



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA  

---

**SEDE MANIZALES**

**Manual de  
Geología para  
Ingenieros**

Gonzalo  
Duque Escobar

Manizales, 2003



**A la Universidad Nacional de Colombia,  
a mis Profesores y a mis Alumnos**

A continuación se presenta un texto para los cursos de Geología en los programas de Ingeniería, con información sobre la geología física de Colombia. El punto de partida de este texto han sido mis notas del curso que dicto en Ingeniería Civil y las del Postgrado en Geotecnia de la Universidad Nacional. Me he apoyado en la información complementaria de investigadores nacionales buscando un texto que permita la formación para enfrentar con acierto los problemas de Geotecnia típicos del medio tropical andino, que es el de Colombia. Deseo agradecer la revisión del Texto y la juiciosa orientación para todo el documento, aportada por el Profesor Álvaro Correa Arroyave, PhD., a quien le corresponde gran parte del éxito de este trabajo.

Con este nuevo texto se desea ofrecer al lector un panorama agradable de una de las ramas de las Ciencias de la Tierra, vista a través de los ojos del Ingeniero con elementos fundamentales de la geotecnia, de algunos aspectos relevantes de la geología colombiana y de la cuestión ambiental. De esta forma el conocimiento les facilita a los estudiantes de Ingeniería la comprensión de algunos conceptos necesarios para la comprensión del impacto de las obras civiles sobre el entorno geológico y la comprensión de los procesos del medio abiótico del trópico andino.

**GONZALO DUQUE-ESCOBAR**

## CONTENIDO

	Pág
<b>PRESENTACION</b>	<b>12</b>
<b>1 INTRODUCCION A LA GEOLOGIA</b>	<b>13</b>
1.1 SOBRE LA GEOLOGIA	13
1.2 CICLO DE LAS ROCAS	14
<b>2. MATERIA Y ENERGIA</b>	<b>26</b>
2.1 INTRODUCCION	26
2.2 CONSTANTES EN LA TEORIA FISICA	30
2.3 MACROESTRUCTURAS	31
2.4 TRABAJO	33
2.5 LA ENERGIA	35
2.6 DETECCION A DISTANCIA POR RADAR	38
<b>3. EL SISTEMA SOLAR</b>	<b>45</b>
3.1 EL SISTEMA SOLAR	45
3.2 TEORIAS ACERCA DE LA FORMACION DEL SISTEMA SOLAR	53
3.3 FORMACION DE LA TIERRA	55
<b>4. LA TIERRA SÓLIDA Y FLUIDA</b>	<b>57</b>
4.1 ATMOSFERA	57
4.2 LA TIERRA SÓLIDA	60
4.3 HIDROSFERA	66
4.4 EL CLIMA MUNDIAL	68
4.5 LOS ELEMENTOS DEL CLIMA	71
<b>5. LOS MINERALES</b>	<b>74</b>
5.1 DEFINICION	74
5.2 ELEMENTOS CLAVE	74
5.3 CRISTALIZACION	76
5.4 ENLACES, ESTRUCTURAS Y ALEACIONES	77
5.5 PROPIEDADES FISICAS DE LOS MINERALES	82
5.6 FORMA Y SISTEMAS CRISTALINOS	89
5.7 MINERALOGIA QUIMICA	91
5.8 PARTICIPACION E IMPORTANCIA DE LOS MINERALES	96
5.9 GEOLOGIA ECONOMICA DEL EJE CAFETERO	99
<b>6. VULCANISMO</b>	<b>103</b>
6.1 LOS AMBIENTES DE LOS PROCESOS MAGMATICOS	103
6.2 PARTES DE UN VOLCAN	105

6.3	MECANISMOS ERUPTIVOS DE LOS VOLCANES	111
6.4	PRODUCTOS Y EFECTOS DE LAS ERUPCIONES	118
6.5	MANIFESTACIONES VOLCANICAS	120
6.6	LOS VOLCANESCOLOMBIANOS	121
<b>7.</b>	<b>ROCAS IGNEAS</b>	<b>125</b>
7.1	GENERALIDADES	125
7.2	ASPECTOS FUNDAMENTALES	125
7.3	CRITERIOS DE CLASIFICACION	130
7.4	PAISAJE IGNEO	134
7.5	ALGUNOS TERMINOS Y DEFINICIONES	140
7.6	EJEMPLOS EN COLOMBIA	142
<b>8.</b>	<b>INTEMPERISMO O METEORIZACION</b>	<b>146</b>
8.1	PROCESOS EXTERNOS	146
8.2	FACTORES DEL INTEMPERISMO FISICO O MECANICO	149
8.3	FACTORES DEL INTEMPERISMO QUIMICO	152
8.4	FORMAS DEL INTEMPERISMO QUIMICO	154
8.5	FRAGMENTOS LITICOS	155
8.6	SUELOS	160
8.7	ZONAS RICAS DEL PAIS	174
<b>9.</b>	<b>ROCAS SEDIMENTARIAS</b>	<b>176</b>
9.1	GENERALIDADES	176
9.2	DIAGENESIS	179
9.3	CLASIFICACION DE ROCAS SEDIMENTARIAS	183
9.4	CARACTERISTICAS DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS	184
9.5	DESCRIPCION DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS	188
9.6	SEDIMENTOS ORGANICOS	194
9.7	FASES DE EXPLORACION GEOLOGICA	196
9.8	EJEMPLOS DE SEDIMENTITAS EN COLOMBIA	197
<b>10.</b>	<b>TIEMPO GEOLOGICO</b>	<b>200</b>
10.1	TIEMPO ABSOLUTO	201
10.2	TIEMPO RELATIVO	208
10.3	LA COLUMNA GEOLOGICA	213
10.4	FORMACION DEL SECTOR NORTE DE LOS ANDES (COLOMBIA)	220
10.5	TERMINOS	222
<b>11.</b>	<b>GEOLOGIA ESTRUCTURAL</b>	<b>226</b>
11.1	CONCEPTOS BASICOS	226
11.2	COMPORTAMIENTO DE LAS ROCAS	229
11.3	DEFORMACIONES DE LA CORTEZA TERRESTRE	232



11.4	PLIEGUES	234
11.5	FRACTURAS	238
11.6	DISCORDANCIAS ESTRATIGRAFICAS	242
11.7	ELEMENTOS DE LA GEOLOGIA ESTRUCTURAL COLOMBIANA	245
<b>12.</b>	<b>MACIZO ROCOSO</b>	<b>251</b>
12.1	CALIDAD DEL MACIZO	252
12.2	DISCONTINUIDADES EN MACIZOS ROCOSOS	257
12.3	ESTABILIDAD DEL MACIZO	262
12.4	RASGOS ESTRUCTURALES	268
<b>13.</b>	<b>ROCAS METAMORFICAS</b>	<b>277</b>
13.1	AGENTES DEL METAMORFISMO	278
13.2	TIPOS DE METAMORFISMO	280
13.3	MINERALES DEL METAMORFISMO	283
13.4	FACIES DEL METAMORFISMO	284
13.5	TEXTURA	286
13.6	TIPOS DE ROCAS METAMORFICAS	288
<b>14.</b>	<b>MONTAÑAS Y TEORIAS OROGENICAS</b>	<b>293</b>
14.1	TIPOS BASICOS DE MONTAÑAS	293
14.2	CRITERIOS DE CLASIFICACIÓN DE LAS MONTAÑAS	294
14.3	TIPOS DE CORDILLERAS O PLEGAMIENTOS	298
14.4	GEODINAMICA	300
14.5	CAUSAS DE LAS FUERZAS ENDOGENAS DE LA OROGENIA	303
14.6	SUCESION Y CLASIFICACION DE LAS OROGENESIS	306
14.7	ESTILOS ESTRUCTURALES DE LOS TERRENOS DE COLOMBIA	309
<b>15.</b>	<b>SISMOS</b>	<b>314</b>
15.1	TEORIA DEL REBOTE ELASTICO	315
15.2	DOS LECCIONES: SAN FRANCISCO Y KOBE	316
15.3	PARAMETROS DE UN SISMO	317
15.4	LA SISMOLOGIA	318
15.5	RIESGO SISMICO	327
15.6	RIESGO SISMICO EN COLOMBIA Y EL EJE CAFETERO	334
<b>16.</b>	<b>MOVIMIENTOS MASALES</b>	<b>338</b>
16.1	PARAMETROS Y PROCESOS DE INESTABILIDAD	339
16.2	CAUSAS Y FACTORES DE LA INESTABILIDAD	343
16.3	EVALUACION DE LA ESTABILIDAD	345
16.4	CLASIFICACION Y DESCRIPCION DE LOS MOVIMIENTOS DE MASAS	349

16.5	LA SITUACION EN COLOMBIA	357
16.6	EVALUACION DEL RIESGO	359
<b>17.</b>	<b>AGUAS SUPERFICIALES</b>	<b>364</b>
17.1	EL MAR	364
17.2	ATMOSFERA E HIDRÓSFERA	369
17.3	CORRIENTES SUPERFICIALES	375
17.4	DINAMICA FLUVIAL	387
17.5	MORFOLOGIA Y RED DE DRENAJE	394
17.6	PRINCIPALES RIOS DE COLOMBIA	396
<b>18.</b>	<b>AGUAS SUBTERRANEAS</b>	<b>399</b>
18.1	PROCEDENCIA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS	401
18.2	DINAMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS	409
18.3	FACTORES DEL MOVIMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS	415
18.4	MANTOS	421
18.5	PAISAJE KARSTICO	428
<b>19.</b>	<b>GLACIARES Y DESIERTOS</b>	<b>432</b>
19.1	GLACIARES	432
19.2	EROSION GLACIAR	436
19.3	TEORIA DE LA GLACIACION MULTIPLE	440
19.4	EL VIENTO	444
19.5	DESIERTOS	449
19.6	EROSIÓN EN EL DESIERTO	452
19.7	DESIERTOS EN AMERICA	457
<b>20.</b>	<b>GEOMORFOLOGIA</b>	<b>458</b>
20.1	LA GEOMORFOLOGIA COMO CIENCIA	458
20.2	CLAVES DE FOTOINTERPRETACION	462
20.3	GENERALIDADES DEL AREA DE MANIZALES Y CHINCHINA	472
	<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>480</b>

## LISTA DE FIGURAS

	Pág
Figura 1	El ciclo de las rocas (dos versiones) 14
Figura 2	Relieve de los Fondos Oceánicos 17
Figura 3	Estados de la materia 26
Figura 4	Los elementos aristotélicos 27
Figura 5	Formas de intercambio de energía 35
Figura 6	Espectro electromagnético 36
Figura 7	Imágenes desde el espacio 41
Figura 8	Orbita elíptica de un planeta en torno al Sol 46
Figura 9	Diagrama temporal 56
Figura 10	Regiones térmicas de la atmósfera 58
Figura 11	Trayectoria de las ondas sísmicas 61
Figura 12	Corte ideal del planeta Tierra 63
Figura 13	Modelos isostáticos 65
Figura 14	Perfil hipsográfico 68
Figura 15	Enlaces 77
Figura 16	Arreglos de átomos de carbono 79
Figura 17	Tetraedros de carbono 80
Figura 18	Reflexión y refracción de una haz luz 87
Figura 19	Ejemplos de cristales sistema por sistema 91
Figura 20	Vulcanismo en zona magmática interplaca 105
Figura 21	Estructura general de un volcán 106
Figura 22	Formación de una caldera 108
Figura 23	Desplazamiento transversal de una dorsal 110
Figura 24	Proceso volcánico por despresurización de su reservorio 112
Figura 25	Proceso volcánico por ascenso de magma 113
Figura 26	Cuatro tipos de erupciones en vulcanismo subaéreo 118
Figura 27	Mapa de Amenazas Potenciales del VN del Ruiz 124
Figura 28	Ambientes de formación y texturas 129
Figura 29	Manejo de un diagrama de triple entrada 132
Figura 30	Diagrama de Streckeisen 133
Figura 31	Paisaje ígneo 134
Figura 32	La clasificación de las rocas piroclásticas 135

Figura 33	Anexos petrográficos	137
Figura 34	Procesos de agradación y degradación de la corteza	147
Figura 35	Formación de un peñasco esferoidal	151
Figura 36	Bloque fracturado merced a un sistema de diaclasas	153
Figura 37	Raíz de una planta formando arcillas	153
Figura 38	Representación simbólica de las arcillas	157
Figura 39	Etapas y procesos en la formación del suelo	161
Figura 40	Depósitos sedimentarios con clastos	162
Figura 41	Otros depósitos sedimentarios	163
Figura 42	Perfil de un suelo	164
Figura 43	Ambientes sedimentarios	181
Figura 44	Estratificación cruzada	186
Figura 45	Representación de una estructura sedimentaria	189
Figura 46	Costos y rendimientos de diferentes métodos de prospección	197
Figura 47	Correlación de eventos con base en tres columnas estratigráficas	210
Figura 48	Registros fósiles	225
Figura 49	Esfuerzos y deformaciones de un cuerpo por cargas externas	227
Figura 50	Carga creciente instantánea y carga constante prolongada	228
Figura 51	Bloque sometido a compresión	229
Figura 52	Relaciones esfuerzo-deformación de las rocas	230
Figura 53	Partes de un pliegue	234
Figura 54	Tipos de pliegues	236
Figura 55	Partes de una falla	238
Figura 56	Tipos de fallas	239
Figura 57	Otros tipos de fallas	241
Figura 58	Sistemas compuestos de fallas	241
Figura 59	Discordancia	243
Figura 60	Discordancia entre cinco unidades litológicas	243
Figura 61	Correlación entre formaciones ígneas y sedimentarias	244
Figura 62	Correlación entre eventos tectónicos	245

Figura 63	Mapa estructural de Colombia	247
Figura 64	Diagrama estructural de la región	249
Figura 65	Túnel en un macizo afectado por una intrusión	251
Figura 66	Profundidad de una galería	252
Figura 67	Clasificación ingenieril de roca intacta según Deere	254
Figura 68	Fallas de un talud de roca	255
Figura 69	Estratificación y esquistocidad en el caso de un túnel	260
Figura 70	Volcamiento y deslizamiento de bloques en un macizo	262
Figura 71	Aptitud de una estructura geológica y la dirección de un túnel	263
Figura 72	Estabilidad de cuñas de roca	264
Figura 73	Galería rectangular con fuerte anisotropía estratigráfica	267
Figura 74	Plano inclinado	268
Figura 75	Proyección del plano estructural	270
Figura 76	Tipos de proyecciones	271
Figura 77	Plano estructural, horizonte y polo	272
Figura 78	Plano estructural $K = (N \phi E: \alpha SE)$	273
Figura 79	Representación del plano de falla $K (N 60^\circ W; 30^\circ SW)$	274
Figura 80	Ejemplos numéricos de equivalencias entre dos notaciones	275
Figura 81	Inestabilidad cinemática con una familia de discontinuidades	275
Figura 82	Inestabilidad cinemática con dos familias de discontinuidades	276
Figura 83	Metamorfismo progradante	282
Figura 84	Esquema de Turner (1968)	285
Figura 85	Acercas de las fábricas texturales	286
Figura 86	Tipos de montañas según su origen	295
Figura 87	Magnetismo fósil en el fondo oceánico	298
Figura 88	Colisión entre placa continental y placa oceánica	299
Figura 89	Placas principales y sus límites	305
Figura 90	Mapa de los terrenos geológicos de Colombia	310

Figura 91	Teoría del rebote elástico	316
Figura 92	Parámetros de un sismo	317
Figura 93	Maremoto	320
Figura 94	Ondas sísmicas	321
Figura 95	Esquema de un sismógrafo	322
Figura 96	Sismograma	323
Figura 97	Sismo por corrimiento	324
Figura 98	Espectro de respuesta a un sismo	325
Figura 99	Zonas de riesgo y fuentes sismotectónicas en Colombia	335
Figura 100	Perfil idealizado de una ladera	100
Figura 101	Fallas en suelos	346
Figura 102	Falla de un talud friccionante	347
Figura 103	Falla de un talud cohesivo	347
Figura 104	Grano de arena en equilibrio crítico sobre un talud	348
Figura 105	Selección de la ladera adecuada	354
Figura 106	Evaluación del riesgo sísmico	362
Figura 107	Corrientes oceánicas	366
Figura 108	Fondo del mar	368
Figura 109	Ciclo hidrológico	370
Figura 110	Sistema de drenaje	379
Figura 111	Perfil longitudinal de una corriente	380
Figura 112	Curva de Hjulstrom	383
Figura 113	Deltas de una corriente	384
Figura 114	Abanicos aluviales	384
Figura 115	Formación de un valle	385
Figura 116	Formación de una terraza aluvial	385
Figura 117	Corrientes aluviales	386
Figura 118	Líneas de flujo en una corriente	387
Figura 119	Velocidad terminal de una partícula	388
Figura 120	Meandros en cause sinuoso y corriente rápida	392
Figura 121	Canales para tratamientos de aguas en ladera	393
Figura 122	Defensas de las riveras de un río	393
Figura 123	Formas de drenaje	395
Figura 124	Tipos de corriente	396
Figura 125	Curva de rocío	401
Figura 126	Nivel freático regional	410
Figura 127	Esquema del nivel freático	411

Figura 128	Meniscos	414
Figura 129	Variaciones en la porosidad de la arena	416
Figura 130	La Ley de Darcy	421
Figura 131	Acuíferos y nivel piezométrico	423
Figura 132	Acuíferos especiales	424
Figura 133	Esquema del NAF en un macizo	425
Figura 134	Corriente subterránea de un torrente	425
Figura 135	Pozos en acuífero libre	426
Figura 136	Pozo en acuífero confinado	427
Figura 137	Paisaje kárstico	430
Figura 138	Estructura de un glaciar	433
Figura 139	Nieve, neviza y hielo	435
Figura 140	Glaciares de montaña	436
Figura 141	Movimiento de partículas en el glaciar	437
Figura 142	Morfología glaciar	438
Figura 143	Formación de una marmita	438
Figura 144	Modelado del paisaje glaciar	439
Figura 145	Glaciaciones del pleistoceno	440
Figura 146	Efecto multiplicador de un deshielo o un calentamiento	441
Figura 147	Esquema de la máquina atmosférica del planeta	444
Figura 148	Circulación de los vientos en dos temporadas	447
Figura 149	Formación de un ventifacto	452
Figura 150	Formación de una cuenca de deflación	453
Figura 151	Pedestales	453
Figura 152	Barján y duna en U	455
Figura 153	Dinámica de las dunas	456
Figura 154	Evolución del paisaje húmedo y seco	456
Figura 155	Paisaje con diferentes tipos pétreos	460
Figura 156	Geoformas en rocas sedimentarias	467
Figura 157	Morfología para diagnóstico	470
Figura 158	Perfil morfoestructural	474

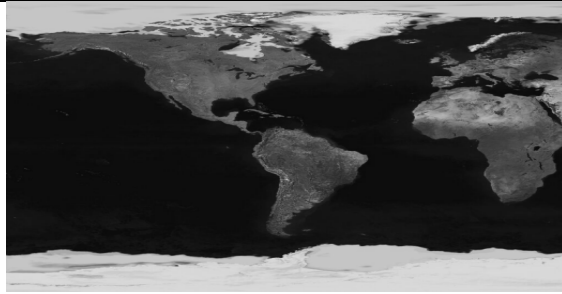
## LISTA DE CUADROS

		Pág
Cuadro 1	Las fuerzas de la naturaleza	29
Cuadro 2	Distancia a los planetas en unidades astronómicas	50
Cuadro 3	Las atmósferas y las gravedades de los cuerpos del sistema solar	51
Cuadro 4	La composición del agua del mar	67
Cuadro 5	Elementos más abundantes en la Tierra	75
Cuadro 6	Tipos de erupción volcánica	114
Cuadro 7	Serie de reacciones de Bowen	126
Cuadro 8	Cuadro simplificado de las rocas ígneas	131
Cuadro 9	Resistencia de algunas rocas en Kg/cm <sup>2</sup>	150
Cuadro 10	Tamaños típicos de partículas y fragmentos de suelo	156
Cuadro 11	Símbolos para la representación litológica de las principales rocas	178
Cuadro 12	Proceso de formación de las rocas sedimentarias	182
Cuadro 13	Las rocas sedimentarias	183
Cuadro 14	Edades radiométricas en el departamento de Caldas	207
Cuadro 15	Escala de tiempo geológico	214
Cuadro 16	Tipos principales de discontinuidades en macizos rocosos	278
Cuadro 17	Rocas metamórficas	278
Cuadro 18	Textura y fábrica del material rocoso	287
Cuadro 19	Fases de plegamiento en América	307
Cuadro 20	Procesos de erosión hídrica e inestabilidad	341
Cuadro 21	Perfil de un suelo residual	342
Cuadro 22	Clasificación de los movimientos de suelos y rocas en regiones tropicales	351
Cuadro 23	Origen de las aguas subterráneas	399
Cuadro 24	Claves fotogeológicas	462



## LISTA DE TABLAS

		Pág
Tabla 1	Lista de constantes fundamentales y magnitudes derivadas	31
Tabla 2	Escalas de estructuras	32
Tabla 3	Escala de energía involucrada en diferentes fenómenos	34
Tabla 4	Componentes del aire seco al nivel del mar	57
Tabla 5	Estructura de la Tierra	62
Tabla 6	Composición promedia de la corteza, del manto y del planeta Tierra	66
Tabla 7	Escala de Mohs	84
Tabla 8	Peso específico y dureza de algunos minerales	86
Tabla 9	Ejemplos de silicatos	92
Tabla 10	Ejemplos de óxidos	93
Tabla 11	Ejemplos de sulfuros	94
Tabla 12	Ejemplos de carbonatos	94
Tabla 13	Ejemplos de sulfatos	95
Tabla 14	Las menas más importantes	97
Tabla 15	Serie del uranio 238	201
Tabla 16	Contenido radiactivo y calor liberado	204
Tabla 17	Comparación entre varios tipos de desastres naturales	314
Tabla 18	Valoración de parámetros para la microzonificación	332
Tabla 19	Diferencia entre reptamiento y deslizamiento	355
Tabla 20	Componentes disueltos en el agua de mar	364
Tabla 21	Principales ríos del mundo con su cuenca	376



## 1 INTRODUCCION A LA GEOLOGIA

Mapa del planeta Tierra. National Geographic.

### 1.1 SOBRE LA GEOLOGIA

La Geología es la ciencia que estudia el planeta Tierra en su conjunto, describe los materiales que la forman para averiguar su historia y su evolución e intenta comprender la causa de los fenómenos endógenos y exógenos. La unidad de tiempo en geología es el millón de años.

El estudio de la Tierra de manera aislada fue objeto de interés en la antigüedad, pero la Geología como ciencia se inicia en los siglos XVII y XVIII obteniendo su mayor desarrollo en el siglo XX, donde diversas ramas de la Geología se encargan del anterior propósito.

La teoría de la tectónica global o de placas de los años 60 ofrece hoy explicaciones plausibles a la mayoría de los fenómenos y hechos geológicos tales como la formación de montañas, océanos, localización de volcanes y epicentros sísmicos, etc., quedando sin embargo algunos puntos oscuros por resolver. En la actualidad las ciencias geológicas están adquiriendo mayor importancia para enfrentar la escasez de materias primas y energéticas y los problemas ambientales. Esto exige el conocimiento profundo de la geología del terreno y el concurso de personal especializado en geología, geotecnia, geofísica y geoquímica, entre otras disciplinas y profesiones.

Los estudios geológicos son también necesarios en obras de ingeniería civil, como presas, autopistas y edificaciones y sobretodo en los trabajos relacionados con el ordenamiento del territorio y la conservación del medio ambiente.

Para ilustrar los temas de los cuales trata la geología física, una buena herramienta es el ciclo de las rocas, el cual permite describir los principales fenómenos a los cuales están sometidos las rocas y los suelos. Este enfoque de la geología física servirá también como introducción al presente texto.

### 1.2 CICLO DE LAS ROCAS

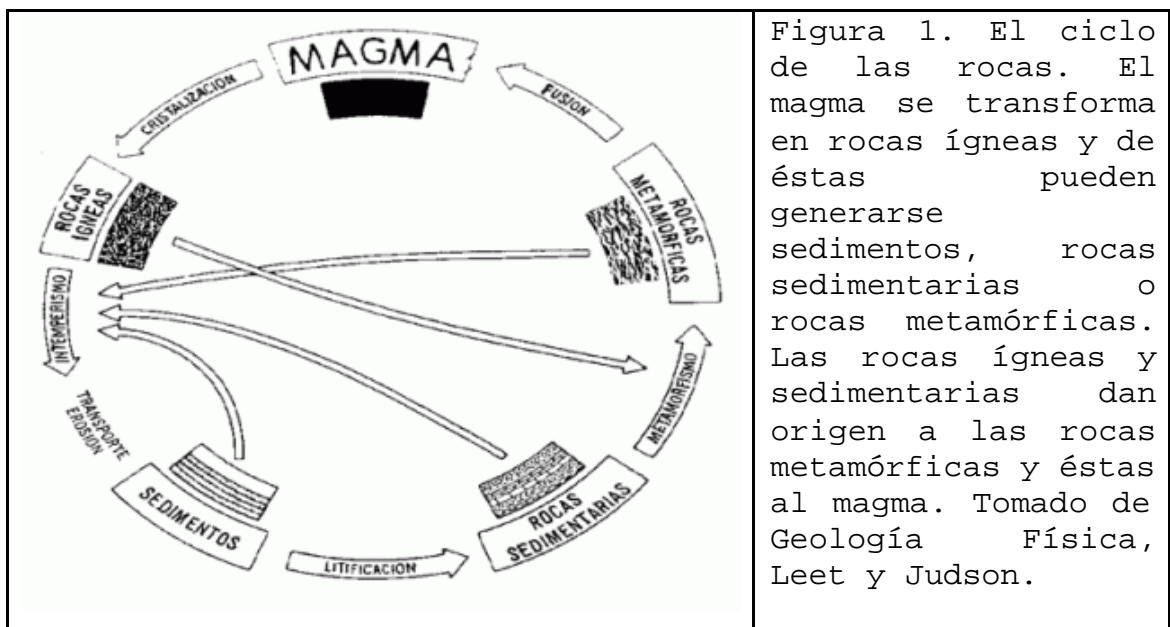


Figura 1. El ciclo de las rocas. El magma se transforma en rocas ígneas y de éstas pueden generarse sedimentos, rocas sedimentarias o rocas metamórficas. Las rocas ígneas y sedimentarias dan origen a las rocas metamórficas y éstas al magma. Tomado de Geología Física, Leet y Judson.

El magma da origen a las rocas ígneas y éstas (u otras) dan origen a los sedimentos; por su parte los sedimentos consolidados dan origen a las rocas sedimentarias. Pero las rocas sedimentarias (y las ígneas) dan origen a las rocas metamórficas y éstas a su vez pueden fundirse para producir magma. El ciclo también puede interrumpirse, como se ilustrará en la siguiente figura, con procesos que adelante se describen.

**1.2.1 El magma.** Es un fluido rocoso incandescente compuesto principalmente de minerales tipo silicatos y óxidos fundidos.

La Tierra está compuesta por un núcleo interior caliente, un manto que lo envuelve y una corteza exterior. La corteza que envuelve la Tierra sólida está compuesta por placas tectónicas de ambiente continental y oceánico.

El magma se produce por debajo de la corteza y en el manto exterior del planeta, donde los materiales están sometidos a un flujo plástico de naturaleza convectiva. Así, el magma es un fundido natural a alta temperatura en el que participan principalmente 8 elementos: oxígeno ( $O_8$ ), silicio ( $Si_{14}$ ), aluminio ( $Al_{13}$ ), hierro ( $Fe_{26}$ ), calcio ( $Ca_{20}$ ), sodio ( $Na_{11}$ ), potasio ( $K_{19}$ ) y magnesio ( $Mg_{12}$ ).

**1.2.2 La cristalización.** Por el enfriamiento del magma se forman diminutos cuerpos sólidos llamados minerales que tienen la tendencia a formar cuerpos cristalinos, por sus formas espaciales regulares de materia químicamente homogénea.

Esas estructuras, fruto de la cristalización de soluciones magmáticas, son el resultado de la unión eléctrica de átomos, iones y moléculas, en un estado energético mínimo de máximo orden.

En ocasiones el producto de la solidificación es amorfo, es decir, cuando los átomos, iones y moléculas del cuerpo no manifiestan una disposición regular.

Deben destacarse además minerales con formas granulares, laminares y fibrosas, y disposiciones de minerales alineados y cruzados, en un espacio tridimensional. Estos aspectos son determinantes en el comportamiento mecánico de las rocas.

Por la compleja composición química del magma su cristalización no es uniforme sino fraccionada. Como las rocas que se derivan del magma tienen componentes minerales principalmente del grupo de los silicatos, conforme desciende la temperatura en el fundido, se forman silicatos en el orden siguiente:

Primero los ferromagnesianos y las plagioclasas cálcicas, seguirán el feldespato potásico, la moscovita y por último el cuarzo (consideraremos el cuarzo como silicato y no como óxido). Esto se conoce como la serie de cristalización de Bowen.

Las rocas están formadas por minerales; las texturas de las rocas ígneas dependen del tamaño, forma y disposición de los minerales que las componen, pero dicho tamaño depende de la velocidad de enfriamiento del magma; si el enfriamiento es lento, el mineral es grande y la textura será fanerítica (granulada); si el enfriamiento es rápido, los minerales serán pequeños resultando la textura afanítica; una textura combinada por cambios de velocidad de enfriamiento, en la que se muestran minerales grandes dentro de una matriz de minerales finos, es la textura porfidítica.

**1.2.3 Rocas ígneas.** En la Tierra existen dos ambientes geográficos de formación de rocas ígneas: el oceánico y el continental; por regla general en el oceánico estas rocas son ricas en minerales ferromagnesianos y se denominan rocas básicas o ultrabásicas y en el ambiente continental son ricas en minerales con abundancia de sílice y aluminio y se llaman rocas ácidas. Estas denominaciones se dan en función de la composición química de las rocas.

Según la profundidad de formación, las rocas pueden ser plutónicas, cuando provienen del magma que se ha enfriado en el interior de la corteza; o volcánicas, cuando el magma se ha enfriado sobre ella. También puede ocurrir que el

magma se enfríe próximo a la superficie, pero no sobre ella, conduciendo a rocas hipoabisales.

Las plutónicas son de textura fanerítica, las volcánicas de textura afanítica, y las hipoabisales de textura porfidítica dado que su formación condiciona la textura a través de la velocidad de enfriamiento.

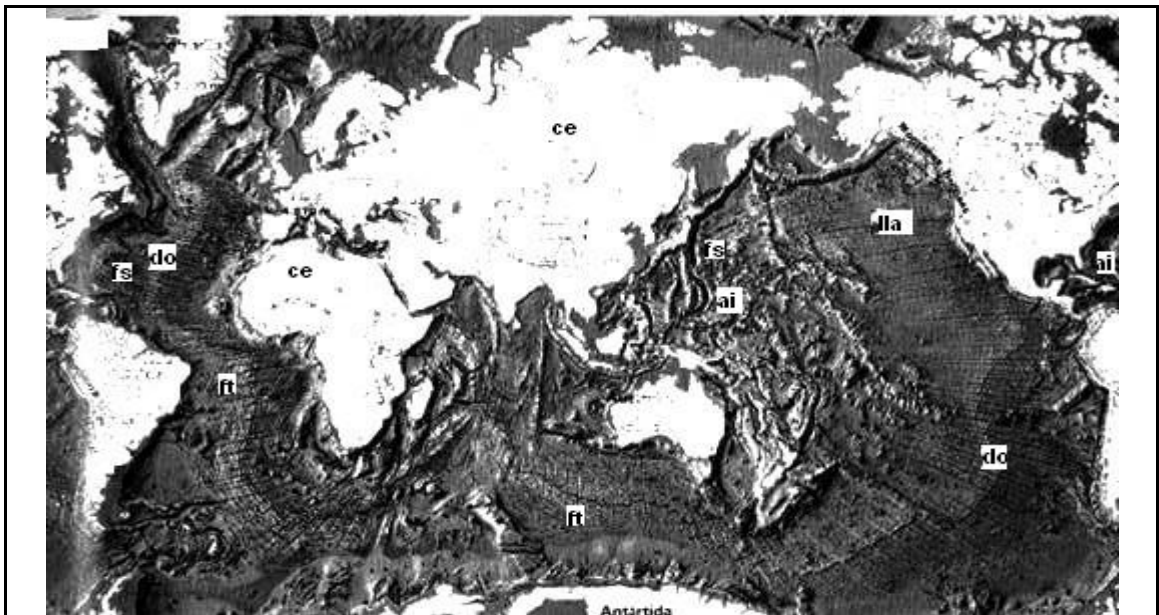


Figura 2. Relieve de los Fondos Oceánicos: se observan las dorsales oceánicas (do), las fallas transformantes (ft), las llanuras abisales (lla) y fosas submarinas (fs), así como los arcos de islas (ai) y continentes emergidos (ce). Fuente La Tierra Planeta Vivo, Salvat..

Las principales rocas ígneas son el granito, entre las plutónicas, y el basalto entre las volcánicas; por regla general la primera de ambiente continental y la segunda de ambiente oceánico. En la Cordillera Central son frecuentes los granitos y en la occidental los basaltos.

**1.2.4 Meteorización, erosión y transporte.** Los sedimentos se explican por la meteorización, la erosión y el transporte de los materiales que conforman la corteza de la

Tierra. La denudación es un proceso nivelador por el cual las rocas de los espacios de erosión nutren los espacios de sedimentación. Semejante proceso se corresponde con fuerzas de degradación de la superficie del planeta, a las que se oponen fuerzas de agradación que reconstruyen el relieve.

La meteorización o intemperismo, como condición previa a la erosión y al transporte, es la alteración del material rocoso expuesto al aire, la humedad o al efecto de la materia orgánica; existen dos tipos de meteorización: la mecánica, que alude a la desintegración del material y la química, a su descomposición. Hay otras formas de alteración que no son meteorización, como la alteración tectónica y la hidrotermal de importancia en el ambiente andino.

Productos del intemperismo son: gravas, arenas, limos y arcillas, además de soluciones silíceas, carbonatadas y ferruginosas, entre otras. Estos materiales explican posteriormente la formación de los suelos de cultivo, también los suelos residuales, los suelos transportados y las rocas sedimentarias, todos ellos gracias a la meteorización que supone la destrucción de las rocas y minerales expuestos sobre la superficie debido a las fuerzas exógenas.

La erosión es el proceso de desprendimiento de las unidades alteradas de la roca merced a agentes como el hielo, el agua y el viento; la gravedad no lo es. Estos mismos agentes ocasionan luego el transporte de los materiales desprendidos, para formar los depósitos sedimentarios, aprovechando la energía proveniente de la gravedad y del Sol.

**1.2.5 Sedimentos.** Son materiales rocosos, organismos muertos, sustancias químicas y otras sustancias acumuladas, fruto de la meteorización y alteración de las rocas, por la precipitación de elementos disueltos en la hidrosfera o la

acumulación de materia orgánica en un medio continental o marino.

Los procesos de denudación de la corteza suponen la erosión de masas emergidas. La energía la provee la gravedad y los movimientos de la tierra fluida a causa de la radiación solar, fuerzas sin las cuales no es posible el transporte de materiales por medios como aire y agua. Según el agente que lo transporta, el depósito recibe el nombre de coluvial, aluvial, eólico o glaciario; y según el lugar donde se encuentre, el depósito recibe el nombre de palustre, marino, lacustre o terrígeno.

Algunos ambientes sedimentarios están situados dentro de los continentes como ocurre con el medio fluvial formado por la acumulación de partículas en el lecho y a ambos lados de los ríos, principalmente durante las crecidas, o el medio lacustre originado por el material sedimentado en el fondo de los lagos. Otros ambientes se localizan en zonas costeras y sus alrededores, entre los cuales citamos las playas y los deltas formados por sedimentos del río cuando termina su curso. Es, sin embargo, en el mar donde suelen darse los máximos espesores de sedimentos ya sobre la plataforma continental, sobre el talud continental o en la desembocadura de los cañones submarinos. El espesor de los sedimentos en las llanuras abisales es pequeño, para desaparecer en las vecindades de las dorsales.

**1.2.6 Diagénesis y litificación.** Cuando los sedimentos son sepultados tiene lugar todo tipo de procesos químicos y físicos que pueden conducir a modificaciones bastante radicales del material original. Con el término diagénesis se cubren todas esas transformaciones ocurridas a temperaturas y presiones relativamente bajas, en zonas no muy profundas por debajo de la superficie de la Tierra. Los tres procesos diagenéticos son la cementación, la consolidación-deseccación, y la cristalización.



Quizás el efecto más obvio de la diagénesis sea la transformación de partículas sueltas, sin consolidar, en una roca sedimentaria compacta y dura. Este es sólo uno de los aspectos de la diagénesis que se denomina litificación y como ejemplo de ella está la conversión de arenas en areniscas, arcillas en arcillolita y turbas en carbón.

La consolidación y la desecación son los dos componentes esencialmente independientes de la diagénesis, el primero es de carácter físico mientras el segundo es más químico que físico, pero uno y otro en general avanzan paralelamente a lo largo de la diagénesis.

La consolidación-desecación es un proceso que se explica con la litificación de las arcillas, cuyo producto final puede ser una roca sedimentaria llamada arcillolita; gracias a presiones litostáticas este material poroso e impermeable disminuye ostensiblemente su volumen, pierde agua y se endurece.

La cementación es el proceso clásico de litificación de las arenas, tras su acumulación, por el cual se forma la roca sedimentaria llamada arenisca, donde la arena porosa y permeable admite coloides cementantes y soluciones con aglutinantes químicos.

La cristalización se da, por ejemplo, en algunos depósitos de naturaleza calcárea, donde los intercambios iónicos producen el endurecimiento de la materia gracias a fenómenos de neocristalización y recristalización, obteniéndose como producto una roca sedimentaria del tipo caliza. Para algunos autores este proceso queda comprendido dentro del fenómeno de la cementación cuando se asume como proceso eminentemente químico.

**1.2.7 Rocas sedimentarias.** Las rocas sedimentarias más importantes por su abundancia y en su orden, son: la lutita, la arenisca y la caliza. Aunque las rocas sedimentarias constituyen una proporción muy pequeña del volumen de la corteza de la Tierra, son altas las

posibilidades de encontrarlas en la superficie, donde tres cuartas partes de las rocas expuestas son sedimentarias. La Cordillera Oriental colombiana es fundamentalmente de naturaleza sedimentaria.

Como los procesos que conducen a la formación de rocas sedimentarias están en funcionamiento en nuestro entorno, el examen de éste da los indicios de su formación. Si el entorno es costero, los sedimentos son variados y se van acumulando y sepultando para formar rocas. En un pantano de sal los sedimentos son de grano muy fino (lodos) y en la playa el sedimento es de grano arenoso; estos dos escenarios muestran aguas tranquilas y entornos de alta energía y turbulencia respectivamente, que condicionan la calidad de la roca.

Los diferentes tipos de rocas sedimentarias se relacionan a su vez, no sólo con los procesos de meteorización, sino también con la zona climática en que se formaron y con las diferentes partes del ambiente tectónico sobre las cuales pueden estar operando los procesos superficiales. Pero lo más característico de las rocas sedimentarias es su disposición en capas o estratos, donde el conjunto muestra algunos tipos de estructuras que reflejan el ambiente de formación.

Volviendo a las rocas más frecuentes, tenemos que la lutita proviene de las arcillas y limos depositados en mares, lagos o lagunas; que la arenisca proviene de arenas, por regla general cementadas con minerales como calcita, dolomita y cuarzo; que las calizas son rocas de naturaleza calcárea, de origen químico u orgánico. Además, si las rocas sedimentarias como areniscas, lutitas y conglomerados (rocas clásticas) se forman fundamentalmente por la acumulación de partículas provenientes de otras rocas, también se forman rocas sedimentarias con materiales depositados que no son partículas de rocas transportadas mecánicamente, sino que pueden ser, o bien precipitados de disoluciones acuosas como es el caso de los yesos y sales,

o bien rocas que se forman por la acción de organismos, como es el caso de los arrecifes, o por acumulación de caparazones de organismos muertos como muchas calizas.

