erosión areolar?
5. ¿En qué se parece la erosión del río a la del viento?
6. ¿Cuál es la diferencia entre rías y fiordos?

Tema 12

Geomorfología climática

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. Breve historia de la Geomorfología Climática
2. Clima y morfogénesis
 - 2.1. La influencia del clima en las formas de relieve
3. Paleoclimas y herencias morfoclimáticas
 - 3.1. Los climas del Cuaternario
4. Las grandes zonas morfoclimáticas
 - 4.1. Divisiones morfoclimáticas
 - 4.2. La zona morfoclimática fría
 - 4.2.1. Dominio glaciario
 - Los procesos
 - Las formas resultantes
 - 4.2.2. Dominio periglaciario
 - Los procesos
 - Las formas resultantes
 - Tipología de dominios periglaciares
 - 4.3. La zona morfoclimática de latitudes medias
 - 4.3.1. El dominio marítimo
 - 4.3.2. El dominio continental seco
 - 4.3.3. El dominio templado mediterráneo (tibio)
 - 4.4. La zona morfoclimática árida o xérica
 - Los procesos
 - Las formas resultantes
 - Tipología de dominios árido
 - 4.5. La zona morfoclimática tropical
 - 4.5.1. El dominio tropical de selva
 - 4.5.2. El dominio tropical de sabana
 - 4.6. La morfogénesis en áreas de montaña

4.6.1. Los pisos morfoclimáticos

- Piso forestal
- Piso periglaciario
- Piso glaciario

Conclusión

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

INTRODUCCIÓN

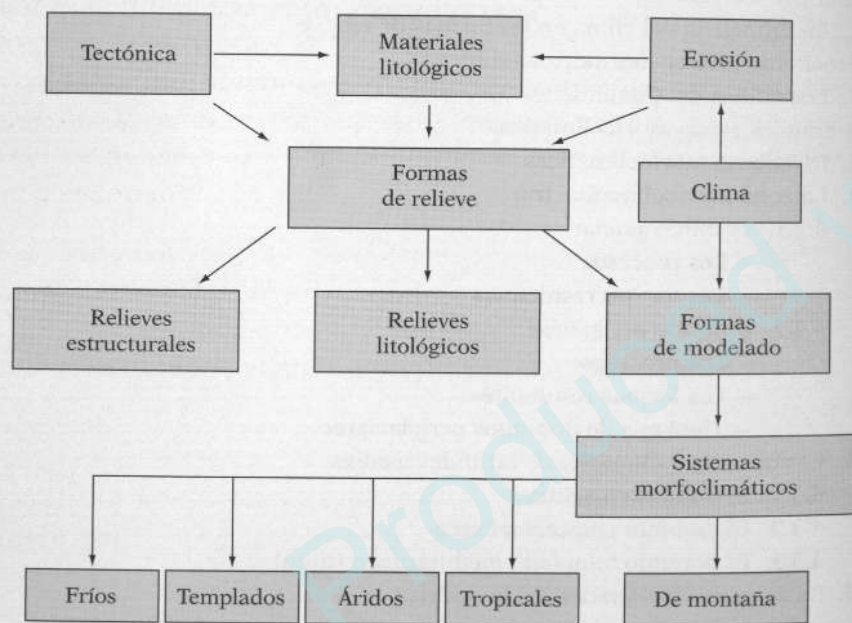
1. PRESENTACIÓN

En los temas precedentes, hemos estudiado la estructura de la Tierra, los materiales que la componen, las deformaciones que tienen lugar, unas por la acción de fuerzas internas (endógenas), tectónica, que originan los relieves estructurales y otras por la acción de las fuerzas externas (exógenas), erosión, que producen las formas erosivas y de modelado. Analizamos los distintos agentes y las formas a que da lugar su actuación. También se han visto en el capítulo de Climatología, los principales climas y zonas climáticas de nuestro planeta. En este tema, analizamos la relación e interacción existente entre el relieve de la superficie terrestre y los diferentes climas.

Las rocas tienen distinto comportamiento ante la temperatura, la humedad y sus cambios, según sean rocas homogéneas o heterogéneas y según las propiedades físicas y químicas de sus componentes. Por eso, el clima, en el que temperatura y precipitación son sus principales elementos, va a ser un factor fundamental en la configuración de las distintas formas que aparecen ante nuestra vista.

Ya hemos visto cómo, por ejemplo, el granito presenta formas diferentes si se encuentra en un clima cálido y húmedo, en un clima templado o en un clima frío. Tampoco en todos los climas, los agentes de erosión predominantes son los mismos. Los ríos autóctonos de zonas climáticas áridas no poseen las mismas características de caudal, régimen, velocidad de sus aguas, etc., que los ríos de zonas tropicales, templadas o frías. Todo esto contribuye a la aparición de diferentes relieves, de cuyo estudio, descripción, clasificación y explicación se ocupa la *Geomorfología Climática*.

La *Geomorfología Climática* es por tanto la parte de la Geomorfología que estudia los sistemas de erosión bioclimáticos, en otras palabras, los



procesos erosivos que se dan en cada gran zona climática, bajo unas determinadas condiciones de temperatura, humedad, viento, vegetación, etc.

2. OBJETIVOS

Los que nos proponemos son:

- Conocer los objetivos que persigue el estudio de la Geomorfología Climática.
- Aprender los conceptos fundamentales en Geomorfología Climática.
- Comprender los procesos morfoclimáticos.
- Comprender la influencia que el clima tiene en la configuración de las formas de relieve.
- Aprender los aspectos en los que se manifiesta la influencia del clima en las formas de relieve.
- Conocer los factores que condicionan la acción climática.
- Conocer los paleoclimas y las formas del pasado o relictas.
- Conocer las diferentes zonas morfoclimáticas y sus características.
- Conocer los diferentes procesos, las formas resultantes y las tipologías de los distintos dominios morfoclimáticos.
- Conocer la morfogénesis de las áreas de montaña y sus distintos pisos morfoclimáticos.
- Aprender la relación de la Geomorfología y los cambios climáticos.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Para obtener un buen rendimiento del estudio del tema, es necesario leer con detenimiento el contenido del mismo, fijando su atención en los conceptos, entendiendo bien cada uno de ellos, así como observar los distintos dibujos y fotos que acompañan a lo expresado y que ayudan a comprenderlo mejor. Así mismo, es preciso que se fijen en la relación e interacción existente entre los climas, zonas climáticas, los diferentes procesos que tienen lugar y las diferentes formas resultantes en cada uno de los dominios morfoclimáticos.

En el tema se estudia también un espacio morfoclimático azonal, las áreas de montaña y los diferentes pisos morfoclimáticos que aparecen en las mismas. Es necesario que se fijen en su relación con los climas y cómo existe una semejanza entre el ascenso latitudinal y altitudinal cuando hablamos de los elementos del clima, temperaturas y precipitaciones.

Por último, han de fijar su atención en cómo los cambios ambientales en periodos largos y cortos de tiempo muestran unos cambios también en las formas de relieve.

4. PALABRAS CLAVE

Geomorfología Climática. Zonalidad. Divisiones morfoclimáticas. Formas de relieve vivas. Formas de relieve relictas. Paleoclimas. Zonas morfoclimáticas. Zona morfoclimática fría. Dominio glaciar. Dominio periglaciar. Zona morfoclimática de latitudes medias. Dominio marítimo. Dominio continental. Dominio templado mediterráneo. Zona morfoclimática xérica. Dominios áridos. Zona morfoclimática tropical húmeda: La sabana y el bosque denso. Morfogénesis en áreas de montaña. Piso forestal. Piso periglaciar. Piso glaciar.

1. BREVE HISTORIA DE LA GEOMORFOLOGÍA CLIMÁTICA

Ya en 1913, De Martonne introdujo el término Geomorfología Climática. Más tarde, en 1926, tuvo lugar en Dusseldorf (Alemania) una reunión sobre el análisis de las formas de relieve que aparecen en diferentes ambientes climáticos. Según algunos autores, ha sido el intento más importante acerca del estudio de la problemática de la Geomorfología Climática.

Hacia 1950, aparecen los primeros trabajos de Büdel que culminan en 1977 con la publicación de su *Geomorfología climática*. Este autor, propuso, en 1963, el término Geomorfología Climatogénica, materia en la que el objetivo fundamental es la reconstrucción del clima y de los procesos que actuaron en un determinado período de tiempo. En 1980, escribe sobre las zonas morfoclimáticas y las define como *un conjunto de modelados que resultan de la acción de los procesos que tienen lugar en los diferentes climas, llegando a definir diez zonas, haciendo excepción de las montañas*. En 1960, Birot escribe su libro «El ciclo de erosión bajo los diferentes climas», gran trabajo sobre las zonas tropicales húmedas y áridas. En 1965, Tricart y Cailleux distinguieron hasta trece zonas morfoclimáticas, en las que la vegetación tenía un papel preponderante. Otros autores como Lehmann, Wilhelmy, Peltier, Wilson, Stoddart, etc. contribuyeron con sus estudios al desarrollo de la Geomorfología Climática.

2. CLIMA Y MORFOGÉNESIS

2.1. La influencia del clima en las formas de relieve

Investigaciones recientes han puesto de manifiesto que el clima interviene como factor limitante en la aparición, en la amplitud con la que se dan y en el ritmo e intensidad de los procesos morfogenéticos, y lo hace de forma directa e indirecta, según sea el contacto de la superficie terres-

tre con la atmósfera. Si el contacto se establece entre los agentes meteorológicos y la superficie terrestre desnuda de vegetación, su acción es inmediata y la incidencia del clima en el modelado del relieve directa, pudiendo establecerse la enorme relación existente entre las variables climáticas y las geomorfológicas. Este contacto directo agentes meteorológicos-rocas se da fundamentalmente en climas fríos y áridos puesto que son los que más dificultan la aparición de vegetación. Ahora bien, si el contacto se da a través de una cobertera vegetal y edáfica, más o menos importante, la incidencia morfodinámica del clima sobre la superficie rocosa es indirecta, por lo que no se dan índices de correlación tan grandes entre las variables climáticas y la aparición y actividad de los procesos. Como la superficie terrestre está en su mayor parte cubierta por una capa biótica, el clima ejerce, por lo general, una acción indirecta, aunque sin menospreciar su acción directa. Cuando existe esa cobertera vegetal, las condiciones de meteorización varían y con ella las de la morfogénesis. La vegetación *protege* a las rocas del efecto de las temperaturas y de la humedad o precipitaciones. *Absorbe* parte del calor que proviene del Sol y *protege* de la rápida pérdida de calor en los momentos de enfriamiento. *Se interpone* en la caída de las precipitaciones con lo que evita ciertos efectos que se producirían en la roca al desnudo, a la vez que *favorece* el mantenimiento de un cierto grado de humedad.

Junto a esta cierta labor protectora, la cobertera vegetal favorece, sin embargo, alguna acción desintegradora de las rocas, como por ejemplo, el efecto de las raíces en la meteorización mecánica.

Además, se ha podido comprobar que las características climáticas condicionan el predominio de un concreto sistema morfogenético. Así, los climas fríos y los áridos se caracterizan porque en ellos son más abundantes los procesos mecánicos, mientras que en los climas húmedos, templados y cálidos los procesos más numerosos son los físico-químicos y bioquímicos.

Entre los aspectos en los que se manifiesta la relación clima y morfogénesis, cabe destacar los siguientes:

Las rocas se pueden comportar ante la erosión como duras o resistentes y como blandas o deleznable, como vimos en el tema 7. Ese comportamiento depende de las propiedades físicas y químicas de la roca, en primer lugar, pero que puede variar en función del sistema morfogenético en el que se hallen. Características de la roca como *porosidad*, *fisuración*, *granulometría*,

etc., son relativamente importantes si en el sistema morfogenético predominan los procesos mecánicos, sin embargo no es importante su *composición mineralógica*. Por el contrario, si en el sistema morfogenético predominante los procesos más importantes son los físico-químicos, la composición mineralógica de las rocas resulta fundamental, puesto que sus componentes van a diferir respecto a su grado de alterabilidad, y van a comportarse de manera diferencial ante los agentes de meteorización y erosión. Ya se vio que el granito da distintas formas según los climas (tema 11), es dura o resistente bajo clima fresco y húmedo y deleznable, bajo clima seco y árido.