**1.2.8 Metamorfismo.** Es el cambio de una clase coherente de roca en otra, gracias a un proceso que se da por debajo de la zona de sedimentación e intemperismo pero sobre la zona de fusión o producción de magma. Los agentes del metamorfismo son tres, y al menos dos de ellos siempre están presentes: temperatura, presión y fluidos químicamente activos. Las nuevas rocas así originadas sufren en la transformación mecánica, química o químico-mecánica un cambio en su estructura o en su composición mineral sin que varíe la química global.

Existen tres series básicas de rocas metamórficas: en las zonas en las que la presión es mucho más elevada que la temperatura, donde se formarán rocas de alta presión; en la zona en que la temperatura es mucho mayor que la presión, donde se formarán rocas metamórficas de alta temperatura, finalmente, si en el lugar de formación la presión y la temperatura están equilibradas, darán a lugar a rocas de presión y temperatura intermedia.

Las zonas que pueden dar lugar a rocas metamórficas son variadas y pueden estar tanto en el ambiente continental como en el oceánico. La Cordillera Central colombiana tiene un basamento fundamentalmente de constitución metamórfica. En la base de la corteza oceánica, algunas rocas podrían sufrir metamorfismo; en las dorsales se da una mayor temperatura gracias al ascenso del magma, favoreciendo la formación de rocas metamórficas. Las zonas de subducción también son ambientes propicios, como lo son a su vez las partes inferiores de la corteza continental o los espacios vecinos en las inmediaciones de las intrusiones ígneas que sufre la corteza superior al ascenso de magmas.

**1.2.9 Rocas metamórficas.** En la corteza la temperatura aumenta en promedio 33 °C por Km. (1° C por cada 30 metros

de profundidad), y la presión unas 1000 atmósferas cada 3 Km. (1 atmósfera cada 3 metros), por lo que a más de 200 °C y 2000 atmósferas (6000 metros) se forman rocas metamórficas como las granulitas, eclogitas, gneises y esquistos. Algunas rocas son de alta temperatura y baja presión (dorsales oceánicas), o baja temperatura y alta presión (zonas de subducción).

El entorno más frecuente en el que las rocas metamórficas están disponibles para el hombre, es la cadena montañosa en donde la erosión de una parte temporalmente engrosada de la corteza continental expone rocas ígneas y sedimentarias que antes estuvieron profundamente sepultadas pudiendo sufrir cambios mineralógicos en respuesta al incremento de presiones y temperaturas. Si se tratara de una roca sedimentaria que ha sufrido metamorfismo, tras un posterior proceso de meteorización que altere su composición química, con la presencia de agua pueden producirse silicatos hidratados y dióxidos de carbono para generar carbonatos.

Más si el metamorfismo de las rocas sedimentarias comprende la producción de vapor de agua, dióxido de carbono y otras sustancias gaseosas excedentes, el metamorfismo de las rocas ígneas incluye por lo general la absorción retrógrada de los volátiles señalados, que son tomados de las masas sedimentarias que acompañan el proceso.

Al clasificar las rocas metamórficas es indispensable describir la roca en términos de su textura y su composición química, así como de su mineralogía. Estos tres parámetros tienden a ser aplicados genéticamente, aunque pocas veces se pueda, decidir si una roca es metamórfica, ígnea o sedimentaria, pero sí con mejor aproximación si ella es ígneo-metamórfica o sedimentario-metamórfica, ya en atención a las facies minerales, a la textura que proporciona una valiosa escala de técnicas o a los distintos contextos que facilitan la asociación.

Con alguna aproximación, las principales rocas metamórficas son: a partir de la lutita, y conforme aumenta la presión y la temperatura, la pizarra, la filita, el esquisto y el paragneis; a partir de la arenisca (cuarzosa), la cuarcita; a partir de la caliza, el mármol; a partir del basalto (o rocas afines), que es la vulcanita más abundante, la serpentina y la anfibolita, y a partir del granito, que es la roca plutónica más abundante, el ortogneis.

**1.2.10 La fusión.** Si pudiéramos ver el más espectacular de los fenómenos naturales, una erupción volcánica, obtendríamos la evidencia directa de la existencia de material rocoso fundido que surge del interior del planeta. El calor del interior de la Tierra es una consecuencia de su proceso de formación. Al observar la superficie del planeta son evidentes las transformaciones de su superficie: volcanes y terremotos coinciden y se extienden sobre las jóvenes cordilleras como una expresión en superficie de los procesos dinámicos que convulsionan al planeta en su conjunto.

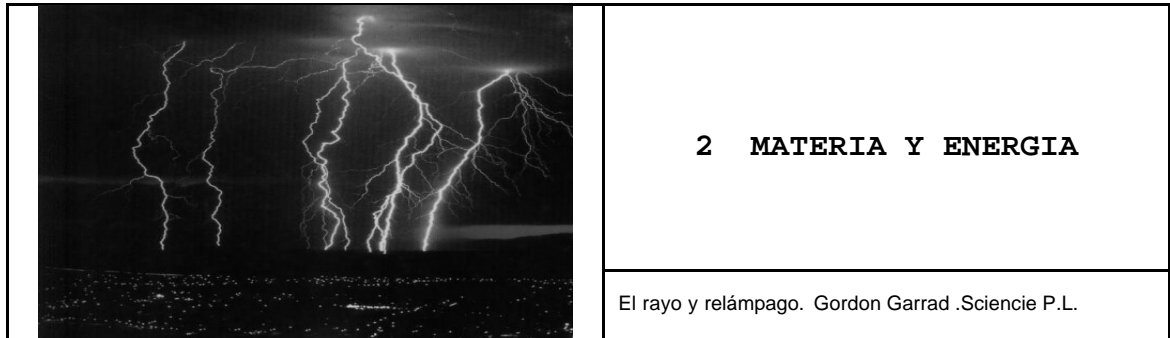
El colapso gravitacional de la nube de gas primogénita dejó como herencia la energía de acreción y la rotación del planeta. Su forma esférica por acción de su propia gravedad, es el resultado de una masa que ha sobrepasado cierto límite. A su vez la masa de gas y polvo primogénita venía siendo el fruto de materia reciclada en el interior de los astros en donde se cocieron elementos de diferente número atómico, incluyendo la formación de elementos radiactivos.

La sismología es el método geofísico más revelador en lo que a contraste estructural en el interior de la Tierra se refiere. El estudio de la gravedad también proporciona interesantes observaciones, pues sus cambios reflejan faltas de homogeneidad laterales en la masa del interior del planeta. El magnetismo y paleomagnetismo de las rocas ha contribuido en mayor grado a la aceptación general del concepto de tectónica de placas. Si a estos datos se

agregan los beneficios de la geoquímica y la astrofísica, podremos concluir en modelos físicos que expresen las capas más internas de la Tierra con su correspondiente composición estimada a partir de isótopos.

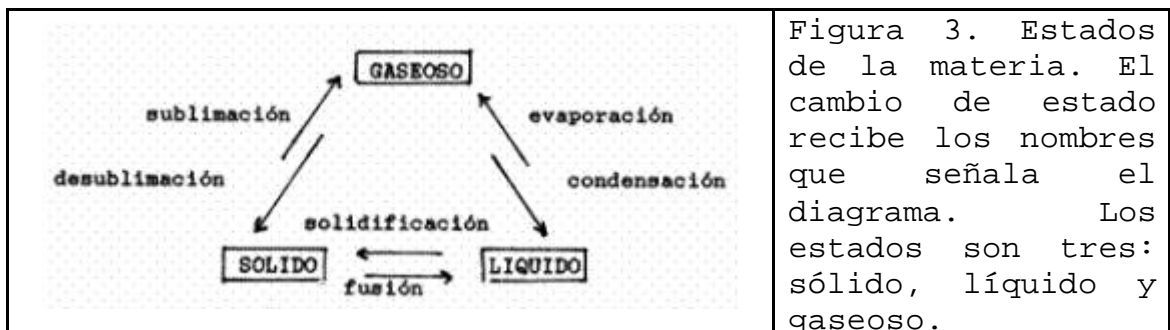
Por razones térmicas y de presión, a gran profundidad las rocas son susceptibles de transformarse en magma. Un descenso de la presión obliga a la fusión de los materiales que a gran profundidad están sometidos a elevadas temperaturas. Por el gradiente geotérmico, en los primeros km. de la corteza, la temperatura es extremadamente alta, pero la presión será suficiente para que las rocas estén en su fase sólida; se requieren sismos y movimientos de la corteza para que se despresurice el medio y así, las rocas por calor se fundan.

Otras fuentes de energía para la fusión de las rocas las proveen las corrientes de convección del manto, la fricción entre placas tectónicas y la presencia de elementos radiactivos.



### 2.1 INTRODUCCION

El estado físico de los cuerpos desde el punto de vista clásico, es: sólido, líquido y gaseoso.



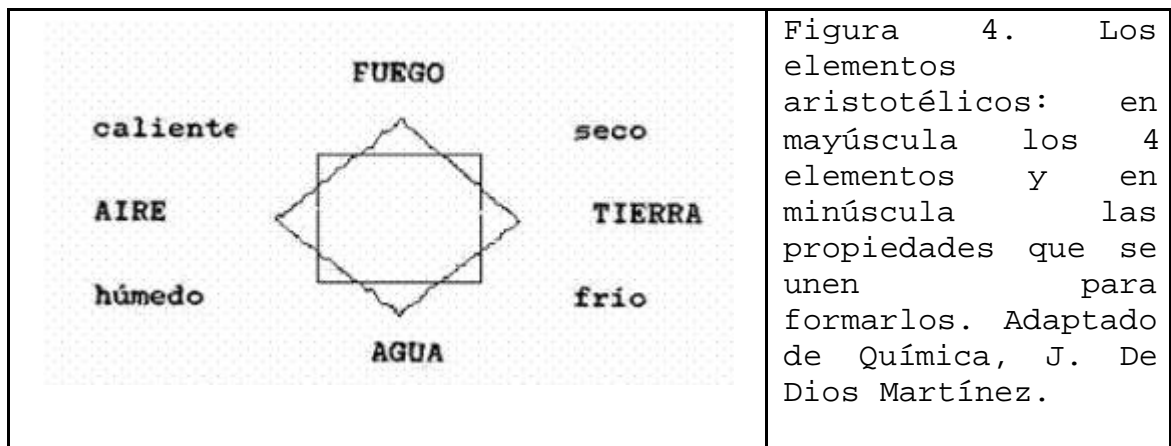
En el estado sólido la materia tiene un volumen determinado y una forma fija; en el líquido tiene también volumen fijo pero no así una forma determinada y en el estado gaseoso no tiene volumen fijo ni forma determinada.

Los gases son menos densos que los sólidos y que los líquidos. De manera muy general, el contraste de densidades entre sólidos y líquidos es bajo, permitiendo afirmar que sus densidades son relativamente iguales. Los cambios de fase entre los diferentes estados son los de la figura 3.

**2.1.1 Conceptos Antiguos sobre la materia.** Tales de Mileto (Grecia, 640 a 547 A. C.), tomaba como pieza angular de la materia el agua. Demócrito de Abdera (Tracia, 460-357 aC.),

decía que lo único eterno e inmutable era la materia, susceptible de descomponerse en corpúsculos indivisibles llamados átomos.

Aristóteles de Estagira (384 a 322 A. C.), propuso un esquema tan perfecto que, aunque permitió el desarrollo de la ciencia en su momento, paradójicamente la retardó hasta el siglo XVII, cuando irrumpieron los alquimistas.



Según Aristóteles la materia puede tener las siguientes propiedades: fría o caliente y húmeda o seca; en ninguna pareja de estados hay estados intermedios; si unimos dos de estas propiedades podemos obtener los cuatro elementos básicos de la materia, así: de frío y húmedo el agua, de caliente y seco el fuego, de caliente y húmedo el aire, y de frío y seco la tierra. La quinta esencia, o el éter, será el quinto elemento, propio del reino exterior donde está lo inmutable.

Aunque no eran claros los conceptos de gravedad y densidad para explicar la caída y flotación de los cuerpos, se procedía a decir que la tendencia de la Tierra era a desalojar el elemento agua y a su vez el agua al elemento aire. El aire estaría siempre por encima de los tres elementos restantes por tener mayor levedad que ellos, pero por debajo del fuego. De esta manera los cuerpos con mucha



gravedad se precipitaban en los fluidos y los cuerpos con mucha levedad flotaban en ellos.

Cuando el método inductivo se impone sobre el método deductivo y la comprobación sobre la demostración (siglo XVII), la ciencia despegua nuevamente en lo que se conoce con el nombre de El Renacimiento, cuyo máximo exponente es Galileo Galilei (1564-1642), fundador de la ciencia moderna.

**2.1.2 Conceptos actuales sobre la materia.** Según Albert Einstein (1879-1955), en su teoría de la Relatividad, materia y energía son dos aspectos de una misma cosa; este concepto permite comprender mejor que el átomo es divisible. Las partículas elementales, que lo constituyen todo, clasificadas por sus interacciones, son 24 con sus correspondientes antipartículas: seis leptones (electrón, tau, muón y sus correspondientes neutrinos), seis quarks (arriba, abajo, cima, fondo, extraño y encantado) y doce bosones (gravitón, fotón, ocho gluones, y las partículas Z y W). Estas partículas elementales tienen masa, excepto el fotón y el gravitón.

Existen cuatro fuerzas fundamentales en la naturaleza: la gravedad asociada a los gravitones, es de enorme alcance y actúa en una sola dirección - es la más tenue -; la electromagnética asociada a los fotones, es de gran alcance y actúa en dos direcciones; la interacción fuerte asociada a los gluones, es de corto alcance, liga al núcleo atómico y supera en dos órdenes a la fuerza electromagnética; la interacción débil asociada a las partículas Z y W, es la tercera en intensidad y de corto alcance, y explica la radioactividad.

Análisis cada vez más detallados ponen de manifiesto que las diferentes fuerzas de la naturaleza son en realidad manifestaciones de muy pocas -tal vez una- fuerzas fundamentales. Todas las interacciones conocidas pueden reducirse en último término a las cuatro formas señaladas.

## Cuadro 1. Las fuerzas de la naturaleza.

1. Electromagnetismo (Fza Eléctr. y Fza Magnét. Maxwell, 1860)	Fuerza Electrodébil Para dos fuerzas (Weinberg, Salam 1967)	Teoría de la Gran Unificación (1980)	Teoría de la Súper
2. Fuerza nuclear débil		para tres fuerzas	Unificación para las
3. Fuerza nuclear fuerte			cuatro fuerzas
4. Gravedad			

Academia Norteamericana de Ciencias, Washington, 1986.

El electromagnetismo y la fuerza nuclear débil, si bien difieren mucho en su modo de actuación, son en realidad dos aspectos de una misma fuerza electrodébil unificada. Resultados recientes parecen indicar que la fuerza nuclear fuerte, también de carácter muy distinto, puede incluirse a su vez en este esquema en una teoría de gran unificación (GUT), faltaría sólo incorporar la gravedad, como se muestra en el siguiente esquema.

Los quarks forman protones y neutrones. La tercera fuerza explica la unidad de los protones en el núcleo atómico mientras la segunda fuerza explica cómo el núcleo captura a los electrones (las cargas iguales se repelen y las cargas contrarias se atraen). El electrón, el protón y el neutrón tienen masa; en el electrón la carga es  $-1$ , en el protón es  $+1$  y en el neutrón es  $0$ . La masa del protón, similar a la del neutrón, es 1840 veces la del electrón.

La materia se compone de átomos, éstos de electrones, protones y neutrones. Los átomos son la unidad más pequeña de un elemento y poseen masa y carga eléctrica. En el átomo

normal el número de electrones y protones es igual. Un ion es un átomo desequilibrado por la vía de los electrones; si es de carga positiva recibe el nombre de catión, pero si ella es negativa, será anión. Un isótopo es una forma alterna de elementos y se produce desequilibrando un átomo por la vía de los neutrones. En el hidrógeno no hay neutrones; en los átomos de elementos livianos, el número de neutrones y protones es igual; en los pesados el número de neutrones supera al de protones.

Los elementos se combinan para formar compuestos. En estado natural, conocemos 92 clases de elementos (del hidrógeno al uranio), los demás son artificiales; en estado ambiente solamente dos elementos son líquidos (bromo y mercurio). Los compuestos son combinaciones de átomos de elementos, y la molécula es la unidad más pequeña de un compuesto. Los elementos más allá del uranio son artificiales.

## **2.2 CONSTANTES EN LA TEORIA FISICA**

Debemos distinguir entre aquellas magnitudes que son constantes simplemente porque no cambian, y las constantes universales fundamentales. La masa de la Tierra, por ejemplo, es aproximadamente constante, pero existen otros planetas con masas muy diferentes a la de la Tierra. Por otra parte, la masa de todos los electrones es la misma, independientemente del lugar que ocupan en el universo.

El número de constantes universales verdaderamente fundamentales que conocemos es, en realidad, muy pequeño. A continuación se muestra una lista de constantes fundamentales que determinan en gran medida las características esenciales de la mayor parte de las estructuras físicas conocidas.

Muchas de estas características son notablemente sensibles a los valores de las constantes y a determinadas relaciones numéricas aparentemente accidentales entre ellas. Hay que señalar que la constante de Hubble y probablemente la

constante cosmológica no son en realidad constante, sino que varían a escalas de tiempo cosmológicas y que la constante de Boltzmann y la permisividad del vacío son meros factores de conversión entre dos sistemas de unidades.

Tabla 1. Lista de constantes fundamentales y magnitudes derivadas

Nombre Numérico	Símbolo	Valor (Unidades SI)
Carga del protón	e	$1,60 \times 10^{-19}$
Constante de Planck	h	$6,63 \times 10^{-34}$
Constante gravitatoria de Newton	G	$6,67 \times 10^{-11}$
Velocidad de la luz	C	$3 \times 10^8$
Masa en reposo del protón	$M_p$	$1,67 \times 10^{-27}$
Masa en reposo del electrón	$M_e$	$9,11 \times 10^{-31}$
Constante de la fuerza débil	$G_w$	$1,43 \times 10^{-62}$
Constante de la fuerza fuerte	$G_s$	15
Constante de Hubble	H	$2 \times 10^{-18}$
Constante cosmológica	A	$<10^{-53}$
Relación cósmica fotón/protón	S	$10^9$
Permisividad del vacío	$\epsilon$	$8,85 \times 10^{-12}$
Constante de Boltzmann	K	$1,38 \times 10^{-23}$

Wagoner & Goldsmith. Horizontes Cósmicos, Labor, 1985.

La Tabla anterior también contiene la constante de Boltzmann, que es un factor de conversión entre unidades de energía calorífica y temperatura; además incluye la masa del electrón y la del protón, pero no la de los quarks -en el estado actual de nuestros conocimientos no se sabe cuáles son las partículas elementales -.

### 2.3 MACROESTRUCTURAS

Para considerar la materia a gran escala, el parámetro fundamental es la temperatura, porque ella determina que los cuerpos sean sólidos, líquidos o gaseosos. Si la

temperatura de una molécula es  $T$ , su energía térmica media será aproximadamente  $KT$ , de forma que el requisito para la solidez es  $KT \gg E_{\text{átomo}}$  (estado de menor energía del átomo de hidrógeno, valor equivalente a unos  $10^{-18}$  julios), si suponemos que la energía de unión molecular se debe aproximadamente al 10% de la energía de unión atómica.

La siguiente tabla muestra los niveles principales de la jerarquía principal de nuestro universo, en donde los números están aproximados a la potencia de 10 más próxima. El tiempo característico representa la menor duración necesaria para que el sistema pueda transmitir información apreciable o sufrir cambios estructurales de importancia.

En los cuatro primeros casos se señala el tiempo que tarda la luz en atravesar el sistema. En los sistemas biológicos y sociales se anota el tiempo de reproducción o de crecimiento. Para las estrellas se da el tiempo de vida medio, pero para otros sistemas ligados gravitatoria mente es más apropiado el tiempo de caída libre. Para el átomo es el tiempo orbital del electrón y para el Universo su edad.

Tabla 2. Escalas de Estructuras.

Sistema	Tamaño (m)	Característica estructural	Masa (Kg)	Tiempo característico
Gravedad cuantizada	$10^{-35}$	Estructura esponjosa	$10^{-8}$	$10^{-43}$
Quarks, leptones	$<10^{-18}$	Partículas elementales	?	$<10^{-26}$
Partículas nucleares	$10^{-15}$	Unión de quarks	$10^{-27}$	$10^{-24}$
Núcleo	$10^{-14}$	Unión de partículas	$10^{-25}$	$10^{-23}$
Átomo	$10^{-10}$	Núcleo y electrones	$10^{-25}$	$10^{-16}$
Molécula	$10^{-7}$	Unión de átomos	$10^{-20}$	$10^3$

Sistema	Tamaño (m)	Característica estructural	Masa (Kg)	Tiempo característico
Célula viva	$10^{-5}$	Orden complejo	$10^{-10}$	$10^3$
Forma vida avanzada	1	Organización	$10^2$	$10^9$
Ciudad	$10^4$	Orden social	$10^{11}$	$10^9$
Montaña, Asteroide	$10^4$ $10^5$	Irregular	$10^{12}$	$10^{13}$
Planeta	$10^7$	Predominio gravitatorio	$10^{24}$	$10^4$
Estrella	$10^9$	Reacciones nucleares	$10^{30}$	$10^{17}$
Sistema planetario	$10^{11}$	Estrella y planetas	$10^{30}$	$10^8$
Cúmulo estelar	$10^{18}$	Ligado gravitatoriamen te	$10^{35}$	$10^{15}$
Galaxia	$10^{21}$	Núcleo y brazos espirales	$10^{41}$	$10^{16}$
Cúmulo de galaxias	$10^{23}$	Ligado gravitatoriamen te	$10^{43}$	$10^{17}$
Universo	$10^{26}$	Uniformidad	$10^{53}$	$10^{18}$

Paul Davies. El Universo Accidental, Salvat, 1985.

#### 2.4 TRABAJO

Una tortuga y una liebre de igual masa, que recorren la misma distancia, realizan el mismo trabajo y consumen la misma energía, pero la tortuga lo hará con menor potencia que la veloz liebre.

Podemos hacer una evaluación de la energía que se consume en diferentes procesos naturales, observando la siguiente escala (aproximada) de crecimiento exponencial.

Tabla 3. Escala de energía involucrada en diferentes fenómenos.

Magnitud	Fenómeno
$10^2$ ergios	1 seg de luz de luna en la cara.
$10^8$ ergios	una cerilla encendida.
$10^{12}$ ergios	camión a gran velocidad, deslizamiento de tierra
$10^{18}$ ergios	impulso inicial de un cohete Atlas, una avalancha
$10^{20}$ ergios	la primera bomba atómica. Un rayo.
$10^{24}$ ergios	bomba de hidrógeno. Terremoto destructor
$10^{28}$ ergios	calor que pierde la Tierra en un año.
$10^{32}$ ergios	calor recibido por la Tierra durante un año.
$10^{36}$ ergios	giro de la Tierra sobre su eje.
$10^{40}$ ergios	calor del Sol en un año o una rotación de la Tierra sobre su órbita.
$10^{48}$ ergios	explosión de una estrella supernova.

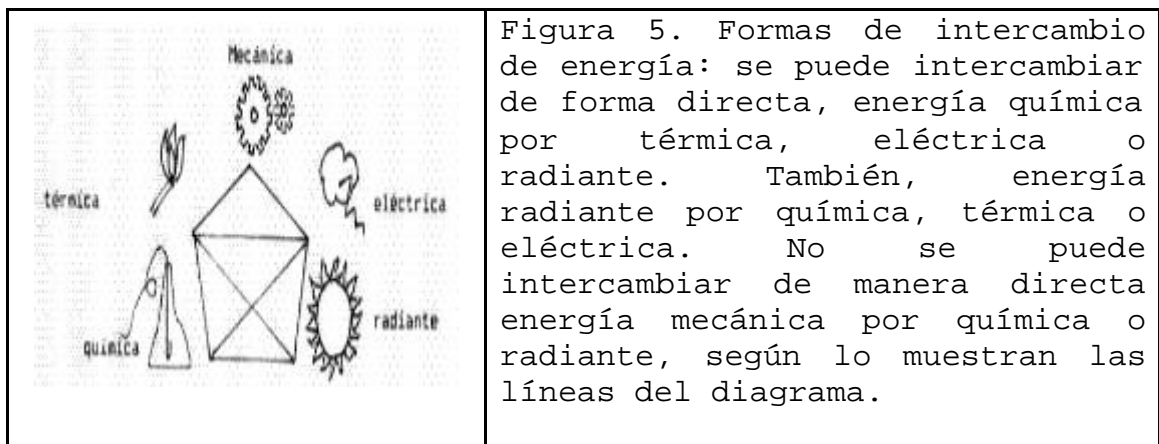
Adaptado de Boot y Fitch: La Inestable Tierra y de Atlas de lo Extraordinario: Fenómenos Naturales, Ediciones del Prado.

En la escala anterior podemos ubicar la magnitud de eventos naturales catastróficos como un rayo, un terremoto, una avalancha y un deslizamiento. Un ergio es una dina a lo largo de un cm. Un julio equivale a 10 millones de ergios. Los eventos de mayor siniestralidad y menos frecuencia son la caída de meteoros, le suceden en su orden erupciones volcánicas y terremotos, por último inundaciones y deslizamientos, que tienen menor grado de siniestralidad y mayor frecuencia.

## 2.5 LA ENERGIA

La energía es la capacidad de un sistema para producir trabajo. Generalmente se divide en energía potencial (almacenada) y cinética (de los cuerpos en movimiento).

La energía calorífica resulta del movimiento de átomos y moléculas; la energía química depende de los electrones, produciéndose cuando los átomos los ganan o los pierden al formar compuestos; la energía atómica depende de los protones y neutrones en el núcleo; exceptuando ésta, las formas clásicas de intercambio entre energías mecánica, química, térmica, eléctrica y radiante, son intercambios de modo directo y doble sentido, excepto para la mecánica que interactúa sólo con la térmica y la eléctrica.



Las formas de propagación térmica son: transmisión, radiación y convección. La transmisión es el paso de calor por contacto (calentando la base de una cuchara se calienta el mango). La radiación es un fenómeno de emisión (recibir calor del fuego de una chimenea). La convección supone el flujo de la materia (el agua en una cacerola que se calienta: en el fondo el agua caliente se dilata, pierde densidad y puede ascender; estando arriba se enfría, gana densidad y desciende para calentarse de nuevo).



La expresión de Einstein (1905),  $E = MC^2$  muestra la identidad entre masa y energía. Así, de un kilogramo de materia podemos obtener la siguiente energía atómica:

$$E = 1 \text{ Kg} \times (300.000 \text{ km./seg})^2$$

$$E = 1.000 \text{ g} \times (30.000.000.000 \text{ cm/seg})^2$$

$$E = 9 \times (10)^{23} \text{ ergios}$$

Esta energía equivalente a 11000 millones KW hora, es suficiente para tener una plancha eléctrica funcionando durante un millón de años, dar 180000 vueltas en carro al mundo o 400 en un petrolero.

Se ha visto la relación de masa entre los electrones y protones o neutrones, por lo que el núcleo tiene el 99.95% de la masa del átomo. Así, la densidad del núcleo es de 100 millones de toneladas por  $\text{cm}^3$  de protones, mientras el diámetro del átomo varía entre 20000 y 200000 veces el diámetro del núcleo, y en promedio es de dos unidades Amstrong ( $2\text{\AA}$ ). La unidad de Bohr es el radio del primer orbital del átomo de hidrógeno, igual a  $0.53 \text{\AA}$ .

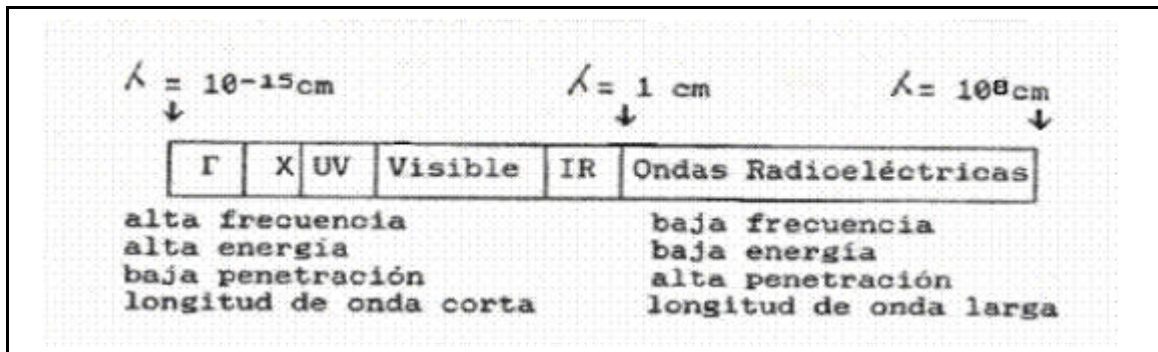


Figura 6. Espectro electromagnético. Muchos tipos de radiación distintas físicamente, son ondas electromagnéticas que sólo difieren en tamaño. La radiación electromagnética tiene el doble carácter de onda y de partícula. Tomado de Guía Astronómica, Gonzalo Duque Escobar.

**2.5.1 Espectro de la energía radiante.** La energía radiante se transmite por ondas electromagnéticas a la velocidad de la luz. El espectro electromagnético es un contenido continuo de frecuencias, en el cual se señala la longitud de onda ventana por ventana. Donde ésta es corta, la frecuencia y la energía son altas y donde es larga, la frecuencia y la energía son bajas. Ver fig. Siguiente.

La luz visible solamente ocupa una estrecha banda donde la longitud de onda está en el rango de 4 a 7,3 micrómetros. Las ondas muy largas (mayores de 1 metro) corresponden a radio-ondas, mientras las muy cortas (menos de la 10 millonésima de centímetro) corresponden a los rayos gamma. Entre ellas se encuentran otras radiaciones conocidas como los rayos gamma (asociados a cuantos del núcleo atómico), X (provenientes de la envoltura electrónica del átomo), ultravioletas (fluorescente y de alta influencia biológica), infrarrojos (radiación calorífica), y ondas radioeléctricas (microondas, radio-televisión, radar...).

Las imágenes de satélite, las fotografías aéreas y las imágenes de radar, son instrumentos definitivos en la prospección y evaluación de los recursos naturales y en el diseño de obras para el modelado que hace el hombre de la naturaleza. Para el efecto es importante conocer el poder de penetración de cada frecuencia y la sensibilidad de algunas sustancias químicas a diferentes radiaciones, cuando las imágenes se toman desde aeronaves o desde tierra.

Las imágenes de radar penetran la vegetación y las nubes pero las más comerciales son imágenes inclinadas, que abarcan un gran territorio pero no posibilitan cálculos fotogramétricos. Las fotografías aéreas muestran imágenes donde las nubes y la vegetación perturban la visibilidad; las más comerciales son fotografías verticales que

facilitan los cálculos fotogramétricos; estas imágenes de proyección central permiten elaborar planos topográficos.

Las imágenes de satélite en diferentes bandas se constituyen hoy en la mejor herramienta de prospección y comunicaciones, para lo cual Colombia cuenta con su propia órbita geoestacionaria.

## **2.6 DETECCION A DISTANCIA POR RADAR**

Hay varias actividades en donde la exploración de la Tierra se hace desde el espacio. En la detección a distancia por radar se puede señalar la arqueología, para poner en evidencia emplazamientos humanos ahora cubiertos por densa vegetación, especialmente en tierras bajas, en las que se registran abundantes lluvias. Con el método se han identificado más de 300 centros de civilización Maya. También la caza de huracanes con radar, aprovechando la correlación entre la rugosidad de la superficie oceánica -detectable por el sistema- y la velocidad del viento.

**2.6.1 Observación de tiempo meteorológico.** La observación del tiempo meteorológico se soporta en satélites, pronósticos numéricos, modelos del clima y sondeos de la atmósfera con láser (para medir distancias aprovechando la reflexión de la luz sobre moléculas de aire, nubes, polvo y aerosoles). Los meteorólogos disponen en la actualidad de una red de imágenes de radar tomadas desde satélites, proyecciones por ordenador e informes actualizados al minuto, procedentes de estaciones claves distribuidas sobre un territorio. En los últimos modelos de satélite meteorológicos, las cámaras de televisión se han complementado con sensores multiespectrales en las regiones del infrarrojo y de las microondas, lo que ha ampliado el alcance de las aplicaciones -además de observación de nubes, se observa la corriente del Golfo, las corrientes ascendentes con carga biológica y las áreas cubiertas por hielo-.

**2.6.2 Observación de los océanos.** La observación de los océanos, para evaluar su temperatura superficial, la producción marina primaria, la circulación oceánica, la cartografía de los fondos marinos y los hielos polares. En efecto, la temperatura de la superficie marina utilizando satélites meteorológicos NOAA en órbita polar -con bandas múltiples del infrarrojo- puede ser utilizada también para la observación de las corrientes marinas superficiales. Hasta ahora, el único medio con el que puede obtenerse información acerca de la producción marina primaria, es decir, el fitoplancton clave en la cadena alimenticia de éste ambiente, consiste en la detección a distancia, desde satélites, del color del océano

Las aguas superficiales experimentan marcadas variaciones en su color en función del contenido de materias suspendidas, tales como fitoplancton, lodos y contaminantes. Para la circulación oceánica se observan las olas superficiales que se visualizan en las imágenes de radar en forma de cambios periódicos de su tono. Las olas internas se reflejan por su efecto sobre la rugosidad de la superficie y las grandes corrientes asociadas a las olas internas modifican las olas superficiales al superponerse a las oscilaciones, agrupando sustancias oleosas y otros materiales, formando franjas lisas o rugosas por efectos de tensiones.

La topografía de la superficie oceánica se consigue con altimetría de radar desde satélites. Estos muestran grandes relieves y depresiones de hasta 180 metros, extendiéndose sobre amplias áreas y explicadas por anomalías de la gravedad en la vecindad de montañas, dorsales, depresiones y otras estructuras submarinas de masa variable, distribuidas de forma irregular sobre los fondos marinos. También para complementar las observaciones de las masas de hielo hechas desde satélites en órbita polar con espectros visible e infrarrojo el radar resulta conveniente, pues supera las dificultades aquellos en medios oscuros y con cubiertas de nubes.

**2.6.3 La observación de la Tierra.** Hoy se obtienen mapas topográficos a partir de fotografías aéreas; para la hidrología se miden coberturas de nieve, mantos de hielo y obstrucciones de hielo en ríos, y áreas inundadas por avenidas asociadas a tormentas. En estudios ecológicos se hace factible la detección a distancia de los cambios medioambientales a escala global, aprovechando satélites con órbita geosincrónica. En estudios de deforestación los sensores multiespectrales (Landsat y SPOT), ofrecen unas posibilidades para el estudio de la vegetación terrestre que ningún otro medio puede proporcionar.

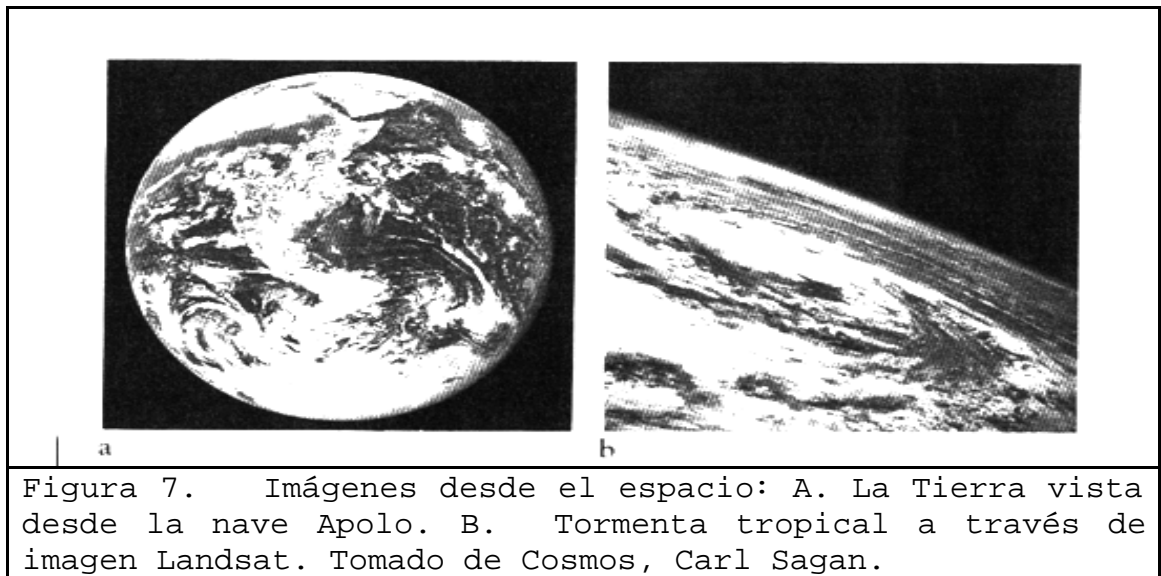
Para evaluar el desarrollo urbano las imágenes de satélite hacen factible la identificación de áreas urbanas, diferentes niveles de ocupación, tasas de crecimiento económico y demográfico, recursos naturales que administrar, áreas afectadas por contaminación y sus correspondientes tasas.

El índice de refracción de las manchas originadas por vertidos de petróleo y las características de radiación en la región del infrarrojo térmico de éste producto, son un buen ejemplo de la aplicación de ésta herramienta, útil también en la detección de otros contaminantes superficiales, como de aguas residuales no tratadas y contaminación atmosférica en áreas urbanas e industriales.

**2.6.4 Cartografía de recursos minerales.** Los depósitos minerales se manifiestan de diversas maneras, la mayoría son inapreciables a simple vista pero sí detectables por variedad de sensores de longitudes de onda afuera del espectro visible.

Con imágenes de satélite es posible perfilar fallas, zonas de fractura y contactos, que constituyen ámbitos en donde pueden encontrarse los criaderos minerales y que se reflejan en las imágenes de satélite como lineamientos de buen contraste. Rocas plegadas o domos que pueden

constituirse en trampas de petróleo o gas, también son discernibles, como lo son depósitos y yacimientos metalíferos y no metalíferos por la decoloración de las rocas y anomalías en la vegetación anunciando su existencia en determinadas clases de suelos. Con el radar se pueden penetrar espesas capas de nubes y de cobertura vegetal para observar el terreno desde el espacio, lo que hace competitivo para regiones tropicales.



Las imágenes Landsat son de gran utilidad para levantar planos geológicos, debido a su cobertura regional con imágenes que abarcan 185 km. de lado. La combinación de datos multiespectrales puede hacer resaltar pequeñas diferencias en las propiedades de la superficie, con lo cual es factible la diferenciación de unidades geológicas basándose en su reflectancia y apoyando el proceso con el análisis de rugosidad superficial aportado por el radar. En la tectónica de placas, además de poner en evidencia anomalías térmicas ligadas a actividad ígnea en los márgenes de placas, es necesario medir la deriva de los continentes. El empleo del satélite Laser Range (LSR) y el Sistema de Posicionamiento Global (GPS), para determinar distancias, midiendo el tiempo que invierten los pulsos de

luz en llegar al satélite y retornar a la estación terrestre, facilita medidas geodésicas, con errores de 50 mm en 500 km., a lo largo de los años.

**2.6.5 Evaluación de recursos agrícolas.** Los planes de seguridad agroalimentaria suponen el flujo permanente de alimentos, y el alcance económico y físico a los mismos. Toda sociedad, ya se trate de una tribu primitiva o de una moderna cultura occidental, trata llegar al autoabastecimiento de sus necesidades básicas. Desafortunadamente para la mayor parte de la humanidad, la calidad de vida se ve afectada al dedicar esfuerzos para la obtención de alimentos con propósitos de subsistencia, y agotar recursos para atender otras necesidades.

El deterioro ecológico con ritmo creciente se manifiesta en la desaparición de bosques y tierras húmedas, en el agotamiento del suelo vegetal y en la desertificación. El proceso se acompaña de inadecuados métodos de riego, sobre explotación de acuíferos, y presión demográfica sobre escasos recursos alimenticios y otros recursos insuficientes. Finalmente sobreviene la inestabilidad política y económica que agrava la situación. Es aquí donde la moderna tecnología y en especial la de los satélites de vigilancia, se constituye en una herramienta útil para obtención de información, sin la cuál el análisis y la solución de los problemas a escala mundial se hace difícil.

El desmonte y clareo de los terrenos, la evaluación de la desaparición de la capa superficial del suelo, la evaluación de áreas de sequía y de sistemas de regadío y la previsión de las épocas de hambre, son actividades que se soportan en la utilización de los sensores remotos.

**2.6.6 Desastres.** Terremotos, erupciones volcánicas, grandes tormentas, inundaciones y guerras, generan áreas de desastre, donde los sistemas de información terrestre se interrumpen y para los cuales la evaluación global y

oportuna de las pérdidas ocasionadas sólo se puede lograr con el apoyo de los sensores remotos.

Los satélites espías poseen un alto poder de resolución y hacen factible la escucha de comunicaciones por radio y la detección telemétrica de misiles. También permiten el cumplimiento de control de armamentos y se mantienen bajo control las actividades clandestinas. Esta tecnología al servicio de la humanidad con propósitos de mitigar los efectos de los desastres naturales, y de incorporar recursos para satisfacer las necesidades humanas, se traduce en un factor de estabilidad y desarrollo.

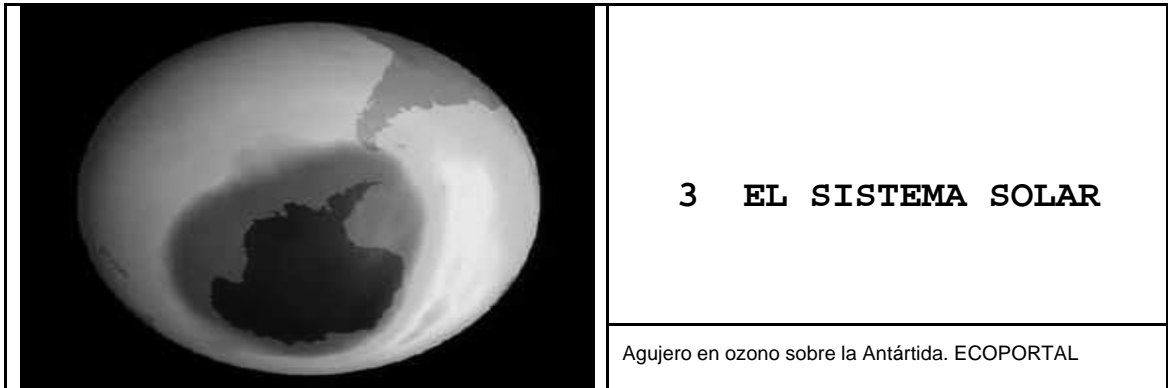
**2.6.7 Detección del medio ambiente.** Como los objetos sobre la superficie de la Tierra interfieren con la radiación electromagnética emitida por el satélite, pueden darse fenómenos de reflexión, refracción, dispersión, absorción o reemisión. Cuando dicha radiación electromagnética es reemitida o reflejada, deberá atravesar de nuevo la atmósfera para que pueda ser captada por los sensores del satélite. No obstante, dado que la atmósfera contiene partículas tales como polvo, hollín y aerosoles, así como vapor de agua, bióxido de carbono y ozono, puede resultar alterada la intensidad y composición de la radiación.

La mayoría de los sensores electro-ópticos son dispositivos de barrido multiespectral. En estos dispositivos de barrido puede utilizarse un espejo que, con su rápida oscilación, dirige la radiación a través de un sistema óptico en donde los filtros la dividen en bandas espectrales individualizadas. La ventaja de recoger datos en distintas bandas espectrales estrechas, radica en que, al proceder al revelado, es posible diagnosticar determinadas características del terreno y variaciones experimentadas por los recursos naturales.

El tratamiento de los datos espectrales se digitaliza con el fin de identificar las pautas y resaltar al máximo los contrastes entre sus diversas clases o categorías. La



transformación de los datos espectrales mediante el cálculo de relaciones o diferencias entre bandas espectrales, hace posible la cuantificación de ciertos parámetros o su representación numérica, que puede ser tratada por métodos matemáticos en los ordenadores.



### 3.1 EL SISTEMA SOLAR

Está constituido por el Sol, 9 planetas, cerca de un centenar de satélites, 30 asteroides mayores entre unos 2 mil catalogados y 100 mil millones de cometas a los cuales se deben añadir nubes de gas y polvo. Al formarse el remolino primogénito, los elementos más pesados se ubicaron en el centro y los más livianos en la periferia, permitiendo de esta manera la formación de planetas rocosos en el centro y gaseosos hacia afuera. La localización del sistema solar en la galaxia y la de la Tierra en este, han sido favorables para el desarrollo de la vida. Esto apunta a las condiciones biofísicas y a la cantidad y proporción de los elementos complejos.

**3.1.1 El Sol.** El Sol es una estrella en cuyo interior se dan reacciones termonucleares. Tiene una composición del 70% de H, 27% de He y 3% de otros elementos; su masa de  $2 \times 10^{27}$  Ton (332270 veces la de la Tierra) y su radio de  $1.39 \times 10^6$  Km. (109 veces el de la Tierra), explican una aceleración de la gravedad en su superficie de  $2.74 \times 10^4$  cm/seg<sup>2</sup> (27.9 veces la terrestre).

La rotación es diferencial, así: período ecuatorial de 25 días y período polar de 30 días. La radiación solar de

emisión es de  $3.8 \times 10^{23}$  Kw y la recibida en la Tierra de sólo  $1.7 \times 10^{14}$  Kw.

El Sol se mueve con relación al patrón local o de reposo (grupo de estrellas cercanas), a 20 Km./seg en dirección a Hércules (punto llamado APEX, cerca a Vega de la Lira). La temperatura superficial varía desde  $5000^{\circ}\text{C}$  en las manchas solares a  $6000^{\circ}\text{C}$  en la fotosfera, mientras en el núcleo es superior a los 10 millones de  $^{\circ}\text{C}$ . Su densidad es de  $100 \text{ g/cm}^3$  en el núcleo y en el conjunto del astro de  $1,41 \text{ g/cm}^3$

**3.1.2 La Tierra.** Su figura es parecida a la de una esfera de radio,  $r = 6370 \text{ Km.}$ , la masa de la Tierra es,  $m = 5,976 \times 10^{27} \text{ g}$ , y su velocidad angular de rotación es,  $w = 7,292115 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . No obstante, y a causa de la rotación del planeta sobre su propio eje, dada su masa, el planeta sufre el achatamiento de 1:297. La densidad media del planeta es  $5,5 \text{ g/cm}^3$ .

**3.1.2.1 Leyes de Keppler (1571-1630).** Son las leyes enunciadas sobre el movimiento planetario continuo, y que son de gran utilidad para describir la distancia relativa entre los cuerpos celestes, las posiciones planetarias y en general el movimiento de cualquier cuerpo puntual alrededor de un centro de atracción gravitacional.

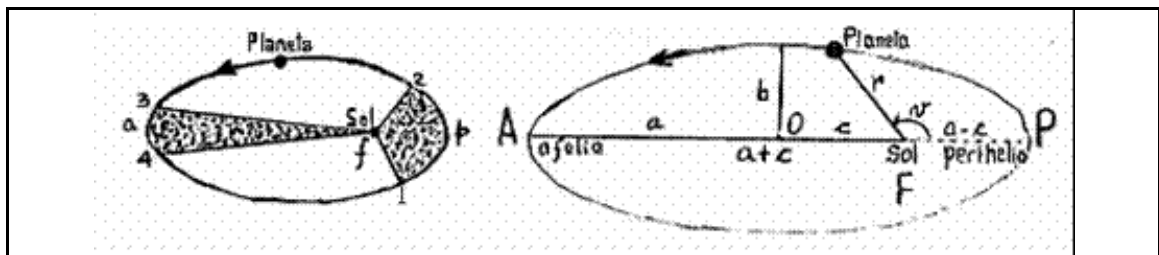


Figura 8. Órbita elíptica de un planeta en torno al Sol. En sombreado se ilustra la ley de las áreas; además el Sol ocupa uno de los focos de la elipse. Adaptado de Eduardo Brieva, Introducción a la Astronomía.

1. Las órbitas de los planetas alrededor del Sol son elípticas; el Sol ocupa uno de los focos. La distancia planeta-Sol, es menor en el perihelio y mayor en el afelio.
2. El radiovector que une el planeta con el Sol barre áreas iguales en tiempos iguales, por tanto la velocidad en el perihelio es mayor que en el afelio.
3. Si tomamos dos planetas con sus correspondientes períodos de revolución alrededor del Sol y las distancias medias respecto a él, los cuadrados de los períodos de revolución,  $T$ , son proporcionales a los cubos de dichas distancias,  $R$ .

$$T_1^2/T_2^2 = R_1^3/R_2^3$$

La Tierra describe su órbita sobre un plano llamado la eclíptica. Su eje de rotación está inclinado  $23^\circ 27'$  respecto de la perpendicular a la eclíptica. Recorre la órbita en 365.26 días. La órbita tiene una excentricidad de 0.017. El afelio es el 2 de julio y el perihelio el 2 de enero. Por la inclinación del eje polar, existen estaciones en el norte, así: solsticio de verano el 21 de junio y de invierno el 22 de diciembre y equinoccio, de primavera el 21 de marzo y de otoño el 23 de septiembre. En el hemisferio sur, se invierten las fechas.

En el sistema solar las órbitas de los planetas son casi coplanares, las de menos son Mercurio con  $7^\circ$  y Plutón con  $17^\circ$ . La rotación y la traslación, por regla general, son del W al E; es decir, son retrógradas respecto a la estrella polar. En la rotación son excepción Venus y Urano, que la hacen en sentido directo.

**3.1.3 Planetas terrestres o interiores.** Son los planetas comprendidos entre el Sol y el cinturón de asteroides. En su orden son: Mercurio, Venus, Tierra y Marte, planetas duros y sólidos, de pequeño diámetro y baja gravedad, por lo que su atmósfera resulta poco densa y poco extensa. La rotación sobre su eje (día) es larga.

**3.1.4 Planetas mayores o exteriores.** Los planetas gigantes, después del cinturón de asteroides, son Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno, sigue Plutón que es la excepción ya que por sus características se acomoda más a los interiores.

Aunque tienen gran masa son de baja densidad; mayoritariamente son líquidos y gaseosos aunque poseen un pequeño núcleo sólido. La atmósfera es extensa, compuesta de H, He, agua, Amoníaco y Metano; tienen alta velocidad de rotación (día corto) y muchos satélites (el de menos Neptuno), además de anillos.

**3.1.5 Los satélites (lunas).** La observación de Fobos y Deimos, en Marte, anuncia que parecen capturados por su forma irregular y pequeño tamaño; ello ha permitido clasificar los satélites así:

**3.1.5.1 Satélites regulares.** Los que tienen órbita circular, rotación y traslación W al E (retrógrada) y una órbita poco inclinada (casi coplanar con la del sistema solar). Dichos satélites y el planeta son congénitos.

**3.1.5.2 Satélites Irregulares.** De órbita extremadamente excéntrica y de plano muy inclinado, con rotación y traslación E al W (directa); estos satélites se asocian a asteroides capturados.

Nuestro satélite es la Luna, un satélite regular cuyos períodos de rotación y traslación son iguales, razón por la cual la Luna siempre muestra la misma cara a la Tierra. La Tierra y la Luna podrían considerarse de alguna manera como un sistema doble. Observe estos datos: Diámetro lunar 27% del terrestre, superficie 7.4%, de la de la Tierra, volumen 2.0% de la de la Tierra, masa 1.2% de la de la Tierra, gravedad 16.6% de la de la Tierra.

Por la falta de atmósfera e hidrosfera en la Luna, como consecuencia de su escasa gravedad, entre la cara diurna y

nocturna la temperatura pasa de +100 °C a -170 °C. La conformación de su superficie está condicionada por procesos térmicos internos, volcánicos, tectónicos, magmáticos e impactos meteóricos. La edad de la Luna y su condición de satélite regular anuncian su carácter congénito con la Tierra.

**3.1.6 Los asteroides.** Hoy en día se conocen 2300 con exactitud para especificar su órbita, pero se han descubierto más de 7000 planetoides o pequeños planetas. Los asteroides son bloques de roca en bruto con densidad media de 3,5 g/cm<sup>3</sup>, y de forma irregular. Los mayores en tamaño son Ceres, de 1003 Km.; Pallas, de 608 Km.; Juno, de 247 Km., y Vesta de 538 Km. (magnitudes en km. de diámetro equivalente). Se distinguen tres grupos principales de asteroides: el grupo APOLLO, de pequeña órbita y por lo tanto con un perihelio entre el Sol y la Tierra; el grupo AMOR, de órbita mayor cuyo perihelio está entre la Tierra y Marte, y finalmente los TROYANOS, que son los subgrupos Aquiles y Patroclo ubicados sobre las distancias Lagrangeanas ( $a \pm 60^\circ$ ), sobre la órbita de Júpiter donde están libres de perturbaciones gravitacionales.

**3.1.7 Los cometas.** Pueden ser periódicos y no periódicos; los primeros tienen varios retornos, los segundos caen al Sol o a Júpiter, o simplemente dan un paso y salen del sistema solar. Los primeros se dividen en los de período corto y período largo, según éste sea inferior o superior a 200 años. Están compuestos de un núcleo (de Metano, CO<sub>2</sub>, hielo sucio y amoníaco) y una cola (sublimación del núcleo por radiación solar en la que las partículas del núcleo se disocian formando polvo, H, O, cianuro, etc., pero ionizados).

Se supone que dichos cuerpos provienen de la nube de OORT ubicada a 100 mil UA (Alfa del Centauro dista 275000 UA); los cuerpos son capturados de la nube por perturbaciones gravitatorias de estrellas vecinas y pasajeras. UA es una Unidad Astronómica UA, equivalente a la distancia media

entre la Tierra y el Sol, cuyo valor es 150 millones de km..

Cuadro 2. Distancia a los planetas en unidades astronómicas

Dist. del Sol a	Mer	Ven	Tie	Mar	Ast	Jup	Sat	Ura	Nep	Plu
Serie	0	3	6	12	24	48	96	192	384	768
Constante	+4	+4 --	+4	+4	+4	+4	+4	+4	+4	+4
Suma+10=	---	-0,7	---	---	---	---	---	---	----	----
dist. Según Boode	0,4		1,0	1,6	2,8	5,2	10,0	19,6	38,8	77,2
Valor real UA	0.39	0.72	1.00	1.52	---	5.20	9.54	19.2	30.0	39.3

Gonzalo Duque E. Guía Astronómica, Universidad Nacional, 1992.

Para calcular en UA la distancia entre los miembros del sistema solar, a la serie 0, 3, 6, 12... Boode sumó 4 y dividió por 10 el resultado. Se muestran a continuación en unidades astronómicas, la distancia según Boode y la distancia media real, del Sol a cada uno de los planetas.

**3.1.7.1 Velocidades de escape.** Son las velocidades cósmicas. La primera velocidad es la necesaria para que un cuerpo orbite en un campo de gravedad con trayectoria elíptica, y la segunda, para que escape de él con trayectoria hiperbólica. De la segunda velocidad, de escape, depende que un cuerpo celeste tenga atmósfera, pues semejante valor se compara con la velocidad térmica de las moléculas de gas, dada por la siguiente expresión que involucra la temperatura ambiental T:

$$v_{\sqrt{kT/m}}$$

Mientras la segunda velocidad, de escape, en la Tierra es 11,2 Km./seg, las velocidades de las moléculas de distintos

gases a 300°K de temperatura, son menores: la velocidad térmica de las moléculas de hidrógeno es 1,1 Km./s; la de helio, 0,8 Km./seg, y las de nitrógeno y oxígeno, próxima a 0,3 Km./s. Esto quiere decir que la Tierra puede retener en su atmósfera cualquier gas, pues su gravedad es suficiente para retener moléculas que a la temperatura media de la atmósfera terrestre alcanzan velocidades por debajo de la primera velocidad de escape.

La primera y segunda velocidad de escape son de la forma:

$$v_1 = \sqrt{gR}$$

$$v_2 = \sqrt{2gR}$$

$$v_2 = v_1\sqrt{2}$$

Siendo g el campo de gravedad y R la distancia media del cuerpo que órbita al centro de masa. La diferencia entre la primera y la segunda expresión es la raíz de dos, razón por la cual en la tercera expresión se expresa una en función de la otra.

Sea el momento para describir los ambientes que pueden posibilitar las atmósferas de los planetas del sistema solar, en términos de las principales variables físicas relevantes para la vida como la conocemos en la Tierra. Se incluye a la Luna como escenario estratégico para la logística y la investigación espacial. Los valores de la siguiente tabla también explican aspectos de los océanos y montañas en los planetas, particularmente la temperatura y la gravedad.

Cuadro 3. Las atmósferas y las gravedades de los cuerpos del sistema solar.

Cuerpo	Radio (m)	Gravedad Tierra= 1	Densidad Tierra= 1	Temp. (K)	Composición Atmósfera
Sol	7,0 x 10 <sup>8</sup>	27,90	0,25	5780	e <sup>-</sup> , H <sup>+</sup> , H, He



Cuerpo	Radio (m)	Gravedad Tierra= 1	Densidad Tierra= 1	Temp. (K)	Composición Atmósfera
Mercurio	$2,4 \times 10^6$	0,39	0,98	400	Despreciable
Venus	$6,1 \times 10^6$	0,88	0,95	290	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , SO <sub>2</sub>
Tierra	$6,4 \times 10^6$	1,00	1,00	250	N <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> O
Luna	$1,7 \times 10^6$	0,16	0,61	250	No hay
Marte	$3,4 \times 10^6$	0,38	0,71	200	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub>
Júpiter	$7,1 \times 10^7$	2,34	0,24	110	H <sub>2</sub> , He, CH <sub>4</sub>
Saturno	$6,0 \times 10^7$	0,93	0,125	80	H <sub>2</sub> , He, CH <sub>4</sub>
Titán	$2,6 \times 10^6$	0,13	0,34	80	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>
Urano	$2,5 \times 10^7$	0,79	0,216	55	H <sub>2</sub> , He
Neptuno	$2,2 \times 10^7$	1,09	0,286	45	H <sub>2</sub> , He
Plutón	$1,4 \times 10^6$	0,06	0,36	40	Despreciable?

A. Bialko. Nuestro planeta la Tierra, MIR, 1989.

El Sol es una esfera gaseosa en su totalidad, cuya atmósfera tiene electrones ( $e^-$ ) y núcleos de hidrógeno (H), o sea, protones. Siguen al Hidrógeno en cantidad los núcleos de helio (He). Al considerar la composición del Sol en función del número de átomos y no de la masa, es probable que de cada 1000 átomos del Sol, 920 sean de Hidrógeno y 80 de Helio.

Si Mercurio, prácticamente no tiene atmósfera (la aceleración de la gravedad y la velocidad de escape son tan pequeñas), Venus, tiene una atmósfera importante de CO<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>, sobre la tierra firme, lo que atenúa las variaciones diurnas y nocturnas de la atmósfera. Titán, con un tamaño comparable a Mercurio, tiene menor gravedad pero alcanza a tener atmósfera, a causa de la menor temperatura.

Igualmente la Tierra, tiene una atmósfera importante sobre el océano y la tierra firme, compuesta de N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O. Casi todos los procesos meteorológicos ocurren en la troposfera,

donde también se forman y están las nubes, mientras en la estratosfera reina ya una calma mayor.

La Luna, no tiene atmósfera, en razón de su baja gravedad. La temperatura en su superficie varía dramáticamente entre el día y la noche desde +118 °C hasta -153 °C, sin que sean factibles los vientos por falta de aire, pero sí la incidencia de la radiación solar por la cara iluminada de nuestro satélite.

Marte, tiene la suficiente gravedad para mantener una atmósfera débil algo similar en composición a la de Venus. Su menor gravedad explica el relieve más accidentado (mayores alturas y depresiones).

Júpiter con temperatura superficial semejante a la de Saturno, muestra una potente atmósfera que se transforma constantemente en líquido. En ambos planetas la composición de la atmósfera es la misma. Titán, por tener masa suficiente, pese al efecto de la temperatura recibida de Saturno, tiene una atmósfera de N<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub>, sobre el océano de metano (?).

Mientras Urano y Neptuno, con temperaturas superficiales similares, tienen una atmósfera de igual composición, Plutón, con una temperatura sensiblemente igual no parece poseer atmósfera, en razón de su baja gravedad.

La superficie de Plutón es quizá un paisaje helado. Los gases atmosféricos más pesados que la escasa masa del planeta pudiera retener (metano y amoníaco p. ej) tienen que estar completamente helados a las temperaturas que prevalecen allí, pues el punto de congelación del metano es de -182 °C, el del amoníaco incluso de -78 °C y el del anhídrido carbónico -78,5 °C.

### 3.2 TEORIAS ACERCA DE LA FORMACION DEL SISTEMA SOLAR

Se subdividen en catastróficas y evolutivas. Cronológicamente son:

**3.2.1 Teoría Infinitesimal (Evolutiva)** Immanuel Kant, 1755. Supone la existencia de polvo describiendo órbitas. Posteriormente esta nube de materia en suspensión se compacta formando los miembros del sistema solar, tras una acreción gravitacional, es decir, un colapso de esa nube debido a que su densidad ha superado un cierto valor crítico.

**3.2.2 Teoría de la Nebulosa (Evolutiva)** Simón Laplace, 1796. Supone una bola de gas caliente en rotación la cual, al enfriarse la masa, sufre achatamiento y de éste modo el desprendimiento gradual de anillos del sistema. Por cada anillo ecuatorial separado de la nebulosa se forma un planeta del sistema solar, a partir de núcleos de acreción.

**3.2.3 Teoría Planetesimal (Catastrófica).** Chamberlain-Moulton, 1905. Supone una estrella que se aproxima al Sol para arrancarle hinchazones ígneas; estas explosiones levantan materia pero los brazos que caen chocan con brazos en ascenso, resultando de las colisiones pequeñas esferas de tamaños variables y órbitas diferentes llamadas planetesimales: del choque entre ellas se formarán los planetas.

**3.2.4 Teoría de la Gota (Catastrófica)** Jeans-Jeffreys, 1919. Recoge las dos teorías anteriores. La estrella invasora al aproximarse al Sol, le arranca una inmensa gota de gas en estado caliente que al enfriarse se fragmentará produciendo esferas de tamaño ordenadamente variable (planetas).

**3.2.5 Teoría Magnetohidrodinámica (Evolutiva)** Hoyle, 1960. Las teorías evolutivas habían perdido su vigencia porque no explicaban por qué mientras el Sol tiene el 99.9% de la

masa del sistema solar, en los planetas se concentra el 98.0% del momento cinético; ello da origen a teorías catastróficas que resuelven el problema mas el principio de la magnetohidrodinámica salva la dificultad y se regresa a las teorías evolutivas.

Dice el principio de la magnetohidrodinámica que los gases responden a las leyes de la gravedad, la presión y la rotación cuando se encuentran en un campo magnético sostenido por una corriente eléctrica, y esa ley gobierna las nubes de polvo compuestas de gases ionizados en rápida rotación. Un gas ionizado es tan buen conductor de electricidad como un alambre de cobre.

La teoría supone que a través de esos gases que invadían el espacio, corrían líneas de fuerza magnetohidrodinámicas a manera de hilos largos y elásticos; en las partes internas de los filamentos el gas era más lento que en las porciones externas. Con el giro flexible se favorecen las turbulencias dentro del sistema provocándose el enroscamiento y alargamiento de los hilos en espiral y, al mismo tiempo, una transferencia del momento angular hacia las porciones exteriores, donde se formarán posteriormente los planetas, todo, a expensas de la parte central enriquecida de masa y donde se formará el Sol.

### **3.3 FORMACION DE LA TIERRA**

Hace 4500 millones de años se forma la Tierra por aglomeraciones de partículas sólidas del espacio; pero el calor de la acreción (por el colapso gravitacional) y el de desintegración de elementos radiactivos, produce el núcleo de hierro líquido rodeado de materia turbulenta (calor).

Posteriormente por diferenciación de densidades de masa, el núcleo se rodea de un manto y éste de una corteza primitiva. Los gases atrapados por el manto escapan de la corteza produciendo una atmósfera enriquecida en agua.

Seguidamente sobreviene la precipitación para formar los océanos, en un proceso que dura 1500 millones de años. Como resultado aparece la atmósfera en la que el oxígeno se liberará gracias a la luz ultravioleta y a la fotosíntesis de los primeros organismos vivos.

En la atmósfera inicial, tan similar a la de las actuales emanaciones volcánicas, el 75% es vapor de agua, mientras en la actual atmósfera actual es sólo del 4%.

La vida en la Tierra se inicia en los océanos hace más de 3000 millones de años. En esta historia de evoluciones el clima ha mostrado dramáticas modificaciones. El último período glaciario terminó cerca de 10000 años atrás y al retroceder los hielos, el nivel del océano comenzó a subir rápidamente, alcanzado su nivel actual 6000 años atrás.

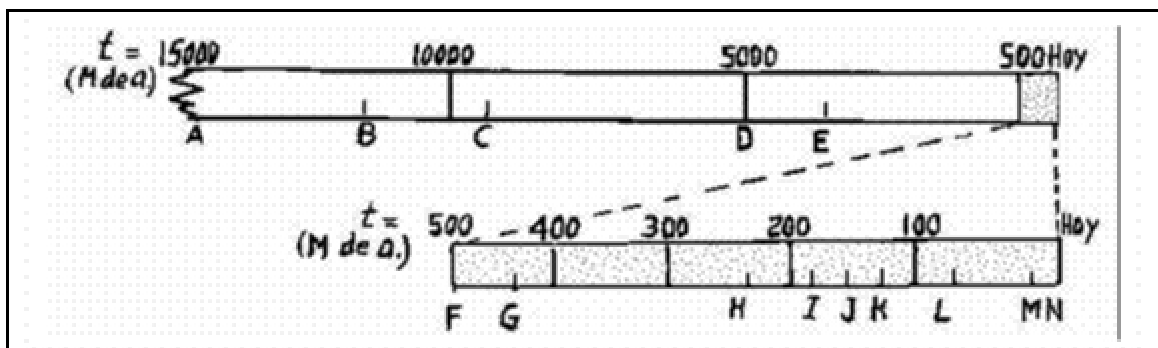
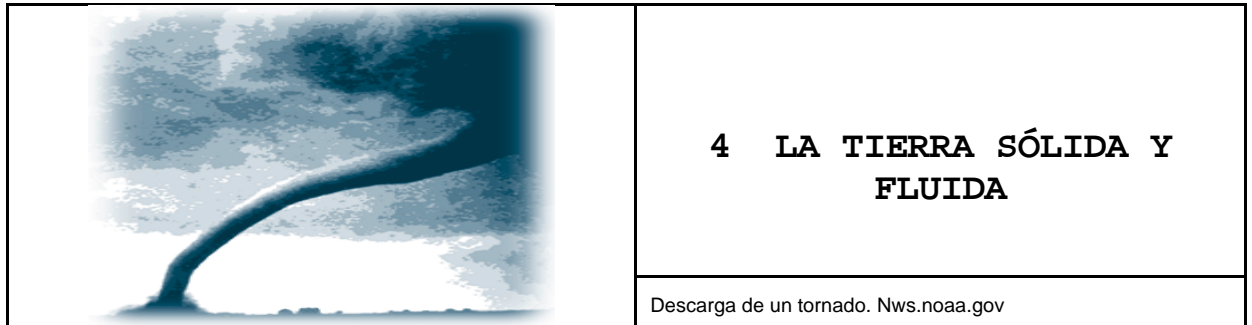


Figura 9. Diagrama temporal. El diagrama muestra cuánto tiempo hace que ocurrieron algunos acontecimientos importantes. Los últimos 500 millones de años se amplifican con un zoom. A. Big-Bang, B. formación de la galaxia, C. cúmulos globulares, D. formación del sistema solar, E. comienzo de la vida en la Tierra, F. abundancia de fósiles, G. vida en tierra firme, H. formación de Pangea, I. aparición de los dinosaurios, J. rotura de Pangea, K. aparición de los mamíferos, L. extinción de los dinosaurios, M. hombre primitivo, N. actualmente (tiempo en millones de años). Adaptado de El Universo Desbocado, Paul Davies.



## 4 LA TIERRA SÓLIDA Y FLUIDA

Descarga de un tornado. Nws.noaa.gov

### 4.1 ATMOSFERA

A nivel del mar la presión es de una atmósfera (una columna de 10 m de agua ó 1 Kg.f / cm<sup>2</sup>).

Tabla 4. Componentes del aire seco al nivel del mar.

Molécula	% en volumen	Molécula	% en volumen
N <sub>2</sub>	78,08	He	0,00052
O <sub>2</sub>	20,95	Kr	0,00011
Ar	0,93	H <sub>2</sub>	0,00005
CO <sub>2</sub>	0,031	CH <sub>2</sub>	0,00002
Ne	0,0018		

Durán-Gold-Taberner. Atlas de Geología, Edibook S. A. 1992.

La composición porcentual de la atmósfera está dominada por el nitrógeno (78.88%) y el oxígeno (20.95%). En los primeros niveles de la atmósfera (región de la troposfera), el gradiente de densidad disminuye: cada 5.5 km. en altitud se supera el 50% de la masa atmosférica, por ejemplo a 11 km. de altitud, se tiene por debajo el 75% y por encima el 25% de la masa atmosférica; también en esta región el gradiente térmico cae, pues la temperatura promedio disminuye en 6°C por kilómetro de elevación.

El nitrógeno atmosférico se recicla mediante las actividades humanas y la acción de los microorganismos sobre los desperdicios animales. El oxígeno es reciclado principalmente por la respiración de los animales y las plantas mediante la acción de la fotosíntesis. El dióxido de carbono, que se mezcla con el aire, se recicla mediante la respiración y la fotosíntesis en la dirección opuesta al oxígeno, pero también bajo su forma de  $H_2$ . El ozono es el producto de la escisión de la molécula de oxígeno en átomos individuales, por acción de la radiación solar, y que se une a moléculas de oxígeno biatómico.

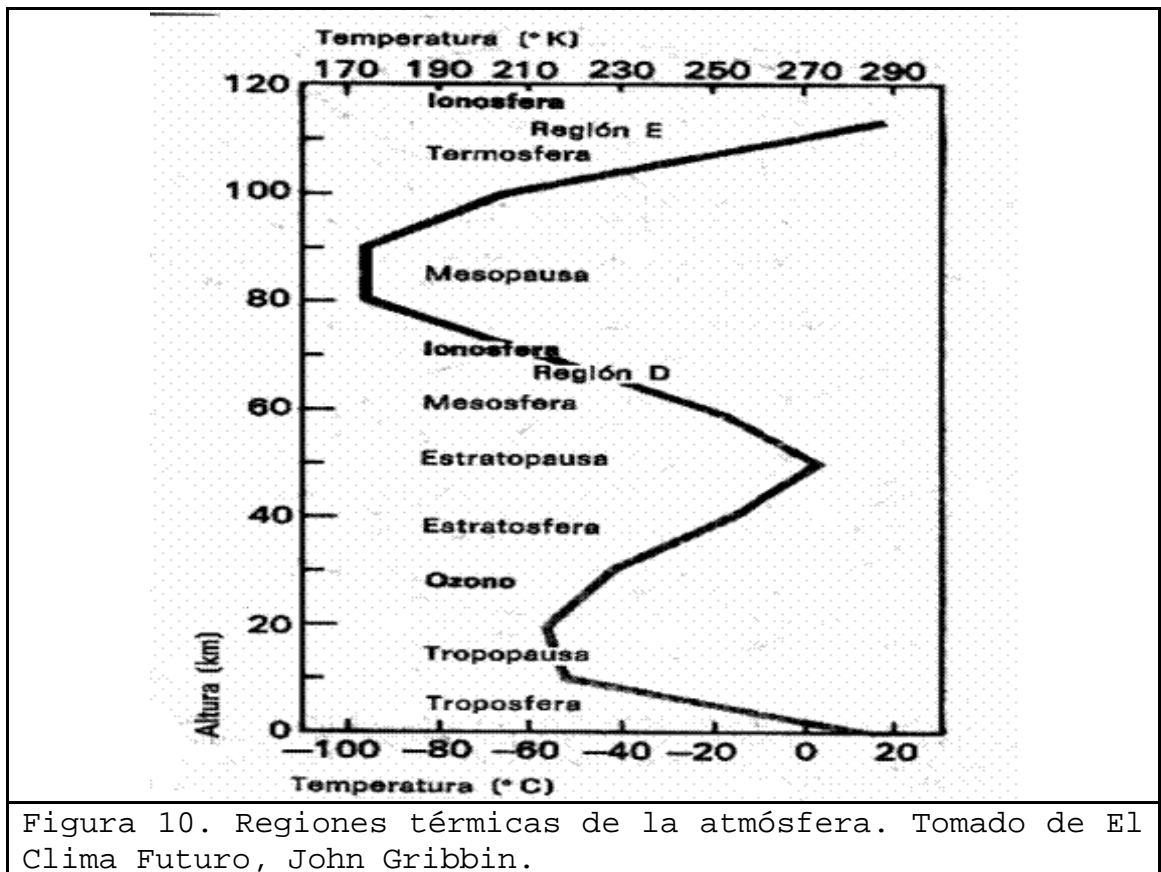


Figura 10. Regiones térmicas de la atmósfera. Tomado de El Clima Futuro, John Gribbin.

Químicamente la atmósfera se divide en tres capas: la homosfera sobre los primeros 100 km., con proporción constante de componentes; la heterosfera, hasta los 900

km., con predominio de gases ligeros, y la exosfera, donde se da el escape de las partículas ligeras.

Pero también físicamente la atmósfera puede dividirse convenientemente en capas térmicas, donde el nivel más bajo es la troposfera o esfera de cambios variables, es decir, de cambios meteorológicos; allí las nubes se pueden clasificar como bajas hasta 2500 m.s.n.m., intermedias entre 2500 y 6000 y altas por encima de los 6000 m.s.n.m. Por el color y el ambiente las nubes pueden ser de agua o de hielo; las primeras dan colores grisáceos debido al agua ya condensada, y en las segundas se trata de vapor de agua por debajo del punto de congelación, origen del granizo. Por la morfología se denominan las nubes como estratos, nimbos, cúmulos y cirros.

Por encima de la troposfera está la estratosfera, a unos 10 km. de altitud; es la región de las corrientes de chorro de la zona de interconfluencia tropical que genera los cambios climáticos de lluvia y sequedad intertropicales. A 30 km., y dentro de la estratosfera, está la capa de Ozono de la cual depende la vida en la Tierra; más arriba está la región caliente que termina en la estratopausa a unos 50 km. de altitud. El clima bimodal de Colombia está controlado por la zona de interconfluencia tropical. Se trata de un Ecuador meteorológico donde convergen los Alisios del nordeste y sudeste.

Más arriba se encuentra la mesosfera donde la temperatura cae hasta  $-80^{\circ}\text{C}$  y que termina en la mesopausa a 80 km. de altitud.

Por encima de la mesopausa se da la reflexión de las ondas de radio en la noche y por debajo de ella la reflexión en el día. En la mesopausa se presenta un contraste brusco de temperaturas pese a que la densidad del aire es del orden de la millonésima de  $\text{g/cm}^3$ .



La última región es la termosfera, llamada ionosfera porque las capas de la región están calientes y enrarecidas; allí se forman las auroras polares.

A 200 km. orbitan satélites para observar la superficie del planeta, útiles en estudios geológicos, militares y evaluación de cosechas; a 900 km. los satélites para observar el espacio exterior: es la altura alcanzada en programas tipo trasbordador. Algunos satélites de observación meteorológica se ubican a 35000 Km., desde donde obtienen una visión panorámica del planeta.

A más de 900 Km., en la exosfera, se hacen investigaciones relacionadas con los nuevos materiales y la biotecnología, dos tecnologías que entrarán en escena para el tercer milenio.

En la exosfera tenemos la magnetosfera alcanzada por los rayos cósmicos, es la zona de las fajas de Van Allen. La presión del viento solar ejercida sobre la magnetosfera genera una deformación del campo magnético terrestre y una dinámica de pulsaciones. En las épocas de tormentas magnéticas solares, asociadas a los ciclos mensuales de manchas solares, la intensidad del campo magnético terrestre muestra bruscas oscilaciones que interfieren en las medidas de prospección magnetométrica que ejecutan los geofísicos. Es importante el magnetismo terrestre no sólo por las posibilidades que genera para la navegación sino también para la prospección de recursos minerales y administración de sistemas de riego útiles en los planes de seguridad agroalimentaria.

#### **4.2 LA TIERRA SÓLIDA**

Es un geoide de capas concéntricas con densidad creciente hacia el interior y radio medio de 6370 Km. La observación directa del interior de la Tierra sólo es factible para las zonas más superficiales; sobre la composición y estructura del resto se dispone de la información extraída de

fenómenos naturales, principalmente del comportamiento de las ondas sísmicas.

Cuando se produce un sismo parten desde el hipocentro ondas P y S que se propagan en todas direcciones siguiendo leyes perfectamente conocidas. Así, las variaciones de la trayectoria y velocidad de estas ondas, obedecen a cambios de la naturaleza y estructura del medio por el que viajan.

En general, a profundidades pequeñas, 30 a 40 Km. bajo los continentes y 6 a 12 Km. bajo los océanos, la velocidad aumenta bruscamente. A 2900 Km. la velocidad de las ondas P desciende en tanto que las ondas S desaparecen; estos indicios se interpretan como discontinuidades o zonas que delimitan capas en la estructura del planeta.

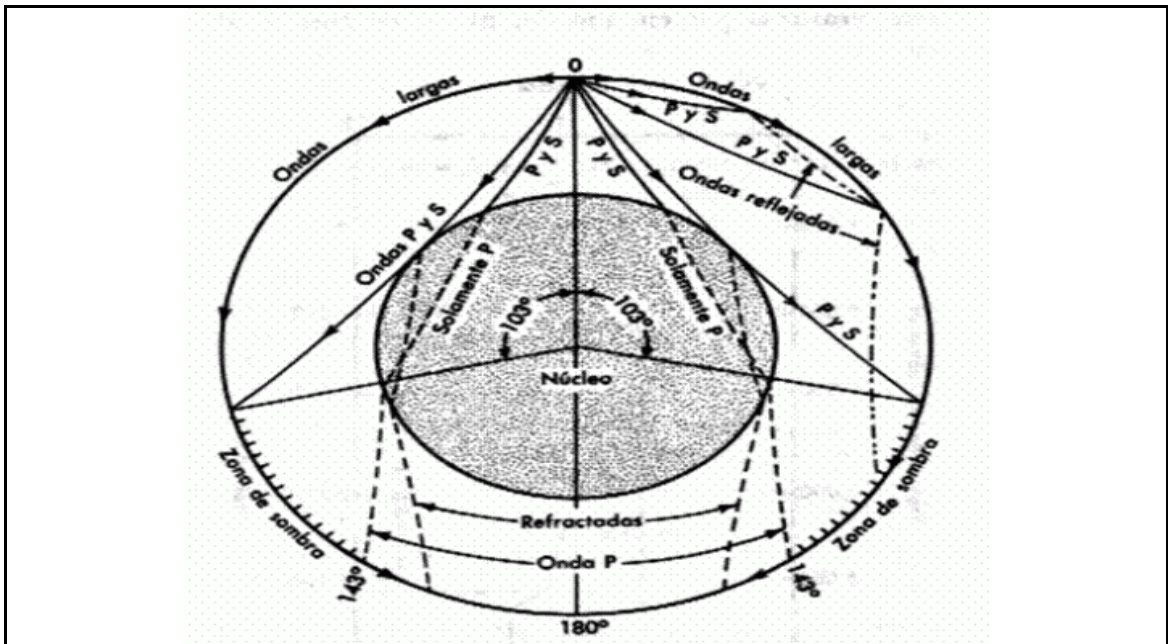


Figura 11 Trayectoria de las ondas sísmicas. A partir del epicentro las ondas marchan con trayectorias similares a las propuestas, pues la densidad de la Tierra responde a un modelo de capas esféricas concéntricas, cuya geometría se anuncia con las trayectorias críticas. Tomado de Longwell y Flint, Geología Física.