La alternancia de rocas de distinta resistencia a la erosión provoca la actuación de la *erosión diferencial* (tema 11) dejando en resalte las rocas duras y haciendo desaparecer las blandas. Pero esa erosión diferencial es distinta, según sea el clima en el que se encuentren las series sedimentarias alternantes. Supongamos, por ejemplo, una alternancia de arena y creta, rocas que tienen diferente comportamiento frente a la erosión; la creta es más coherente y dura que la arena, y así se comporta en climas templados, donde aparece protegiendo al estrato arenoso. Sin embargo, en climas fríos, donde la creta es muy sensible a la acción del hielo, sucede lo contrario, la creta ha podido ser eliminada, quedando la arena protegiendo los estratos inferiores.

En los relieves estructurales, se puede observar también una *diferente evolución según el clima* en el que se hallen. Por ejemplo, un relieve en cuestras presenta un frente abrupto cuando se encuentra en una zona árida; por el contrario, en una zona templado-húmeda, el frente presenta una forma mucho más suave. También se observan diferencias en la existencia o no de cerros testigo, en las formas originadas por la erosión fluvial, etc.

Por último, se puede decir, que *no hay muchas formas de relieve específicas de un determinado tipo de clima*, aunque en algunos sean preponderantes unas concretas. Sólo los valles glaciares, o cualquiera de las formas resultantes de la acción glacial, son específicos de climas fríos. Otro ejemplo serían los grandes campos de dunas, aunque en este caso aparecen en reducidas proporciones en las costas, sólo son verdaderamente importantes en los desiertos áridos. La acción de los ríos es muy similar en todos los tipos de clima, pero existen diferencias que se han de considerar. Existen zonas de la Tierra en las que prácticamente no existen valles fluviales (desiertos áridos). En las zonas templadas los ríos han podido formar terrazas de acumulación en las vertientes de sus valles formados por erosión lineal, sin embargo, en

climas áridos aparecen glaciares al pie de las montañas, debido a la erosión areolar, por la acumulación de materiales arrastrados por las grandes lluvias.

De todo lo expuesto, se deduce que la acción del clima resulta fundamental en cada región y que actúa condicionando la respuesta de cada estructura geológica.

3. PALEOCLIMAS Y HERENCIAS MORFOCLIMÁTICAS

3.1. Los climas del Cuaternario

A pesar de que en la larga historia del planeta han tenido lugar importantes variaciones en el clima, es en el Cuaternario cuando se han podido detectar mejor los continuos cambios ambientales, que se manifiestan a menudo en periodos de tiempo muy cortos.

A lo largo de las eras geológicas, se han sucedido una serie de climas, diferentes unos y similares otros a los actuales, denominados *paleoclimas*, de los cuales algunos, no se dan en la actualidad. En este tema, no se van a estudiar todos, sino que nos centraremos en los más recientes por su interés para la Geografía y para otras materias como la Prehistoria.

Los *climas del Cuaternario* se han podido estudiar gracias al análisis de las huellas que han dejado en distintos medios como son: los limos marinos, las varvas dejadas por los glaciares en los lagos, en los depósitos de cenizas volcánicas, en estalactitas, en suelos fósiles, en los pólenes de las turberas y en restos prehistóricos, por medio de métodos como la desintegración del isótopo del carbono 14 y de otros métodos, cada vez más sofisticados y exactos. De todos estos estudios, se ha extraído como conclusión la existencia de una serie de sucesivas *glaciaciones* o *periodos glaciares* de las que se han encontrado interesantes huellas en formas geomorfológicas en las regiones afectadas.

Una de las áreas en la que se han llevado a cabo estos estudios es la de los Alpes, y a partir de ahí se obtuvieron para Europa cuatro grandes glaciaciones; al estudiarse en ese lugar fueron denominadas con los nombres de cuatro ríos bávaros: *Günz*, *Mindel*, *Riss* y *Würm*, como ya vimos. Esta última glaciación terminó en un periodo de intenso frío, hace aproximada-

mente 12.000 años. Desde entonces, se han sucedido diferentes periodos de frío y calor de mayor o menor duración.

Entre las glaciaciones o periodos glaciares, en los que los hielos cubrían gran parte del continente europeo, se intercalaron periodos, denominados interglaciares, en los que el clima era más cálido, incluso más que en la actualidad. Al sur de las áreas cubiertas por los hielos, se establece la existencia de periodos pluviales e interpluviales, en los que lo fundamental es la importancia del volumen de precipitaciones.

En cada dominio morfoclimático, se puede observar la existencia de formas que se están originando en la actualidad, llamadas *formas vivas*, y la de otras cuya formación se dio en épocas pasadas, denominadas *formas heredadas* o *relictas*.

A la vez que el clima, otros factores, dependientes de él, han influido en la configuración de las citadas formas relictas. Uno de ellos es la vegetación. Los paleoclimas llevaban asociado un característico tipo de vegetación que no tiene por qué coincidir con el actual. Ese tipo de vegetación propiciaba o desfavorecía la actuación de distintos tipos de erosión, por lo que daba lugar a diferentes formas de relieve. En el Precámbrico, por ejemplo, no pudo desarrollarse una vegetación exuberante, aunque las condiciones climáticas lo permitieran, ya que aún no existían las plantas vegetales superiores.

Como se ha dicho, cada clima lleva asociado un tipo de vegetación que puede estar en equilibrio con el clima o no (biostasia si hay estabilidad y reixtasia si no la hay); si hay biostasia, la erosión es menos importante que si no la hay.

Otro aspecto a destacar es la acción erosiva del hombre que aunque hoy es muy importante, en el pasado sólo se remonta a 10.000 años, con la aparición de la agricultura, tiempo que resulta mínimo a escala geológica.

Trasladar en el tiempo cómo ha sido la actuación de la erosión en el pasado es tarea muy compleja. Determinadas formas son fáciles de reconocer, pues si el clima actual y las formas vivas que encontramos son diferentes de las que aparecen en ese lugar porque las produjeron otras condiciones bioclimáticas, está claro que éstas últimas son relictas; por ejemplo, un circo, un valle en artesa o una morrena, originados por un glaciar que se encuentra en una zona templada. Sin embargo, hay otras ocasiones que es muy difícil determinar si las formas que vemos se formaron en épocas

remotas o no, por lo que se han de hacer estudios muy pormenorizados de los materiales si queremos saber si la forma es viva o relictas.

Como norma general, se puede afirmar que cuando una determinada forma de relieve no ha podido producirse en las condiciones bioclimáticas de la región en la que se encuentra, es evidente que se trata de una forma originada en el pasado, es decir, se trata de una forma relictas.

El sistema bioclimático actual es el que permite la conservación o no de las formas que se originaron en el pasado. Unos dominios morfoclimáticos se consideran activos o muy dinámicos, son aquéllos en los que la erosión hace desaparecer las formas del pasado; otros son poco activos o poco dinámicos y son, precisamente, los que contribuyen a la conservación de las formas heredadas. Entre los primeros, los más activos son los *periglaciares*, los *tropicales húmedos* y los de *alta montaña*; es en ellos donde diferentes procesos, muy distintos en cada dominio, contribuyen a la desaparición de las formas morfoclimáticas originadas en etapas anteriores. En los segundos, como por ejemplo, en los *dominios desérticos*, la ausencia o escasez de agua, hace que la erosión sea menos activa y por tanto, que la conservación de las huellas morfoclimáticas pasadas sea más duradera. También en los dominios templados se conservan formas del pasado, fundamentalmente las que se produjeron en las últimas glaciaciones.

Entre estos dos extremos existen áreas en las que se produce una situación intermedia, son las *sabanas* y las *estepas semiáridas*. En ellas encontramos formas heredadas o relictas coexistiendo con unas formas producidas actualmente por una acción erosiva importante. Cuando conviven formas actuales y formas heredadas pueden darse una de estas dos situaciones:

- Que tanto las formas actuales como las heredadas se hayan formado bajo un mismo dominio morfoclimático, por lo que resultan homogéneas y por tanto nos van a permitir predecir cómo van a evolucionar las formas actuales.
- Que las formas actuales y las heredadas sean diametralmente diferentes, por haberse originado bajo condiciones morfoclimáticas muy distintas, resultando por eso heterogéneas. De su estudio se pueden inferir las características y la extensión que alcanzaron las condiciones bioclimáticas antiguas.

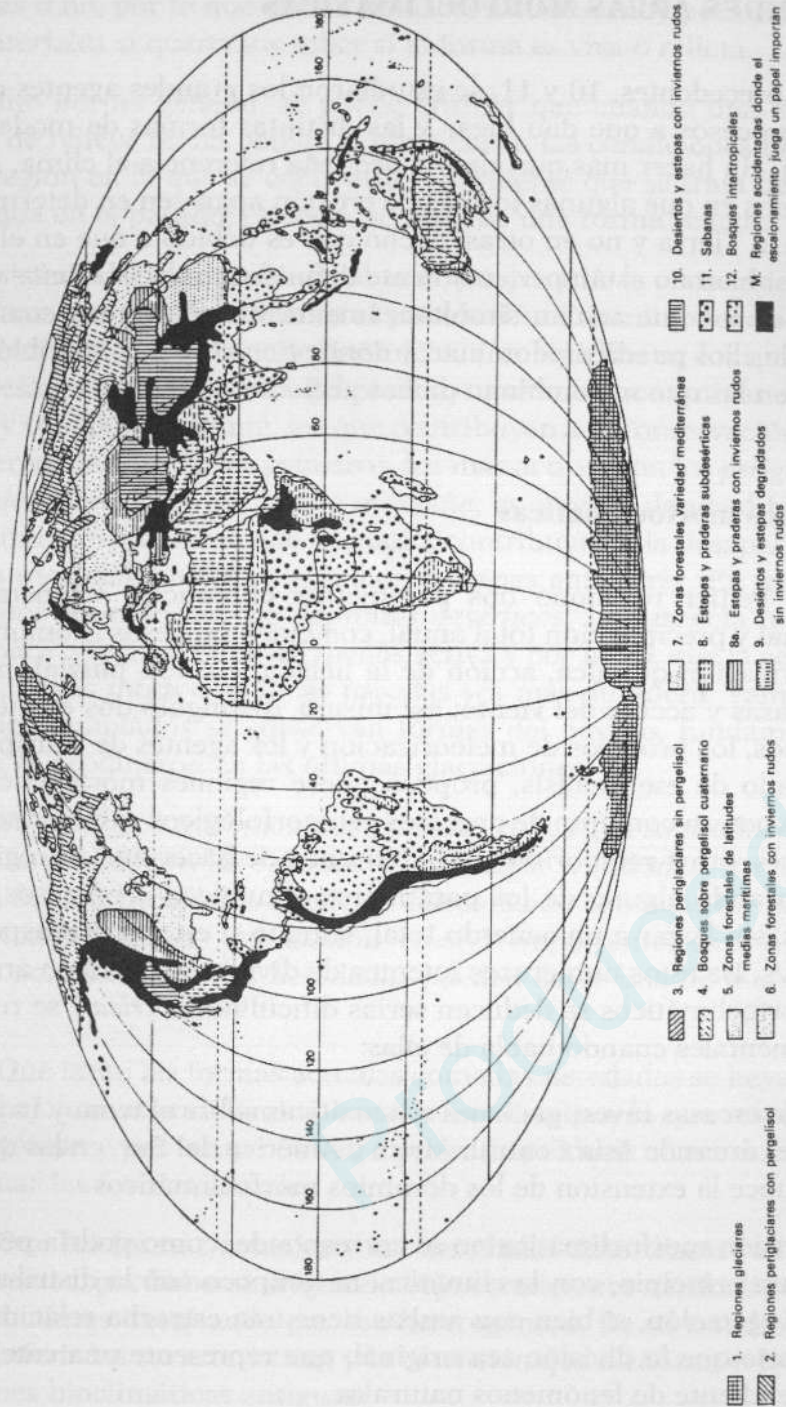
4. LAS GRANDES ÁREAS MORFOCLIMÁTICAS

En temas precedentes, 10 y 11, se estudiaron los grandes agentes de la erosión, los procesos a que dan lugar y las distintas formas de modelado que producen, sin hacer más que alguna pequeña referencia al clima. Aquí vamos a fijarnos en que algunas formas de erosión aparecen en determinadas partes de la Tierra y no en otras, hecho que es debido a que en el planeta existen, si bien no están perfectamente definidos, unos *dominios morfoclimáticos*, en los que actúan simultáneamente varios agentes erosivos, aunque uno de ellos pueda predominar, y donde tiene lugar la aparición de unas formas en las que se combinan dichas acciones.