El modelo clásico resulta de la interpretación del comportamiento de las ondas sísmicas. Ninguna perforación ha llegado al MOHO, discontinuidad que separa la corteza del manto superior. En la corteza distinguimos la corteza oceánica densa (SIMA) y la continental ligera (SIAL), separadas ambas por la discontinuidad de CONRAD que explicaría el comportamiento anómalo de ondas sísmicas, probablemente por una zona andesítica entre las dos regiones.

Por debajo de la corteza encontramos el manto superior, donde se establecen las corrientes de convección; se trata de una masa en flujo plástico cuya composición presenta desorden atómico. Dentro de ella, a 480 Km. de profundidad, esta la discontinuidad de los 20°, llamada así porque una estación sismológica ubicada a 2240 Km. del epicentro detecta un comportamiento anómalo de las ondas sísmicas interiores (1° son casi 112 Km. sobre la superficie).

Tabla 5. Estructura de la Tierra.

Componente Estructural	Profundidad (Km.)	Presión (kbar)	Densidad (Kg/m <sup>3</sup> )	Temperatura (°C)
Corteza	0-50	0-100	0-3000	0-500
Discontinuidad de Mohorovicic				
Manto superior	50-400	100-150	3000-3500	500-1750
Zona transición	400-1000	150-325	3500-4500	1750-2000
Manto profundo	1000-2900	325-1325	4500-10000	2000-3000
Discontinuidad de Gutenberg				
Núcleo exterior	2900-5100	1325-3300	10000-2100	3000-3600
Núcleo sólido	5100-6370	3300-3750	12100-12500	3600-4000

Adaptado de Sydney Clark. La estructura de la Tierra, Orbis, 1986.

El manto profundo con densidad entre  $4.3$  y  $5.5 \text{ g/cm}^3$ , termina en la discontinuidad de Gutenberg; se considera sólido y con ordenamiento atómico. Más al interior encontramos el núcleo de Fe y Ni; se supone que la envoltura exterior es líquido-gaseosa puesto que puede ser cruzada por las ondas P pero no por las S. Por último está el núcleo sólido (supuesto así porque las ondas S reaparecen) con densidad de  $15 \text{ g/cm}^3$  y una temperatura del orden de los  $5000^\circ\text{C}$ .

No obstante, el promedio de densidad de la Tierra sólida es de  $5.5 \text{ g/cm}^3$ , en virtud de la participación del manto inferior ( $5.0 \text{ g/cm}^3$ ) y el núcleo exterior ( $5.7 \text{ g/cm}^3$ ).

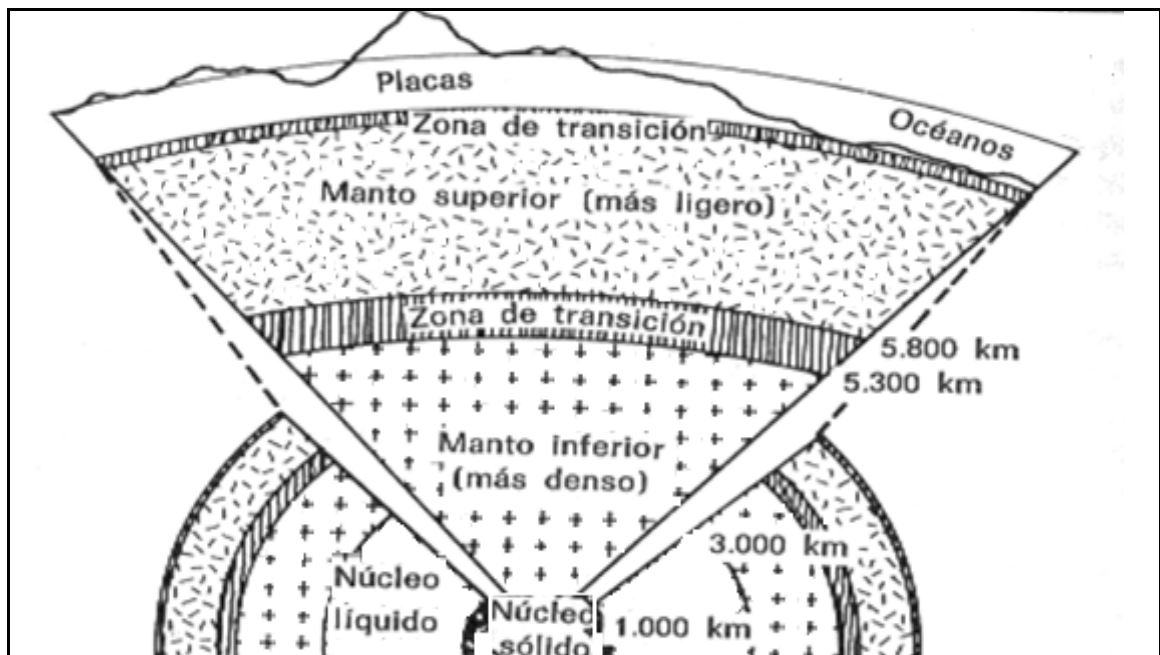


Figura 12. Corte ideal del planeta Tierra, estructura plana con acercamiento. Los valores dependen del modelo geofísico adoptado. Tomado de La Tierra en Movimiento, J Gribbin.

Un modelo actual de la Tierra sólida, a la luz de la teoría de la tectónica de placas y de la trayectoria de las ondas sísmicas debe asumir rangos de espesores de capas,

densidades y composiciones de materiales terrestres, además de irregularidades de forma y errores de observación. Pueden compararse los de la tabla anterior con los de la figura siguiente.

La corteza está dividida en grandes placas que se generan en las dorsales oceánicas y se destruyen en las fosas oceánicas. Nacen del manto y regresan al manto.

La corteza oceánica alcanza una vida media de 150 millones de años, como si la Tierra mudara de piel. Sobre la corteza oceánica flota la continental, y cabalgándola puede alcanzar edades hasta de 3.000 millones de años. La parte externa de la Tierra o litosfera, la conforman las placas rígidas constituidas por la corteza propiamente dicha y el manto superior.

Por debajo de la litosfera tenemos la astenosfera que es el manto blando, entre 100 y 700 Km. de profundidad, donde las corrientes de convección están en concurso. Más abajo, la mesosfera equivale al manto profundo y rígido. La última región es el núcleo, ya descrito.

**4.2.1 Teoría de la isostasia.** Explica las raíces de las montañas, y por lo tanto, la manera como un continente flota sobre la corteza oceánica. Esta teoría de presiones iguales, en la cual se soportan las anteriores hipótesis, se vale de dos modelos isostáticos, uno vertical propuesto por Airy y otro horizontal, por Pratt.

El modelo isostático vertical, supone una superficie isostática que soporta en cada uno de sus puntos el peso de una columna compuesta de SIAL y de SIMA; en los continentes el SIAL tiene mayor espesor que el SIMA, en los ambientes oceánicos lo contrario. El modelo isostático horizontal supone que cada punto de la superficie isostática soporta el peso de una columna de SIAL en la zona de los continentes o de SIMA en las zonas oceánicas.

El proyecto MOHOLE, nacido en el año geofísico internacional (1950), propuso hacer una perforación para alcanzar el manto terrestre cuya localización se basa en las siguientes premisas: el SIAL flota sobre el SIMA y entre ambos el contraste de densidades es del 10% (2.7 y 3.0), respectivamente. Si un témpano de hielo emerge el 10% sobre el agua (pues las densidades son 0,9 y 1,0 respectivamente), lo mismo hará el SIAL sobre el SIMA.

Así, la perforación tendrá que buscar las grandes depresiones de la corteza terrestre para evitar las raíces de las montañas; si se utilizan las fosas oceánicas, obviando la profundidad del océano, sería necesario perforar 4 Km. de roca para alcanzar el manto.

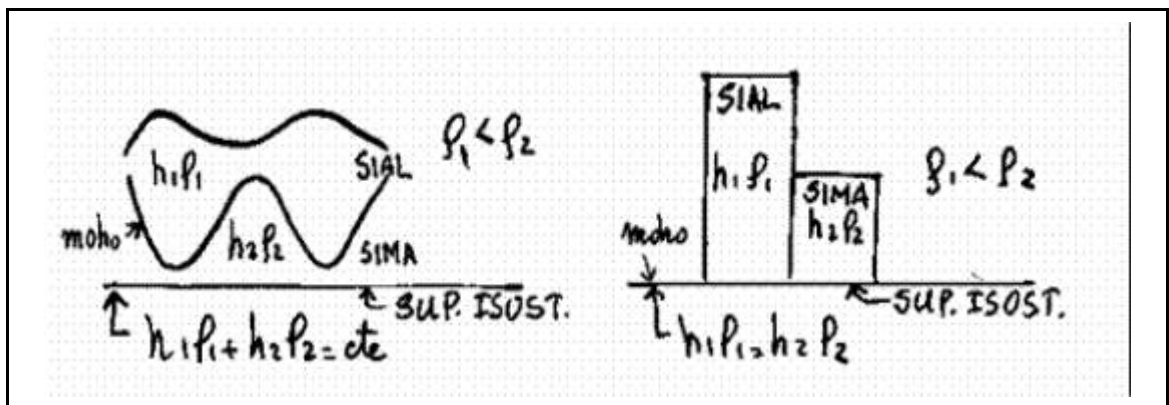


Figura 13. Modelos isostáticos. A la izquierda se ilustra el modelo isostático vertical de Airy y a la derecha el modelo isostático horizontal de Pratt. Con  $h$  se señalan los espesores y con  $\rho$  las densidades.

En la superficie isostática las presiones litostáticas dependen del modelo asumido. Deberá tenerse en cuenta que el espesor medio de la corteza en las zonas continentales es de 60 Km., contra sólo 5 Km. en las zonas oceánicas, de conformidad con el principio de la isostasia

Tabla 6. Composición promedio de la corteza, del manto y del planeta Tierra.

Manto % en peso		Corteza % en peso		Tierra % en peso	
O	44,07	O	45,60	Fe	35,00
Mg	22,61	Si	27,30	O	30,00
Si	21,10	Al	8,36	Si	15,00
Fe	6,57	Fe	6,22	Mg	13,00
Ca	2,20	CA	4,66	Ni	2,40
Al	1,87	Mg	2,76	S	1,90
Ti	0,43	Na	2,27	Ca	1,10
Na	0,42	K	1,84	Al	1,10
Cr	0,29	Ti	0,63	Na	0,57
Ni	0,16	H	0,15	Cr	0,26
K	0,11	P	0,11	Mn	0,22
Mn	0,11	Mn	0,11	Co	0,13

Durán-Gold-Taberner. Atlas de Geología, Edibook S. A. 1992.

#### 4.3 HIDROSFERA

Definitivamente, se vive en el planeta mar. Los océanos, con una superficie de 360 millones de Km.<sup>2</sup>, se constituyen en uno de los nuevos espacios para el hombre y fuente de recursos naturales. Cubren 4/5 del hemisferio Sur y más de 3/5 del hemisferio Norte. La densidad media de la hidrosfera es de 1gr/cm<sup>3</sup>. La composición de los mares es: 96.4% de agua, 3.5% de sales (de Cl, Na, Mg, S, Ca, K, Br, B, Sr) y 0.1% de otros elementos.

El mar es una masa de agua salada que cubre la mayor parte de la superficie terrestre y cada una de las partes en que se considera divide dicha masa.

Cuadro 4. La composición del agua del mar

Compuesto	Fórmula	Gramos *	% de Sales
Cloruro de sodio	Cl Na	27,213	77,558
Cloruro de magnesio	Cl <sub>2</sub> Mg	3,807	10,878
Sulfato de magnesio	SO <sub>4</sub> Mg	1,658	4,737
Sulfato de calcio	SO <sub>4</sub> Ca	1,260	3,600
Sulfato de potasio	SO <sub>4</sub> K <sub>2</sub>	0,863	2,465
Carbonato de calcio	CO <sub>3</sub> Ca	0,123	0,345
Bromuro de magnesio	° Br <sub>2</sub> Mg	0,076	0,217

Raymond Furon. El agua en el mundo, Payot, 1967 \*  
Composición en 35 gr de sales por litro de agua de mar.

En conjunto los mares, lagos y ríos cubren el 70% de la superficie de la Tierra y suman 1.500 millones de km.<sup>3</sup>. Los mares ocupan el 85% del volumen de las aguas de la Tierra. Por la acción de las mareas, las corrientes marinas y el oleaje, se encuentran constantemente en movimiento.

Colombia posee dos océanos y un lugar de privilegio por su posición geoestratégica. Además, es el cuarto país del mundo por su riqueza hídrica, enriquecida de biodiversidad. El fondo del mar es muy variado y posee gran riqueza de formas: fosas, dorsales, cuencas, plataformas, surcos, etc. En el mar de zócalo y en el talud continental, se continúan las formas de tierra firme. En el perfil hipsográfico, el zócalo continental se señala como plataforma continental, la cual emergió en los períodos de glaciación, y hoy se encuentra cubierta de agua; esta plataforma que llega en promedio a 150 m de profundidad, extendiéndose 200 km. mar adentro, es de interés para las naciones por sus recursos biológicos y mineros.

Mar adentro el relieve oceánico resulta muy accidentado, se presentan cordilleras cuyos picos explican arcos de islas y



otras formas del relieve marino. La relación entre profundidades y alturas de las tierras sumergidas y emergidas muestra predominio de las primeras: en la profundidad media es de 3760 m (destacándose la fosa de las Marianas a 11033 m de profundidad) y en las emergidas el promedio alcanza sólo 822 m (destacándose el Everest con 8848 m). El promedio de una y otra porción da aproximadamente 3000 m sumergidos.

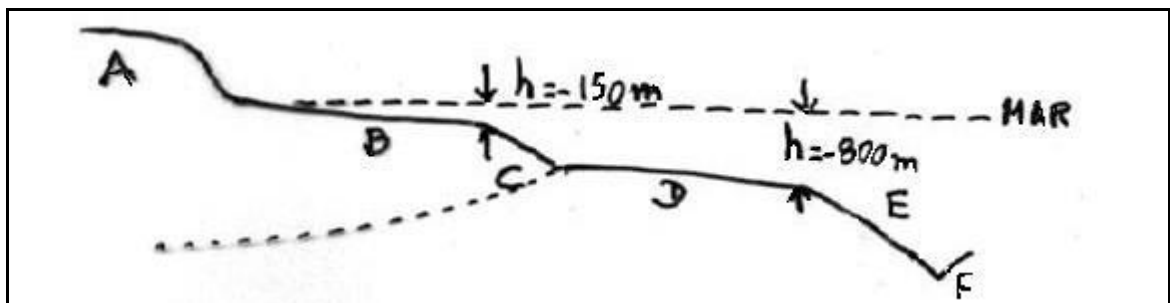


Figura 14. Perfil hipsográfico. De izquierda a derecha: A. continente, B. plataforma continental, C. talud continental, D. plataforma pelágica, E. talud oceánico, F. fosa abisal. Adaptado de Diccionario Rioduero de Geología.

#### 4.4 EL CLIMA MUNDIAL

Las zonas climáticas de la Tierra son una de las características más importantes del planeta, que aparecen determinando el paisaje, la vegetación y la vida animal, y estableciendo un límite a la explotación humana del entorno. Tienen un profundo efecto sobre la cultura. Las condiciones climáticas determinan los niveles de actividad económica, y no es casualidad que los desarrollos industriales se localicen con preferencia dentro de la región climática templada.

El clima, o modelo meteorológico a largo plazo de una región, depende de varios factores: la latitud, que determina lo caliente o fría de una zona, como la extensión e influencia de sus estaciones; las

características de las masas de aire predominantes, sean calientes o frías y húmedas o secas, y los factores físicos tales como la distribución relativa de la tierra, el mar, las montañas, los valles, los bosques y los glaciares.

Las regiones ecuatoriales son cálidas durante todo el año porque las masas de aire llegadas a ella son cálidas, húmedas y llevan lluvias regulares a lo largo de todo el año. Los climas monzónicos de la India el sudeste asiático y China deben sus características a sus vientos estacionales provenientes de direcciones opuestas; vientos cálidos y húmedos que se alternan con otros cálidos y secos para producir veranos nubosos y húmedos e inviernos secos.

Los climas desérticos propios de amplias zonas situadas a ambos lados del ecuador, están situados en las regiones anticiclónicas y estables donde el aire cálido y seco origina cielos despejados y poca lluvia.

En las altitudes medias de ambos hemisferios el aire subtropical cálido suele yuxtaponerse al aire frío subpolar, lo que da origen a frecuentes perturbaciones. Las áreas de estas zonas tienen el clima templado, disfrutando del aire subtropical en verano pero padeciendo en invierno corrientes ocasionales de aire frío subpolar.

Los climas mediterráneos de California, el sudeste de Australia y la propia región mediterránea se encuentran generalmente en las costas occidentales de los continentes con tendencia a ser secos en verano y tener inviernos suaves y poco lluviosos.

Más cerca de los polos, las regiones climáticas están controladas por las masas de aire polar, origen de tiempo frío y seco a lo largo de todo el año con breves veranos soleados.

**4.4.1 El clima polar.** Como el de Vostok en la Antártida y Groenlandia, muestra inviernos largos y fríos, y casi ninguna precipitación, pues los polos son desiertos.

**4.4.2 El clima de taiga.** Como el de Alaska, la península del Labrador y Yakutsk en la Siberia Oriental, muestra ligera precipitación, veranos cortos y fríos en inviernos largos muy fríos.

**4.4.3 El clima de montaña.** Como el de ciudad de Méjico y los andes suramericanos, muestra un clima que varía con la altitud, la latitud y la exposición a los rayos solares.

**4.4.4 El clima de estepa.** Como el de Cloncurry Australia, Irán y Nigeria, muestra ligera precipitación, veranos cálidos e inviernos fríos en algunos lugares.

**4.4.5 El clima tropical.** Como el de Manaos Brasil, Borneo, Java y Sumatra, muestra lluvias densas con sólo uno o dos meses secos, además calor bochornoso.

**4.4.6 Clima templado.** Como el de Amsterdam Holanda, la región de los grandes lagos y el sur de Chile, muestra precipitación en todas las estaciones y temperaturas variables.

**4.4.7 Clima monzónico y subtropical.** Como del de Madrás en la India, la Florida y los Llanos Orientales y la Costa Norte colombiana; siempre es caluroso y presenta a menudo estaciones secas y lluviosas.

**4.4.8 Clima mediterráneo.** Como el de Orán en el norte de África y California, es cálido, tiene precipitaciones leves, inviernos suaves y veranos secos.

**4.4.9 Clima desértico cálido.** Como el de Assuán en Egipto, la península de California, Namibia y el norte de Chile, que tienen precipitaciones insignificantes y todos los meses calurosos.

#### 4.5 LOS ELEMENTOS DEL CLIMA

Son un conjunto de fenómenos de mucha variabilidad. Los más importantes en nuestro medio son la precipitación y la temperatura del aire, que se combinan con otros elementos como la humedad relativa, el brillo solar, la nubosidad, la radiación y los vientos. Los factores y elementos del clima se diferencian entre sí en que los primeros son fijos para cada lugar; como son la latitud, la altitud y la exposición, y los segundos varían continuamente, pero se correlacionan con los factores para la definición del clima.

**4.5.1 La precipitación.** Sin agua no existiría vida; si contribuye a la formación del suelo, también lo erosiona. Las lluvias se miden en pluviómetros, al milímetro, el cual equivale a un litro de agua por metro cuadrado. Al analizar la precipitación de un lugar debe hacerse referencia a la intensidad, duración, frecuencia y distribución de los aguaceros a lo largo del año.

**4.5.2 La temperatura.** Es el elemento climático que más relación tiene con la distribución de los cultivos y se origina de la energía radiante del Sol. También varía en estrecha relación con la altitud permitiendo clasificar los pisos térmicos caliente, templado, frío y páramo, conforme las altitudes varían de kilómetro en kilómetro. Importa siempre la oscilación diaria entre día y noche.

**4.5.3 La radiación e irradiación.** La primera alude a la caída directa de los rayos solares sobre la superficie terrestre y la segunda al desprendimiento de ondas calóricas de la superficie de la tierra para dispersarse en la atmósfera. De ellos depende la variación de la temperatura entre día y noche. Donde hay baja humedad relativa, como en la sabana, se dan heladas en la noche después de días con alta radiación. En las vertientes, donde la humedad relativa y la nubosidad es alta la

radiación es baja y no se dan heladas porque la irradiación o pérdida de calor es escasa.

**4.5.4 La humedad del aire.** Es el agua existente en forma de vapor y se relaciona directamente con la temperatura. Por cada 15°C de temperatura se puede doblar en peso la cantidad de vapor de agua del aire y al contrario, cayendo la temperatura se pierde vapor de agua en forma de neblina, llovizna o lluvia. La humedad es absoluta si alude a la cantidad de vapor de agua, en gramos, por unidad de volumen de aire, en metros cúbicos. La humedad relativa si alude a la proporción de vapor de agua en relación con el que podría contener en el punto de saturación. Esta se da en %.

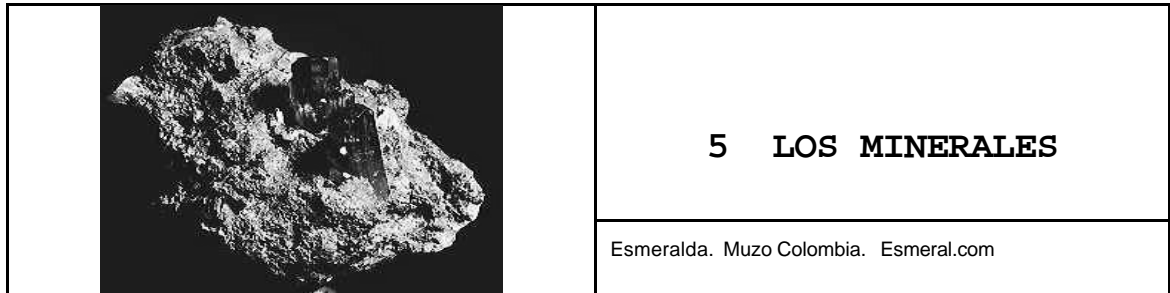
**4.5.5 El brillo solar.** Son las horas de Sol que llegan cada año a la superficie terrestre. Las zonas con alta nubosidad tienen bajo brillo solar. Para medirlo se usa el heliógrafo, instrumento que concentra los rayos del Sol en una esfera de cristal, y los hace incidir en una cinta de papel que quema cuando la intensidad calorífica por centímetro cuadrado y minuto alcanza más de 0.8 calorías.

**4.5.6 La nubosidad.** Alude a la cantidad de nubes que se presentan en la atmósfera, originadas por concentración de vapor de agua y que pueden condensarse produciendo lluvia. La presencia de nubes se debe a la circulación de vientos intertropicales y de valle a montaña. Nuestro clima es bimodal en razón de que la zona de interconfluencia tropical se desplaza en diciembre hacia el Perú y en junio hacia Cuba, generando dos épocas de lluvia en su paso por Colombia. Las zonas de laderas, contiguas a las partes altas, de la zona andina colombiana, se caracterizan por la frecuente presencia de nubes que en el día circulan desde los valles del Cauca y el Magdalena, a las cordilleras vecinas.

**4.5.7 La presión atmosférica.** Es el peso de una columna de aire, que a nivel del mar de 760 mm de mercurio. A nivel del nevado del Ruiz desciende a 380 mm. También disminuye

la presión atmosférica con la temperatura y el contenido de humedad del aire. Por regla general el aire caliente se expande haciéndose más liviano, pero también con el calor puede aumentar la cantidad de vapor de agua en el aire, caso en el cual su densidad se incrementa haciéndolo más pesado.

**4.5.8 Los vientos.** Son movimientos de masa de aire entre zonas de alta y baja presión. La erosión eólica no es frecuente en zonas de ladera, pero los vientos persistentes traen como consecuencia el secamiento del suelo, lo que ocasiona aridez. Sobre corrientes oceánicas frías, sobre lagos y sobre valles bajos (donde la masa atmosférica sobre yacente atenúa la radiación solar), el aire es relativamente frío y suele asentarse, razón por la cual, se establece una zona de alta presión.



### 5.1 DEFINICION

Son los principales constituyentes de las rocas de la corteza terrestre; se trata de sustancias sólidas naturales, y homogéneas de composición química definida, disposición atómica ordenada y fruto de procesos inorgánicos.

Pocos minerales forman rocas a pesar de que se conocen cerca de 2000 especies diferentes, pues los silicatos y los óxidos son los principales constituyentes de la corteza, en razón de que ocho elementos lo hacen casi todo en la naturaleza. Los minerales pueden formarse con base en un sólo elemento, como el diamante con el carbono; con dos elementos, como la pirita (oro de los tontos) con el hierro y el azufre, o con tres o más elementos como los feldspatos o los piroxenos y anfíboles. También se pueden generar varias especies minerales con un mismo elemento, como el diamante y el grafito con el carbono, o con dos elementos como la pirita y la marcasita con el hierro y el azufre.

### 5. 2 ELEMENTOS CLAVES

Los ocho elementos más importantes de la naturaleza, por su participación, son:

- **Oxígeno.** Elemento no metálico que por ser altamente reactivo forma óxidos con casi todos los demás elementos. Hace parte sustancial del aire y del agua.

- **Silicio.** Elemento metaloide; siempre aparece en los silicatos y en los alumino-silicatos, el más abundante de los cuales es el cuarzo. El silicio se utiliza para aleaciones de ferrosilicio.

Cuadro 5. Elementos más abundantes en la Tierra.

SIMBOLO ELEMENTO	NUMERO ATOMIC O	VALENCIA CARGAS	RADIO IONIC O	PESO ESPECIFIC O	PESO	VOLUMEN
O	8	-2	1.4	---	46.60%	93.77%
Si	14	+4	0.4	2.40	27.72%	0.86%
Al	13	+3	0.5	2.70	8.13%	0.47%
Fe	26	+2	0.7	7.88	5.00%	0.43%
CA	20	+2	1.0	1.54	3.63%	1.03%
Na	11	+1	1.0	0.97	2.83%	1.32%
K	19	+1	1.3	0.86	2.59%	1.83%
Mg	12	+2	0.7	1.74	2.09%	0.29%
Total participación en la corteza						100.00%

Adaptado de Leet y Judson. Fundamentos de geología física, Limusa, 1980.

- **Aluminio.** Elemento metálico; siempre aparece en combinación con otros elementos. Es uno de los principales constituyentes de los silicatos. Resiste a la corrosión, es ligero y buen conductor eléctrico. Es el principal componente de las aleaciones ligeras.

- **Hierro.** Elemento metálico constituyente de óxidos, silicatos, óxidos hidratados, carbonatos y sulfuros. Se encuentra también nativo y en aleaciones con níquel. Es el principal constituyente del acero lo que lo hace el metal industrial más importante.



- **Calcio.** Elemento metálico; aparece en silicatos, carbonatos, sulfatos y fosfatos. Es aditivo en la fundición de metales para separar el oxígeno, el azufre, el fósforo y los halógenos. Es útil como agente reductor o deshidratador, en la química orgánica.
- **Sodio.** Elemento metálico; aparece en los silicatos y en los carbonatos hidratados. Se inflama al contacto con el agua. Es útil como núcleo de los cables eléctricos.
- **Potasio.** Elemento metálico; es el más común en los silicatos y aluminosilicatos. Útil como fertilizante en forma de cloruro, sulfato o en combinación con nitrógeno y fósforo.
- **Magnesio.** Elemento metálico; aparece combinado en silicatos, óxidos, hidróxidos y carbonatos. Se utiliza en aleaciones ligeras de aluminio.

### 5.3 CRISTALIZACION

Un cristal es un sólido, por regla general homogéneo, que posee un orden interno tridimensional de largo alcance. Los cristales se forman a partir de fundidos, disoluciones y vapores. Estos fluidos, caracterizados por un estado de desorden atómico, se solidifican por variaciones en la temperatura, presión y concentración. El producto final, por regla general, resultará con estructura cristalina, dado que los átomos, iones y moléculas, aparecerán ordenados y ligados por fuerzas electromagnéticas de enlace químico.

La cristalización a partir de un fundido, como el hielo a partir del agua o las rocas ígneas a partir del magma, se genera por el descenso de la temperatura a un punto en el cual las moléculas, iones y elementos disociados, conforme pierden la movilidad, se orientan y aproximan favoreciendo los enlaces de reacción.

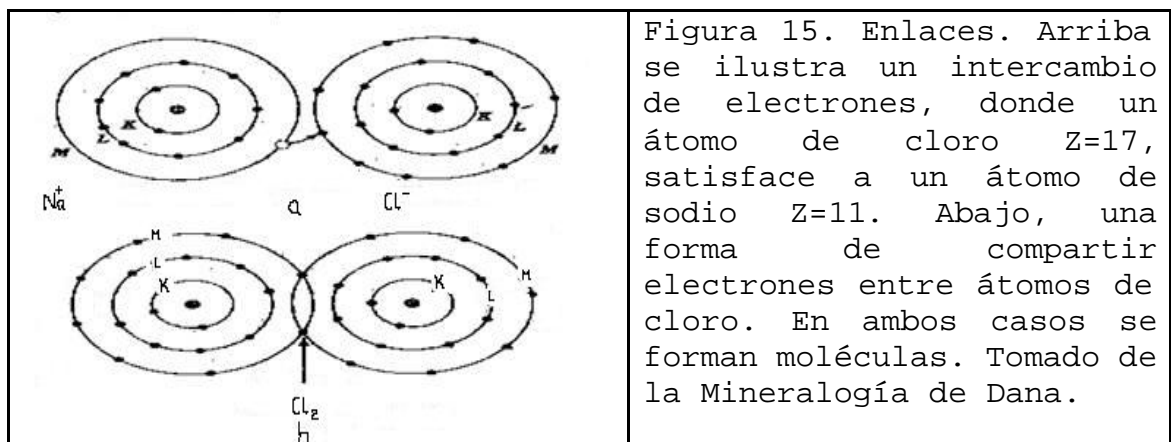
La cristalización a partir de una disolución, como la sal en agua, se produce por sobresaturación del solvente. Si se evapora el agua, si pierde temperatura y presión, los iones de sodio y cloro se van separando de la solución para edificar un cuerpo sólido cristalino.

La cristalización por un vapor de enfriamiento se presenta por la interacción de sus átomos o moléculas que se aproximan entre sí hasta solidificarse (desublimación o previa condensación del vapor). Es el caso de la nieve formada a partir del vapor de agua.

Si la velocidad de los procesos de solidificación es alta, el ordenamiento interno, y con mayor razón el crecimiento cristalino, será deficiente. Algunas sustancias solidificarán como agregados y por lo tanto sin estructura cristalina (vidrio); semejantes sólidos son amorfos por lo que su estado debe ser considerado más bien como de líquido de elevada viscosidad. Minerales sin estructura cristalina reciben el nombre de mineraloides.

Los cuerpos amorfos tienden a cristalizarse; en algunos de ellos la velocidad de transformación es muy baja, en tanto que en otros es tan rápida que se convierte en explosiva.

#### 5.4 ENLACES, ESTRUCTURAS Y ALEACIONES



La estructura cristalina se mantiene por fuerzas de naturaleza electromagnética, así como los protones sostienen eléctricamente la nube electrónica, intra-atómica. La unión entre átomos es posible por el estado eléctrico de cada átomo constituyente, expresado en su último orbital. El tipo de enlace químico puede ser predominantemente de una de las siguientes formas, las que permiten estados de transición.

**5.4.1 Enlace iónico.** La falta de electrones en un átomo y el excedente en otro, pueden generar una configuración estable. El catión de sodio, monovalente, y el anión de cloro, monovalente, dan como resultado una configuración estable cuando se comparte el electrón mediante un enlace electrostático.

**5.4.2 Enlace covalente.** La inestabilidad del anión de cloro, monovalente, hace que el elemento sea altamente reactivo en su estado monoatómico; por lo tanto dos iones de cloro pueden prestarse el servicio uno a uno compartiendo una pareja de electrones para hacerse inertes gracias a un enlace covalente. Este enlace, en el que se comparten electrones, supera en fuerza al iónico, de carácter electrostático.

**5.4.3 Enlace metálico.** Los metales, átomos cuyos núcleos tienen bajo control sobre los electrones más externos, son conductores de la electricidad debido a su movilidad. Del mismo modo los átomos de los metales pueden sostener enlaces metálicos de intensidad moderada gracias a una nube de electrones que circunda el conjunto.

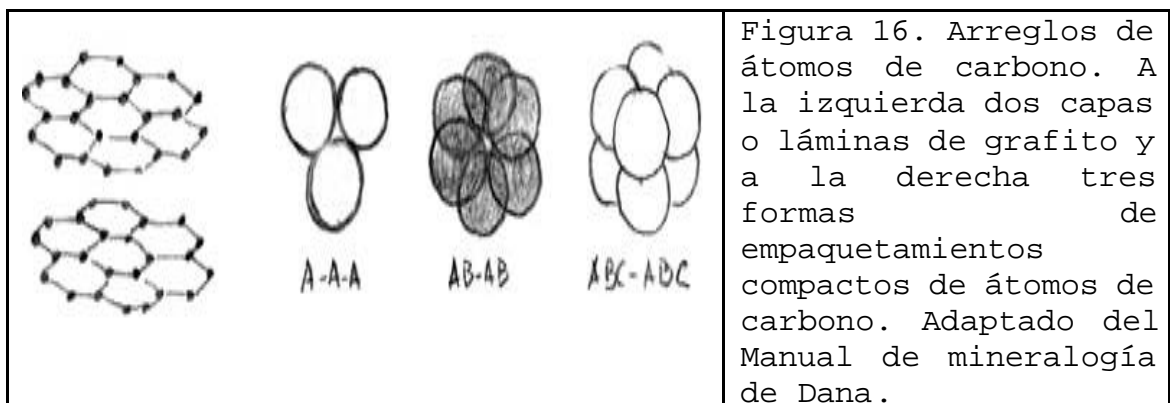
**5.4.4 Estructuras de carbono.** En su última órbita, que se satura electrostáticamente con 8 electrones, sólo se encuentran presentes cuatro. En esa segunda nube electrónica es difícil conseguir que el átomo pierda o gane electrones, por lo cual el carbono no se ioniza; prefiere la combinación con un máximo de cuatro átomos compartiendo

electrones. No obstante tal limitación, el carbono forma más de un millón de compuestos, si se rodea en forma de tetraedro como el metano. Pero cada átomo, de hidrógeno por ejemplo, puede ser sustituido por otro al cual le falte un electrón, para estabilizarse. Podrá entonces el carbono sustituir 1, 2, 3, ó 4 hidrógenos por flúor, cloro, bromo y yodo con 39 combinaciones distintas.

Pero el Carbono puede ligarse consigo mismo para formar el diamante, el grafito o el carbón vegetal. En el diamante los átomos de carbono se ordenan tridimensionalmente en tetraedros: cada átomo está rodeado por cuatro compartiendo con cada uno un par de electrones (el suyo y el de él).

En el grafito los átomos se disponen en capas bidimensionales formando anillos de seis átomos, cada uno de ellos con 3 vecinos cercanos (2 de su anillo y uno del otro), por lo que el número de electrones compartidos por átomo es 6, mientras los dos restantes quedan sin compartir (uno de cada átomo); eso sí, su papel es contribuir a la firmeza de los anillos.

En el carbón vegetal la sustitución tiende a ser la del grafito y no la del diamante; también existen allí capas de anillos hexagonales pero la extensión de cada arreglo es reducida y por lo tanto el espacio de movilidad de los electrones no apareados también lo es.



Los casos anteriores explican la mayor densidad del diamante, su dureza (más átomos y a menor distancia por unidad de volumen), y la propiedad lubricante del grafito, material conductor de la electricidad, de brillo metálico y exfoliación perfecta, gracias a la movilidad de electrones no compartidos sobre un arreglo espacial ineficiente.

**5.4.5 Estructuras de silicio.** El silicio, con idéntica estructura electrónica a la del carbono y extendida variedad de compuestos, prefiere la unión con átomos no idénticos, como en el carbono, sino con otros que lo hacen más estable, por ejemplo, rodeándose tetraédricamente con oxígeno. En este caso se forma un anión de silicato estable con cuatro valencias negativas.

Los cuatro electrones no apareados sirven para que el ion del silicato ligue cationes metálicos. Esta estructura de tetraedros individuales es el grupo de silicatos denominado nesosilicatos. Pero esas cargas (de los 4 electrones) sobre el silicio, pueden considerarse sobre los oxígenos. Si se hace que uno de los oxígenos comparta su electrón con el oxígeno de un tetraedro adyacente, el nuevo ion silicatado tendrá seis electrones disponibles para ligarse con iones metálicos que compensen su carga.



Ese desarrollo general en el cual los tetraedros de silicio-oxígeno se ligan compartiendo átomos de oxígeno en una versión ampliada, puede hacerse por los vértices, para degenerar en anillos (ciclosilicatos) o en cadenas (inosilicatos); por las aristas, degenerando en láminas

(filosilicatos), y por las caras, degenerando en volúmenes (tectosilicatos).

**5.4.6 Aleaciones.** Una masa metálica está constituida por iones metálicos, en los cuales los electrones que sostienen el conjunto transitan sin sujeción a un núcleo específico (enlace metálico). La variedad del metal se da principalmente por la diversidad del elemento ionizado que participa de la masa. El Mercurio, elemento líquido, por lo general forma amalgamas ya que la sustancia resultado de la unión del Mercurio con otros metales es amorfa o es líquida.

Las aleaciones, sólidos con estructura cristalina, son factibles entre metales dependiendo del tamaño de sus iones, de la fuerza con que atraigan a los electrones y del número de electrones cedidos por cada metal a la nube comunitaria.

Si en sus espacios intra-iónicos participan iones de gran tamaño, éstos permitirán que se deslicen y acomoden iones de pequeño radio, aprovechando los agujeros para aumentar la densidad, resistencia y dureza de la masa. Es el proceso de fabricación del acero: se introduce carbono al hierro y a veces otros metales (vanadio, cromo, wolframio), caso en el cual se tiene la aleación con mejor resistencia mecánica.

Otra forma de aleación se obtiene entre dos iones metálicos, el primero con mejor control sobre los últimos electrones que el ejercido por el segundo. El enlace que predominará entre los iones de ambos elementos emulará el enlace iónico entre cloro y sodio. Esos electrones de baja movilidad harán de la aleación una sustancia mala conductora de la electricidad. Como ejemplo se tiene la aleación entre estaño y magnesio.

Los metales, por lo general con tres electrones lejanos en su último nivel, tienen un enlace químico que los tipifica.

Si se analiza el zinc que cede dos electrones y el cobre que fácilmente cede uno, uno y otro con estructura diferente, se formará el latón (a veces enriquecido con Fe, Si, Sn, o Al) en una proporción de una parte de zinc por dos de cobre, en la cual se presentarán dos estructuras cristalinas mezcladas que en conjunto le darán características diferentes a la masa final.

## 5.5 PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS MINERALES

Las propiedades físicas pueden ser generales o específicas.

Las **generales**, propias de los minerales con estructura cristalina, son:

- Los minerales forman cristales, esas unidades macroscópicas que representan la cristalización de su estructura atómica.
- La forma externa, es función de la estructura cristalina; no obstante, una especie puede mostrar hábitos debidos a variaciones en el número, tamaño y forma de las caras.

Las **específicas**, útiles para la identificación del tipo de mineral, son:

- Crucero o Clivaje.
- Fractura.
- Dureza.
- Tenacidad.
- Peso específico.
- Propiedades ópticas.
- Propiedades electromagnéticas.

**5.5.1 Crucero o Clivaje.** Un mineral no amorfo tiende al crucero o clivaje, cuando por presión, se separe en planos de posición con una geometría definida. Se hablará de exfoliación cuando se generen láminas (la mica), o de

partición cuando se originen cubos o prismas (la magnetita). El crucero se califica según su grado, de perfecto, bueno o imperfecto.

La mica y el cinabrio tienen exfoliación perfecta, pero el berilo y el apatito la tienen menos definida, y la anhidrita no la presenta. Los cristales maclados, fácilmente se separan a lo largo de los planos de composición, produciendo superficies de rotura en forma de partición.

La magnetita muestra partición octaédrica, el piroxeno partición básica y el corindón partición romboédrica y la calcopirita, que generalmente se presenta en masas, puede presentarse en cristales que parecen tetraedros.

**5.5.2 Fractura.** Es el carácter de la superficie de rompimiento que muestra un mineral que no presenta exfoliación o partición, sea el mineral amorfo o cristalino (en el segundo caso la ruptura podrá estar controlada por el crucero del mineral).

Según el tipo de superficie (no plana), se hablará de fractura concoidea (en concha) como el vidrio, la pirita y el cuarzo; fibrosa (en astilla) como la plata, el hierro y el cobre nativos; ganchuda (dentada); irregular (desigual) como el oro nativo, etc.

**5.5.3 Dureza.** Se define como la capacidad que tiene el mineral para rayar o dejarse rayar por otros minerales u objetos; depende de la estructura cristalina, y por lo tanto de la fuerza de enlace químico.

La escala de MOHS (1824), de uno a diez, califica la dureza con prototipos, del más blando al más duro así:



Tabla 7. Escala de Mohs.

Mineral	Dureza	Composición	Sistema	Observación
Talco	1	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	Mon	Tacto graso, séctil
Yeso	2	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Mon	Brillo vítreo o sedoso
Calcita	3	$CaCO_3$	Rom	Fosforescente
Fluorita	4	$CaF_2$	Iso	Exfoliación octaédrica
Apatito	5	$Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$	Hex	Exfoliación mala
Ortoclasa	6	$KAlSi_3O_8$	Mon	Feldespatos potásicos
Cuarzo	7	$SiO_2$	Rom-Hex	El más abundante
Topacio	8	$Al_2SiO_4(F, OH)_2$	Ort	Exfoliación perfecta
Corindón	9	$Al_2O_3$	Rom	Alterado pasa a mica
Diamante	10		Iso	Brillo adamantino

Adaptado de R. Brauns. Mineralogía, Labor, 1927 y Cornelius & Cornelis. Manual de mineralogía de DANA, Reverté S. A. 1985.

Pero la escala de Mohs es más cualitativa que cuantitativa; de lo contrario el diamante debería estar en 40. Utilizando la escala con éste nuevo concepto, el geólogo se vale de las siguientes herramientas de trabajo para el chequeo de la dureza: la uña tiene 2.5 y raya el talco y el yeso pero no la calcita; la moneda de cobre tiene 3.5, la navaja 5.5 y la lima 6.5; ninguna de las anteriores puede rayar al cuarzo, siendo éste un mineral que raya al vidrio y al acero.

Para las perforaciones se usan las siguientes brocas:

- En rocas blandas y rocas meteorizadas, son de común uso las brocas de carbono artificial, como son la de silicio de dureza 14.0, la de boro con dureza 19.7 y la de tungsteno con dureza 17.6.
- En rocas duras o cristalinas se emplean las brocas de mayor dureza, que son la de diamante Bort de 36.4 y la de diamante carbonado de 42.4.

**5.5.4 Tenacidad.** Concepto que califica la resistencia cohesiva del mineral a diferentes tipos de esfuerzos; alude a como el mineral se deja romper, desgarrar, moler o doblar. Las clases de tenacidad son: frágil (sí rompe), como la calaverita, la margarita y la pirita; maleable (sí da láminas), como el cobre, la plata y el platino; séctil (sí se deja rebanar), como la acantita y el bismuto; dúctil (sí da hilos), como el oro y el cobre; flexible (sí se deja doblar), como el grafito y la molibdenita; y elástica (sí recupera su forma después de un esfuerzo), como la moscovita, la flogopita y la biotita.

**5.5.5 Peso específico.** Este concepto es diferente al de peso unitario (peso sobre volumen) o a la densidad absoluta (masa sobre volumen). El peso específico se conoce también como gravedad específica.

Se entiende por peso específico el peso de la muestra sobre el peso del agua a 4°C, cuando de ambas sustancias se contrastan volúmenes iguales. Dicho valor depende de dos parámetros: la clase de átomos y la estructura cristalina.

Algunos ejemplos de minerales con su composición, sistema cristalino, peso específico (G) y dureza (D):

Tabla 8. Peso específico y dureza de algunos minerales.

Nombre	Composición	Sistema Cristalino	G	D
Calaverita	AuTe <sub>2</sub>	Monoclínico	9.35	2
Berilo	Be <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> (Si <sub>6</sub> O <sub>18</sub> )	Hexagonal	2.65 - 2.80	7 ½ - 8
Cerusita	PbCO <sub>3</sub>	Ortorrómico	6.55	3 - 3 ½
Cobre	Cu	Isoclínico	8.90	2 ½ - 3
Grafito	C	Hexagonal	2.23	1 - 2
Halita	NaCl	Isoclínico	2.16	2 ½
Magnesita	MgCO <sub>3</sub>	Romboédrico	3-3.2	3 ½ - 5

Datos tomados de Cornelius & Cornelis. Manual de Mineralogía de DANA, Reverté, 1985.

En caso de materiales porosos (con cualquier cantidad de espacios vacíos) se toman los pesos de la muestra, seca (D), saturada (S) y en suspensión sumergiéndola en agua (F).

El peso específico aparente será:  
 $P_a = D / (S - F)$

El peso específico verdadero será:  
 $P_v = D / (S - F - A)$

Siendo  $A = (S - D)$ , el agua que satura los poros de la muestra.

**5.5.6 Propiedades ópticas.** Son las que dependen de la luz, como la diafanidad, el brillo, el color, el espectro y la raya.

- **La diafanidad.** Depende de la capacidad refractante del mineral: si la refracción es coherente la muestra será

transparente (a las frecuencias que ordenadamente la atraviesan); ejemplo el diamante y el espato de Islandia.

Si la onda luminosa que cruza el cuerpo es incoherente, el mineral será translúcido; como ejemplo la baritina. Finalmente, si la luz se refleja o queda absorbida, sin poder cruzar el material, la muestra será opaca; ejemplo la galena.

- **Brillo.** Es el grado de reflexión que experimenta la luz en los cuerpos opacos. Si la reflexión es coherente (la superficie de rebote es pulida), el brillo será máximo (metálico). Si la reflexión es incoherente (la superficie de rebote es rugosa), el brillo será nulo (mate).

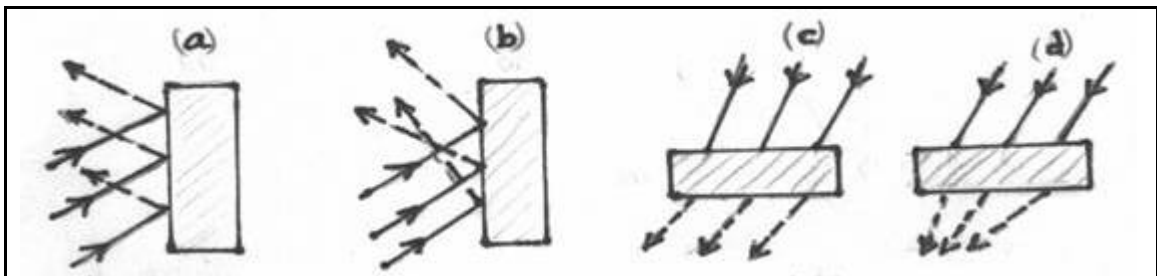


Figura 18 Reflexión y refracción de una haz luz. A. Reflexión coherente y brillo metálico, B. reflexión incoherente y color mate, C. refracción coherente y diafanidad transparente, D. refracción incoherente y diafanidad translúcida.

La luz es un frente de ondas multiespectral. Algunas frecuencias se refractan y otras se reflejan, en uno y otro caso, con diferente nivel de coherencia. Así, el brillo podrá ser: metálico, como en la galena y la pirita; adamantino, en la cerusita y la anglesita; vítreo, en el cuarzo y la turmalina; sedoso, en el yeso fibroso y la serpentina; nacarado, en la superficie de exfoliación del talco; graso, en algunas especies de blenda; resinoso en la blenda y el azufre, y mate, en la acantita, que siendo gris acerada cuando la superficie es fresca, se vuelve gris mate al aire.

- **Color.** Sea el material opaco o transparente, el color depende de la longitud de onda de la luz que llegue al ojo. En los opacos, la luz se absorbe o rebota; pero en otros se da una combinación de refracción-reflexión-dispersión, por frecuencias. Así, los colores pueden variar de claros a oscuros y los tonos, del azul al rojo.

Además el color puede ser el propio de la sustancia o el que adquiere aquella en virtud de materias extrañas. Suelen estar entre los primeros los minerales opacos, metálicos y transparentes, por ejemplo, blanco la plata, gris la galena, amarillo el oro, rojo el cobre, amarillo el azufre, rojo el cinabrio, verde la malaquita y azul la azurita. En los segundos, la coloración no es propiedad característica del mineral, porque esta varía extraordinariamente en una misma especie y aún en las distintas partes de un mismo ejemplar.

- **Espectro.** Es la forma de la descomposición de la luz que se refracta oblicuamente. Cada onda penetra el material con diferente dirección; por la anisotropía algunas pueden reflejarse sobre caras internas del cristal, otras pueden quedar absorbidas y otras pueden atravesarlo. De lo anterior se desprende que el mineral presente irisación, como en ciertos piroxenos y feldespatos y birrefringencia (doble imagen por doble refracción), como en el espato de Islandia.

- **La raya o huella.** Es el color del polvo resultante de frotar o triturar una muestra sobre la superficie de un objeto de porcelana áspera blanca (dureza alrededor de 7), sin hacer mucha presión. Ordinariamente el color de la raya es más claro que el del mineral, y muchas veces de distinto color; así, el oligisto, que es negro, da raya roja, la pirita de hierro amarilla, la produce negra.

**5.5.7 Propiedades electromagnéticas.** Son las que tienen que ver con la respuesta del mineral a las fuerzas eléctricas y magnéticas.

**Conductividad eléctrica.** Los minerales con enlaces puramente metálicos, como los metales nativos, son excelentes conductores eléctricos; aquellos en los que el enlace es parcialmente metálico y hay pocos electrones móviles, como en algunos sulfuros, son semiconductores. Las cerámicas, los silicatos y los diamantes, por su estructura interna (minerales iónicos o de enlace covalente), son no conductores. La sal no conduce la electricidad porque está compuesta de iones y los iones son fijos, sólo vibran pero no se desplazan.

- **La piroelectricidad** se produce cuando se desarrollan cargas positivas y negativas en los extremos de un eje cristalino por variación de la temperatura en el mineral, por ejemplo la turmalina.

- **La piezoelectricidad** se presenta cuando se produce electricidad al presionar un cristal sobre un eje, por ejemplo el cuarzo.

- **El magnetismo:** si con imanes o electroimanes potentes pueden ser o no atraídos ciertos minerales. La magnetita, la pirrotita, la ilmenita y la hematites, son imanes naturales.

## 5.6 FORMA Y SISTEMAS CRISTALINOS

Cuando la sustancia no es amorfa, cristalizará; es decir, tomará forma característica. Las formas de los minerales presentan siete sistemas cristalinos que generan 14 redes espaciales (7 con la geometría de las esquinas y 7 de repetición), tomando lugares interiores del cristal.

También algunos minerales tienen la posibilidad de presentar estrías (bandas) o maclas (formas de empotramiento de uno con otro), propias de cada especie.

**5.6.1 Los sistemas cristalinos.** Los siguientes son las células elementales posibles de los cristales, es decir, los sistemas que dan origen a las 32 clases cristalinas, y

estas a su vez, a 230 grupos espaciales según su disposición. Con A, B, C y D se definirán los ángulos y con a, b, c y d los ejes de los cristales.

- **Cúbico o isométrico.** (Forma de dado) sí  $A = B = C = 90^\circ$  y  $a = b = c$ . En la simetría, 4 ejes ternarios. Ejemplo la halita, la pirita, la fluorita, el oro nativo, etc.

- **Ortorrómico.** De base rectangular y altura perpendicular a la base; sí  $A = B = C = 90^\circ$  y  $a \neq b \neq c$ . Con 3 ejes de simetría binarios. Ejemplos el olivino, la aragonita, el vitriolo de níquel, la marcasita, etc.

- **Tetragonal.** La base es un cuadrado y la altura es perpendicular a la base; sí  $A = B = C = 90^\circ$  y  $a = b \neq c$ . Con 1 eje tetragonal en la simetría. Ejemplo circón, la calcopirita, el rutilo y la pirolusita.

- **Romboédrico.** Llamado también trigonal (formaba parte del hexagonal); sí  $A = B = C \neq 90^\circ$  y  $a = b = c$ . Con 1 eje de simetría ternario. Ejemplo la dolomita, la magnesita, la calcita, etc.

- **Hexagonal.** De base hexagonal, con 4 ejes, siendo las 3 de la base iguales; sí  $A = B = C = 90^\circ$ ,  $D = 120^\circ$  y  $a = b = c \neq d$ . Con 1 eje hexagonal de simetría. Ejemplo la pirrotina, el berilo, la nefelina, el grafito, etc.

- **Monoclínico.** Con base rectangular y altura perpendicular a un sólo eje; sí  $A = B = 90^\circ \neq C$  y  $a \neq b \neq c$ . Con 1 eje de simetría binario. Ejemplo la moscovita, la biotita, el yeso, la ortoclasa, etc.

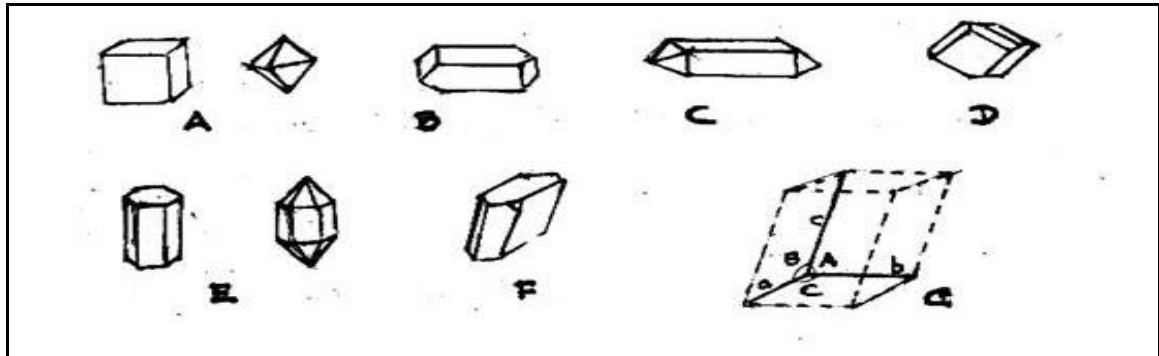


Figura 19. Ejemplos de cristales sistema por sistema. A. Halita y fluorita (cúbico), B. aragonita (Ortorrómbico), C. calcón (tetragonal), D. calcita (romboédrico), E. Nefelina y cuarzo (hexagonal), F. calcantita (triclínico), G. elementos del cristal. Por la forma, prismático (A izquierda), piramidal (A derecha), tabular (F), columnar (E). Tomados de Diccionario Rioduero de Geología y Mineralogía.

- **Triclínico.** Sí  $A \neq B \neq C \neq 90^\circ$  y  $a \neq b \neq c$ . Sistema cristalino sin ejes de simetría. Sólo existe un centro de simetría. Ejemplo: las plagioclasas, la caolinita, la calcantita, la cianita, etc.

## 5. 7 MINERALOGIA QUIMICA

De acuerdo con la composición química, los minerales pueden ser agrupados en silicatos, óxidos, sulfuros, sulfatos, carbonatos, elementos nativos y otros grupos menores.

**5.7.1 Los silicatos.** Se subdividen en ferromagnesianos y no ferromagnesianos; se trata de la unión de un catión más el anión  $\text{SiO}^{-4}$ .

Los ferromagnesianos son silicatos de Fe y Mg oscuros y pesados; sobresalen entre ellos la Biotita, una mica negra con raya blanca y laminado débil; la hornblenda, de brillo vítreo, es un tipo de anfíbol verde oscuro y negro y en el clivaje muestra ángulos agudos; la augita, tipo de piroxeno con fractura concóidea, de iguales colores al anterior, pero mostrando clivaje en ángulos casi rectos; los



olivinos, tetraedros simples de estructura granular, color verde olivo y con porcentajes variables de Fe y Mg.

Los no ferromagnesianos, por la ausencia de Fe y Mg, son claros y menos densos; entre ellos se incluyen el cuarzo, la moscovita y los feldespatos.

Dentro de los feldespatos, se encuentran las plagioclasas, una serie isomorfa que va desde la anortita, feldespato Cálxico, hasta la albita, feldespato Sódico.

Otro feldespato es la ortoclasa, un feldespato potásico, monoclinico y de color rosado, blanco o gris.

Plagioclasa significa que el mineral rompe oblicuamente y ortoclasa que rompe en ángulo recto.

El cuarzo es un tetraedro de silicio-oxígeno ( $\text{SiO}^{-4}$ ) pero químicamente es  $\text{SiO}_2$ . Es duro e incoloro o blanco grisáceo. Entre sus variedades cristalinas, se encuentran el cristal de roca, la amatista, el jaspe, el ágata y el ónice.

La moscovita que es la mica blanca bien cementada con exfoliación perfecta y que cristaliza en el sistema monocíclico. Algunos silicatos son:

Tabla 9. Ejemplos de silicatos.

Mineral	Composición	Características
Cuarzo	$\text{SiO}_2$	Romboédrico o hexagonal, dureza 7
Anortita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Miembro extremo Ca de las plagioclasas
Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Miembro extremo Na de las plagioclasas
Ortoclasa	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$	Feldespato potásico de temperatura media
Biotita	$\text{K}_2(\text{MgFe})_6(\text{Si}_3\text{Al})_2\text{O}_{20}(\text{OH})_4$	Mica negra, monoclinica
Moscovita	$\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Monoclinica, exfoliación

Mineral	Composición	Características
Olivino	$(MgFe)_2SiO_4$	perfecta Mineral de roca, verde, Ortorrómico
Piroxeno	$CaMgSi_2O_6$	Grupo mineral de la forma $X Y Z_2 O_6$
Hornblenda	$NaCa_2(MgFeAl)_5(SiAl)_8O_{22}(OH)_2$	Anfíbol verde a negro

Datos tomados de Cornelius & Cornelis. Manual de Mineralogía de DANA, Reverté, 1985.

**5.7.2 Los óxidos.** Son la unión de un elemento con el oxígeno; se caracterizan por ser menos duros que los silicatos, pero menos pesados que los sulfuros; en este grupo se encuentran las principales menas (vetas de un metal económicamente explotable) de hierro, magnesio, estaño, cromo y aluminio, entre otros. Los prototipos son: casiterita, corindón, cromita, hematita, magnetita, pirolusita y cromita (tipo de espinela). Algunas de sus características son:

Tabla 10. Ejemplos de óxidos.

Mineral	Composición	Características
Casiterita	$SnO_2$	Dureza 6,0-7,0; color pardo a negro
Corindón	$Al_2O_3$	Dureza 9,0; fractura concóidea
Cromita	$FeCr_2O_4$	Dureza 5,5; brillo submetálico
Hematita	$Fe_2O_3$	Llamada oligisto; más dura que la limolita
Magnetita	$Fe_3O_4$	Dureza 5,5; exfoliación imperfecta
Pirolusita	$MnO_2$	Dureza 2,2-5,0; gris plomo o negro

Datos tomados de Cornelius & Cornelis. Manual de Mineralogía de DANA, Reverté, 1985.

**5.7.3 Los sulfuros.** Unión de un elemento con azufre; se encuentran allí las menas comercialmente más importantes de hierro, plata, cobre, mercurio, zinc y plomo. Sus prototipos son: pirita, galena, esfalerita, calcosita, marcasita y cinabrio. Algunas características son:

Tabla 11. Ejemplos de sulfuros.

Mineral	Composición	Características
Pirita	FeS <sub>2</sub>	Color amarillo de latón, dureza 6,0 a 6,5
Galena	PbS	Peso específico 7,4-7,6 y muy buena exfoliación
Esfarelita	ZnS	Es el mineral de zinc más importante (blenda)
Calcosita	CuS	Peso específico 5,7-5,8; dureza 2,5-3.0
Marcasita	FeS <sub>2</sub>	Pirita blanca de color amarillo verdoso
Cinabrio	HgS	Color rojo escarlata de brillo diamantino

Datos tomados de Cornelius & Cornelis. Manual de Mineralogía de DANA, Reverté, 1985.

**5.7.4 Los carbonatos.** Son la combinación de un elemento más el anión (CO<sub>3</sub>)<sup>-2</sup> prototipos son: la calcita, que es el mineral constituyente de las calizas y los mármoles, y en consecuencia del cemento; su dureza es 3 -mineral blando-; se pone en evidencia porque presenta efervescencia con el HCl oficial (diluido al 10%). La dolomita, mineral constituyente de la roca dolomía, porque da efervescencia con el HCl fuerte. Finalmente, la malaquita, la cerusita y la magnesita. Algunas características son:

Tabla 12. Ejemplos de carbonatos.

Mineral	Composición	Características
Calcita	CaCO <sub>3</sub>	Dureza 3 y peso específico 2,6-2,8
Dolomita	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Un carbonato de calcio y magnesio
Malaquita	Cu <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	Color verdoso y fractura concóidea
Magnesita	MgCO <sub>3</sub>	Carbonato de Mg, peso específico 3,0
Cerusita	PbCO <sub>3</sub>	Mineral de Pb asociado a la galena

Datos tomados de Cornelius & Cornelis. Manual de Mineralogía de DANA, Reverté, 1985.

**5.7.5 Los sulfatos.** Son la combinación de un catión más el anión  $(SO_4)^{-2}$ , prototipos: la anhidrita, el yeso, la calcantina, la barita y la celestina. Algunas características son:

Tabla 13. Ejemplos de sulfatos.

Mineral	Composición	Características
Anhidrita	$Ca(SO_4)$	Incoloro, blanco, gris, rojo o azulado
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Fractura concóidea y dureza 1,5-2,0
Barita	$BaSO_4$	Bario predominantemente hidrotermal
Calcantina	$Cu(SO_4) \cdot 5H_2O$	Llamado vitriolo de cobre (azul)
Celestina	$SrSO_4$	Estroncio originado en fisuras calcáreas

Datos tomados de Cornelius & Cornelis. Manual de Mineralogía de DANA, Reverté, 1985.

**5.7.6 Grupo de los elementos.** Alrededor de una veintena de elementos se encuentran en la naturaleza sin combinar químicamente con otros, aunque en ocasiones se presentan como mezclas homogéneas de dos o más. En general son muy escasos. Entre los metales se destacan el oro, la plata y el cobre y entre los no metales se pueden citar el azufre, el grafito y el diamante.

**5.7.7 Grupos menores.** Comprende los subgrupos sulfosales, nitratos, boratos, tungstatos, fosfatos, boratos y haluros. Entre ellos se tienen:

Los haluros, combinaciones de metales con elementos halógenos como flúor y cloro. Entre ellos están la halita, la silvita y la fluorita.

Los nitratos y boratos, menos extendidos que los carbonatos, se encuentran en concentraciones locales de depósitos salinos, por ejemplo el bórax y el nitro (salitre).

Los fosfatos, cuya mayor parte se halla en forma de apatito (fosfato cálcico con flúor y cloro); los demás son muy raros.

## 5.8 PARTICIPACION E IMPORTANCIA DE LOS MINERALES

Los silicatos más los óxidos constituyen el 75% de la corteza. Los feldespatos de Na, Ca y K, por su parte, conforman el 60% de la corteza, principalmente las plagioclasas (45%), pues son ellas las constituyentes primarias de las rocas ígneas.

**5.8.1. Minerales fundamentales.** En las rocas ígneas, cuarzo, feldespatos, micas, augita, hornblenda, olivino y óxidos de hierro.

En las rocas de metamorfismo regional, actinolita, andalucita, asbesto, clorita, epidota, granate, cianita, hornblenda, serpentina y talco.

En las sedimentarias, cuarzo, feldespatos (plagioclasas), caolinita (arcilla), calcita, corindón, dolomita, hematita, yeso, anhidrita y halita.

La actinolita es un clinocianita que se presenta en cristales alargados o fibrosos. La andalucita es un silicato frecuente en contactos de granitos con pizarras arcillosas. El asbesto, de fibras duras y rígidas, es una serpentina de múltiples usos. La clorita es un filosilicato que se diferencia de las micas por inelástico. El granate es un nesosilicato cúbico y duro. La cianita es un silicato triclinico que con la andalucita y la sillimanita constituyen un sistema polimorfo. La serpentina es un filosilicato como la clorita que puede ser fibrosa u hojosa. El talco, por su parte, es un filosilicato monoclinico de origen secundario gracias a la alteración de los ferromagnesianos.

**5.8.2 Principales menas de minerales.** Se entiende por mena un depósito, de un mineral o de varios minerales, en una concentración superior a la media, y en condiciones económicamente explotables.

En consecuencia, la mena es la parte mineral aprovechable de una explotación minera. Asociados con los minerales económicamente útiles (minerales de mena) están los minerales de ningún valor comercial (ganga). Los estudios cuidadosos de la paragénesis de ambas mineralizaciones (mena y ganga), junto con el estudio de inclusiones muy pequeñas de fluido hidrotérmico residual (inclusiones fluidas) en granos minerales, permiten dividir los depósitos hidrotermales en función de la temperatura de origen (baja, entre 50 y 150°C; intermedia, entre 150 y 400°C, y alta, entre 400 y 600°C).

- **Piedras preciosas.** Sobresalen el diamante, el rubí, el zafiro y la esmeralda, entre otras. Colombia es famosa por las esmeraldas de Muzo y Chivor. La esmeralda en un berilo coloreado de verde por su contenido en cromo.

- **Piedras ornamentales.** Sobresalen el mármol, las calizas y los granitos. Las dos primeras de suma importancia por su nobleza y baja dureza. La segunda, aunque dura, por su aspecto y resistencia.

- **Otros usos de los minerales.** Como abrasivos, el cuarzo y el diamante. En la cerámica y vidriería, la caolinita y el cuarzo. Como refractarios el grafito y las micas. Como fundentes y en óptica, la calcita y el cuarzo. También el cuarzo en electrónica y las fosforitas como abonos.

Tabla 14. Las menas más importantes.

Metal	Mineral	Metal	Mineral
Aluminio	bauxita	Manganeso	manganita y pirolusita
Cromo	cromita	Oro	oro nativo y marmatita

Metal	Mineral	Metal	Mineral
Cobre	el cobre nativo, calcosina, bornita y calcopirita	Plata	Argentita
Mercurio	cinabrio	Uranio	uraninita y carnotita
Estaño	casiterita y estannina	Platino	Esperrilita
Hierro	hematites y magnetita	Plomo	galena, cerusita y anglesita
Molibdeno	Molibdenita	Magnesio	Magnesita
Zinc	blenda o esfalerita	Níquel	Niquelina
Aluminio	bauxita	Titanio Manganeso	Ilmenita manganita y pirolusita
Cromo	cromita	Oro	oro nativo y marmatita
Cobre	el cobre nativo, calcosina, bornita y calcopirita	Plata	Argentita
Mercurio	cinabrio	Uranio	uraninita y carnotita

Lexis de Mineralogía y Geología, volumen 22, 1983.

### 5.9 GEOLOGIA ECONOMICA DEL EJE CAFETERO

Según el inventario minero de Ingeominas (1972), la región cuenta con 220 explotaciones y depósitos metalíferos y no metalíferos: 124 en Caldas, 60 en el Quindío y 36 en Risaralda.

La minería es una actividad que se remonta a la época precolombina, fue importante como motor en la colonización antioqueña, y aún hoy, aunque con excepciones, se desarrolla con características artesanales.

En la región las principales ocurrencias son oro, plata, zinc y mercurio, además de otros minerales metálicos y no metálicos que son vitales para el desarrollo de las fuerzas productivas, como calizas, mármol, arcillas y carbón.

- **Oro y plata.** Asociados a cuerpos intrusivos y depósitos aluviales. Como yacimientos de filones, en Caldas, se destacan Marmato y Riosucio, el distrito Manizales-Villamaría y otros yacimientos en Samaná, Florencia y Manzanares. En Risaralda la región de Santa Cecilia-Pueblo Rico; en Quindío no hay áreas de interés.

Como aluviones auríferos, están las terrazas del Cauca, los ríos Samaná y Guarinó, en Caldas; Risaralda y San Juan, en Risaralda, y La Vieja y Boquerón, en Quindío. Esta minería se practica básicamente sin control estatal.

- **Hierro.** Se destacan yacimientos del complejo volcánico Ruiz-Tolima, utilizados en la industria del cemento.

- **Antimonio.** Son escasas las ocurrencias en la región. Se conocen manifestaciones en Villamaría (Caldas) y en los alrededores de Salento (Quindío), unas y otras asociadas a rocas metamórficas y metasedimentarias.

- **Plomo-zinc.** Son numerosas las mineralizaciones; se conoce la mina Las Nieblas, y en Caldas, ocurrencias en Samaná y Marquetalia.

- **Cobre.** Manifestaciones numerosas en Caldas y Risaralda, algunas de ellas explotadas antiguamente.



- **Manganeso.** El ambiente de la fosa del Cauca parece favorable, siendo reportadas manifestaciones en San Félix, Viterbo y Apía, sobre rocas sedimentarias del Cretáceo.
- **Mercurio.** Se detecta un cinturón que se extiende de Aranzazu a Salamina; existen manifestaciones en Aguadas (El Pico), sobre la formación Quebradagrande y en las Vegas del río Supía y Guaca, en la desembocadura del río Cambía.
- **Carbón.** El Terciario Carbonífero de Antioquia se extiende a Riosucio, Quinchía y posiblemente Aranzazu. Los mantos anuncian una cuenca intra-montañosa con reservas bituminosas apreciables y con buen poder calorífico.
- **Asbestos.** Se reportan en Neira (Caldas) y Córdoba y Pijao (Quindío), asbestos con fibras de mala calidad asociados a rocas básicas de la falla Romeral.
- **Caliza-mármol.** Sobresalen los yacimientos de Samaná, La Victoria y La Dorada (Caldas); existen numerosas explotaciones como la de Neira (Caldas), Manizales y Pijao (Quindío). Las últimas en forma de lentejones.
- **Grafito.** Asociados a esquistos negros y shales, podrían darse yacimientos; la única ocurrencia conocida está en el norte de Caldas.
- **Arcillas.** Abundantes en el Quindío; en Caldas y Risaralda se explotan niveles que incluyen caolinitas. Los yacimientos más interesantes están en Génova, Calarcá, Quimbaya y Pijao, formados como suelos residuales. La naturaleza detrítica supone largos transportes pero subyacen suelos altamente productivos.
- **Caolín.** Se presentan numerosas ocurrencias en Aguadas, San Félix y Marquetalia (formación Abejorral y Valle Alto).
- **Talco.** En la Felisa (Salamina) asociado a serpentinas de la Falla Romeral.

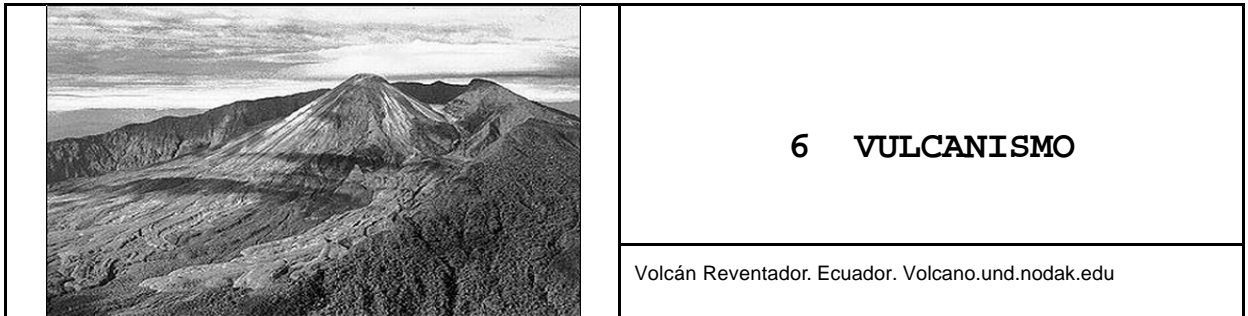
- **Azufre.** Se han explotado yacimientos asociados a morrenas en el costado norte del nevado del Ruiz. Existe otra ocurrencia interesante en la Laguna del Otún.

- **Agregados de ríos.** Las principales fuentes son los ríos Vieja, Otún, Risaralda, Cauca, Chinchiná y Barragán.

Algunas fuentes resultan hoy sobre explotadas, por lo cual se intensifican explotaciones en Cerro Bravo y en macizos rocosos vecinos a los grandes cascos urbanos.

- **Uranio.** Se encuentran anomalías en Irra (Risaralda) y Berlín (Caldas), asociadas las primeras a sedimentos del Cretáceo y las segundas a un intrusivo del Terciario.

- **Recursos geotérmicos.** Los estudios de prefactibilidad de la CHEC permitieron identificar tres zonas anómalas: la Laguna del Otún (Cerro España), la región de Nereidas (Playa Larga) y la región de Cajamarca (El Machín). Hoy se prospecta el potencial del campo de Nereidas, en territorio de Villa María.



### 6.1 LOS AMBIENTES DE LOS PROCESOS MAGMATICOS

El magma es un fundido natural a alta temperatura, de composición silicatada, en el que participan principalmente los 8 elementos más abundantes, con cristales y rocas en suspensión, así como otros gases y volátiles en disolución. Su explosividad está dada por el contenido de volátiles y la viscosidad del fundido.

Por su compleja composición química, la cristalización del magma es fraccionada.

El magma procede del manto superior, abajo de la corteza profunda, y su doble acción sobre la litosfera es:

- Asimilar y fundir la roca encajante (en especial en la zona de transporte profundo).
- Intruir la roca encajante creando movimientos telúricos (en especial sobre el área de influencia del reservorio magmático).

En el ambiente continental los magmas son ricos en sílice y volátiles; por el primero se hacen viscosos y por ambos explosivos. En este ambiente las rocas derivadas tienen una densidad de  $2,4 \text{ g/cm}^3$  y un punto de fusión que varía entre  $700^\circ$  y  $900^\circ\text{C}$ .

En el ambiente oceánico los magmas, pobres en sílice y volátiles, resultan ricos en hierro y magnesio; son magmas de gran movilidad y baja explosividad. Las rocas de este ambiente alcanzan densidad de  $2,7 \text{ g/cm}^3$  y el punto de fusión varía entre  $1200^\circ$  y  $2400^\circ\text{C}$ .

**6.1.2 Contenido de sílice.** El porcentaje de sílice en el magma varía desde 35 hasta 75% y los volátiles que participan en él, y que suelen aumentar cuanto más silicatado es el magma, son: H,  $\text{H}_2\text{O}$ , CO, Cl, F,  $\text{CO}_2$ , HF,  $\text{H}_2$ ,  $\text{SO}_2$  y  $\text{H}_2\text{S}$ .

Por tres vías se explica el contenido de sílice en los magmas: contaminación, diferenciación y magma primitivo.

- **La contaminación.** Se produce en la roca encajante de ambiente continental en razón de que la sílice tiene bajo punto de fusión. El magma obtendrá sílice extrayéndolo de la matriz cementante o asimilando rocas de matriz silícea a lo largo de la zona de transporte.

- **La cristalización fraccionada.** Se explica por diferenciación magmática. Conforme se va produciendo el enfriamiento, cristalizan primero los ferromagnesianos y plagioclasas (minerales que demandan poca sílice) quedando como residuo un fundido relativamente enriquecido de sílice, con el cual posteriormente se podrán formar, a las últimas temperaturas, ortoclasa, mica blanca y cuarzo.

- **El magma primitivo.** Los diferentes magmas primogénitos varían de contenido de sílice, según se trate de las series alcalina, toleítica o calcoalcalina; cada una de ellas asociada a una región del manto superior donde se origina.

**6.1.3 Procesos magmáticos fundamentales.** Los procesos magmáticos son cuatro; los tres primeros dan origen a las rocas volcánicas, y el cuarto a las plutónicas y a las de ambiente hipoabisal:

- **El efusivo.** Caracterizado por la efusión y derramamiento de lava sobre la superficie, para formar mesetas y escudos volcánicos.
- **El explosivo.** Donde se da el lanzamiento con violencia y a gran presión de magma pulverizado y fragmentos de roca; como evidencia de éstos, los conos cineríticos y el estrato-volcán (ej El Tolima), cuando el mecanismo se alterna con el anterior.
- **El extrusivo.** Proceso que explica domos volcánicos por el estrujamiento de magma viscoso, sólido o semisólido, que se exprime a la superficie. Estos edificios volcánicos no poseen cráter (ej. el otero de San Cancio).
- **El intrusivo.** Cuando el magma penetra los pisos del subsuelo para solidificarse en el interior de la corteza y por debajo de la superficie, quedando depósitos en forma mantos, diques, etc.

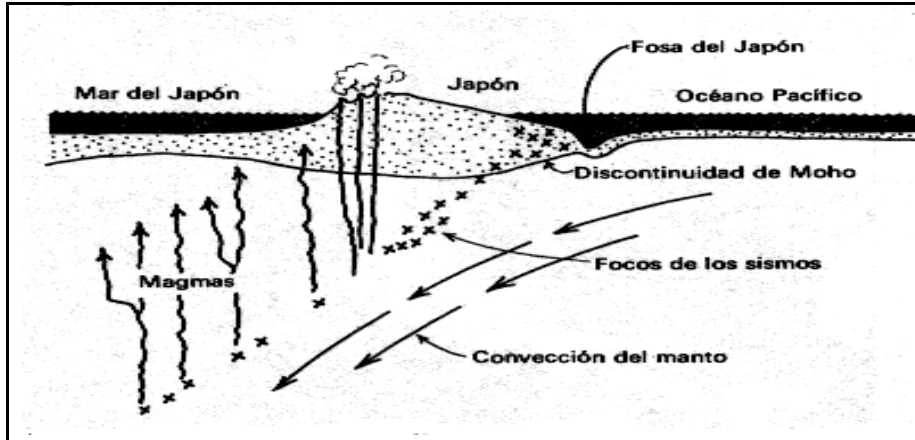
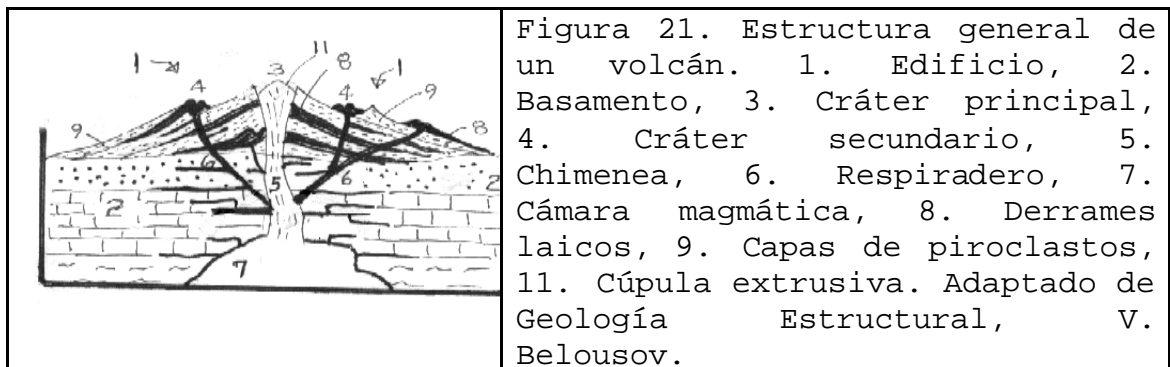


Figura 20. Vulcanismo en zona magmática interplaca. Tomado de ¿Qué es la Tierra?, Takeuchi, Uyeda y Kanamori.