4.1. Divisiones morfoclimáticas

En 1950, Peltier relacionó dos parámetros climáticos, temperatura media mensual y precipitación total anual, con cinco procesos geomorfológicos: meteorización química, acción de la helada, erosión pluvial, movimiento de masas y acción del viento; así mismo, distinguió dos elementos morfogenéticos, los procesos de meteorización y los agentes de transporte. Como resultado de ese análisis, propuso nueve regiones morfogenéticas diferenciadas por un conjunto de procesos geomorfológicos característicos. Desde entonces, otros geomorfólogos han tratado de hacer nuevas regionalizaciones variando alguno de los parámetros climáticos o procesos geomorfológicos, sin llegar a un acuerdo total, aunque sí en algunos aspectos fundamentales. De estos numerosos intentos de dividir la Tierra en áreas o dominios morfoclimáticos se deducen serias dificultades. *Tricart* se refiere a tres fundamentales cuando habla de ellas:

- Existen escasas investigaciones sistemáticas sobre el tema y hay aún grandes áreas de Asia Central, África y América del Sur, en las que se desconoce la extensión de los dominios morfoclimáticos.
- La división morfoclimática no se corresponde, como podría pensarse en un principio, con la climática, ni tampoco con la distribución de la vegetación, si bien con ambas tiene una estrecha relación. Es necesario que la división sea original, que represente una categoría independiente de fenómenos naturales.



Fuente: TRICART, J. y CAILLEUX, 19.

Figura 12.1. Mapa de zonas morfoclimáticas de la Tierra.

— Los límites morfoclimáticos suelen ser poco precisos, siendo abundantes las zonas de transición, que, muchas veces, ocupan grandes extensiones.

Estas dificultades señaladas por Tricart, e indudablemente también observadas por otros geomorfólogos, hacen que se pueda hablar de tentativas a la hora de establecer los grandes conjuntos morfoclimáticos y las grandes zonas morfoclimáticas de la Tierra.

Basándose en criterios climáticos y biogeográficos, combinados con diferencias paleoclimáticas, Tricart realizó la división morfoclimática de la Tierra que se puede observar en el mapa de la figura 12.1 y cuyas características generales son:

División morfoclimática de Tricart

Zona fría. Su característica fundamental es la importancia fundamental del hielo, ya que su acción es la predominante. La divide en dos dominios:

- *glaciar*, en el que la circulación del agua se da en forma sólida.
- *periglaciar*, donde el hielo tiene una acción fundamental, pero existe una escorrentía líquida estacional.

Zona forestal de latitudes medias. Son áreas transformadas por el hombre en mayor o menor medida y en ellas existen gran número de formas heredadas. Las divide en tres dominios:

- *marítimo*, de invierno suave
- *continental*, de invierno frío
- *mediterráneo*, de verano seco.

Zona árida y subárida, de latitudes medias y bajas. Se caracteriza por tener una escorrentía intermitente y vegetación de estepa

Zona intertropical. Sus características fundamentales son: elevadas temperaturas, intensa humedad, así como una escorrentía eminentemente fluvial. Diferencia dos dominios:

- *Sabana*, en la que la cubierta vegetal es poco densa, el tipo de arroyamiento característico es el difuso y la meteorización más intensa es la química.
- *Bosque*, en la que la cubierta vegetal es espesa, con gran humedad y donde la acción más poderosa es la bioquímica.

Resulta una clasificación bastante sencilla, que muestra, a grandes rasgos, una *disposición zonal*, aunque alterada en las inmensas áreas continentales del Hemisferio Norte. A ella hay que añadir la importante modificación que introduce la altura, dando lugar a *pisos morfoclimáticos* junto a zonas y dominios.

4.2. La zona morfoclimática fría

Se localiza fundamentalmente en las altas latitudes de ambos hemisferios, más allá del paralelo de 60°. El criterio diferenciador es el frío, pues es él el que juega un papel morfogenético de primera magnitud, temperaturas muy bajas y precipitaciones generalmente en forma de nieve, lo caracterizan. Dentro de las zonas frías se establece una subdivisión en dos subzonas o dominios morfoclimáticos: *dominio glaciar* y *dominio periglaciar*.

4.2.1. Dominio glaciar

La característica fundamental en este dominio morfoclimático es la presencia permanente de hielo, por lo que su límite coincide con el de las nieves perpetuas o con los climas EF de la clasificación de Köppen. Ocupa actualmente alrededor del 10% de las tierras emergidas.

Cuando se habló de los grandes agentes de la erosión (tema 10) se estudiaron los glaciares, su origen, tipos, labor erosiva y las formas a que dan lugar. Aquí nos referiremos a las características del dominio morfoclimático y los procesos que tienen lugar en él. (Ver figuras 12.2, 12.2a, 12.2b y 12.2c).

Los procesos

El hielo es un agente erosivo que ejerce una labor de *ablación* y *transporte* a la que se suma la de las *aguas de fusión* que aparecen en los márgenes de los casquetes glaciares y por debajo de cierta altura en los glaciares. Su labor erosiva, aunque limitada, es de cierta consideración. Junto a la labor erosiva del hielo y del agua, en el dominio glaciar actúa también otro agente importante, el *viento*, su efecto se observa con claridad en las zonas costeras.

En el dominio morfogenético glaciar, predominan los procesos mecánicos, pues el frío no favorece precisamente la existencia de procesos químicos. Las acciones mecánicas se ven limitadas sin embargo, pues los cambios de temperatura son muy escasos y casi siempre por debajo de los 0 °C. Aquí, el agente morfogenético zonal dominante es *el glaciar*, o flujo de hielo que posee gran capacidad de acción (abrasión, sobrecavación) transporte, acumulación y evacuación, que, por ejemplo, en la Antártida afecta a toda la superficie.

Las formas resultantes

Las formas de erosión resultantes son de *abrasión*, *ablación* y de *acumulación*, localizadas éstas en las áreas marginales. Se estudiaron en el tema 11. Como se vio allí, estas formas que resultan tras la acción de glaciares y casquetes se pueden estudiar en zonas antes cubiertas por los hielos pero en las que hoy ha desaparecido y se encuentran fuera del dominio glaciar.



Tomado de GUTIÉRREZ ELORZA, M.

Figura 12.2. Fotografía de glaciar de casquete. Islandia.



Foto: A. PERCEVAL

Figura 12.2a. Glaciar de valle. El glaciar de Argentiere. Macizo del Mont Blanc.

4.3.2. Dominio periglacial

Se encuentra en todas las áreas de clima frío cuyas temperaturas pasan varias veces por el umbral de 0° , temperatura a la que se congela el agua o se funde el hielo, y cuyo régimen de precipitaciones asegura una cantidad de agua suficiente para que puedan darse estos cambios de estado y se produzca su función geomorfológica. Ocupa actualmente entre el 15 y el 16% de la superficie emergida. A diferencia del dominio glaciar, en el que la labor erosiva se realizaba directamente sobre la roca, en el periglacial existen ya suelos y vegetación, aunque sea de forma escasa, poco desarrollada y discontinua, aunque insuficientes para cambiar el carácter abiótico del medio en el que se desarrolla el relieve.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 12.2b. Glaciar de valle. Glaciar alpino de Suiza en el que se puede observar la abundancia de morrenas superficiales.



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 12.3a. Aristas glaciares. Macizo de Besiberri. Pirineos



Foto: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 12.3b. Valle glaciar. Valle de Arán. Pirineos.

Los procesos

El sistema morfogénico fundamental, en este dominio frío, es uno de los más eficaces en la acción modeladora del relieve. Se caracteriza por la abundancia de procesos mecánicos de meteorización (tema 10), sobre todo de *gelifracción*, *gelivación* o *crioclastia*, siendo también importantes los procesos de *disolución*, aunque en él están prácticamente ausentes los de *alteración*. Lo esencial del proceso erosivo es la acción de la alternancia hielo-deshielo. Su acción varía en función del tipo de roca; si es porosa, el agua que penetra por sus poros, al helarse, la va triturando llegando a formar arenas y gravas, es la *microgelifracción*; si está fisurada, el agua, que penetra por las fisuras, al helarse, la fragmenta en bloques y cantos angulosos, es la *macrogelifracción*. En cuanto a la dinámica de vertientes, es muy importante la acción de la gravedad, los desplazamientos

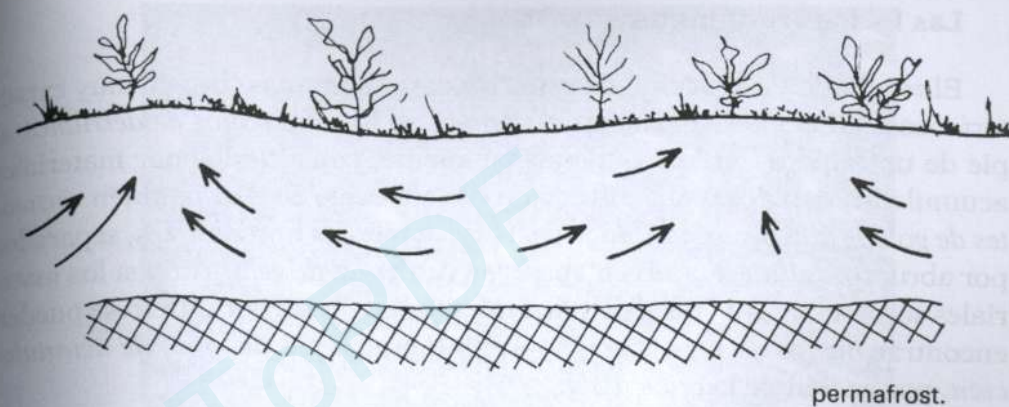


Figura 12.4. Movimiento de materiales de tipo convectivo interno por acción del hielo/deshielo.

en masa, consecuencia de la solifluxión que tiene lugar con la fusión de los hielos, la arroyada de las aguas fundidas que es de tipo estacional y algunas de las acciones de movilización de partículas (*crioturbación*, *pipkrake*) (figura 12.8). Todos estos procesos dan lugar a la aparición de unos materiales abundantes que deben ser evacuados por los cursos de agua, de régimen contrastado y con gran capacidad de evacuación. En algunos casos, la nieve y el viento juegan también un papel importante en la evacuación de materiales.