## 6.2 PARTES DE UN VOLCAN

**6.2.1 Nivel macro.** El origen del magma está frecuentemente relacionado con la dinámica global de la corteza y el manto terrestre ya que, en general, se origina en los bordes de placas.

En las dorsales el magma se forma por descompresión de los materiales del manto superior y a profundidades entre 15 y 30 Km., para dar como resultado rocas básicas como el basalto. En las zonas de subducción el magma se produce grandes profundidades, que alcanzan los 150 Km., gracias a la fusión parcial de la corteza oceánica y/o del manto y la corteza situados por encima, en un proceso que origina rocas predominantemente intermedias como las andesitas. En las zonas de colisión continental, en relación con los procesos de formación de montañas, se produce la fusión parcial de la corteza terrestre, originándose esencialmente rocas ácidas como el granito. Finalmente se dan zonas puntuales de magmatismo al interior de las placas tectónicas explicadas por la existencia de puntos calientes en el manto.



Podemos idealizar así una zona de producción de magma y su zona de transporte hacia la superficie, que es el tránsito del magma en virtud a su estado fluido y a su menor densidad. En la zona de transporte del magma, las rocas son elásticas en profundidad y rígidas hacia la superficie, por lo que el magma inicialmente se desplaza como una onda de expansión térmica hasta alcanzar las fracturas y fallas de las porciones superiores. Por la contaminación de la zona de transporte la fusión de la roca encajante es más difícil y así el vulcanismo trata de atenuarse y emigrar al tiempo

a lo largo de la fractura que le sirve de control. El Galeras muestra un vulcanismo, que como también en el caso del Ruiz, ha declinado y emigrado de sur a norte.

**6.2.2 Nivel micro.** Tenemos la modificación del relieve y alteración del paisaje, sobre la superficie. Desde la cámara, donde se preparan las erupciones, periódicamente el material es vertido a través de la chimenea sobre la superficie en forma de erupciones volcánicas; cuando el edificio resulta alto (o también cuando se taponan las chimeneas), por el menor esfuerzo del fundido trabajando sobre los costados del volcán, se posibilita la formación de respiraderos laterales. El cráter principal (ej. el Arenas) es la porción terminal de la chimenea por donde se vierten los productos a la superficie, mientras que los extremos finales de los respiraderos reciben el nombre de cráteres parásitos, adventicios o secundarios (ej. la Olleta).

**6.2.2.1 Cámara magmática.** En la cámara magmática encontramos tres zonas, yendo de los niveles superiores a los inferiores, estas son:

- **Epimagma.** Parte alta de la cámara magmática donde la presión hidrostática confinante resulta dominada por la presión de gas; por lo tanto el fundido es aquí una espuma porque el magma se ha separado en lava y volátiles.

- **Piromagma.** Parte media de la cámara donde se forman las burbujas que nutren la parte superior, la presión de gas es igual a la presión de carga. Esta es la zona de nucleación del fundido.

- **Hipomagma.** Parte profunda donde la presión de gas está dominada por la presión confinante, y por lo tanto los volátiles están en la fase líquida participando del fundido, es decir, aquí no existe lava sino magma.

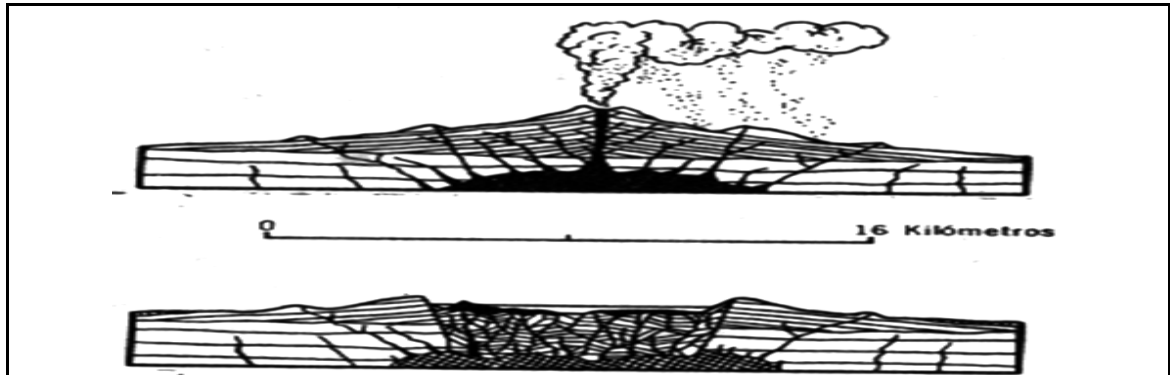


Figura 22. Formación de una Caldera: por el vaciado una cámara magmática superficial (arriba), se dan el vacío inferior y el crecimiento en peso del edificio volcánico; así, a la erupción pliniana le sucede el paroxismo vulcano-tectónico (abajo). Tomado de Booth y Fitch, La Inestable Tierra.

**6.2.2.2 Calderas.** (Ver figura 22) Son grandes depresiones circulares u ovaladas; a diferencia del cráter, el diámetro supera su profundidad; es un elemento destructivo del relieve; los hay de cuatro tipos:

- **De colapso.** Llamada estructura vulcano-tectónica, si es el hundimiento a partir de un importante vaciado de una cámara magmática superficial y el consecuente aumento en tamaño y peso del edificio, con lo cual el colapso es inminente, ej., Cerro Bravo y la caldera sobre la cual se construye el Galeras.
- **Explosivas.** La pérdida del edificio, y en su sustitución una depresión, se explica por un paroxismo tras el cual los fragmentos de la estructura se han disipado con violencia, ejemplo, el Machín.
- **De Erosión.** En donde los procesos erosivos son los responsables de la destrucción y pérdida de la acumulación.
- **De impacto.** Depresiones ocasionadas sobre la superficie por la caída impetuosa de meteoros con gran energía.



Posteriormente puede surgir una erupción como evento secundario.

**6.2.3 Zonas magmáticas.** Las zonas magmáticas del planeta se subdividen en zonas magmáticas interplaca y zonas magmáticas intraplaca.

**6.2.3.1 Zonas interplaca.** Las principales son:

- **Zonas de dorsal oceánica.** Son los bordes constructivos de placas en donde se da la fusión del manto peridotítico hacia basaltos toleíticos u olivínicos; ellos con bajo contenido de  $K_2O$  y producidos desde profundidades entre 30 y 40 km. Ejemplo, la dorsal media del Atlántico.

- **Las zonas de rift intercontinentales.** Dorsales que nacen; allí el magma del manto se favorece por la contaminación de la corteza; resulta alcalino y variado, con alto contenido de  $K_2O$  y se le asocia a éste una profundidad entre 50 y 60 km. Por ejemplo, el Mar Rojo.

- **Zonas de margen continental activo y arcos de islas.** Por ejemplo, la zona andina de un lado y la del Caribe y Japón del otro. Todas ellas en los bordes destructivos de placas y sobre las zonas de subducción; aquí la masa que se sumerge es mixta: roca con afinidad a la dorsal, más sedimentos, más una masa peridotítica; por ello el vulcanismo es activo y hay presencia de plutones ácidos; el magma es calcoalcalino y bajo en  $K_2O$  con profundidad asociada entre 100 y 150 km.

- **Zonas de fallas transformantes.** Son los bordes pasivos de las placas tectónicas. Este magma es tipo brecha con base en peridotita, gabro y basalto; su composición es alcalina (alto en K y Ca) y su origen tiene profundidad del orden de los 50 km. En la figura 23 -I se muestra el desplazamiento de una dorsal a lo largo de una falla transcurrente. Cuando termine el desplazamiento de la

dorsal, dicha falla será ya una falla transformante como la de la figura 23 -II. Las placas se continuarán alimentando desde las dorsales pero en la zona de la falla transformante habrá turbulencias generadoras de magma porque el flujo de las placas no es concordante o de serlo muestra diferente velocidad a lado y lado.

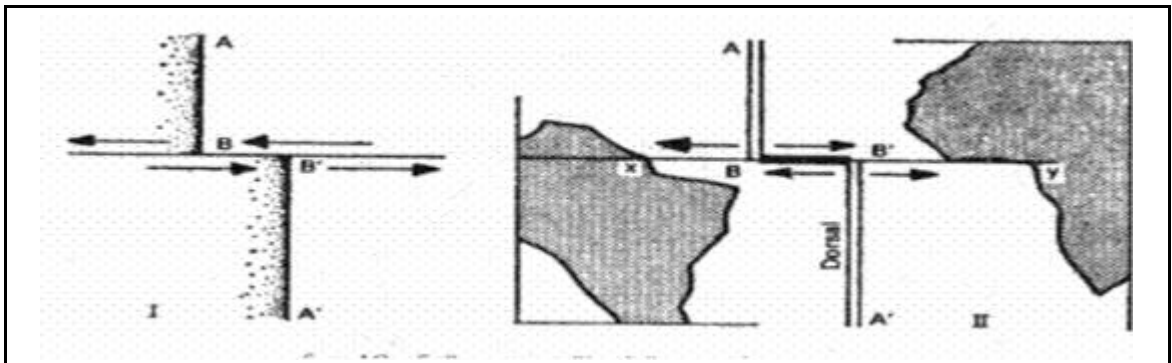


Figura 23. Desplazamiento transversal de una dorsal (I). Desplazamiento a lo largo de una falla transcurrente; (II). Luego queda la Falla Transformante. Las flechas muestran los movimientos de las placas. Tomado de Las Montañas, R. Fouet y Ch. Pomerol.

**6.2.3.2. Zonas intraplaca.** Se pueden subdividir en zonas magmáticas sobre placas oceánicas y zonas magmáticas sobre placas continentales. Estas zonas intraplaca son:

- **Islas oceánicas.** (Ambiente oceánico). Estructuras probablemente asociadas a puntos calientes del manto. Se presentan allí todas las series desde la alcalina a la calco-alcalina; como ejemplo Hawai.

- **Dorsales asísmicas.** (Ambiente oceánico). Por ejemplo, las dorsales de Cocos y Carnegie; se presentan allí basaltos toleíticos; se supone que fueron dorsales que no progresaron. Por su estructura se parecen más a las islas oceánicas que a las dorsales.

- **Diatremas de kimberlita.** (Ambiente continental). Son las zonas productoras de diamante, importan por ser muestreadoras del manto y de la corteza inferior. Aparecen sobre escudos del Precámbrico (núcleos más antiguos de los continentes) en forma de diques y mantos. Tienen alto contenido de  $K_2O$  y profundidad asociada entre 80 y 100 Km.

- **Complejos anortosíticos.** (Ambiente continental). Son batolitos emplazados en escudos del Precámbrico. Allí el magma es subalcalino (rico en cuarzo). Dichas estructuras se asocian a probables paleosubducciones con edades de hasta 2000 años de antigüedad (ambiente continental).

Al observar la geometría de los focos sísmicos en Colombia, la zona de subducción anuncia que el plano de Beniof se inclina  $45^\circ$ . Se ha sugerido que una variación en el porcentaje de  $K_2O$  entre las rocas ígneas al norte y al sur del Ruiz se explica por una variación en la inclinación del plano de Beniof. Además se ha propuesto que el Galeras se constituye en un volcán tipo Rift, dada la composición de su magma.

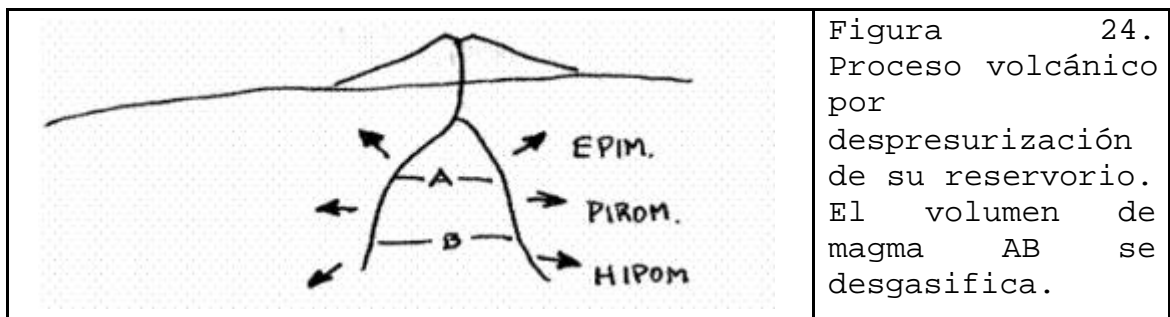
### 6.3 MECANISMOS ERUPTIVOS DE LOS VOLCANES

Se pueden suponer dos modelos, uno estático y otro dinámico, que permitan explicar un proceso tan complejo como el de las erupciones volcánicas.

El modelo estático, supuestamente explica el comportamiento más probable de volcanes de ambiente continental, donde son más factibles los magmas viscosos, mientras el dinámico puede identificar mejor el los volcanes oceánicos, de magmas fluidos.

**6.3.1 Modelo estático.** En la fig. 24, inicialmente (A) es la frontera que separa la lava por arriba del magma por abajo; pero puede despresurizarse la cámara magmática trasladándose hacia abajo dicha frontera hasta (B); entre

(A) y (B) la nueva porción de magma se desgasifica, es decir, cayendo la presión se forman burbujas porque, los volátiles pasan de la fase líquida a la gaseosa; las burbujas fruto de la desgasificación, por menos densas y ayudadas por movimientos convectivos, ascienden hasta la espuma que está por encima de (B), para nutrirla. Si el medio fuera fluido las burbujas ganarían volumen en el ascenso, conforme la presión de confinamiento vaya disminuyendo; pero ello no ocurre porque el medio es viscoso, es decir, los tetraedros de Silicio-Oxígeno que le dan una estructura polimerizada al magma lo impiden. Así las burbujas ascienden sin ganar volumen y en consecuencia ascienden con energía de deformación acumulada.

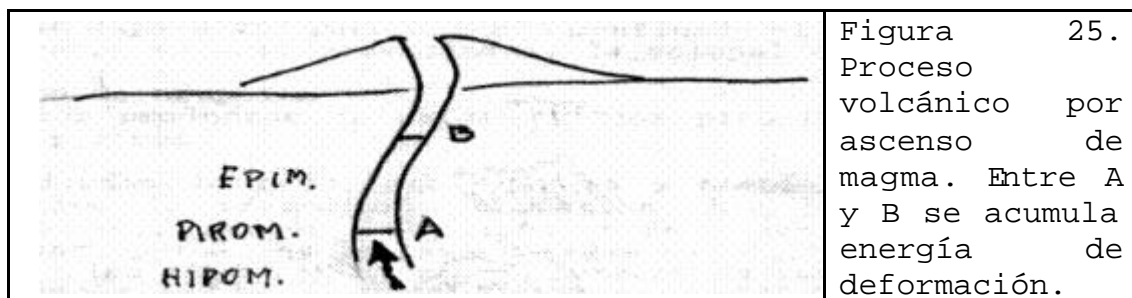


Cuando el volumen de las burbujas de la espuma triplique o cuadruple el volumen de sus diafragmas, se romperá el equilibrio, reventará la espuma por reacción en cadena y la salida de los gases, impetuosa, romperá el tapón de la cámara y desgarrará la chimenea para lanzar con violencia a la superficie, los diafragmas ya rotos en forma de chorros, coágulos y goteras, acompañados de fragmentos salidos del tapón y la chimenea.

Los mecanismos de caída de presión del medio (despresurización), pueden ser dos, de un lado fuerzas de origen tectónico que compriman la cámara y la revienten o que relajen el medio confinante; y fuerzas asociadas a la

superposición de ciclos de marea terrestre con períodos de un mes, un año y una década.

6.3.2 **Modelo dinámico.** Suponga un conducto profundo y a través suyo, una porción de magma en ascenso (ver fig. 25); cuando el magma alcanza el nivel (A) se forman burbujas porque la presión de gas iguala a la presión confinante. (A) es la zona de nucleación; luego entre (A) y (B) las burbujas no podrán ganar volumen por la viscosidad del fundido, aunque la presión vaya disminuyendo durante su ascenso.



El fundido que alcance el nivel (B) va entrando en explosión; (B) es la zona de disrupción, porque justamente la presión en (B) es tan baja que los diafragmas no pueden controlar la presión del gas que encierran. Se da entonces aquí el origen de la pluma eruptiva cuya forma dependerá de la geometría de la boquilla (cráter) y la profundidad de la zona de disrupción.

6.3.3 **Tipos de erupción.** Las erupciones clásicamente se han denominado así, conforme aumente el coeficiente explosivo de las mismas (porcentaje de la energía total que se convierte en energía cinética).

Cuadro 6. Tipos de erupción volcánica.

Tipo de Erupción		Ejemplo	Característica principal	Otras Características
Fumarólica	Erupciones sin magma La erupción aumenta de violencia	Solfatara, Italia	En general de larga vida, con escape moderado de gas que produce incrustaciones minerales	Pequeñas cantidades de ceniza y piscinas de lodo hirviendo
De gas		Hekla, Islandia 1947	Descarga de gas continua o rítmica	Puede preceder una erupción más violenta con descargas de magma
Ultravulcaniana		Kilauea, Hawaii, 1924	Expulsión violenta o débil de bloque de lava sólida	Estruendo y sismo
Flujo basáltico	Erupción con magma el magma aumenta en viscosidad	Lakagigar, Islandia, 1783	Fuentes de lava y flujos extensos de lava muy fluida	Conos diseminados y aplanados, escudos lávicos planos

Tipo de Erupción		Ejemplo	Característica principal	Otras Características
	La erupción aumenta en violencia			
Hawaiana		Mauna Loa, Hawaii	Fuentes de lava, flujos extendidos y de baja potencia desde los cráteres o fisuras	Conos diseminados y aplanados, escudos extensos
Estromboliana		Stromboli, Italia, Parícutín, Méjico 1943 - 52	Explosiones moderadas de lava viscosa en forma de bombas y cenizas, flujos cortos	Conos de cinder
Vulcaniana		Vulcano, Italia, siglo XIX	Explosiones moderadas a violentas de bloques de lava y ceniza; flujos potentes, cortos y escasos	Conos de ceniza y bloques
Peleana		Mt. Pelée,	Explosiones	Depósitos

Tipo de Erupción		Ejemplo	Característica principal	Otras Características
		Martinica, 1902	moderadas a violentas de bloques de lava y ceniza y nubes ardientes en avalancha	de ceniza y pómez, domos viscosos extruidos
Pliniana		Vesubio, 79 dC Krakatoa, 1883	Expulsión extremadamente violenta de cenizas a gran altura. La granulometría de la ceniza varía. Puede estar asociada con el colapso de calderas	Lechos de ceniza y piedra pómez
Flujo riolítico		Katmai, Alaska 1912	Efusiones rápidas y voluminosas de flujos de ceniza caliente desde fisuras o calderas	Flujos de ceniza soldada formando ignimbritas
Subacuática		Capalhinós Azores 1957	Explosiones de ceniza y vapor en agua poco profundas	Conos de ceniza y cinder por debajo, lavas almohadilla



Tipo de Erupción		Ejemplo	Característica principal	Otras Características
				das
Subglaciar		Katla, Islandia	Erupciones de lava por debajo o dentro del hielo y la nieve que causan inundaciones	Flujos de barro, lavas almohadilladas, fragmentos vítreos

Enciclopedia de las Ciencias naturales, Nauta, 1984.

La **fisural**, consistente en un derrame lávico a lo largo de una fractura de la corteza. En adelante siguen las erupciones de conducto cuyo primer tipo es la **hawaiana**, una erupción tranquila de coeficiente explosivo despreciable. La tercera será **estromboliana** donde ya hay lanzamiento de algunos piroclastos en una columna eruptiva de bajo porte. Sigue la **vulcaniana**, cuya columna alcanza los primeros km., que toma su nombre de Vulcano, volcán también del archipiélago de Lipari, Italia (ej. la erupción del Galeras en 1936). Luego vienen dos que toman su nombre de erupciones hechas por el Vesubio: la **vesubiana** y la **pliniana**, la segunda más explosiva que la primera gracias a la interacción con aguas freáticas, y en la cual la columna eruptiva supera la decena de km. en altura (la erupción del Ruiz en 1985 es subpliniana). Continúa la **peleana** en nombre a la erupción de Monte Pelée (1902) caracterizada por nubes ardientes que sin ganar altura se desplazaban lateralmente a varios km. de distancia recorriendo los flancos del volcán; una de ellas destruyó San Pier en Martinica dando muerte a 28000 personas. Cerrará la lista la erupción freato-magmática denominada **krakatoana** donde el responsable del paroxismo es fundamentalmente el agua que invadiendo fracturas profundas, interfiere el magma en ascenso; pero el agua a 900 °C aumenta miles de veces su capacidad

expansiva; pero estando confinada el volumen demandado no encuentra espacio provocándose la colosal explosión.

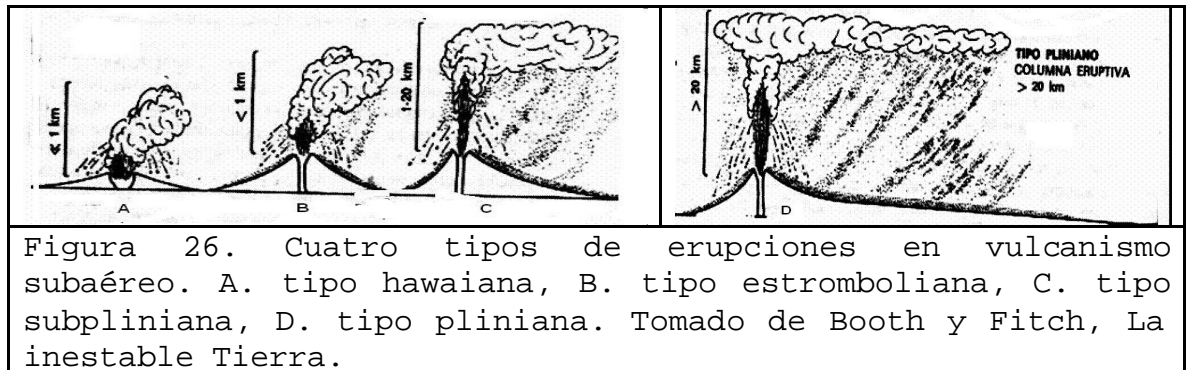


Figura 26. Cuatro tipos de erupciones en vulcanismo subaéreo. A. tipo hawaiana, B. tipo estromboliana, C. tipo subpliniana, D. tipo pliniana. Tomado de Booth y Fitch, La inestable Tierra.

#### 6.4 PRODUCTOS Y EFECTOS DE LAS ERUPCIONES

**6.4.1 Productos de erupción.** Pueden ser productos de caída, flujos piroclásticos, derrames lávicos y otros.

- **Productos de caída.** Son **bloques y bombas** que surgen como proyectiles de trayectoria balística. Los bloques son rocas preexistentes, partes del tapón o del conducto; las bombas volcánicas, porciones de lava o magma solidificadas en ambiente subaéreo; las más ligeras, por su estructura vesicular, son parte de la espuma que en el medio ambiente adquiere forma ovalada y se denominan **bombas fusiformes**; las densas son porciones de magma que explota en el aire por la salida impetuosa de gases atrapados en continuo cambio de fase; pero éste gas resquebraja la superficie de la bomba dándole una textura por la que se le denomina **bomba corteza de pan**. Las bombas, son fragmentos de más de 6.5 cm.

Los **fragmentos piroclásticos** de caída (de piro fuego y clasto pedazo); son trozos decrecientes de magma y lava fragmentados que reciben los siguientes nombres: **escoria**, **lapilli** (fragmento piroclástico entre 20 y 5 mm), **arena**

**volcánica** (hasta 2 mm), **ceniza volcánica** (<2 mm), y por último **polvo volcánico** a los fragmentos con dimensiones más precarias, formas veleras y tamaños aerosoles. A partir de los lapilli, los productos menores son transportados por el viento a distancias cada vez mayores conforme disminuyan sus tamaños.

En un paisaje volcánico es frecuente encontrar una sucesión de capas con productos de caída. Cuando hay varios focos de emisión respondiendo por una sucesión de capas o eventos, es importante la construcción de curvas que muestren en planta como disminuyen los espesores de cada capa y el diámetro de los fragmentos que la componen. Estas curvas (isópacas e isopletas) permiten asignar a cada evento la fuente que lo origina, pues la distribución de los materiales queda condicionada por la dirección del viento y por la distancia al volcán.

- **Flujos piroclásticos.** Son turbulencias de magma fragmentado, en nubes orientadas cuyo movimiento se debe a energía de expansión termodinámica. Conforme aumente el coeficiente explosivo y por ende la velocidad y violencia de la riada, se clasifican en **nube de vapor**, **flujo piroclástico** (propriadamente dicho), **flujo de ceniza** e **ignimbrita**. En la última viajan bloques de roca hasta de algunos metros y fundidos en su superficie. El flujo de ceniza llamado igneslunita se explica en ocasiones por un derrame de lava, saturado de gases (espumoso), que por el movimiento logra colapsar transformándose en nube ardiente y que luego de depositarse queda con las partículas sinterizadas formando una toba volcánica. Depósitos ignimbríticos se exhiben a lo largo de la vía Ibagué-Armenia en el sector de Cajamarca, anunciando la vigencia e importancia de esta amenaza volcánica asociada al volcán Machín, cuya extensión alcanza las primeras decenas de km.

- **Derrames lávicos.** Son flujos lávicos propriadamente dichos, cuyo alcance va de los primeros hasta las decenas de km., según decrezca la viscosidad de la lava. En escudos

volcánicos alcanzan decenas de km. de longitud y volúmenes del orden de la fracción hasta los km. cúbicos.

- **Otros.** Como efecto indirecto de las erupciones los **flujos de lodo primarios** que alcanzan a formar grandes avalanchas explicadas por fusión de hielo, y los **flujos de lodo secundarios** de menor magnitud formados a causa de la ceniza y la intensa lluvia que acompaña la erupción. El Ruiz ha generado flujos de lodo primarios en las erupciones de 1595, 1845 y 1985. El Machín ha hecho lo propio.

**6.4.2 Efectos mundiales de las erupciones.** 1915 fue un año sin verano por la actividad del Tambora (Java) y Mayón (Filipinas); además en 1912, por la actividad del monte Katmai de Alaska, se vio cómo la radiación solar recibida por la Tierra disminuyó en un 20% a causa de la ceniza afectando el verano. Desde la erupción del Ruiz en 1985, se mantuvo una emisión de dióxido de azufre superior a las mil toneladas diarias, durante los primeros años. Esto se expresó en lluvia ácida e incremento de descargas eléctricas sobre las cuencas del área de influencia del edificio volcánico. Otro efecto posterior, asociado a la producción del dióxido de carbono de origen volcánico, es el efecto de invernadero. El basamento del Vesubio, rico en calizas, ha favorecido este tipo de emisiones. A gran escala y depositadas las cenizas con el mayor aporte de gases de invernadero sobrevendría un incremento en la temperatura media del planeta.

## 6.5 MANIFESTACIONES VOLCANICAS

**6.5.1 Fumarolas.** Agujeros por los que se vierten a la superficie gases volcánicos, pueden ser de tres tipos: las cloruradas que anuncian ambientes de 800° a 450°C, las ácidas que anuncian ambientes de 450° a 350°C y las alcalinas o amoniacales de 250° a 100°C. Las segundas están compuestas por vapores de agua, ácido clorhídrico y anhídrido sulfuroso y las terceras por cloruro amónico y ácido sulfhídrico todas se explican por agua meteórica infiltrada

hasta la proximidad del reservorio, y en ocasiones pueden estar contaminadas con volátiles magmáticos.

**6.5.2 Las emanaciones.** Llamadas Sulfataras por tener aportes de gases azufrados ( $\text{SO}_2$ ), (HS) y azufre, y Mofetas por aportes de monóxido y bióxido de carbono sobre todo cuando en el basamento volcánico hay calizas. Las fumarolas secas suelen aparecer cerca al cráter y activarse en períodos de actividad, pero alejándose del cráter se hacen cada vez más frías hasta transformarse por regla general en mofetas, a causa de la mayor volatilidad del carbono con relación al azufre y al cloro.

**6.5.3 Otras manifestaciones.** Son las piscinas y volcanes de lodo si el barro vertido a la superficie es producto de la alteración de las paredes del conducto; los géiseres en donde el vapor hace sus salidas periódicamente y por último los manantiales minerotermales o aguas termales propiamente dichas, donde una porción de agua se considera juvenil; pues mientras un silicato fundido puede contener hasta el 12,5% de agua, una vez cristalizado podrá contener menos del 1,5%. La mayor parte del agua arrojada por un volcán en forma de vapor tiene origen interno y se denomina juvenil.

Se denomina volcán activo el que tiene registros históricos, volcán latente el que sin tener registros históricos tiene manifestaciones volcánicas como las anunciadas, e inactivo el que no tiene manifestaciones volcánicas ni registro histórico. Esta clasificación es débil en los dos primeros porque en América la historia parte de 500 años y en Europa de 5000 años.

## **6.6. LOS VOLCANES COLOMBIANOS**

Existen vulcanitas y piroclastitas de composición intermedia, predominantes en la mitad sur de la cordillera Central; vulcanitas básicas a ultrabásicas, alcalinas y piroclastitas riolíticas en el sector sur del Valle Superior del Magdalena y Putumayo, y vulcanitas y

piroclastitas intermedias a básicas en el sector norte de la cordillera Central. Los límites de las áreas volcánicas, en las que se encuentran conos y calderas, flujos de lava, tefras y lahares, son irregulares y se extienden a ambos lados del eje de la cordillera Central y valle superior del río Magdalena, y en zonas más localizadas de la parte central de la cordillera Occidental en el departamento del Valle del Cauca.

Según las notas del texto Historia de los Terremotos de Colombia, del Padre Jesús Emilio Ramírez, S. J. (1983), modificados en el quinto grupo, los volcanes colombianos se inician en la frontera con el Ecuador y se extienden de sur a norte entre los paralelos 75° y 78° hasta el paralelo de los 6°. En ellos se identifican cinco grupos: el primero con los volcanes vecinos al Ecuador que son el Nevado de Cumbal, la Serranía de Colimba, el Chiles y el Cerro Mayasquer. En el segundo están los volcanes alrededor de Túquerres y Pasto que son el Galeras, el Morosurco, los dos Patascoi, el Bordoncillo, el Campanero, el Páramo del Frailejón y el Azufral.

El tercer grupo son los volcanes entre Popayán y Pasto como el Cerro Petacas, el Doña Juana, el Cerro de las Animas, el Juanoi y el Tajumbina. Estos están sobre la Cordillera Oriental. El cuarto grupo incluye los volcanes de la parte media de la cordillera Central entre el nacimiento del Magdalena y la región de Popayán. Son ellos la Serranía de la Fragua, el Nevado del Huila, la región de Silvia y del río Coquiyo, el Puracé, el Pan de Azúcar y Paletará en la Sierra de Coconucos, y el Sotará.

Al norte de Ibagué aparecen en el quinto grupo el Nevado del Tolima, el Machín, el Quindío, el Cerro España, el Nevado de Santa Isabel, el Cisne, el Paramillo de Santa Rosa, el Nevado del Ruiz con su cráter Arenas y dos cráteres parásitos (Olleta y Piraña) que se reconocía como Mesa de Herveo, el Cerro Bravo, Tesorito, el Alto de Mellizos, el Cerro Tusa, los Farallones de Valparaiso, y otras

estructuras. Según el Padre Ramírez el Ruiz, Tolima, Puracé, Doña Juana, Galeras, Cumbal y Cerro Negro-Mayasquer son volcanes con erupciones históricas o actividad magmática, mientras el Machín, el Huila y el Azufral son volcanes en estado fumarólico.

La actividad del complejo volcánico Ruiz-Tolima se puede calificar de moderada. Entre los eventos registrados se destacan erupciones plinianas menores de 2 Km.<sup>3</sup> del Tolima (10.000 aC) y el Quindío (9.000 aC), menores de 1 Km.<sup>3</sup> del Tolima (1.600 aC) y el Ruiz (1.200 aC y 1.595 dC). La excepción es un flujo piroclástico Holoceno de 5 Km.<sup>3</sup> asociado al Machín. Las últimas erupciones prehistóricas, de tipo pliniana y de flujos piroclásticos datadas son del cerro Machín, Cerro Bravo, Tolima y Ruiz (900 dC, 1.250 dC y 1.600 dC). (Según Thouret, Murcia, Salinas y Cantagrel, Ingeominas 1.991).

La actividad histórica del Ruiz está representada por los eventos de 1.595 (pliniana), 1.845 (con flujo piroclástico) y 1.985 (subpliniana); todas ellas con importantes flujos de lodo, el mayor de todos el de 1.845 y el menor, el de 1985. Hay un pequeño evento del Tolima cercano al año 1.900.

A continuación se presenta un mapa de amenazas potenciales del Ruiz en una retícula de 20 x 20 Km.<sup>2</sup>. Se señalan las zonas de susceptibilidad alta (A) y moderada (M). A partir del cráter los flujos de lava, con nivel moderado, son probables hacia el norte; los flujos piroclásticos tienen áreas delimitadas y achuradas con puntos, siendo la de mayor riesgo más extensa; los flujos de lodo siguen los cauces de los ríos, hasta encontrar las corrientes del Cauca y del Magdalena, por donde continúan con riesgo moderado. La dirección probable de caída de cenizas se presenta con dos flechas: hacia el Nordeste en las temporadas de invierno (marzo 21 a junio 21 y septiembre 21 a diciembre 21), y al occidente, en las temporadas secas (diciembre 21 a marzo 21 y junio 21 a septiembre 21).

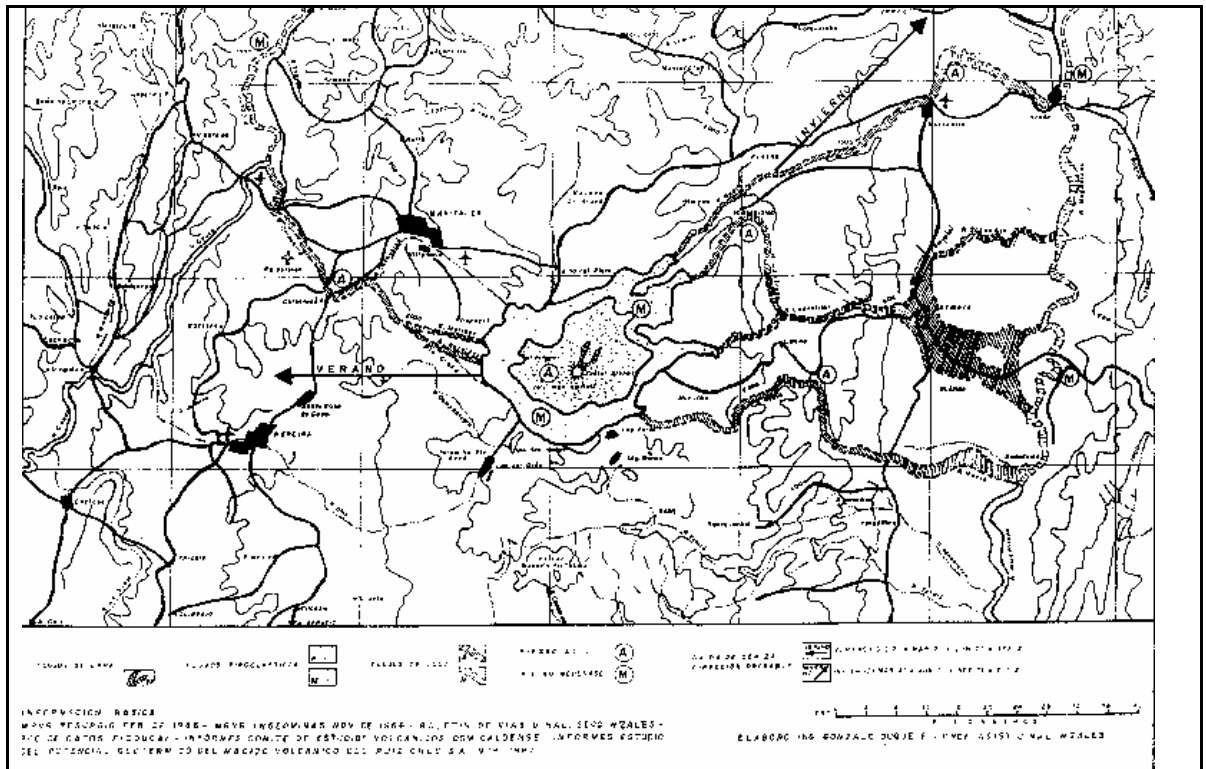
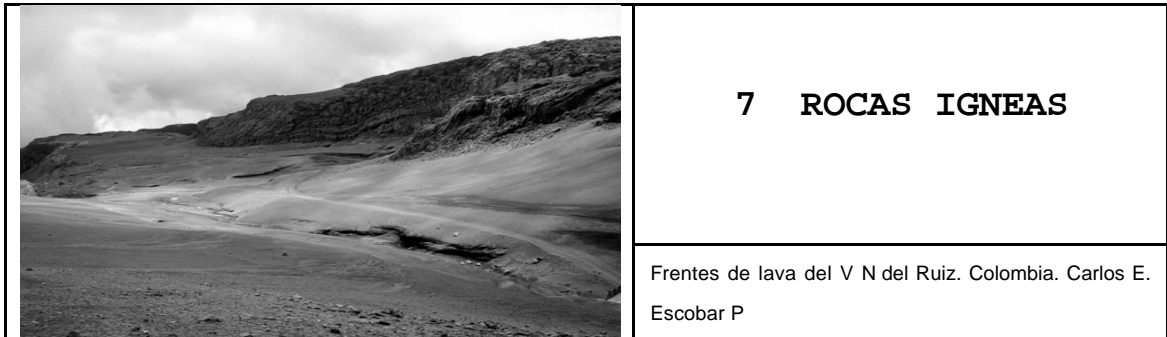


Figura 27. Mapa de amenazas potenciales del V. N. del Ruiz. Hipótesis de trabajo. (Versión no oficial). La escala es de 20 x 20 km en la retícula. En el centro, el cráter arenas. con dos pequeños derrames de lava hacia el norte y en su alrededor dos zonas amenazadas por flujos piroclásticos: amenaza alta y moderada. Desde el cráter y hacia los costados este y oeste, amenaza alta por flujo de lodo sobre el drenaje de las cuencas. En los costados sobre los dos ríos mayores Cauca y Magdalena que drenan de sur a norte, amenaza baja por flujos de lodo. Las dos flechas señalan amenaza por caída de ceniza así. En el período de verano, hacia el occidente y en el de invierno, hacia el noreste. Las manchas oscuras de la izquierda del cráter son Manizales al noroccidente y Pereira al occidente. Armero está 40 km al este del cráter. Fuente Gonzalo Duque Escobar, Universidad Nacional, Julio de 1986.