En la formación de este modelado periglacial, intervienen, además de los procesos que se han visto hasta aquí, una serie de factores condicionantes como: *las características de la roca, el volumen de agua disponible, la duración e intensidad de la helada, la frecuencia y alternancia de los procesos, etc.*

Los procesos analizados son predominantes en regiones frías y en la zona en la que el subsuelo permanece siempre helado o en la que se deshiela en la breve estación más cálida. Este hecho sirve para establecer la primera diferenciación dentro de este dominio. En el mapa de la figura 12.1. se puede observar la división entre regiones con *pergelisol* o *permafrost* (suelo helado permanentemente en profundidad) y sin él. También aparecen en regiones templadas, e, incluso, en desiertos subtropicales, aunque en estos casos se trata de fenómenos puntuales.

Las formas resultantes

El resultado de la acción de estos procesos son unas formas muy características. En el *modelado de las vertientes*, se forman *conos de derrubios* al pie de un talud de mayor o menor pendiente, constituidos por materiales acumulados debidos a la gelifracción de las rocas. Se dan también *vertientes de goletz*, que presentan un aspecto de escalones horizontales, separados por abruptos taludes; también aparecen *vertientes de geliflujión* si los materiales son proclives a sufrir desplazamientos en masa; por último se pueden encontrar *nichos de nivación* que presentan a su pie un *cono de acumulación*, por acción de la *crioclastia*.

En las *llanuras periglaciares*, que se formaron por el desbordamiento de los ríos, aparecen curiosas formas de detalle como los *pingos* (abombamientos de hasta un centenar de metros como se han encontrado en Alaska) e *hidrolacolitos* (abombamientos de mucho menor tamaño). Son montículos producidos por una acumulación de hielo en el subsuelo, que cuando funde, a veces dan lugar a balsas de agua, a pequeños lagos, o a unos diminutos cráteres de tundra, en los que se observa un material fluido (figura 12.5). En el enlace entre llanura y montaña destacan importantes *glacis de acumulación* debidos fundamentalmente a la acción de las aguas de arroyada.

Otra formación muy característica son los *suelos poligonales* (figura 12.6). Son típicos de países árticos, aunque se pueden encontrar también en el periglaciario de latitudes templadas. Se trata de formaciones de figuras geométricas, que van del círculo al hexágono, dibujadas por las piedras removidas por el hielo-deshielo, que se acumulan alrededor de un centro, y que presentan diferentes tamaños (figura 12.7). Junto a estas formas

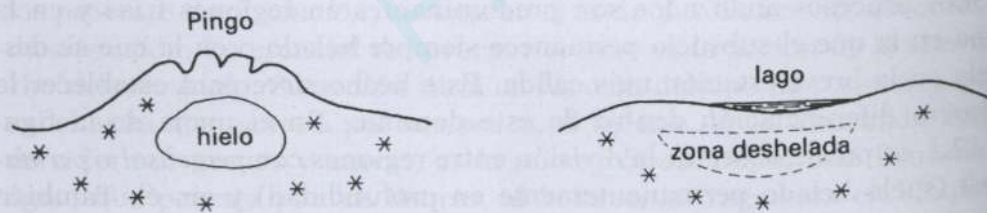


Figura 12.5. Pingo y formación de un lago al deshelarse el hielo subyacente.

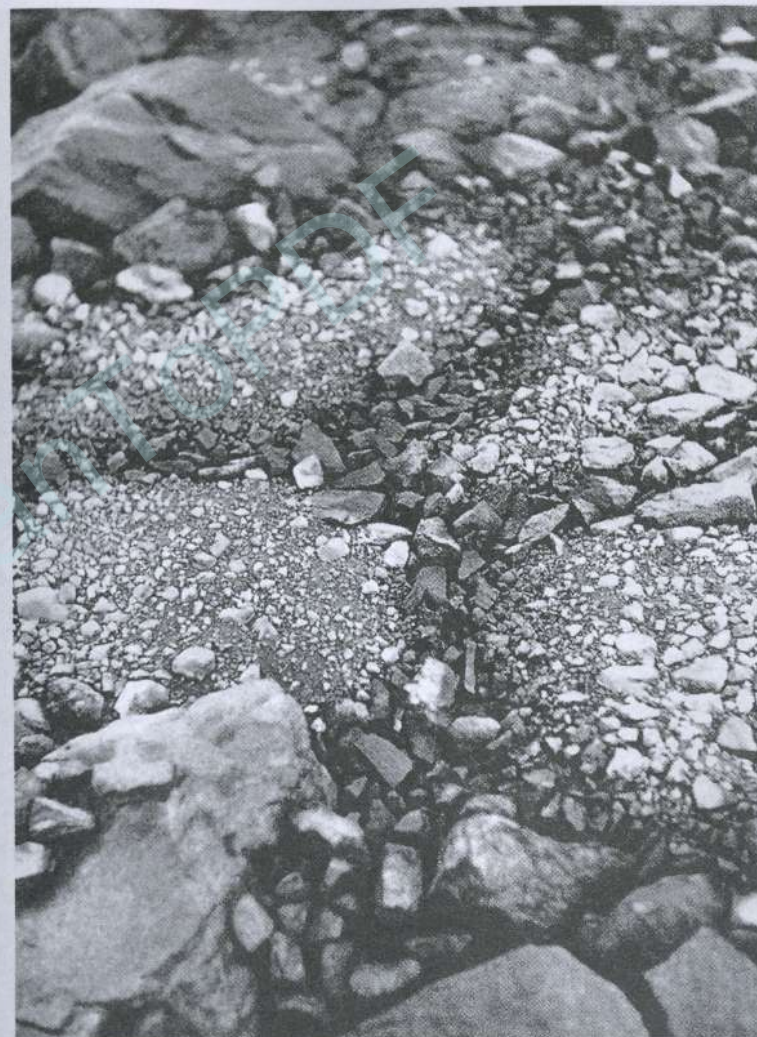


Foto: E. AUBERT DE LA RED

Figura 12.6. Suelo poligonal.

encontramos otras como el *césped almohadillado* que consiste en pequeños montículos de tierra, semejantes a las madrigueras de los topos, pero recubiertos de una escasa vegetación tipo césped.

Como se dijo al hablar de los procesos, otro fenómeno muy generalizado, que suele darse incluso en latitudes templadas, es el *pipkrake* (tema 10) figura 12.8.

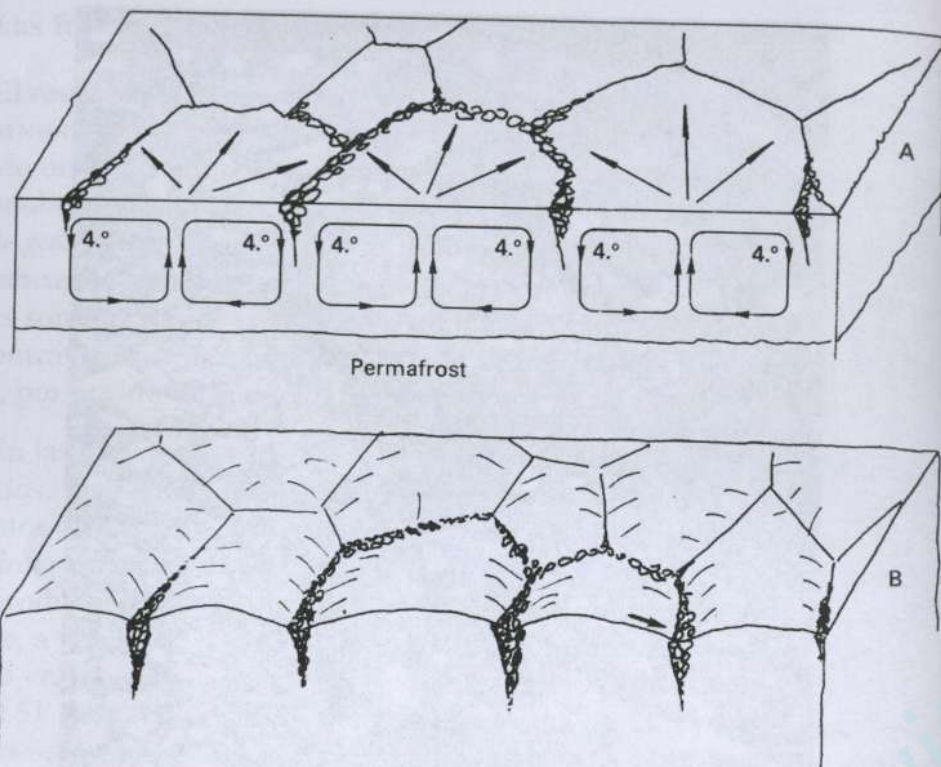


Figura 12.7. Dos teorías de la formación de suelos poligonales. A) por corrientes de convección, hoy abandonada. B). Abombamiento por el hielo y posterior formación de grietas de contracción (Según Derruau).

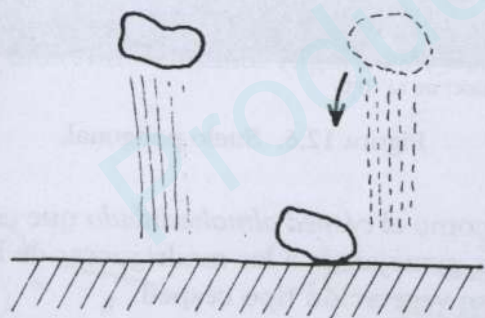


Figura 12.8. Pipkrake. Cambio de posición de un grano de arena al fundirse la columnilla de hielo que lo elevó.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figuras 12.9 y 12.10. Pipkrake en una ladera de La Pedriza (Madrid).

Es un fenómeno que se puede observar con facilidad, incluso en España (figuras 12.9 y 12.10). En invierno, en cualquier área montañosa, es frecuente la aparición de pequeñas columnas de hielo que llevan en su cima

partículas de tierra de reducido tamaño y que al derretirse el hielo son transportadas a escasa distancia de su lugar de origen. La repetición del fenómeno origina el desplazamiento de dichas partículas a mayores distancias. Parece ser que este fenómeno es la causa fundamental de la formación de los suelos poligonales (tema 10) y de otras formas como el *enlo-sado nival*.

Por último, unas formas periglaciares debidas a otro agente erosivo, el viento, son los *campos de piedras*, muchas veces pulidas, la formación de *dunas*, y sobre todo la acumulación de *loess*, de gran importancia en el dominio periglaciario de la zona templada (Tema 11).

Tipología de dominios periglaciares

El dominio periglaciario, a pesar de sus características comunes, presenta variedades. Tricart diferencia las siguientes:

- *El desierto de gelivación*. Se encuentra en las altas latitudes y no tiene vegetación. Los procesos predominantes aquí son la crioturbación y la crioclastia.
- *La tundra*, lugar en el que se dan climas más suaves y húmedos.
- *La zona de transición*, en la que aparece el bosque, pero con permafrost.

Las regiones periglaciares actuales estuvieron un día (glaciaciones) cubiertas por los hielos, por lo que el dominio periglaciario se extendía por otras zonas que hoy aparecen alejadas; por eso, podemos encontrar formas periglaciares relictas en las actuales zonas templadas.

No hay que olvidar tampoco que en las áreas montañosas, que estudiaremos más adelante, se da un clima frío en el que es frecuente la alternancia hielo/deshielo, por lo que se encuentran procesos y formas similares a las de las regiones periglaciares

4.3. La zona morfoclimática de latitudes medias

La zona morfoclimática templada, es decir, de latitudes medias, se localiza entre la tundra y los desiertos subtropicales. Las áreas más extensas se encuentran sobre todo en el Hemisferio Norte, dada su mayor extensión

continental. Predominan en ella zonas que se caracterizan por tener una vegetación natural de bosque.

El *dominio templado-húmedo* se denomina también *dominio forestal de latitud media*. Se encuentra en los climas tipo Cf, Cs, Df y Dc de la clasificación de Köppen, por sus características de temperaturas, precipitaciones, máximos y mínimos pluviométricos y térmicos. Temperaturas moderadas, pluviosidad media o alta y distribuida regularmente, sin mínimos muy duros, régimen hídrico estacional, pero sin escasez de agua o, si la hay, se da en muy escasos momentos en duración o profundidad. Todas estas características favorecen la formación de suelos bastante bien desarrollados y la existencia de formaciones vegetales de mediana o alta densidad, potencialmente forestales. La vegetación se interpone entre los agentes meteorológicos y el roquedo, lo que hace que las acciones de modelado sean fundamentalmente indirectas y que la erosión se vea atenuada por ellos.