### 7.1 GENERALIDADES

Son el fruto de la solidificación del magma, fragmentado o compacto, sobre o en el interior de la corteza terrestre. Esas temperaturas de cristalización oscilan así: para los magmas riolíticos 1000 °C, para los andesíticos 1150 °C y para los basálticos 1250 °C.

La composición mineralógica promedio de las rocas ígneas es: 59% feldespatos, 12% cuarzo, 17% anfíboles y piroxenos, 4% micas y 8% otros minerales.

Por el volumen en la corteza, las rocas ígneas representan el 95% contra el 5% de las sedimentarias, aunque estas últimas exhiben mayor afloramiento.

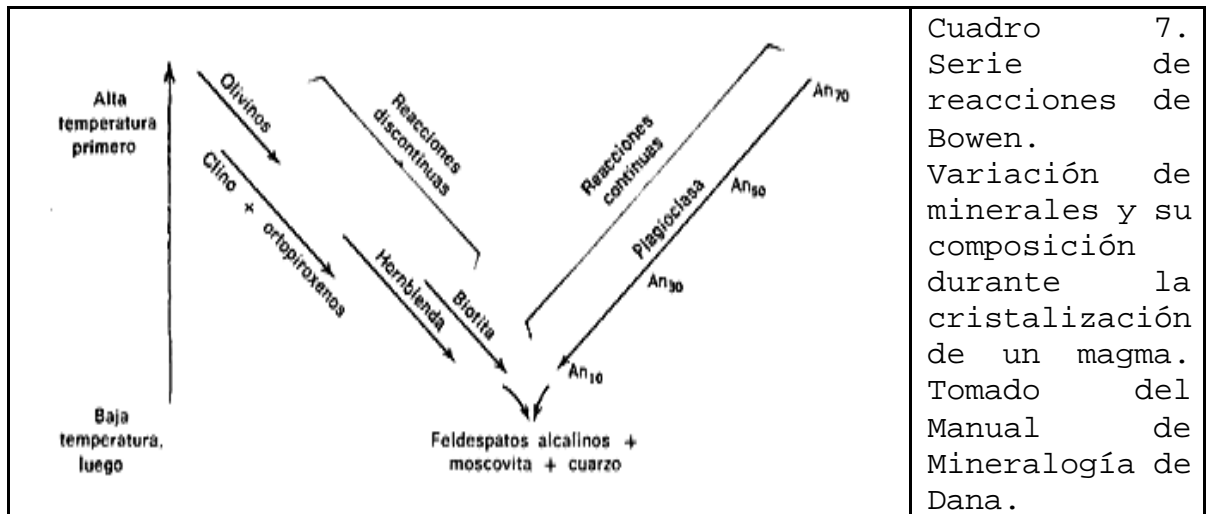
La acción del magma resulta ser la asimilación y fusión de la roca encajante o el fracturamiento y la intrusión de dicha roca. Al fluir a través de ella genera movimientos telúricos por la presión de los gases magmáticos o por la presión del magma mismo.

### 7.2 ASPECTOS FUNDAMENTALES

**7.2.1 Serie de Bowen** Define el orden de separación de los silicatos en un magma que se enfría y por un proceso que transcurre en dos líneas independientes, una continua, y otra discontinua que se desarrollan a la vez (ver Cuadro -

7). En la parte final, cristalizan los feldespatos alcalinos, la moscovita y el cuarzo.

Las reacciones continuas se inicial con el feldespato cálcico (anortita) y terminan con el sódico (albita), mientras las discontinuas empiezan con los olivinos, continúan con los clinopiroxenos y ortopiroxenos, luego con la hornblenda y finalmente con la biotita.



Según Bowen, con el enfriamiento del magma aparecen primero los ferromagnesianos y plagioclasas y por último el cuarzo; los ferromagnesianos lo harán en el siguiente orden con base en cambios estructurales: por formación de tetraedros individuales aparece el olivino; por formación de cadenas de tetraedros, la augita; por formación de cadenas dobles y a partir de las cadenas simples anteriores, la Hornblenda, y por la unión de láminas de cadenas dobles, la biotita. Contemporáneamente los iones de calcio van siendo sustituidos por iones de sodio, pues ambos elementos tienen radios compatibles, con lo que las plagioclasas evolucionarán en una serie continua, desde la anortita hasta la albita. Posteriormente se formarán el feldespato potásico, la moscovita y por último el cuarzo y las soluciones acuosas, a la menor temperatura.

Enseña Bowen que los primeros minerales formados son los primeros que se meteorizan y los últimos en cristalizar (micas, ortoclasa y cuarzo) son los más resistentes al intemperismo.

**7.2.2 Temperatura.** La temperatura de cristalización aumenta con la profundidad, por ejemplo el basalto cristaliza a 1250 °C al nivel del mar o a 1450 °C a 30 km. de profundidad, esto pone en evidencia que la presión no parece ejercer gran influencia sobre la temperatura de fusión pues a una presión de 8000 atmósferas correspondientes a 30 Km. de profundidad el punto de fusión varía poco, y su efecto es menor cuando existen volátiles retenidos en el magma, cuyo efecto es contrario al de la presión; la temperatura de cristalización también varía con la composición química del magma, por ejemplo, en la superficie para el magma riolítico es 1000 °C contra 1250 °C del basalto.

**7.2.3 Segregación magmática.** De un magma se pueden separar cuatro productos diferentes, a saber:

- Los sulfuros líquidos, que requieren un magma rico en azufre y son sólo parcialmente miscibles durante el enfriamiento.
- Los silicatos y óxidos comunes, que originan rocas ígneas ordinarias.
- Los componentes gaseosos que escapan arrastrando hacia las paredes ciertos componentes magmáticos.
- La porción residual líquida, rica en volátiles y fuente de las pegmatitas y menas.

Los mecanismos de segregación son: la miscibilidad limitada, la cristalización fraccionada, la diferencia en concentración y la difusión y convección.

La miscibilidad limitada explica la separación del magma en el estado líquido, fenómeno que según se ha comprobado experimentalmente, no existe para rocas ordinarias y sí entre sulfuros y silicatos comunes.

La cristalización fraccionada se evidencia al observar y analizar las rocas ígneas, de conformidad con la serie de Bowen, a partir de un magma basáltico. Cabe aquí el mecanismo de segregación magmática a través de una cristalización fraccionada, ya por asentamiento de cristales formados ya por escurrimiento del magma líquido. La diferencia en concentración debida a la asimilación de las rocas intruidas, realmente ocurre a gran profundidad, cuando la composición de la segunda es favorable a la reacción (no se trata de metamorfismo de contacto).

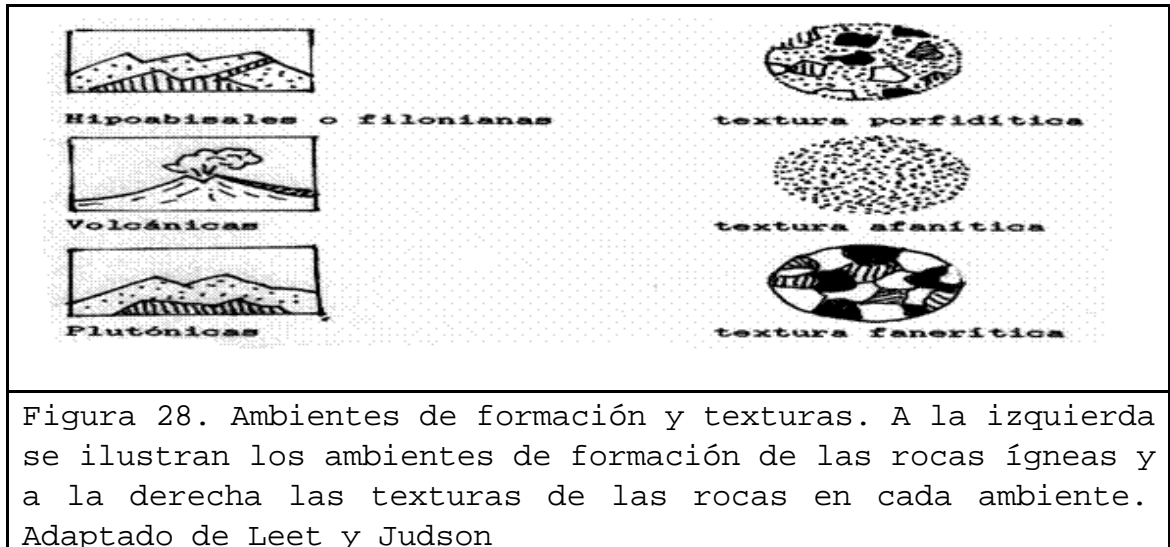
La difusión y convección han sido estudiadas como posible manera para la diferenciación magmática. En relación con la convección, según Soret, los componentes de una solución próxima a saturarse tienden a acumularse en las partes más frías que están en equilibrio, resultando la concentración inversamente proporcional a la temperatura absoluta.

**7.2.4 Textura.** La textura de una roca alude al tamaño, forma, distribución, densidad y disposición de los granos. La textura de la roca ígnea, por depender de la velocidad de enfriamiento, es también función de la profundidad de cristalización del magma.

En general si se puede afirmar que las rocas con minerales de tamaños heterogéneos son más resistentes que las de tamaños homogéneos. Las rocas de textura granular son más resistentes que aquéllas que presentan minerales laminares (micas) y fibrosos alineados (anfíboles).

Si la roca es plutónica, los minerales son resistentes y entrelazados y su fallamiento a la acción de los esfuerzos se

presenta progresivo porque la resistencia de sus componentes varía.



Si la roca es volcánica, los poros disminuirán su resistencia y rigidez pero ganará plasticidad.

La textura de la roca ígnea, por depender de la velocidad de enfriamiento, es también función de la profundidad de cristalización.

En general si se puede afirmar que las rocas con minerales de tamaños heterogéneos son más resistentes que las de tamaños homogéneos. Las rocas de textura granular son más resistentes que aquéllas que presentan minerales laminares (micas) y fibrosos alineados (anfíboles).

Si la roca es plutónica, los minerales son resistentes y entabados y su fallamiento a la acción de los esfuerzos se presenta progresivo porque la resistencia de sus componentes varía.

Si la roca es volcánica, los poros disminuirán su resistencia y rigidez pero ganará plasticidad.

En general se puede decir que las características ingenieriles más primordiales de las rocas ígneas son su alta resistencia, isotropía, rigidez, fragilidad, densidad, y textura entrabada, mientras los inconvenientes de estas rocas son el diaclasamiento y la alterabilidad de sus minerales.

La textura granular se denomina holocristalina por estar constituida totalmente por cristales, y puede ser equigranular si todos los cristales tienen casi el mismo tamaño, que generalmente varía entre 2 y 10 mm.

Por regla general estas rocas ígneas son isotrópicas pues los minerales están entramados y dispuestos al azar.

Aunque algunas rocas filonianas también presentan textura holocristalina, no resultan equigranulares puesto que se han formado en dos etapas diferentes. Parte de sus minerales han ascendido ya formados, resultando de gran tamaño por los que se les denomina fenocristales, mientras el resto del magma cristaliza más tarde y de manera rápida originando cristales pequeños, generalmente inferiores a 1 mm, que constituyen la pasta de la textura porfidítica. Si la matriz domina el conjunto, las propiedades de la roca resultan isotrópicas.

En las rocas volcánicas también suelen presentarse texturas porfidíticas con fenocristales rodeados por una pasta de grano generalmente microscópico y a menudo con la presencia de vidrio a causa del enfriamiento muy rápido.

Es frecuente, además, que muestren textura fluidítica y burbujas producidas por el escape de gas. En la medida en que aparezcan minerales alineados, la roca tendrá una mayor ortotropía.

7.3 CRITERIOS DE CLASIFICACION

Cuadro 8. Cuadro simplificado de las rocas ígneas.

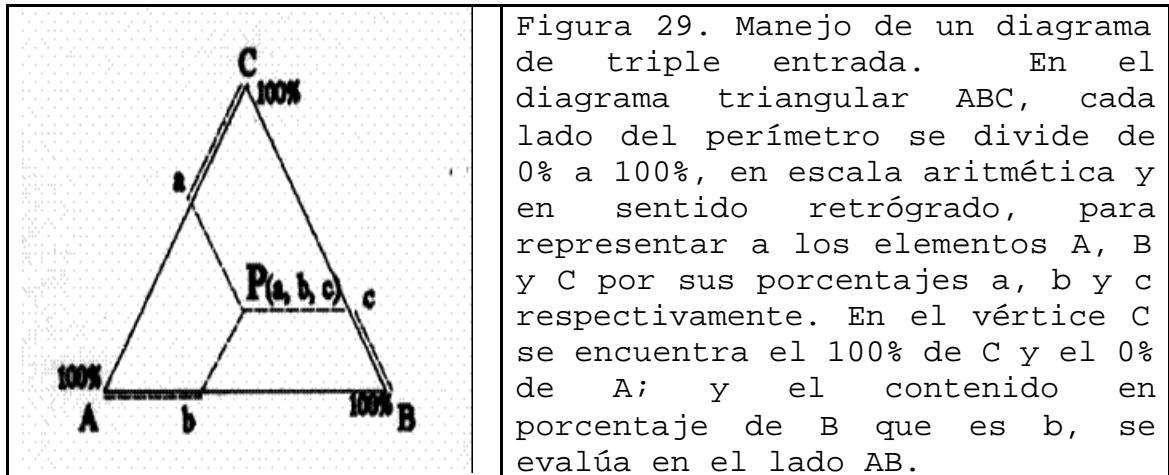
Composi- ción	Plutónica	Hipoabisa l	Volcánica	Características	
1	Granito	P	Riolita	ácidas	Claras y menos densas
2	Sienita	O	Traquita		
3	Grano- Diorita	F	Dacita	intermedi as	
4	Diorita	I	Andesita		
5	Gabro	D	Basalto	básicas	oscuras y más densas
6	Piroxenit a	O	Augitita	ultrabási cas	
7	Peridotit a	S	Limburgit a		
* Silicatos	Textura Fanerític a	Textura intermedi a	textura afanítica		

\*Mineral típico: 1 Cuarzo, 2 Ortoclasa, 3 Micas., 4 Plagioclasas, 5 Anfíboles, 6 Piroxenos, 7 Olivinos  
 Julio Robledo. Mecánica de suelos, Universidad Nacional, 1990.

Las rocas ígneas se pueden clasificar por el contenido de cuarzo, respecto a tipo de feldespatos (% de feldespatos alcalinos respecto al de plagioclasas), respecto al porcentaje y clase de ferromagnesianos o por la textura.

Para la clasificación debe tenerse en cuenta, además de la composición mineralógica, el ambiente de formación (profundidad), la textura y otras propiedades como densidad y color; a las oscuras y densas que son ricas en

ferromagnesianos se les llama rocas básicas o de minerales máficos, mientras que las claras y más ligeras formadas a partir de un magma rico en sílice y aluminio, se les denomina rocas ácidas o de minerales félsicos.



En el diagrama un punto P interior del triángulo es un compuesto que tiene tres coordenadas, a, b y c, leídas sobre cada uno de los lados del triángulo, tal que su suma sea 100%. El punto P (a, b, c) se localiza así: sobre CA marco a, por a trazo paralela al lado BC; sobre AB marco b, por b trazo paralela al lado AC, y sobre el lado BC marco c y por c trazo paralela al lado AB. Las tres paralelas se encuentran en un único punto p, cuando  $a+b+c=100\%$ .

Según la proporción de sílice ( $\text{SiO}_2$ ), las rocas ígneas pueden ser ácidas, cuando este componente se encuentre en exceso y, tras combinarse con todos los demás, queda en cantidad suficiente para cristalizar dando cuarzo; intermedias, cuando hay suficiente sílice para combinarse con los demás componentes, pero no queda en exceso; y básicas, cuando presentan déficit de sílice y no aparece cuarzo. Existen todavía rocas más pobres en sílice que las básicas y son las ultrabásicas, rocas éstas características del manto.



**7.3.1 Clasificación de Streckeisen.** La denominación más precisa de las rocas conforme aumenta el contenido de sílice y cae la densidad, es el siguiente: ultrabásicas, con menos del 45%; básicas, del 45 al 52%; intermedias, entre el 52 y el 66%, y ácidas, más del 66%.

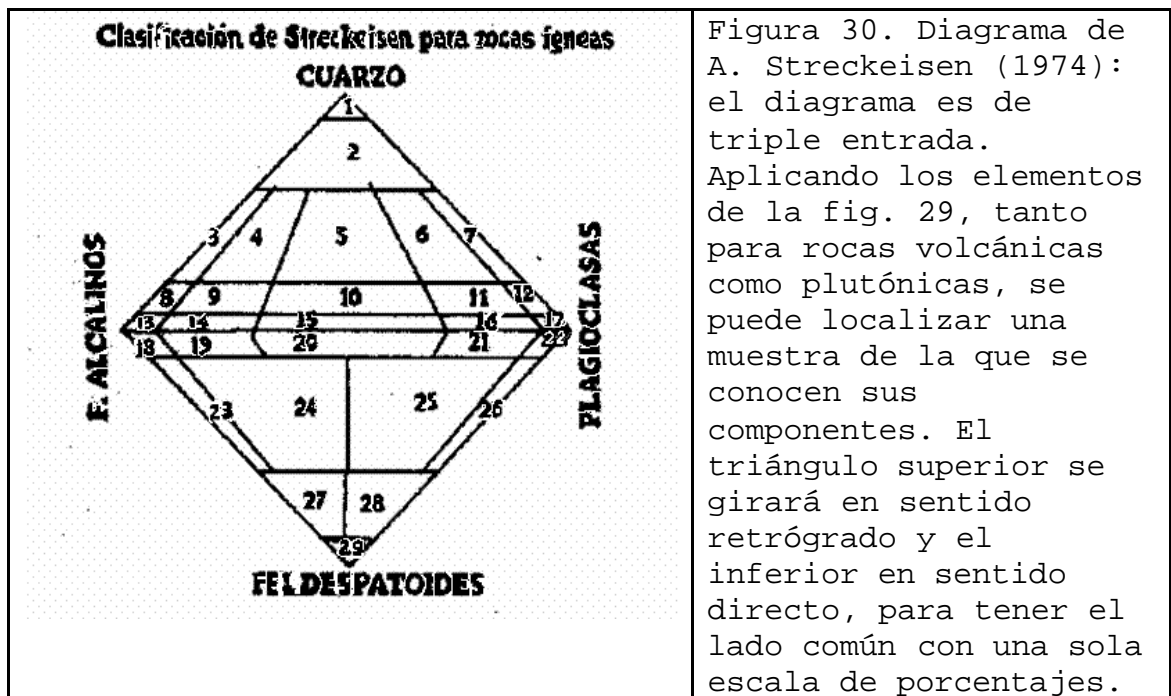


Figura 30. Diagrama de A. Streckeisen (1974): el diagrama es de triple entrada. Aplicando los elementos de la fig. 29, tanto para rocas volcánicas como plutónicas, se puede localizar una muestra de la que se conocen sus componentes. El triángulo superior se girará en sentido retrógrado y el inferior en sentido directo, para tener el lado común con una sola escala de porcentajes.

La fig. 30 muestra hasta 29 rangos de rocas, todas con feldespatos, en donde los 17 primeros tienen, entre sus componentes, al cuarzo y los doce siguientes a los feldespatoides. Para **rocas volcánicas**, (ver fig. 30): 3 riolita alcalina, 4 riolita, 5 riodacita, 6 dacita, 7 cuarzoandesita, 8 cuarzotraquita alcalina, 9 cuarzotraquita, 10 cuarzolatita, 11 cuarzolatita andesítica, 12 cuarzoandesita, 13 traquita alcalina, 14 traquita, 15 latita, 16 latita basáltica, 17 andesita o basalto toleítico, 22 andesita o basalto alcalino, 23 fonolita, 24 fonolita tefrítica, 25 tefrita fonolítica, 26 tefrita olivínica, 27 y 28 foidita fonolítica y tefrítica, 29 nefelinita leucitita.

Para **rocas plutónicas**, (ver fig. 30): 1 cuarzolita (silexita), 2 granitoides cuarzosos, 3 granito de feldespatos alcalinos, 4 y 5 granito, 6 granodiorita, 7 tonalita, 8 cuarzo-sienita de feldespatos alcalinos, 9 cuarzo-sienita, 10 cuarzo-monzonita, 11 cuarzo-monodiorita, 12 cuarzo-diorita o cuarzo-anortosita o cuarzo-gabro, 13 sienita de feldespatos alcalinos, 14 sienita, 15 monzonita, 16 monzo-diorita o monzo-gabro, 17 diorita, 18 sienita de feldespatos alcalinos con contenido de foideos, 19 sienita con contenido de foideos, 20 monzonita con contenido de foideos, 21 monzo-diorita o monzo-gabro con contenido de foideos, 22 diorita o gabro con contenido de foideos, 23 sienita feldespatóidica, 24 monzo-sienita feldespatóidea (plagio-sienita), 25 monzo-diorita o monzo-gabro feldespatóideo, 26 diorita o gabro feldespatóideo (teralita), 27, 28 y 29 foidolita.

#### 7.4 PAISAJE IGNEO

**7.4.1 Yacimientos.** Las rocas ígneas pueden aparecer en yacimientos primarios cuando no han sido dislocadas por eventos tectónicos, ni transportadas de su lugar de origen; en el caso contrario se hablará de secundarios.

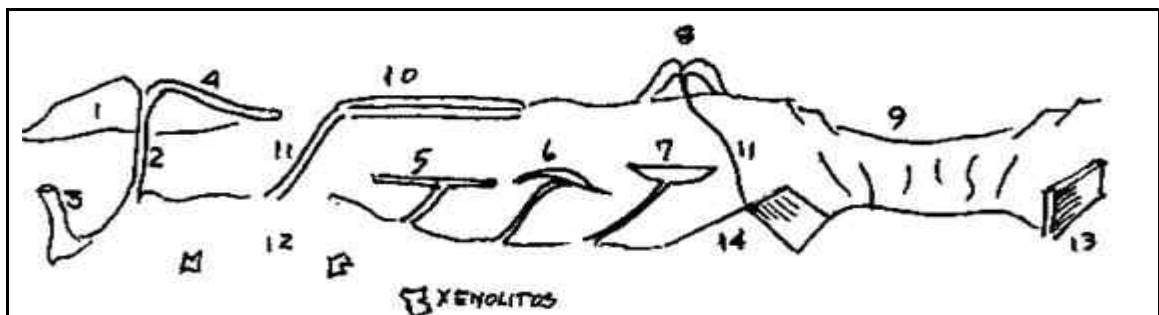
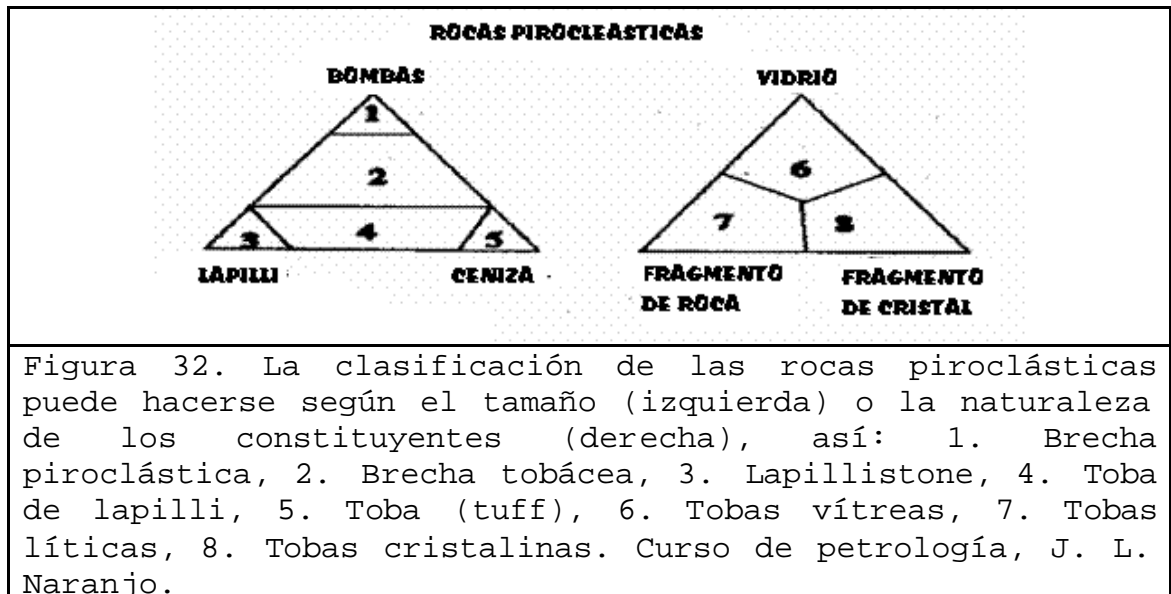


Figura 31. Paisaje ígneo. 1. Volcán, 2. Conducto, 3. Tronco, 4. Frentes lávicos, 5. Manto o placolito 6. Lacolito, 7. Lapolito, 8. Domo, 9. Caldera, 10. Meseta lávica, 11. Fisura, 12. Stock (o batolito) con inclusiones (xenolitos), 13. Dique, 14. Cúpula. Adaptado de La Tierra, Salvat, y de La Tierra, Círculo de Lectores.

Los yacimientos pueden ser masivos como en el caso de los plutones, derrames y extrusiones, o pueden ser de roca fragmentaria como las capas y los depósitos de explosión (mantos volcánicos, tobas e ignimbritas).

**7.4.1.1 Tefras.** En los depósitos de material fragmentado, transportado por el aire, los productos de caída forman capas que siguen las irregularidades topográficas del terreno; aquí los fragmentos pueden endurecerse por percolación del agua en el subsuelo o también pueden mostrar sinterización (soldadura) por calor propio.



De otro lado los depósitos de flujos piroclásticos se endurecen como tal y las partículas resultan sinterizadas por calor residual de las nubes; así, se llamarán entonces tobas si son depósitos endurecidos de cenizas volcánicas y brechas volcánicas si el depósito endurecido presenta escorias en una matriz de lapilli y cenizas, y finalmente aglomerado o conglomerado volcánico, el primero con bloques angulosos y el segundo con bloques redondeados en una matriz fina, siendo todo el material de origen volcánico

**7.4.1.2 Derrames lávicos.** El depósito de flujos lávicos, endurecidos por enfriamiento, (lavas solidificadas) recibe los nombres de:

- **Lavas columnares.** Los flujos de lavas fluidas generan lavas columnares; en donde las columnas son perpendiculares a la dirección del flujo y tienen sección pentagonal, o hexagonal preferiblemente. Se explica la disposición de las columnas debido a que las disyunciones de contracción son perpendiculares a la onda térmica de enfriamiento del flujo.

- **Lavas en bloques.** Formadas a partir de lavas viscosas que se fracturan en bloques gracias a la presión de los gases que escapan y al empuje que, desde atrás, generan los derrames más tardíos.

- **Lavas cordadas.** Las generan las lavas fluidas. El retorcimiento del flujo y el temprano endurecimiento de su superficie explican las arrugas externas. Endurecida la costra el interior del flujo aún caliente la lava en su movimiento abandonará la costra favoreciendo la formación de túneles.

- **Lavas almohadilladas.** Son lavas marinas con estratificación de las formas en almohada y fracturamiento radial del conjunto. A través de estas fracturas emergen o aparecen los almohadones o almohadillas de segunda generación que sepultan a los de la primera generación.

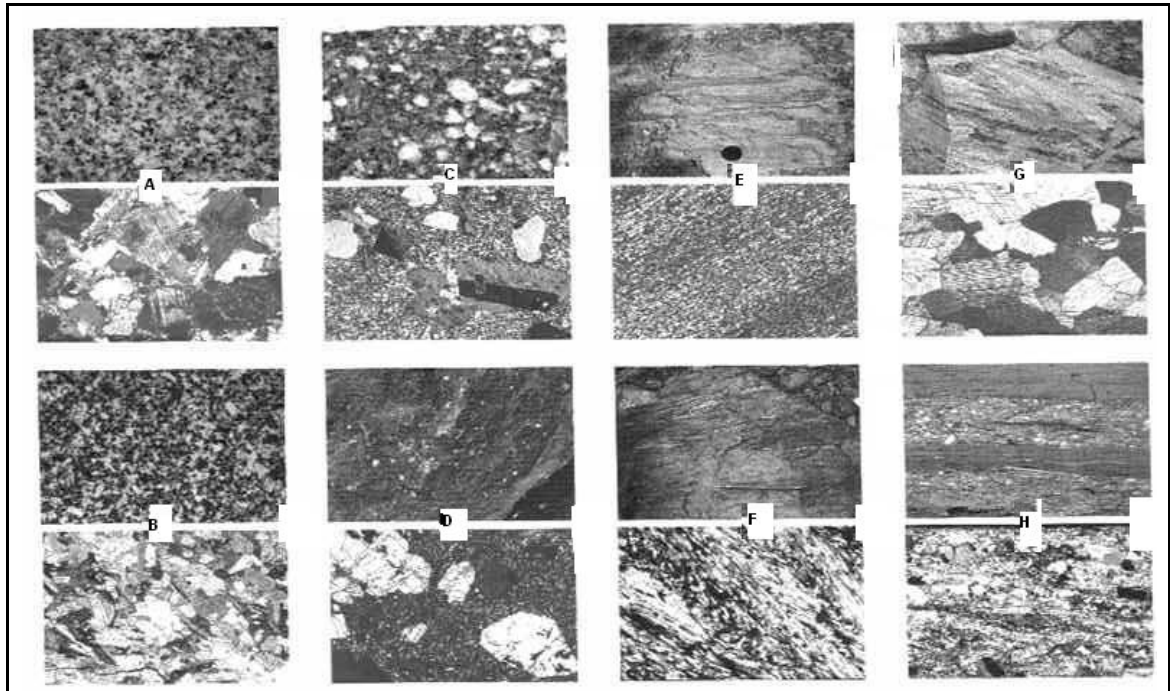


Figura 33. Anexos petrográficos. Se muestran aspectos al natural (Arriba) y al microscopio (Abajo) de diferentes rocas: A granito, B diorita, C pórfido, D basalto, E pizarra, F micaesquisto, G mármol, H gneis. Atlas de Geología. Durán-Gold-Taberner.

**7.4.2 Estructuras internas.** Próximas a la superficie y con desarrollo horizontal está el Placolito o manto, el Lacolito y el Lapolito, los tres son plutones con profundidad superior e inferior conocida. De esta misma categoría pero con desarrollo vertical tenemos el tronco, el dique y la cúpula. De todas ellas las más connotadas son el manto o placolito y los diques. Las estructuras más profundas son el Stock y el Batolito, masas con profundidad superior conocida pero sin profundidad inferior conocida; la diferencia entre uno y otro es solamente el tamaño, si en superficie cubre un área de menos de 100 Km.<sup>2</sup> es Stock y si el área es mayor de 100 Km.<sup>2</sup> se denomina Batolito.

**7.4.2.1 Características de los batolitos.** Hoy se acepta el origen ígneo de los batolitos como también el fenómeno

de granitización explicado por soluciones magmáticas que invaden la roca encajante haciendo intercambio iónico; se acepta incluso el origen mixto y la posibilidad de que el batolito se forme en una actividad poligénica. Las características de los batolitos son:

- Están asociados a las cordilleras.
- Se extienden paralelos a las cordilleras.
- Se forman después del plegamiento pero no son causa de ello.
- Tienen techo cóncavo escalonado y presentan xenolitos, es decir, inclusiones extrañas, embebidas en el magma.
- Tienen constitución granítica, granodiorítica o cuarzdiorítica pero homogénea.
- Aparecen reemplazando grandes volúmenes de roca pero no aparecen los volúmenes desplazados, de ahí surge el misterio ígneo: ¿son magmas cristalizados, o por el contrario, son fruto de un metamorfismo de granitización?
- Tienen gran volumen de rocas sin profundidad inferior conocida y una extensión mayor de 100 Km. cuadrados.

Para ilustrar el ambiente, disposición y densidad de estos cuerpos, estos ejemplos de Stocks vecinos al del VN del Ruiz: por el E de la Cordillera Central los de Norcasia (Caldas), Mariquita y Hatillo (Tolima); por el W los de Manizales (edad 56 Ma), Aranzazu y Arma (Caldas). Y como ejemplos de batolitos vecinos al Ruiz: al S los de Ibagué y El Bosque (Tolima), y al N el Antioqueño (edad 100 Ma) y el de Sonsón (edad 60 Ma), ambos cubriendo 9 mil km.<sup>2</sup>. Según la distribución espacial y temporal, al parecer la actividad emigró de N a S. Merece también mención el batolito de Santa Marta, asociado a la Sierra Nevada, como otros cuerpos menores de la Cordillera Central, los stocks San Diego, La Unión, Altavista, El Pescado, Cambumbia, El Atillo y La Tolda.

**7.4.3 Estructuras vulcanogénicas.** El relieve volcánico es el resultado del magmatismo que tiene un doble carácter, es constructivo y destructivo simultáneamente. El nombre de la

acumulación de los productos magmáticos aparecidos en superficie es el de edificio o aparato volcánico cuya vulnerabilidad a los agentes erosivos depende de sí lo constituyen rocas masivas o masas fragmentadas. Será resistente si el proceso magmático es el efusivo, (derrame) tan frecuente cuando el magma es pobre en sílice; y será frágil si la construcción vulcanogénica procede de explosiones (magma pulverizado) lo que resulta frecuente en magmas viscosos. Las estructuras se denominan así:

**7.4.3.1 Mesetas de basalto.** Son estructuras asociadas a derrames fisurales típicos de magmas básicos o fluidos con espesores del orden de los km. y extensiones del orden de los miles de km. cuadrados.

**7.4.3.2 Escudos.** Son construcciones derivadas de un vulcanismo de conducto; el edificio de gran base resulta con pendientes suaves, pues dicha acumulación se asocia a derrames y no a explosiones, es decir, a magmas básicos o fluidos; la construcción es maciza y por regla general está coronada de un lago da lava (cráter), ejemplos, Paramillo de Santa Rosa, Nevado del Huila y Mauna Loa. La suave pendiente del paramillo de Santa Rosa anuncia el tipo de edificio volcánico

**7.4.3.3 Estratovolcanes.** Son edificios altos y grandes como el Fuji, Tolima, Vesubio y Ruiz; de paredes más abruptas que el anterior y menor base, con cráteres parásitos en ocasiones; son el producto de alternadas explosiones y efusiones por lo que su nombre anuncia la alternancia de capas de piroclastos y derrames solidificados. Desde un punto de vista general los estratovolcanes son formas particulares de volcanes compuestos, y se asocian a magmas intermedios.

**7.4.3.4 Conos Cineríticos.** Asociados a magmas viscosos e intermedios, son acumulaciones no muy grandes donde la base y la altura se regula por la fricción del cínider o magma pulverizado que las forma (piroclasto); son de pendiente

fuerte y muy vulnerables a la erosión; se forman por fases explosivas y prolongadas.

**7.4.3.5 Domos volcánicos.** Otra estructura de conducto como las anteriores; se asocia a magma viscoso. Este elemento constructivo del relieve, carente de cráter (volcán fracasado) se explica por procesos extrusivos, ejemplos: San Cancio, El Plato, Alsacia, etc.

La presencia de domos volcánicos dispuestos en forma areal, entre Cerro Bravo y el Ruiz, parece anunciar un fracturamiento bidimensional del basamento; también, el alineamiento de domos al este de San Cancio, se correlaciona con la falla Villa María-Termales del Ruiz.

## 7.5 ALGUNOS TERMINOS Y DEFINICIONES

- **Anortosítica.** Masa que se está formando por rocas magmáticas intrusivas ricas en plagioclasa cálcica y algo de olivino. La anortosita es típica de Escudos Precámbricos.

- **Criptocristalina.** Textura más fina que la microcristalina, donde los cristales no pueden verse sin un potente microscopio.

- **Cúmulo-volcán.** Formación obtenida cuando las lavas son muy viscosas y no llegan nunca a desparramarse para formar coladas. Se solidifican a la salida del cráter formando esbeltas agujas o pitones, como en Monte Pelado, Martinica.

- **Diatrema.** Chimenea volcánica que se ha cortado a través de rocas estratificadas, a consecuencia de una erupción explosiva.

- **Felsita.** Roca ácida félsica; nombre genérico de las rocas ácidas útil cuando se hace difícil su diferenciación.



- **Granófiro y aplita.** Pórfidos siálicos ricos en cuarzo y feldespato potásico.
- **Holocristalina.** Textura completamente formada de cristales, sin ningún material vítreo.
- **Igneslunitas.** Flujos piroclásticos nacidos de un flujo lávico colapsado o de flujos de cenizas; generan depósitos de cenizas refundidas llamados tobas.
- **Ignimbritas.** Partículas refundidas y soldadas originadas a partir de una nube ardiente y densa de gran potencia.
- **Lahares.** Avalanchas fangosas de material piroclástico removido por aguas lluvias o de otra procedencia (deshielo, lagos, etc.). Se dividen en primarios, por deshielo y secundarios, por lluvias y ceniza.
- **Lamprófiro y diabasa.** Pórfidos siálicos o félsicos; es decir, ácidos ricos en cuarzo y ortoclasa.
- **Leucócratas.** Denominación para las rocas ácidas o félsicas a causa de sus tonos claros; por oposición, a las básicas se les dice melanócratas, por tener minerales oscuros o máficos.
- **Maar.** Pequeños volcanes formados por los productos de explosiones volcánicas que han sido depositados en forma anular alrededor del cráter.
- **Obsidiana.** Vidrio volcánico; roca oscura y ácida con fractura concoidea y brillo vítreo explicada por el enfriamiento súbito del magma.
- **Placa tectónica.** Porción de la superficie terrestre que se comporta como una unidad rígida simple. Puede estar formada por corteza continental, oceánica o por ambas y se ubican sobre una capa del manto superior. Las mayores son

siete (Africana, Euroasiática, Indoaustraliana, Pacífico, Norteamericana, Sudamericana y Antártica).

- **Pegmatita.** Roca ígnea de grano grueso (como el granito) que ha permitido en su interior dar cuerpo a la formación de minerales a partir de soluciones hidrotermales mineralizadas (por ejemplo la ortoclasa y el cuarzo); su composición es siálica o félsica, típica de diques y mantos (placolitos).

- **Piroclastos** (fragmentos de fuego). Pueden ser tefras, si son piroclastos estratificados no consolidados y de ambiente subaéreo, o hialoclastitas si son piroclastos estratificados no consolidados y de ambiente submarino.

- **Pumita.** Roca volcánica ligera con estructura vesicular por acción de los gases; es ácida como la obsidiana y el granito y es producto de la espuma magmática.

- **Rift** (grieta). Aquí la estructura es un hundimiento longitudinal limitado por dos fallas.

- **Zona de Beniof.** Superficie inclinada de actividad sísmica, característica de arcos insulares y márgenes continentales activos. Su ángulo de buzamiento, que es hacia el continente, está comprendido entre 30 y 80.

- **Zona de divergencia.** Zona de separación en un margen constructivo de placas. Región donde dos placas se apartan, como por ejemplo en una dorsal.

## 7.6 EJEMPLOS EN COLOMBIA

Según el Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia (Ingeominas, 1986) y otras fuentes, estos son algunos ejemplos de yacimientos ígneos de nuestro país.

La cresta de Malpelo, con lavas almohadillas, brechas volcánicas, diques basálticos y hialoclastitas, representa

una porción de la corteza oceánica excesivamente gruesa, cuya antigüedad es de 19 Ma (millones de años).

Un complejo migmatítico asociado al magmatismo básico del proterozoico, se localiza al sur del río Guaviare y presenta variaciones desde alaskitas hasta monzonitas. También se encuentran sienitas en San José del Guaviare de 480 Ma. de antigüedad, y aspecto granítico y holocristalino.