Consecuentemente, los procesos mecánicos son aquí poco relevantes, predominando las acciones derivadas de los procesos químicos, aunque debido a las moderadas temperaturas no tienen excesiva intensidad.

En la zona templada forestal, el aspecto fundamental, desde el punto de vista morfoclimático, es la existencia de una importante capa de vegetación forestal, lo que hace que la influencia del clima sea indirecta. Por una parte, la presencia de bosques frena las acciones mecánicas que producen los agentes meteorológicos; por otra, las temperaturas moderadas hacen que las acciones químicas tampoco sean muy intensas. En general, esta zona tiene como característica fundamental que las acciones morfogenéticas son débiles y moderadas.

Estas condiciones bioclimáticas favorecen, además, la conservación de las paleoformas cuaternarias, por lo que el relieve que observamos hoy, se compone, en gran medida, de formas heredadas del pasado.

Pero esta zona no es homogénea sino que en ella se pueden distinguir distintos dominios fundamentales (ver mapa de la figura 12.1.)

4.3.1. El dominio marítimo

Presenta un régimen de precipitaciones regular a lo largo del año y unas temperaturas suaves con reducida amplitud térmica. La acción del hielo es reducida en este dominio y los ríos presentan regímenes muy regulares a lo

largo del año (Cf. en la clasificación de Köppen). Estas características provocan que los procesos mecánicos sean escasos y que predominen los procesos químicos, aunque éstos sean poco activos, dado que las temperaturas no son muy elevadas.

4.3.2. El dominio continental seco

En este dominio, el clima es contrastado, con invierno frío. La temperatura, que se mantiene en niveles medios templados, se caracteriza por su gran amplitud. Las precipitaciones son menos abundantes que en el marítimo; su distribución sigue un régimen muy contrastado, alternando estacionalmente el hielo y la aridez. Son condiciones propias de los climas Da y Db de la clasificación de Köppen. Los suelos son extensos pero poco desarrollados y la cobertura vegetal se reduce al matorral o a herbácea de ciclo anual (estepa, pradera, pampa), lo que reduce su acción protectora, menos eficaz que en dominio forestal marítimo. Por eso, aquí los procesos mecánicos son más importantes. La acción del hielo puede tener su importancia y los ríos tienen mayor actividad debido a la existencia de estiajes y crecidas, consecuencia de la retención en época de nevada y de su fusión posterior. Sin embargo, las acciones de los procesos químicos tienen aquí mucha menor importancia que en el dominio marítimo. Se extiende por el 12% de la superficie continental.

4.3.3. El dominio templado mediterráneo (tibio)

En el dominio tibio, el clima mediterráneo ocupa la mayor extensión, por eso también se le denomina *dominio templado mediterráneo* o *subdominio mediterráneo* (Csa de la clasificación de Köppen). A este dominio corresponde la mayor parte del territorio español (a excepción de la España atlántica, áreas semiáridas del sudeste y Canarias). Las alternancias de estaciones secas y húmedas juegan un papel fundamental en la morfogénesis que se da aquí. Por un lado, provocan dilataciones y retracciones hidroclásticas (cambios de volumen en las arcillas) y superficies de discontinuidad hídrica que facilitan los deslizamientos. Así mismo, los ríos presentan un régimen más contrastado, con épocas de crecidas, que originan actividad de erosión y transporte, y estiajes en los que se da sedimentación. Las

precipitaciones, a veces muy intensas y concentradas, favorecen la arroyada, sobre todo la concentrada, que origina cárcavas y barrancos. Es evidente que la acción de los procesos mecánicos es significativa, pero sin llegar a predominar sobre las químicas y bioquímicas, que son también importantes gracias a su mayor temperatura, aunque menos que en el dominio forestal, por la menor presencia de aportes orgánicos debido a su vegetación adaptada a la mayor sequía.

4.4. La zona morfoclimática árida o xérica

En esta zona, es la sequía, o balance hídrico deficitario, la característica fundamental, consecuencia de la escasez de precipitaciones y de la elevada evapotranspiración. Sus condiciones climáticas son propias de los climas BS y BW de la clasificación de Köppen, sus formaciones edáficas son esqueléticas y la vegetación escasa y xerófila. Esta zona ocupa alrededor del 30% de las tierras emergidas y se distribuye entre desiertos subtropicales, los de degradación continental y los costeros y de barrera (tema 5). Se desarrollan por tanto en latitudes tropicales y templadas

Los procesos

También aquí, como ocurría en la zona fría, son las acciones mecánicas los procesos predominantes. Las grandes oscilaciones térmicas entre el día y la noche y su diaria secuencia llegan a provocar la fragmentación de las rocas. Así mismo, la esporádica presencia de agua y su rápida evaporación posterior produce cambios de volumen en el interior de las rocas, lo que viene a sumarse al proceso de fragmentación de las mismas. En los desiertos fríos, a esto hay que añadir además el trabajo realizado por el hielo.

Junto a las acciones mecánicas, tienen lugar también acciones químicas, lentas pero destacables, de disolución-precipitación. Se produce disolución ya que el agua que penetra y se halla en el suelo sufre ascensiones provocadas por la evaporación arrastrando en el ascenso sustancias disueltas que precipitan en superficie. Es así como se originan las *pátinas* o *bar-nices* que recubren las rocas como una fina película. Cuando las partículas que ascienden son de mayor tamaño pueden originarse *costras*.

A pesar de la aridez de esta zona, curiosamente, son las *aguas corrientes* las que juegan un papel esencial en los procesos morfogenéticos que tienen lugar aquí. Aunque las precipitaciones son escasas, suelen ser de carácter torrencial, encontrando un terreno sin apenas vegetación que las frene y poco apto para la infiltración. Todo esto hace que la arroyada tenga un papel decisivo, pues no existen ríos permanentes alimentados por fuentes.

Otro agente fundamental en los procesos morfogenéticos de esta zona es el viento, cuya acción se ve muy favorecida por la ausencia prácticamente de vegetación y por la sequía del ambiente.

Las formas resultantes

Hay que señalar que, en esta zona, la erosión diferencial es muy importante como consecuencia de que las rocas coherentes son escasamente atacadas, mientras que las deleznables se ven sometidas al ataque espasmódico, pero muy intenso, del agua esporádica.

Las formas que encontramos con mayor frecuencia son: los *glacis*, los *uadis* y las *ramblas*, las *hamadas*, las *depressiones cerradas* y las *dunas*.

Los *glacis* se extienden al pie de algunos relieves estructurales montañosos, se enraízan en la vertiente montañosa para enlazar con un valle o depresión, y se forman unas veces por *ablación* (erosión) y otras por *acumulación*, pero siempre como resultado de la *erosión areolar* o *lateral* del agua corriente.

Los *uadis* son cauces o valles secos de las áreas desérticas, por los que sólo corre el agua ocasionalmente. Las *ramblas* son cauces típicos de los países áridos por los que las aguas corren sólo cuando las lluvias son lo suficientemente abundantes.

Las *hamadas* son grandes llanuras planas o muy poco accidentadas en las que no existe disección fluvial (figura 12.11).

Los *glacis*, *uadis* y *hamadas* a menudo convergen en *depressiones cerradas* (tema 11) que suelen encontrarse a menor altura que el nivel del mar y poseen dimensiones muy variables. Reciben diferentes nombres según el país árido en el que se encuentren. Por ejemplo, las *sebjas* son depresiones cerradas muy saladas, planas y que presentan eflorescencias salinas en superficie, que impiden el crecimiento de la vegetación; ésta solo aparece

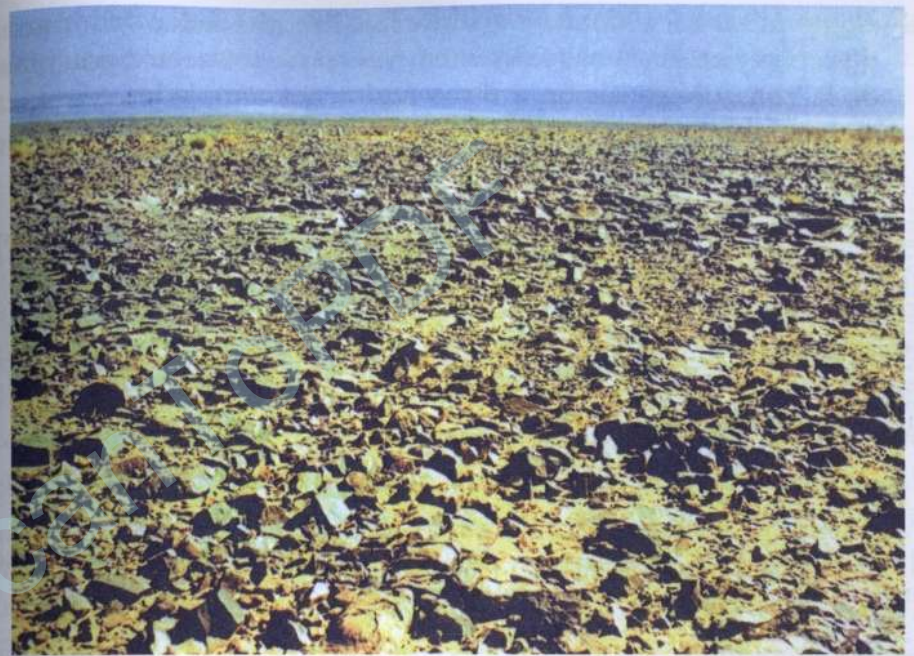


Figura 12.11. Hamada.

en los márgenes menos salados denominados *chott* (frecuentemente se da este nombre erróneamente a toda la depresión). En las *sebjas*, existe agua subyacente; en la estación fría, al descender la evaporación y aumentar los aportes subterráneos, el manto acuoso asciende y la *sebja* aparece inundada; cuando aumenta la evaporación se seca, formándose las eflorescencias salinas.

En esta zona, son también muy características las formas debidas a la acción del viento, que, como se vio anteriormente, es un importante agente erosivo. El viento origina formas de *ablación* o erosión, como los *yandag*, las *rocas facetadas* o las *rocas seta*, y formas de acumulación, como las *dunas* que se forman en las llanuras arenosas y sin vegetación.

Tipología de dominios áridos

La escasez de agua no es uniforme en toda la zona xérica. Según el déficit hídrico se establece una tipología de dominios áridos:

— *Dominio semiárido o de estepa.* Se localiza alrededor de los grandes desiertos y en las zonas áridas templadas. Se trata, en cierta manera, de la zona de transición a otros regímenes templados o tropicales. Coincide con los climas BS de la clasificación de Köppen. Comprende aproximadamente el 12% de las tierras emergidas.

En este dominio, el agua y la vegetación son más abundantes que en los restantes tipos, aunque aún así, sean escasas, y la cubierta vegetal no sea suficiente para proteger de la erosión, que encuentra unas condiciones muy favorables para actuar: un cierto volumen de precipitaciones y una cubierta vegetal poco densa. Sólo en este dominio encontramos una red hidrográfica organizada.

La erosión antrópica suele tener consecuencias catastróficas, pues el hombre, al roturar las tierras o al utilizar la escasa vegetación como pasto para el ganado, a veces en exceso, destruye la vegetación natural, lo que da lugar a un intenso abarrancamiento y erosión.

— *Dominio árido.* Son extensiones con una escasez de agua muy importante lo que provoca una exigua vegetación de tipo xerófilo y de carácter discontinuo. Las precipitaciones locales son escasas y espasmódicas. Coincide con los climas BW de la clasificación de Köppen. No existe una red hidrográfica organizada y el agua circula en forma de arroyada difusa o concentrada. Se extiende por una superficie equivalente al 15% de las tierras emergidas. Aquí los procesos fundamentales son los debidos a la meteorización mecánica, a la erosión del viento y a la producida por las aguas de arroyada. En este dominio se desarrollan con gran facilidad los *glacis*.

— *Dominio hiperárido.* Afecta aproximadamente al 4% de las tierras emergidas. Es el caso más extremo de aridez, pues se caracteriza por la ausencia total de precipitaciones que puede durar años. Eso hace que los procesos de meteorización sean exclusivamente de carácter térmico (*termoclastia*), o bien se deban a la acción de los seres vivos y a los cambios de presión. Sin embargo, son importantísimos los generados por la acción del viento. Por todo ello, en este dominio la evolución del relieve es muy lenta.

Dentro del dominio hiperárido ha de hacerse especial mención de los *desiertos costeros*, consecuencia de la presencia de corrientes frías, donde la

existencia de frecuentes nieblas produce que sobre las rocas tengan lugar importantes procesos de meteorización química (*hidratación*).

4.5. La zona morfoclimática tropical

La zona climática tropical se caracteriza (tema 6) por su elevada y constante temperatura a lo largo del año (ningún mes registra temperaturas inferiores a 18 °C), con escasa variación diaria y una amplitud térmica anual que no llega a los 8 °C. El volumen de precipitaciones es abundante. Coincide con los climas A de la clasificación de Köppen, localizados desde el Ecuador hasta los Trópicos, excepción hecha de algunas áreas ocupadas por medios áridos.

La diferencia fundamental entre los climas tropicales húmedos es que en unos existe estación seca y en otros no, aspecto que es reflejado claramente por la vegetación que será de sabana arbórea en los primeros y de selva o bosque denso en el segundo.

Respecto de las variables fundamentales, desde el punto de vista morfoclimático, la esencial es la elevada temperatura y abundante precipitación. Esa presencia de calor, junto a las elevadas precipitaciones, favorece la actuación de los procesos químicos. Las rocas se ven notablemente alteradas en estas condiciones y se puede observar cómo algunos de sus componentes se transforman. Por ejemplo, la caliza, en este medio cálido-húmedo, con abundante humus, encuentra gran facilidad para disolverse. En el granito, los feldespatos y las micas se transforman en arcillas, pero el cuarzo se manifiesta resistente. Los procesos mecánicos apenas se dan, debido a la ausencia de hielo y a la escasa variación térmica.

Los caudalosos ríos que recorren esta zona, evacúan en suspensión materiales muy finos, resultado de esos procesos químicos, y, como consecuencia, la acción de abrasión que ejercen los ríos es muy pequeña, siendo frecuentes los rápidos y saltos de agua, pues su perfil longitudinal se mantiene en forma de los escalones que presenta su sustrato, resultando muy difícil su regularización.

La diferencia que dijimos manifestaban las precipitaciones entre los que poseían o no estación seca, obliga a diferenciar dos dominios morfoclimáticos, el de *selva* y el de *sabana*.

4.5.1. El dominio tropical de selva

Este dominio morfogenético *tropical de selva* o *tropical húmedo* se extiende en torno al Ecuador, sus temperaturas son permanentemente cálidas, por encima de los 18 °C de media y con escasa amplitud (menos de 6-7 °C). Las precipitaciones son abundantes y apenas manifiestan diferencias estacionales. Coincide, en líneas generales, con los climas Af y Am de la clasificación de Köppen. Ocupa alrededor del 10% de la superficie continental

Las abundantes y constantes precipitaciones que se dan aquí, junto con las elevadas temperaturas, favorecen la aparición de una vegetación de bosque denso o de selva bajo la que los procesos químicos y bioquímicos son los más abundantes. Las rocas se descomponen «in situ», constantemente por *disolución*, *hidratación* e *hidrólisis* (tema 10) dado que las precipitaciones son regulares a lo largo del año. Estos procesos generan un gran volumen de rocas meteorizadas pero que difícilmente pueden ser movilizadas por los agentes de transporte. En este dominio morfoclimático tiene lugar, de forma generalizada, el proceso de *laterización* o *lateritización*, por el cual, el suelo se convierte en laterita (suelos de tonos rojizos por el óxido de hierro que contienen), endureciéndose considerablemente, desarrollando unas costras muy duras, a veces de metros de espesor, que los hacen estériles. Las rocas se ven alteradas lentamente y de forma superficial, provocando su *descamación*, *exfoliación* y *desagregación granular*.

La acción de la *arroyada* elemental, y de otros fenómenos como la *reptación*, se presenta también en este dominio, a pesar de la abundante cubierta vegetal. La deforestación masiva, en algunas áreas de esa vegetación, puede provocar la aparición de grandes *movimientos en masa*.

Los modelados que tienen lugar bajo estas condiciones morfogenéticas son:

- las *medias naranjas*, que consisten en pequeñas colinas de forma semiesférica, producidas por la erosión areolar sobre material rocoso granítico en el que se puede observar su gran alteración (figura 12.12).
- los *panes de azúcar*, son producidos por erosión diferencial. Son formaciones que sobresalen bruscamente en una superficie plana y aparecen dispersos sobre la misma. Se producen en rocas cristalinas y presentan pendientes muy abruptas, de gran verticalidad pero

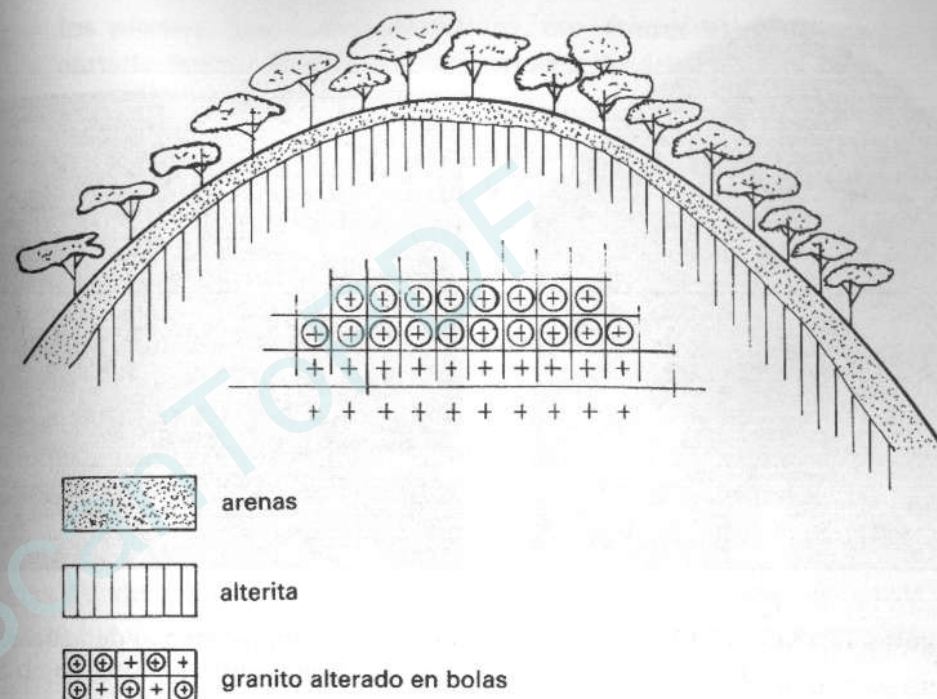


Figura 12.12. Corte esquemático de media naranja labrada por erosión areolar sobre granito muy alterado en clima tropical húmedo (según Coque).

redondeadas en su forma. En la figura 12.13, se puede observar un ejemplo, aunque no único, de cómo se ha llegado a formar un relieve de este tipo.

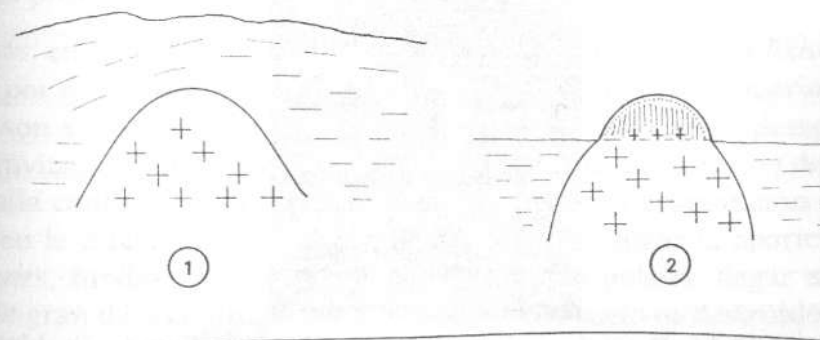
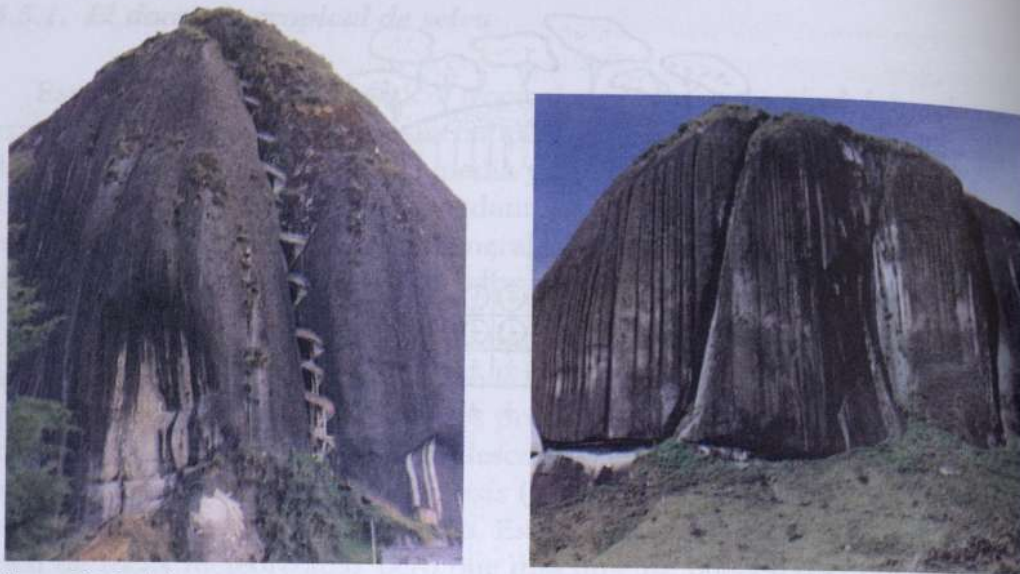


Figura 12.13. Ejemplo teórico de la formación de un pan de azúcar.



Fotos: M.ª José AGUILERA

Figuras 12.13a. y 12.13b. Dos perspectivas de un ejemplar de pan de azúcar. El Peñol, Región de Antioquia. (Colombia).

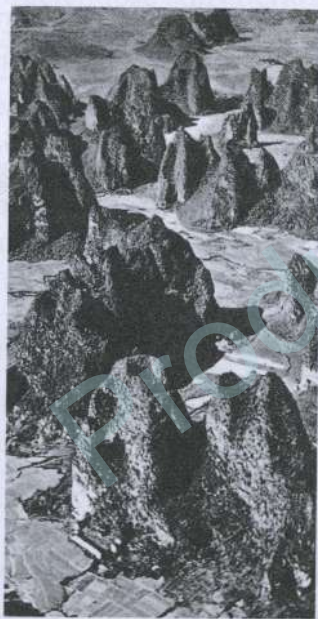


Figura 12.14. Karst de «mogotes» desarrollado en clima tropical húmedo (fotografía de V. Wissmann).

- los *pitones*, los *domos graníticos*, etc. (tema 9) son también muy característicos de este dominio morfoclimático.
- los *mogotes* y *pitones kársticos*, originados en rocas calizas. La caliza, bajo unas condiciones de clima tropical húmedo, se disuelve con facilidad gracias a los aportes de CO_2 que le proporciona el humus y la vegetación, dando lugar a estas formaciones que a modo de torres emergen sobre una superficie llana (figura 12.14). Estas formaciones suelen aparecer aisladas, pero también se asocian con dolinas y valles secos de fondo plano tipo polje.

4.5.2. El dominio tropical de sabana

En este dominio, el aspecto morfoclimático fundamental es la existencia de una estación seca, especialmente importante. Se corresponde con los climas Aw de la clasificación de Köppen. Aquí los procesos más generalizados son los de origen *químico*, aunque sin menospreciar la importancia de los de origen *mecánico*.

La sucesión de estación seca y estación húmeda va a favorecer la aparición de procesos de diferente naturaleza. Mientras que cuando llegan las lluvias abundantes, después de una estación seca, encuentran una tierra seca y endurecida en la que la *arroyada* juega un papel fundamental, en la época propiamente lluviosa, se observan procesos claramente producidos por la infiltración del agua, que es embebida por las rocas, dando lugar a procesos de *solifluxión*, *deslizamiento*, etc. La arroyada no es, sin embargo, característica del resto de las épocas del año, pues la abundante capa de gramíneas protege el suelo de la acción erosiva.

Además, en el dominio de sabana existen escasa *infiltración* y *lixiviación* (proceso por el que los materiales solubles de los horizontes superiores de un suelo son arrastrados por la acción continuada de las aguas descendentes por gravitación). Sin embargo, es muy importante la ascensión del agua que se halla contenida en el suelo, debido a la intensa evaporación que se produce en la estación seca, razón por la cual tiene lugar la aparición de *concreciones*, fundamentalmente ferruginosas, que pueden llegar a crear *corazas* de gran dureza. Cuando el horizonte A del suelo es destruido, estas corazas afloran en superficie y originan *plataformas acorazadas* muy características.

Los ríos presentan un régimen irregular, con gran estiaje en la estación seca. A diferencia de los ríos del dominio de selva, éstos transportan materiales más gruesos, arenas y gravas, que aumentan su papel erosivo.

No se puede olvidar el papel que el hombre ha jugado y juega en este dominio. La erosión antrópica ha sido y es muy importante en la sabana, sobre todo africana. Al mismo tiempo, la actuación del hombre, al roturar el bosque, ha provocado la aparición de la sabana en áreas antes ocupadas por vegetación de selva.

4.6. La morfogénesis en áreas de montaña

Ya se ha explicado anteriormente cómo las áreas de montaña se distribuyen en el mundo de manera azonal. También se dijo que existía una relación entre altitud y latitud cuando nos referíamos a los elementos del clima, temperaturas y precipitaciones, de forma que, en los Alpes, el ascenso de 1.000 m en altura equivaldría al ascenso de 1.000 km en latitud. Eso justificaría la inclusión, en este tema, y su estudio como unas áreas con parecidas formas morfoclimáticas, aún a sabiendas de que existen algunas diferencias entre los dominios morfoclimáticos y los pisos de estas áreas de montaña.

En todos los tipos de climas existen áreas de montaña que presentan características diferentes de las de la zona climática en la que se insertan. Las montañas muestran un escalonamiento altitudinal en pisos, tanto de vegetación como morfoclimáticos, que no se encuentran a la misma altura en todas ellas, debido a distintos factores, aunque son, fundamentalmente, la exposición al sol y la latitud los que explican en gran parte, esas diferencias.

La *altitud* marca claros contrastes en el clima de las montañas, con respecto al de la zona climática en la que se encuentran. Hemos de recordar que la temperatura del aire disminuye con la altura, que las precipitaciones son más abundantes en las laderas de las montañas que se hallan expuestas a los vientos húmedos, que los rayos solares tienen que atravesar menor espesor de troposfera que en las zonas más bajas, que, en las montañas, la amplitud térmica entre el día y la noche es mayor que en las zonas bajas, y por último, que en ellas se forman vientos de carácter local entre el valle y la montaña y viceversa. Todo esto tiene consecuencias evidentes en los pro-

cesos de meteorización y erosión. Por ejemplo, en la meteorización física, las bajas temperaturas y la abundante humedad, favorecen los procesos de gelifración. La abundancia de precipitaciones favorece la escorrentía que actúa con gran fuerza por las pendientes montañosas. Debido a las bajas temperaturas y a las abundantes precipitaciones en forma de nieve, se forman hielos y nevé, dando lugar, en aquellas montañas donde las condiciones lo permiten, a la aparición de glaciares, agentes que producen importantes formas.

Además de la altitud, las *pendientes* favorecen la aparición de importantes formas debidas a los *fenómenos de ladera*, en los que el grado de la pendiente y la acción de la gravedad se suman.

En una misma zona montañosa, las características del clima, y por tanto de la vegetación, varían con la exposición a los rayos solares (tema 5). La *solana*, al recibir más tiempo los rayos del sol que la *umbría*, se ilumina y calienta más, motivo por el cual, los árboles alcanzan un límite altitudinal mayor. En cuanto a la vertiente de *barlovento*, al recibir mayor volumen de precipitaciones que la de *sotavento*, en la que se puede dar incluso el fenómeno de *sombra pluviométrica* así como alcanzar mayor temperatura, favorece que el límite altitudinal de los árboles alcance mayor altura en esa vertiente de barlovento de la montaña. Todo esto origina que, a pesar de que en todas las montañas existan esos pisos morfoclimáticos a los que aludíamos antes, éstos se hallen a diferentes alturas.

4.6.1. Los pisos morfoclimáticos

De forma muy general, se puede considerar la existencia de tres pisos morfoclimáticos fundamentales: *forestal*, *periglaciario* y *glaciar*.

Piso forestal

Se localiza en la parte inferior de la montaña, a muy diferentes alturas, según las zonas climáticas. Así mismo, su límite superior varía entre los 600 m en las latitudes más altas de las zonas templadas y los 3.000 m en las latitudes tropicales. En la península Ibérica, el límite superior del bosque está a una altitud media de 1.800 m.

En este piso, el papel que juega la vegetación respecto a aumentar o mitigar las acciones de los agentes meteorológicos es muy importante. Por un lado, la vegetación actúa como filtro de algunos agentes meteóricos, facilita la infiltración del agua de lluvia gracias a las raíces de los árboles. Sin embargo, intercepta parte de la precipitación no dejándola caer directamente y atenuando la erosión del suelo. Así mismo, sirve de atenuante de los valores alcanzados por las temperaturas en esa zona. Sin embargo, en este piso se dan grandes *alteraciones* de las rocas y los *movimientos en masa* por las vertientes son muy importantes.

El piso del bosque de montaña no está estabilizado, sino que presenta una gran variedad de modelados vivos, muy dinámicos.

Piso periglaciario

Es el piso inmediatamente por encima del forestal. Aquí el agente modelador fundamental es la *acción del hielo deshielo*. Sus límites inferior y superior varían en función de la latitud y de la exposición a los rayos del Sol.

El sistema morfogenético de este piso es parecido al que se trató como periglaciario en el tema 11, al hablar de la erosión y sus agentes y al hablar del dominio periglaciario.

En este piso periglaciario de montaña, no suele existir un subsuelo permanentemente helado, pero sí puede darse que una capa de nieve lo recubre durante gran parte del año, lo que evita la acción del hielo, aunque, a su vez, favorece la aparición de otros fenómenos como las *avalanchas* y las acciones originadas por las *aguas de fusión*.

Los procesos más importantes que se dan aquí son la *gelifracción*, la *gelifluxión* y la *solifluxión* en las laderas. La acción erosiva fundamental en este piso es la *mecánica* (figuras 12.15 y 12.16).

Piso glaciario

Se localiza inmediatamente por encima del periglaciario, a partir del nivel de las nieves perpetuas, límite que varía entre los 600 m en los que lo encontramos en el NW de Islandia y los 5.000 m aproximadamente en los que aparece en las grandes montañas de latitudes intertropicales.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figuras 12.15 y 12.16. Acumulación de derrubios por fragmentación mecánica de la roca en área de montaña.

El piso glaciario se caracteriza por estar cubierto de hielo. En unos lugares, se trata de casquetes de hielo que ocupan diferentes extensiones, y en otros, son glaciares de valle de distintas longitudes, desde algunos metros a varios kilómetros. Las características morfogenéticas son las que se vieron al hablar de los medios glaciares. El agente fundamental es aquí el hielo, gran agente de erosión, que arranca, transporta y deposita materiales produciendo con ello la aparición tanto de grandes formas (valles en U) como formas de detalle, tal como se vio en el tema de los agentes de la erosión...

Conclusión

Para terminar, podemos decir con Tricart que la Geomorfología se puede basar en cuatro principios fundamentales:

1. *El relieve está condicionado por el clima*, influencia que ejerce de forma directa, si la roca se encuentra al desnudo, e indirecta, a través de la vegetación y de los suelos.
2. *En el modelado, se da una marcada diferenciación según el clima*. A lo largo de la historia geológica los paleoclimas han ido condicionando el modelado. La mayoría de los relieves actuales se originaron de forma poligénica bajo distintos climas. Por eso, es imprescindible distinguir lo que se debe a la época actual y lo que se produjo en el pasado.
3. *La evolución del relieve es mucho más compleja que la que propuso Davis en su ciclo de erosión y que tras las etapas de juventud, madurez y vejez terminaba en la peniplanación*.
4. *Nunca se vuelve a una situación idéntica a la de partida*. No hay ciclo, como propugnaba Davis. La evolución es constante, de forma que las condiciones de la propia evolución van cambiando.

Cuadro 12.1. Principales características de los sistemas morfoclimáticos del Globo.

Dominio		Procesos morfológicos más importantes	Formas más características		Tipos de suelos predominantes	Vegetación	Clima
			De erosión	De acumulación			
Frío	Glaciar	Acciones meteóricas mecánicas	Valles en artesa. Lagos de sobreexcavado.	Morrenas Drumlins Esker Kames	—	—	EF
		Hielo Fusión fluvio/ glacier Viento	Rocas aborregadas y estriadas. Crestas				
	Periglaciar	Hielo/deshielo Solifluction	Suelos estriados. Suelos poligonales. Cráteres de tundra.	Lóbulos. Glacis de acumulación. Taludes de derrubios. Loess.	Permafrost. Podsol.	Tundra	ET
Árido	Semiárido o estepario	Acciones meteóricas mecánicas	Ramblas Glacis Montes-isla	Conos aluviales Ergs Dunas	Tchernoziem	Estepa	BS
		Ríos Arroyada	Depresiones cerradas Regs				
	Árido	Arroyada Cursos torrenciales Viento					
	Hiperárido (desierto)	Viento Arroyada difusa			Grises y rojos desérticos	—	BW
Tropical	Sabana	Acciones meteóricas químicas	Montes-isla Panes de azúcar Medias naranjas		Lateritas	Sabana	Aw As Af
	Bosque Sempervirente	Ríos Arroyada Soliflución Deslizamiento	Karst de mogotes				
Templado	Marítimo	Ríos Acción meteórica química				Bosque húmedo	Cf Cw Df Dw Cs
	Continental	Ríos Nivación Acciones mecánicas	Valles en V Abarrancamiento Karst	Terrazas Llanuras aluviales	Podsol Pardos Rojos	Bosque xerófilo	
	Mediterráneo	Ríos, torrentes Arroyada					

LECTURAS RECOMENDADAS

GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2001): *Geomorfología Climática*. Ediciones Omega S.A. Sabadell. Barcelona. 642 págs. Es un gran manual dedicado exclusivamente a Geomorfología Climática a un nivel universitario. Es de fácil lectura, con ejemplos del mundo y de España que pueden ilustrar la comprensión de algunos aspectos tratados en este tema y en los de meteorización, erosión y sus agentes, ya que en él se tratan los procesos, agentes y formas resultantes por separado en cada dominio morfoclimático. Es un gran libro de consulta, si se quiere profundizar en los aspectos tratados en este tema.

MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1992): *Geomorfología*. Ed. Síntesis. Madrid 594 págs. Es un manual de Geomorfología que trata más temas que los referentes a Geomorfología Climática. Es asequible y puede servir para comparar puntos de vista de geógrafos y geomorfólogos respecto a lo tratado en el tema. En el tema 14, trata lo aquí estudiado con algo de mayor amplitud, por lo que sirve para ampliar algunos conocimientos.

TRICART, J. y CAILLEUX, A. (1965): *Traité de Géomorphologie*. París Sedes 5 volúmenes. Es una gran obra, fundamental para el estudio del enfoque climático en Geomorfología. Se compone de cinco volúmenes de los que el primero se dedica a la introducción a la Geomorfología Climática y los restantes tratan de forma específica los diversos dominios morfoclimáticos y sus modelados. Éstos fueron publicados en fechas sucesivas. Es una gran fuente para el estudio de la materia, aunque resulta muy amplia para un primer curso de carrera, resulta muy interesante para profundizar y ampliar conocimientos.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Observe fotografías de un Atlas, de textos de Geografía del Mundo, de libros de Geología, Geomorfología o de Geografía Física y busque relieves existentes en cada zona climática que ha estudiado; observe las diferencias morfoclimáticas que presentan.
- Fíjese en las montañas, puede ver los diferentes pisos que ha estudiado en el tema. ¿Considera que están todos a la misma altura? Piénselo detenidamente.
- Localice en un mapamundi diferentes cordilleras, observe su situación meridiana o paralela (zonal), intente ver cómo les afectan los vientos, y cuál será su ladera de solana y de umbría. Indique en donde cree que puede ser más activa la acción erosiva.
- Busque en diferentes fuentes a su alcance (Internet, Google, bibliotecas...) las diferentes zonas climáticas y obtenga imágenes de los relieves que en ellas aparecen. ¿Puede interpretar qué agentes morfoclimáticos las han originado?
- Como bien sabe en las distintas zonas climáticas existen subdivisiones o dominios, busque en bibliotecas o en Internet ejemplos de cada una de ellas y diga cuál o cuáles son los procesos más importantes que tienen lugar.
- En sus salidas al campo, observe los fenómenos estudiados, por ejemplo, cuando existan heladas, se dan fenómenos de pipkrake en las laderas de las montañas. Vea antes los dibujos y fotografías del tema para poder distinguirlos después en la realidad. También puede comprobar, en algunas cordilleras españolas (Pirineos, Béticas, Sistema Central y Cantábrica) la existencia de formas originadas por la acción glaciaria (valles glaciares, circos, aristas, ibones o lagos glaciares, morrenas, etc.) aunque hoy no estén sometidas a ella.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

1. ¿A qué nos referimos cuando hablamos de zonas morfoclimáticas? ¿Qué las caracteriza?
2. ¿Qué son los dominios morfoclimáticos?
3. Las áreas de montaña presentan una gradación escalonada altitudinalmente. ¿Cómo se denominan? Enumérelas y defínalas brevemente.
4. ¿Qué procesos son fundamentales en el dominio glaciario? ¿A qué formas resultantes dan lugar?
5. Existen unos procesos comunes a un dominio y a un piso de áreas de montaña, dígalos y explíquelos brevemente.
6. ¿Qué características climáticas definen el dominio templado-húmedo? Diga con qué climas se corresponden según la clasificación de Köppen.
7. ¿Cuáles son los procesos fundamentales de las zonas áridas? ¿Qué formas nos encontramos en ella?
8. ¿Qué dominios comprende la zona morfoclimática tropical? Defínalos brevemente.
9. Diga las características fundamentales y la localización del dominio tropical de sabana.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ÁGUEDA VILLAR, J. A.; ANGUITA VIRELLA, F.; ARAÑA SAAVEDRA, V.; LÓPEZ RUIZ, J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1983): *Geología*, Madrid, Editorial Rueda, 528 págs.
- ALBENTOSA, L. (1989): *El clima y las aguas*. Ed. Síntesis, Barcelona, 240 págs.
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. (1999): *Atmósfera, tiempo y clima*. Omega, Barcelona. (7.ª ed.) 441 págs.
- BURROUGHS, W. J.; CROWDER, B.; ROBERTSON, T.; VALLIER-TALBOT, E.; WHITAKER, R. (1998): *Observar el tiempo*. Geoplaneta, 288 págs., (ed. inglesa, 1996).
- CALVO, D.; MOLINA, M. T.; SALVACHÚA, J. (2005): *Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente*. McGraw Hill. 351 págs.
- CHORLEY, R. J.; STANLEY, A.; SCHUMM, A.; SUGDIN, D. (1984): *Geomorphology*, Nueva York, Methuen and Co. 599 págs.
- COMELLAS, J. L. (1980): *El universo*. Colección Salvat. Temas Clave n.º 3. Ed. Salvat Barcelona. 64 págs.
- COQUE, R. (1984): *Geomorfología*, Alianza Editorial. Madrid, 475 págs.
- CUADRAT, J. M.ª; PITA, M.ª F. (1997): *Climatología*. Cátedra, Madrid. 496 págs.
- CVIJC, J. (1960): *La géographie des terrains calcaires*. Traducido por E. de Martonne. Academie Serbe des Sciences et des Arts. Beograd. Monograph, 341, 212 págs.
- DEMANGEOT, J. (1989): *Los medios naturales del globo*. Editorial Masson, Barcelona. 251 págs.
- DERRUAU, M. (1978): *Geomorfología*, Editorial Ariel, Barcelona. 528 págs.
- DURAND-DASTÉS, F. (1982): *Geografía de los aires*. Editorial Ariel, Barcelona, 336 págs.
- ESTRELA, M.; MILLÁN, M. (1994): *Manual Práctico de Introducción a la Meteorología*. Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, Valencia. 351 págs.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, F. (1995): *Manual de climatología aplicada*. Ed. Síntesis, Madrid. 288 págs.

- FERNÁNDEZ GARCÍA, F. (2000): *Introducción a la fotointerpretación* Ed. Ariel, Barcelona, 253 págs.
- FORD, D. C.; WILLIAMS, P. W. (1989): *Karst Geomorphologie and hidrology*. Londres. Unwin Hyman.
- FUENTES YAGÜE, J. L. (2000): *Iniciación a la Meteorología y la Climatología*. Mundi-Prensa, Barcelona. 222 págs.
- GIL OLCINA, A. (1998): *Diccionario de climatología*. Ed. Acento D.L., Madrid. 96 págs.
- GIL OLCINA, A. y OLCINA CANTOS, J. (1997): *Climatología general*. Ed. Ariel Geografía, Barcelona. 579 págs.
- ; — (1999): *Climatología básica*. Ariel Geografía, Barcelona. 387 págs.
- GODARD, Alain (1977): *Pays et paysages du granite*. Ed. PUF 232 págs.
- HUFTY, A. (1984): *Introducción a la climatología*. Ed. Ariel, Barcelona. 304 págs.
- LLORCA, R. (1999): *Prácticas de climatología*. Universidad Politécnica de Valencia, 190 p., Valencia. 65 págs.
- LÓPEZ BERMUDEZ, F.; RUBIO RECIO, J. M.; CUADRAT, J. M. (1992): *Geografía Física*, Editorial Cátedra, Madrid. 594 págs.
- LUTGENS, F. K.; TARBUCK, E. J. (2004): *The Atmosphere: An Introduction to Meteorology*. Prentice Hall, 528 págs.
- MARTÍN CHIVELET, J. (1999): *Cambios climáticos. Una aproximación al sistema Tierra*. Ed. Mundo Vivo, Libertarias, Madrid. 324 págs.
- MARTÍN VIDE, J. (2003): *El tiempo y el clima*. Ed. Rubes, Barcelona. 128 págs.
- (1984): *Interpretación de los mapas del tiempo*. Colección Amplia. Ed. Ketres, Barcelona. 147 págs.
- (1990): *Mapas del Tiempo: Fundamentos, Interpretación e imágenes de satélite*. Oikos Tau, Barcelona. 170 págs.
- (1991): *Fundamentos de climatología analítica*. Síntesis, Madrid. 157 págs.
- ; OLCINA CANTOS, J. (1996): *Tiempos y climas mundiales*. Oikos-Tau, Barcelona. 308 págs.
- MASACH ALAVEDRA, V. (1948): *El régimen de los ríos peninsulares*. C. S. I. C. 509 págs.
- MCKNIGHT, T. L.; HESS, D. (2002): *Physical Geography*. Prentice Hall, New Jersey, 629 páginas.
- MEDINA, M. (1976): *Meteorología básica sinóptica*. Paraninfo. 320 págs.
- MILLER, A. (1982): *Climatología*, Ed. Omega, Barcelona. 379 págs.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1993): *Geomorfología General*. Ed. Síntesis. Madrid. 351 págs.
- PATTON, C. P. ALEXANDER, C. S. KRAMER, F. L. (1978): *Curso de Geografía Física* Vicens Vives, Barcelona. 446 págs.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1996): *Geomorfología, Principios, métodos y aplicaciones*, Editorial Rueda. Madrid. 413 págs.
- ; SANZ, M. A.; MARTÍN, A. (1989): *Formas graníticas de la Pedriza*. Agencia del Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid. 205 págs.
- PLANS, P.; FERRER, M.; DERRUAU, M.; ALLIX, J. P.; DACIER, G. (1993): *Geografía Física Geografía Humana*. Ed. Eunsa, Pamplona, 802 páginas.
- PUIGSERVER, M. (Intr.) (1991): *El clima*. Libros de Investigación y Ciencia. Scientific American. Prensa científica. 143 págs.
- PUYOL, R.; ESTÉBANEZ, J. (1976): *Análisis e interpretación del mapa topográfico Nacional*. Ed. Tebar Flores. Madrid, 88 págs.
- ROBINSON, A. et al. (1989): *Elementos de Cartografía*. Ed. Omega. Barcelona, 543 págs.
- ROCHFORT, M. (1969): *Les fleuves* Ed. P.U.F. París. 125 págs.
- SANDOVAL RAMÓN, L. (1991): *Geomorfología*, Ministerio de Defensa, Secretaría General Técnica, Madrid. 335 págs.
- STRAHLER, A. N.; STRAHLER A. H. (1997): *Geografía Física*. Ediciones Omega, Barcelona. 550 págs..
- STRAHLER, A. N. (1992): *Geología Física*. Editorial Omega, Barcelona. 629 págs.
- STRAHLER, ARTHUR, N. (1974): *Geografía Física*. Ed. Omega. Barcelona. (existen numerosas ediciones posteriores).
- TRICART, J.; CAILLEUX, A. (1965) : *Traité de Géomorphologie*, París Sedes 5 vols.
- TWIDALE, C. R. (1982): *Granite Landforms*, Ed. Elsevier, Amsterdam. 372 págs.
- URIARTE, A. (2003): *Historia del clima de la Tierra*. Ed. Gobierno Vasco, Vitoria. 306 págs.
- VALLÉE, J.-L. (2006): *Guía técnica de Meteorología*. Ed. Omega, Barcelona. 221 págs.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; TWIDALE, CH. R. (1998): *Formas y paisajes graníticos*. Universidade da Coruña. 411 págs.

VIERS, G. (1983) *Geomorfología*. Col. Elementos de Geografía. Ed. Oikos-Tau. Barcelona. 320 págs.

Viers, G. (1987): *Climatología*. Oikos-tau, Barcelona, 309 págs.

WAUGH, D. (1995): *Geography: An Integrated Approach*. Editorial Nelson, United Kingdom, 593 págs.

Produced with ScanTOPDF