Se pueden distinguir los granitos del migmatítico de Mitú, de finales del proterozoico medio (1500 Ma.). Además, un granito de color rosado-naranja y grano muy fino a fino, aflora al oeste de la población de Pescadero, Santander.

En Cáceres (Cundinamarca) y Puerto Romero (Boyacá), afloran intrusiones básicas gabroides del cretácico, que afectan las sedimentitas. También en el cerro Tragarepas de Pacho (Cundinamarca).

Donde la carretera Albania-Bolombolo cruza la quebrada Popala (Antioquia), y en el Cauca sobre los alrededores de Fredonia, aparecen basaltos de textura afanítica a porfidítica y composición diabásica.

En la isla de Providencia, las vulcanitas están representadas por lavas alcalinas a subalcalinas como son los basaltos, andesitas y riolitas ignimbríticas; todas asociadas a un vulcanismo en fracturas de la capa del Caribe, ocurrido durante el Terciario.

Un stock diorítico intruye la Formación Quebradagrande, al norte y sur de Heliconia y al este de Ebéjico (Antioquia). Los pórfidos de Irra y los de Salento tienen composición andesítica-dacítica y textura porfidítica.

En el Complejo Ofiolítico del Cauca afloran gabros, piroxenitas y serpentinitas. A la altura de Marmato y por los dos márgenes del Cauca, los pórfidos son dacíticos y andesíticos.

Las tobas del Juanambú, Cauca, son depósitos formados por cantos de andesitas, lapillis y cenizas, acumulados bajo un régimen fluvio-lacustre.

En los alrededores de la población de Honda, Tolima, está la formación Mesa del terreno Cajamarca, cuya litología muestra una unidad estratificada constituida por material volcánico -representado por andesitas, dacitas, pumitas y cenizas volcánicas- y un conglomerado de filitas. Le suceden estratos sedimentarios.

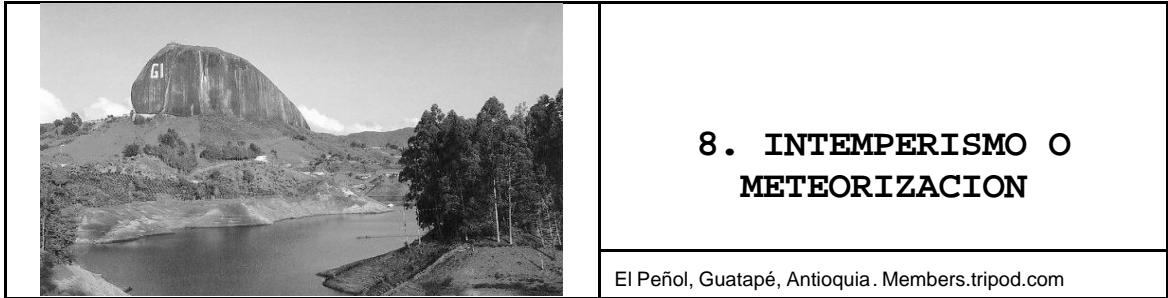
En Málaga, Santander, en los alrededores de Onzaga y Páramo de Canutos, se encuentran riolitas grises; algunas tienen textura porfidítica y otras, textura de flujo. En el morro del Salvador o el volcán Boyacá, al sur de Paipa, se observan tobas y rocas ígneas andesíticas y pórfidos, andesíticos y dacíticos, caolinizados.

Un gabro piroxénico con textura variable entre porfidítica y afanítica, aflora al oriente de Altamira y en la quebrada el Moro, Antioquia. Una pegmatita aflora en la vereda la Laguna, municipio San Antonio (Tolima). Tonalitas del Cretácico afloran en la Sierra de la Iguana, al norte de San Jerónimo, Antioquia.

En los terrenos insulares del Pacífico, tenemos el complejo ígneo de Gorgona con una secuencia de peridotitas, dunitas y gabros, donde se da una secuencia ígnea de rocas máficas y ultramáficas que incluye flujos basálticos almohadillados y rocas tobáceas. También afloran peridotitas al suroccidente de Planeta Rica.

Al sureste de Ibagué vecino al río Combeima, en la vereda Potrerillo, aparece el volcán Guacharacos, cuyo cono está constituido por lavas y productos de explosión, sobreyace el Abanico de Ibagué. Las rocas son basaltos andesíticos y el evento al parecer, Pleistoceno tardío.

Las lavas y pórfidos asociados al volcán nevado del Huila, son andesitas y dacitas. También en su área de influencia se encuentra el Batolito de La Plata, con rocas dioríticas, cuarzodioríticas y granodioríticas.



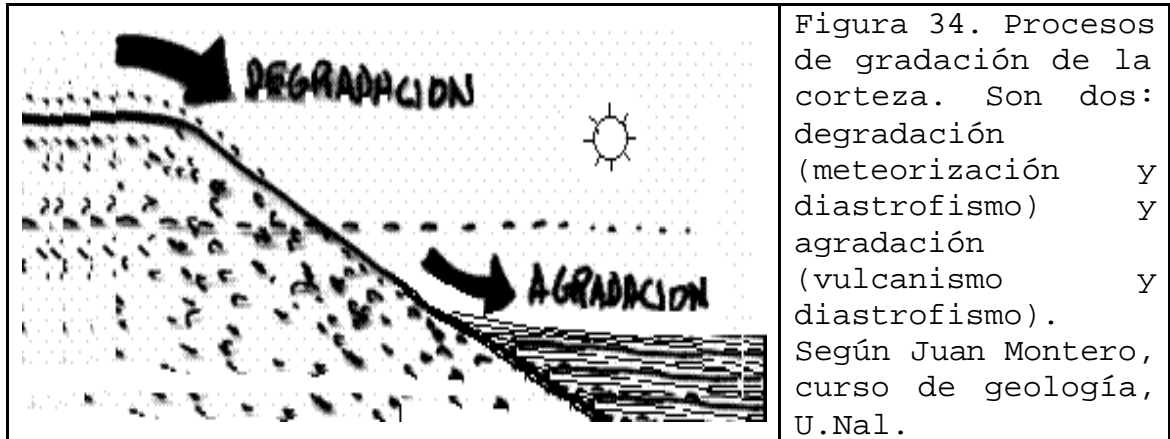
## 8. INTEMPERISMO O METEORIZACION

Intemperismo o meteorización es la alteración de los materiales rocosos expuestos al aire, la humedad y al efecto de la materia orgánica; puede ser intemperismo mecánico o de desintegración, y químico o de descomposición, pero ambos procesos, por regla general interactúan. Las variaciones de humedad y temperatura inciden en ambas formas de intemperismo toda vez que afectan la roca desde el punto de vista mecánico y que el agua y el calor favorecen las reacciones químicas que la alteran.

Distintos factores ambientales físicos y químicos atacan a las rocas y las cuartean, disgregan y descomponen, y según el carácter de los factores que produzcan la meteorización se distinguen la meteorización física y la meteorización química.

### 8.1. PROCESOS EXTERNOS

Estos procesos comprenden la meteorización, erosión, transporte y deposición. Para el transporte la energía potencial que provee la gravedad se transforma en cinética. Otra fuente de energía es el Sol responsable del movimiento del aire y formación de lluvias. A la denudación o acción niveladora se oponen otras fuerzas internas que emergen los continentes. Los continentes pierden un metro de espesor de sus tierras emergidas cada 30.000 años, pues un medio de transporte como el agua, lleva materiales por los ríos al mar.



La faz de la Tierra cambia, es dinámica, pues hay dos factores principales que dan forma al terreno: los procesos constructivos que crean accidentes orográficos nuevos y las fuerzas destructivas, como la erosión, que van desgastándolos poco a poco. Por regla general cuanto más alta es una montaña, más reciente es su formación; el Himalaya no tiene más de 50 millones de años y hace 400 millones de años la cordillera Caledoniana tenía su mismo tamaño; de ellas nos quedan hoy los vestigios del período orogénico caledoniano en Groenlandia, los Apalaches, y las Highlands de Escocia y la meseta costera de Noruega.

El tiempo en cualquiera de sus formas es el agente principal de la erosión. La lluvia barre la tierra suelta y penetra en las grietas de las rocas. El  $\text{CO}_2$  del aire reacciona con el agua lluvia formando el débil ácido carbónico que ataca químicamente la roca sometiéndola a una acción definitiva de largo plazo.

La lluvia se infiltra bajo tierra pudiendo reaparecer después en forma de manantiales. De ellos nacen los arroyos y ríos que se abren paso entre las rocas, arrastrando material de los montes a la llanura.

Cuando hace mucho frío el hielo y la helada, pueden quebrantar las rocas y en las regiones perpetuamente frías

formar glaciares, que excavan valles y arrastran grandes cantidades de rocalla arrancada por su erosión.

En las zonas secas el agente de erosión continuo es el viento y el más definitivo el agua de la ocasional lluvia. El primero arrastra menudas partículas de arena que pulen las rocas expuestas.

También los seres vivos contribuyen a la evolución del paisaje. Las raíces de los árboles se introducen a la fuerza por las grietas de las rocas acelerando su fragmentación. En cambio las raíces de las gramíneas y otras plantas menores ayudan a retener la tierra evitando su erosión por la lluvia y el viento.

La naturaleza misma de las rocas determina su susceptibilidad a los agentes erosivos, pues la caliza y el granito que reaccionan con el ácido carbónico de la lluvia resultan más propensos a la degradación química que otros tipos de rocas menos afectables por la lluvia ácida. La arenisca suele ser más dura que las arcillolitas y cuando ambas están expuestas en capas alternas, erosionado el segundo más que el primero, el afloramiento resulta con un aspecto corrugado y escalonado. Las cascadas y rápidos se producen, entre otros casos, cuando los ríos cruzan capas o intrusiones de roca ígnea dura situada sobre rocas sedimentaria más blanda.

Las fuerzas erosivas del viento, los glaciares, los ríos, las olas y las corrientes del mar son agentes esencialmente destructores, pero pueden ejercer también un efecto constructivo. Las partículas roídas por los ríos terminan depositadas en deltas y marismas en forma de estratos de fango y arena; las que lleva el viento en las zonas áridas descansan en forma de arenas de desierto, y los grandes peñascos y partículas de arcilla que producen y transportan los glaciares dan lugar a espectaculares morrenas.



**8.1.1 La meteorización física.** Es causada por procesos físicos, se desarrolla fundamentalmente en ambientes desérticos y periglaciares. Es que los climas desérticos tienen amplia diferencia térmica entre el día y la noche y la ausencia de vegetación permite que los rayos solares incidan directamente sobre las rocas, mientras en los ambientes periglaciares las temperaturas varían por encima y por debajo del punto de fusión del hielo, con una periodicidad diaria o estacional.

**8.1.2 La meteorización química.** Causa la disgregación de las rocas y se da cuando los minerales reaccionan con algunas sustancias presentes en sus inmediaciones, principalmente disueltas en agua, para dar otros minerales de distintas composiciones químicas y más estables a las condiciones del exterior. En general los minerales son más susceptibles a esta meteorización cuando más débiles son sus enlaces y más lejanas sus condiciones de formación a las del ambiente en la superficie de la Tierra.

**8.1.3 Alteración tectónica e hidrotermal.** No son formas de meteorización la alteración tectónica y la alteración hidrotermal. La primera está asociada a los ambientes de fallas activas, mientras la segunda es una forma de degradación ocasionada por fluidos hidrotermales, la cual tampoco puede ser tomada por meteorización. Producto de una y otra forma de alteración son, en su orden, las brechas tectónicas y la argilización de materiales, dos fenómenos frecuentes en la zona andina colombiana. Tampoco es intemperismo ni la acción abrasiva de olas, corrientes, hielo y viento; tampoco la acción del hombre ni el efecto mecánico del vulcanismo, la gravedad y el diastrofismo (inclinación, plegamiento y fracturamiento de roca).

## **8.2 FACTORES DEL INTEMPERISMO FISICO O MECANICO**

Los factores del intemperismo mecánico son: insolación, gelivación, palpitación, exfoliación, acción de las raíces y crecimiento cristalino.

**8.2.1 La insolación.** Fenómeno de expansión y contracción térmica del material por variaciones de la temperatura. Si la variación es súbita afectará la superficie de la roca; si es lenta, interesará toda la masa. En el segundo caso aparecerían fisuras cuando el material heterogéneo, (minerales con diferentes coeficientes de contracción y dilatación), pueda generar respuestas diferentes en términos de esfuerzos. La insolación es más eficiente en los desiertos pues la sequedad ambiental permite que durante el día el calor no se pierda en calentar la humedad de la atmósfera y durante la noche no exista reserva atmosférica de calor para que caiga la temperatura.

**8.2.2 Gelivación o acción de las heladas.** Este factor es más eficiente que el anterior. Cuando el agua penetra en las fracturas de las rocas para luego congelarse, aumenta su volumen en un 9% y genera esfuerzos que fracturan el material. Con variaciones de la temperatura por arriba y abajo del punto de congelación y el nuevo abastecimiento de agua penetrando en el material a través de diaclasas y poros, el hielo, actuando en forma semejante a una cuña, hará progresar las disyunciones afectando sucesivamente el material.

Cuadro 9. Resistencia de algunas rocas en Kg/cm<sup>2</sup>

Roca sometida	compresión $\sigma_c$	tracción $\sigma_t$	corte $\tau$
Arenisca	150-500	10-30	50-150
Caliza	400-1400	30-60	100-200
Granito	1000-2800	30-50	150-300
Diorita	1000-2500	-	-
Gabro	1000-1900	-	-
Basalto	2000-3500	-	-
Mármol	800-1500	30-90	100-300
Pizarra	700	250	150-250
Concreto Corr	210	20	10

Belousov, V. V. Geología estructural, MIR, 1979.

Mecánicamente es más vulnerable la roca cerca a la superficie que en el interior y es más competente a esfuerzos de compresión que a esfuerzos de tensión y cizalladura según lo enseña el cuadro 9.

**8.2.3 Palpitación.** Es el movimiento del suelo causado por masas lenticulares de hielo, cuando el agua lluvia que ha penetrado al subsuelo se congela durante el invierno aumentando su volumen. El mecanismo de congelamiento-fusión del agua, conforme la temperatura fluctúa por arriba y abajo del punto de fusión, da el particular movimiento que conduce a la alteración física del suelo.

**8.2.4 Exfoliación.** Es una forma de meteorización que conduce, no a la desintegración granular de la roca, sino a su descamación, pues se desprenden de la roca láminas o capas curvas. Se presentan dos productos de exfoliación: los domos de exfoliación por despresurización de un macizo rocoso, y los peñascos intemperizados esferoidalmente, por exfoliación térmica.

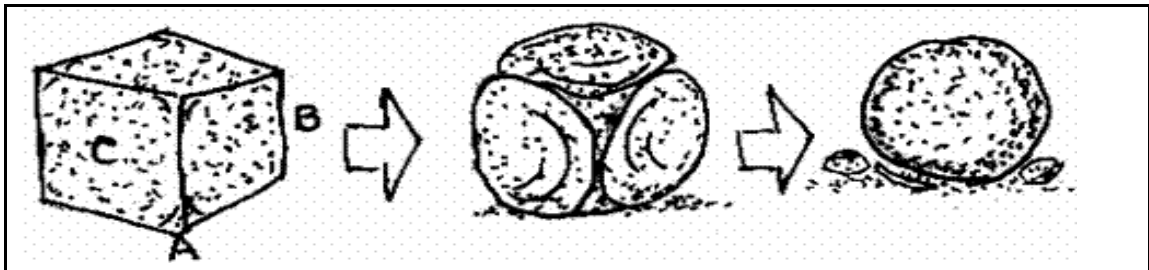


Figura 35. Formación de un peñasco esferoidal: proceso dado a partir de un bloque, por meteorización diferencial. En A convergen tres caras, es la zona más frágil. En la arista B convergen sólo dos caras mientras en el costado C hay una cara. B es menos resistente que A y más que C. Adaptado de Longwell y Flint, Geología Física.

La despresurización es un relajamiento mecánico de una masa rocosa cristalina sepultada que posteriormente por erosión, emerge. La pérdida de presión de confinamiento significa una caída de las fuerzas confinantes y como respuesta un

incremento en el volumen de la masa ya descubierta, para que las fuerzas de distensión den el domo, como ejemplo el Pan de Azúcar en Río de Janeiro o el Peñol en Guatapé (Antioquia).

La exfoliación térmica, segunda forma, es el efecto mecánico del intemperismo químico que favorece la separación de capas sucesivas y delgadas de un bloque inicialmente cúbico que se transforma en esfera, por ejemplo el granito de bolas. En la fig. 35 el cubo se transformará en esferas por velocidad diferencial de intemperismo ya que C con tres caras es más vulnerable que B con dos caras convergiendo y B es más vulnerable que A donde sólo se expone una cara.

**8.2.5 Acción de las raíces.** Las raíces que crecen en las grietas de las rocas generan esfuerzos de tracción. Se trata de un efecto de cuña asociado al engrosamiento de la raíz que se desarrolla y progresa, colaborando en la dislocación de los materiales rocosos.

**8.2.6 Crecimiento cristalino.** El crecimiento de cristales de sales a partir de disoluciones acuosas en los poros y diaclasas es también un importante factor de meteorización física, sobre todo en los climas áridos y semiáridos donde es muy común.

### **8.3 FACTORES DEL INTEMPERISMO QUIMICO**

Los factores del intemperismo químico son cinco, el intemperismo mecánico, la composición mineralógica original, la profundidad de los materiales y las variaciones de la temperatura y de la humedad.

**8.3.1 El intemperismo mecánico.** Es el factor más importante de intemperismo químico, porque el proceso garantiza mayor área de exposición de los materiales.

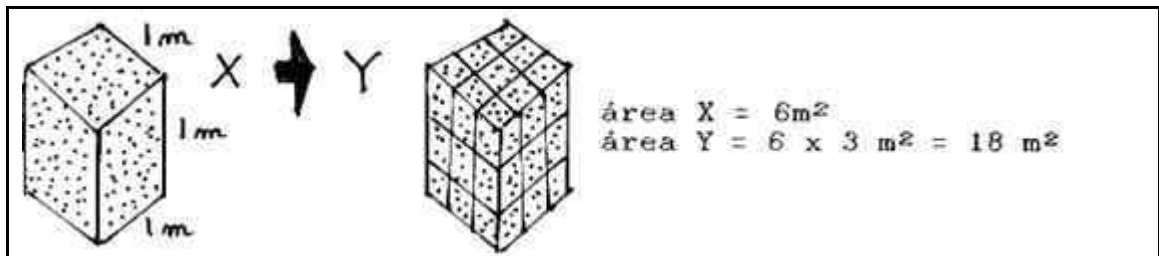


Figura 36. Bloque fracturado merced a un sistema de diaclasas. Las fracturas son ortogonales y de igual espaciamento. Se observa cómo el fracturamiento ofrece más área de exposición pues si el bloque X tiene  $6 \text{ m}^2$ , la formación de pequeños bloques con aristas 3 veces más pequeñas, triplicará el área de exposición. Adaptado de Leet y Judson, Geología física.

**8.3.2 La profundidad.** Porque los materiales de la superficie están más expuestos a las variaciones de temperatura y la humedad y por consiguiente al aire y la materia orgánica. En la superficie existen organismos vivos que favorecen la alteración de la roca.



Figura 37. Raíz de una planta formando arcillas. Por las cargas eléctricas (-) de la raíz hay adherencia de iones de hidrógeno ( $\text{H}^+$ ); la ortoclasa tendrá disponible iones de potasio ( $\text{K}^+$ ). Adaptado de Leet y Judson, Geología física.

En la figura 37 se ilustra un proceso, de interacción planta suelo: por intercambio de cationes, el potasio pasa a alimentar la planta, intercambiándose por el hidrógeno, que pasa a oxidarse en la roca ígnea, donde se forma la arcilla.

**8.3.3 La composición del mineral original.** Este es un factor que alude a la génesis y tipo de roca, a su textura.

Por ejemplo, entre los metales el hierro se oxida más rápidamente y entre los silicatos, según Bowen, el cuarzo resiste más que los otros de la serie.

**8.3.4 La temperatura y la humedad.** Son dos factores climáticos que condicionan la velocidad e intensidad de las reacciones químicas; la humedad favorece la producción de ácido carbónico, además de proveer otros ácidos de reacción. Las rocas se degradan por ciclos de humedecimiento y secado antes que por una humedad y temperaturas fijas; la intensidad en la variación de ambos factores es el aspecto fundamental.

#### **8.4 FORMAS DEL INTEMPERISMO QUIMICO**

Estas formas dependen del agente y se denominan:

- **Disolución.** Es la forma más sencilla de ataque químico y consiste en disociar moléculas de rocas por ácidos como el carbónico y el húmico. Rocas solubles son las calizas y las evaporitas.

- **Hidratación.** Fragmentación de la roca como consecuencia del aumento de volumen producido por el agua de cristalización. Se explica porque algunos minerales pueden incorporar agua a su estructura cristalina, en proporción definida. Ej., yeso y anhidrita.

- **Hidrólisis.** Consiste en la incorporación de iones de  $H^+$  y  $OH^-$  a la red estructural de los minerales. Supone separar una sal en ácido y base. Cuando el agua se descompone para que el ion  $OH^-$  reaccione con las rocas, en especial silicatos y sobre todo feldespatos, se obtienen arcillas. Las rocas ígneas tienen cationes metálicos Mg, Ca, Na, K, Fe y Al, que con el hidróxido ( $OH^-$ ) forman bicarbonatos y carbonatos solubles.

- **Oxidación.** Aquí los componentes de las rocas reaccionan con el oxígeno que se halla disuelto en el agua. Ocurre

frecuentemente en los compuestos de hierro donde es más visible por los colores rojizos y amarillentos del Oxido e hidróxido férrico, respectivamente.

- **Carbonatación.** Fijación del  $\text{CO}_2$ . Esta especie y el agua forman ácido carbónico. El  $\text{H}_2\text{CO}_3$  reacciona a su vez con el carbonato cálcico para formar bicarbonato en los paisajes kársticos (propios de los yacimientos de mármoles, dolomías y calizas).

- **Reducción.** Que es disminuir o perder oxígeno, lo contrario de oxidación. Algunos minerales al sufrir reducción provocan la alteración de la roca.

## 8.5 FRAGMENTOS LITICOS

### 8.5.1 Tamaños de partículas en suelos típicos

Antes se pensaba que las propiedades de un suelo dependían exclusivamente del tamaño de sus partículas; hoy este concepto sólo es válido como una regla que se aplica a los suelos gruesos. Las arcillas y los limos finos tienen comportamientos asociados a fuerzas eléctricas, por oposición al de los suelos granulares, que es de carácter mecánico.

Son varios los sistemas de clasificación de suelos, y la diferencia entre unos y otros radica en los tamaños de partículas y fuerzas que actúan entre ellas. Gradación y frecuencia por diámetros para los suelos grueso-granulares friccionantes (arenas, gravas, etc.), y límites de plasticidad y consistencia para los fino-granulares cohesivos (limos y arcillas).

Cuadro 10. Tamaños típicos de partículas y fragmentos de suelo.

NOMBRE DEL SUELO	TAMAÑO PARTICULA mm)	TERMINO CUALITATIVO
Arcilla	Inferior a 0.002	Similar a la harina
Limo	Fino 0.002 - 0.006 Medio 0.006 - 0.02 Grueso 0.02 - 0.06	Azúcar pulverizada donde los granos no se distinguen
Arena	Fino 0.06 - 0.2 Media 0.2 - 0.6 Grueso 0.6 - 2.0	Azúcar o sal de mesa; los granos se distinguen
Grava	Fino 2.0 - 6.0 Medio 6.0 - 20.0 Grueso 20.0 - 60.0	Mayor que la cabeza de una fósforo
Canto rodado (guijarros)	60.0 - 200.00	Mayor que el puño de un niño. Piedras propiamente dichas
Boleos o bolos	Superior a 200	Piedras y bloques

Adaptado de Alberto J. Martínez Vargas, Geotecnia para ingenieros, Lluvia Editores, 1990.

**8.5.2 Tipos de arcillas.** Las arcillas son, en el sentido mineralógico, cristales microscópicos con átomos dispuestos en planos. Los cationes de silicio y aluminio, principalmente, están en el interior de una trama de átomos de oxígeno cuyas esferas iónicas son voluminosas.

Si el volumen de los vacíos de la trama de los oxígenos lo permite, los cationes señalados pueden sustituirse por otros de hierro, magnesio, calcio o potasio. Otros iones pueden completar las capas y unir las entre sí.

Las principales arcillas, son: la caolinita, que presenta una baja capacidad de intercambio y dos capas de cationes, se llama arcilla 1/1 (capa tetraédrica + capa octaédrica); la illita y la esmectita (por ejemplo la montmorillonita)



que son arcillas 2/1 con una capacidad de intercambio media en la illita y alta en la montmorillonita (arcilla hinchable o expansiva).

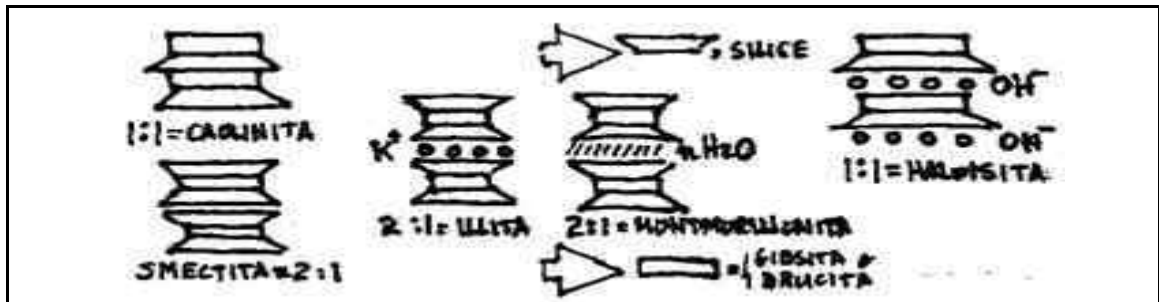


Figura 38. Representación simbólica de las arcillas. La estructura fundamental se establece con un rectángulo y uno o dos trapecios. El trapecio representa un tetraedro de silicio y el rectángulo un octaedro de Aluminio (gibsita) o de Magnesio (brucita). Según Juan Montero, curso de Geología Universidad Nacional.

Los minerales de arcilla producirán caolinita si el clima es tropical drenado y en especial cuando el material parental es granito, illita si se da en clima seco y frío y montmorillonita, que se asocia a bentonita si se da en suelos alcalinos pero mal drenados.

- **La caolinita.** Es rica en sílice y aluminio, colores: blanco, amarillo, verde y pardo. Muestra una perfecta exfoliación, es apreciada para fabricar utensilios.

- **La illita.** Está ligada por potasio, con sílice y aluminio; normalmente amarilla o roja, si tiene hierro, o blanca si es pura.

- **La montmorillonita.** Presenta magnesio o aluminio hidratado entre láminas de silicio. Tiene en su estructura molecular n moléculas de agua; el parámetro n, variable, le da su característica de expansiva.

Para distinguir entre limos y arcillas debemos precisar que la cohesión entre las partículas de arcilla es mayor, tanto en el estado seco como húmeda. Un trozo de arcilla seco es duro y resistente, el de limo tiende a pulverizarse. Dentro de ciertos grados de humedad la arcilla es plástica, mientras el limo trata de agrietarse. Los granos de arcilla son más finos y se precipitan tardíamente en aguas tranquilas, siendo el tiempo de asentamiento para el material disperso en una vasija, de horas a días para la arcilla y de minutos u horas para los limos.

Debe tenerse en cuenta la movilidad de los cationes. Es alta en los cationes de Ca, Na, Mg y K; mediana en los de K, Mg, Si y  $\text{Fe}^{+2}$  (ferroso), y baja en los de Al y  $\text{Fe}^{+3}$  (férrico). Por ello en suelos mal drenados quedan Ca, Na, Mg y K favoreciéndose la montmorillonita y en los bien drenados quedan sólo Al y  $\text{Fe}^{+3}$  formándose caolinita y óxidos de hierro. La illita se forma en suelos medianamente drenados.

**8.5.3 Propiedades ingenieriles de los componentes del suelo.** Las arenas y las materias orgánicas presentan buena permeabilidad en estado seco o húmedo. Las arcillas no, sobre todo la illita y la montmorillonita. Las alófanas son la excepción, pues su permeabilidad en estado húmedo es alta.

La estabilidad volumétrica de arenas, limos, micas, carbonatos y sulfatos, es buena, mientras la de las arcillas no, y en particular la de la montmorillonita que es muy baja. La plasticidad y cohesión son muy altas en la montmorillonita y arcillas alófanas y muy baja en los limos.

La resistencia del material seco es muy alta en la montmorillonita, y del material húmedo es muy baja en limos, montmorillonitas y materia orgánica. La compactación con humedad óptima es muy alta en carbonatos y arcillas

alófanos, pero muy baja en micas, montmorillonitas y materia orgánica.

La estabilidad al intemperismo es muy alta en la arena y los carbonatos y muy baja en micas y materia orgánica. La abrasividad es alta en las arenas y muy baja en arcillas, sobre todo en la illita y la montmorillonita.

La arena muy fina es abrasiva y no manifiesta cohesión; presenta además problemas ingenieriles cuando el material es uniforme. La mica se intemperiza fácilmente, es compactable y no tiene cohesión. La biotita causa más problemas que la moscovita. Los carbonatos se pulverizan fácilmente y son solubles en ácidos, mientras los sulfatos atacan al cemento Pórtland, tienen alta plasticidad y alta relación de vacíos.

La caolinita no es expansiva, es de baja plasticidad y baja cohesión, mientras que la illita y más aún la montmorillonita, son expansivas, de plasticidad media e impermeables. En ambas como en la clorita, hay que considerar la salinidad.

Deben tenerse en cuenta suelos con problemas ingenieriles como los suelos expansivos, colapsables, desleibles y dispersivos. En el medio ambiente puede haber sustancias activas y reactivas, y factores que alteren el suelo provocándole daños de composición, químicos y mecánicos, según sus componentes constitutivos.

Existen arcillas sensitivas y suelos que colapsan al recibir agua por primera vez. Hay suelos desleibles que son de naturaleza salina y portan iones  $\text{Na}^+$  que los hace dispersivos. Los suelos activos pueden ser químicamente neutralizados. La materia orgánica es de alta permeabilidad, difícilmente compactable y rápidamente degradable por oxidación. No sirve como material de fundación y debe evitarse en la base de los rellenos. Los minerales de alteración son la clorita y la sericita que

explican fenómenos de cloración y sericitación. En este caso el mismo fluido produce en la masa ganancia de sílice cementante (silificación), mejorando las características de la roca alterada.

El potencial de licuación de una arena aumenta cuando el material es fino y suelto. Debe existir un ambiente saturado y amenaza sísmica con eventos de suficiente energía.

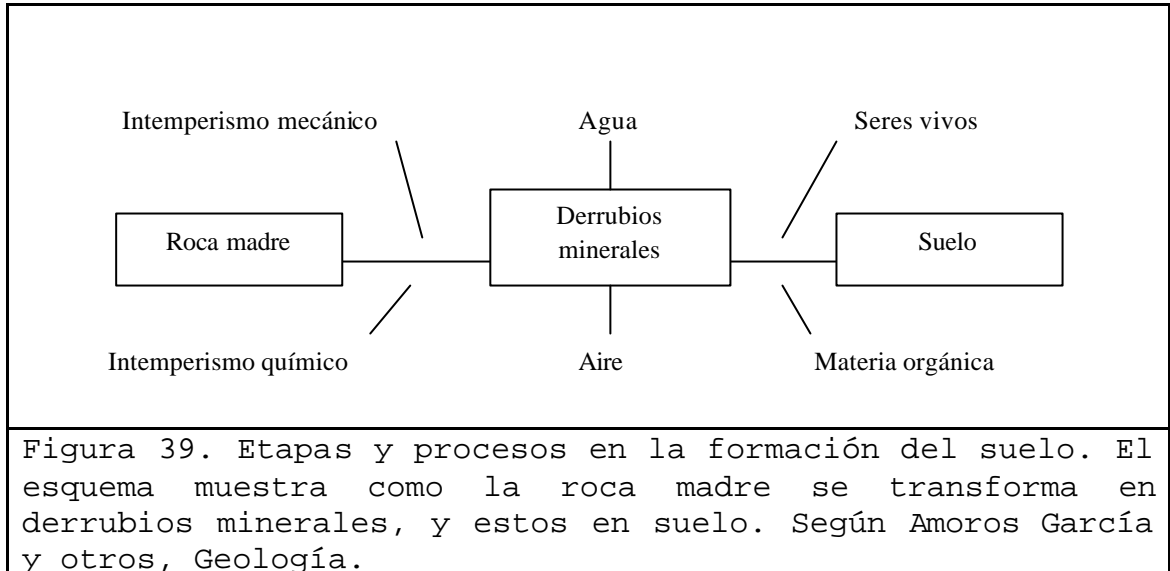
Para efectos prácticos es importante separar suelos sin fuerte influencia mineralógica, con fuerte influencia y con muy fuerte influencia. En el tercer grupo encajan los andosoles, por tener haloisitas y alófanas, mientras las lateritas encajan en el primero. Las alófanas tienen capacidad de almacenar agua y sufrir cambios de volumen irreversibles. Las haloisitas en últimas son livianas y cambian su naturaleza a alta temperatura. Las lateritas pueden ser fersialíticas, ferralíticas o ferruginosas, según el clima

## **8.6 SUELOS**

Un suelo observado y definido en un momento dado es el resultado de todos los procesos que han transformado el material original, es decir, la roca que antes había donde hoy se halla el suelo.

El entendimiento de estos procesos permite conocer mejor y prever el comportamiento del suelo. El agricultor o el ingeniero modificarán estos procesos mediante aporte de elementos químicos, drenajes, etc.

El estudio de la génesis de los suelos, que se puede inferir de los cortes, presenta un doble interés práctico, puesto que permite definir los tipos y, en consecuencia, las unidades conceptuales y geográficas de suelos y así mismo plantear mejor las leyes del comportamiento del suelo.



Los procesos de alteración suponen la evolución de la materia mineral, casi siempre en interacción con la materia orgánica, y los procesos de desarrollo entrañan la aparición de organizaciones nuevas en comparación con la roca madre.

#### 8.6.1 Definiciones relacionadas con suelos

- **Clima.** Condiciones del tiempo meteorológico en conjunto pero en un período de varios años (a largo plazo).
- **Lixiviación.** Remoción continua de materiales solubles, por las aguas que se introducen a través del regolito o por los poros e intersticios de las rocas.
- **Sedimentos.** Acumulación de partículas de rocas que han sido transportadas.
- **Regolito.** Es el material suelto constituido por partículas de rocas.

- **Suelo residual.** Es el suelo que cubre la roca de la cual se deriva. En consecuencia no es suelo transportado.

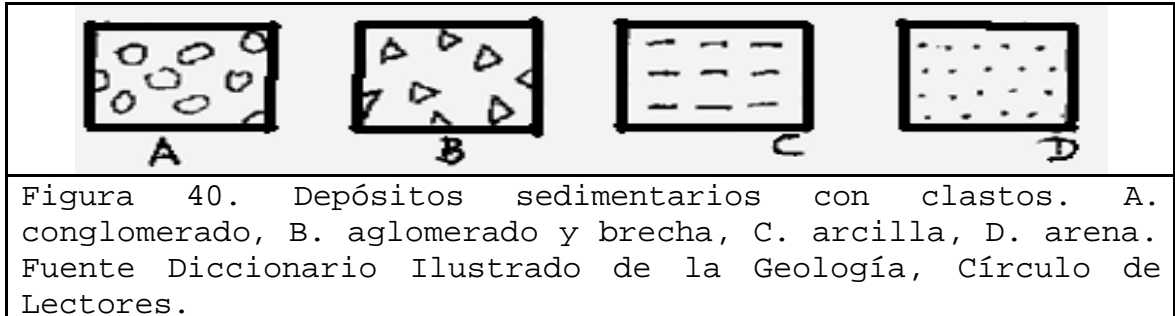
- **Suelo transportado.** Es el suelo que se forma lejos de la roca madre.

En consecuencia no es suelo residual.

- **Tiempo** (meteorológico). Condición del aire a corto plazo, estado de la atmósfera.

- **Humus.** Residuo de la descomposición de tejidos orgánicos que da el color oscuro a la parte superior de un perfil de suelos y que con el agua genera ácidos que propagan el intemperismo químico.

- **Suelo.** Parte del regolito que sostiene las plantas y se estudia en la edafología.



- **Saprolito.** Regolito que mantiene la estructura de la roca madre.

- **Aglomerado.** Depósito compuesto de bloques angulosos en una matriz fina.

- **Conglomerado.** Depósito compuesto de bloques redondos, en una matriz de finos.

- **Brecha.** Depósito compuesto de guijarros y chinias en una matriz fina.

- **Areniscas.** Depósitos consolidados de arena (rocas sedimentarias detríticas).
- **Limolitas.** Limos consolidados (rocas sedimentarias detríticas).
- **Arcillolita.** Arcilla consolidada (roca sedimentaria detrítica).

Las limolitas y arcillolitas se llaman genéricamente shale o lutita.

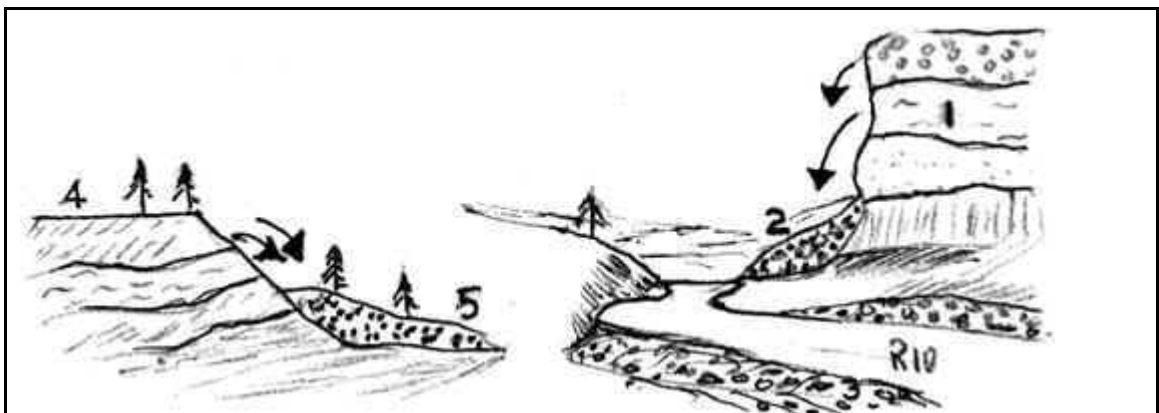


Figura 41. Otros depósitos sedimentarios. 1. Eluviión: depósito in situ; 2. Coluviión: depósito de ladera; 3. Aluviión: depósito de corriente; 4. Suelo autóctono: el que se desarrolla en la roca madre; 5. Suelo alóctono: el que ha sido transportado.

**8.6.2 Perfil del suelo.** El suelo es la capa que envuelve la corteza terrestre. Para el agrónomo, es la capa que está formada por una mezcla de compuestos orgánicos, material mineral, aire y agua, y que además de dar soporte para el crecimiento de las plantas, suministra elementos nutritivos para las mismas. El suelo tiene su origen en el material petrográfico que se transforma. A medida que la roca se altera de esa manera en profundidad, se da una sucesión de

capas entre la superficie y la roca madre, denominada perfil del suelo, el que puede tener un espesor del orden de 1.2 metros. Se denomina suelo maduro al que presenta el perfil completo (suelo evolucionado).

- **El horizonte A.** Es la capa más superficial, fácilmente reconocible por su color oscuro debido a que es la más rica en materia orgánica. Su espesor es variable y depende del grado de erosión y del clima predominante.

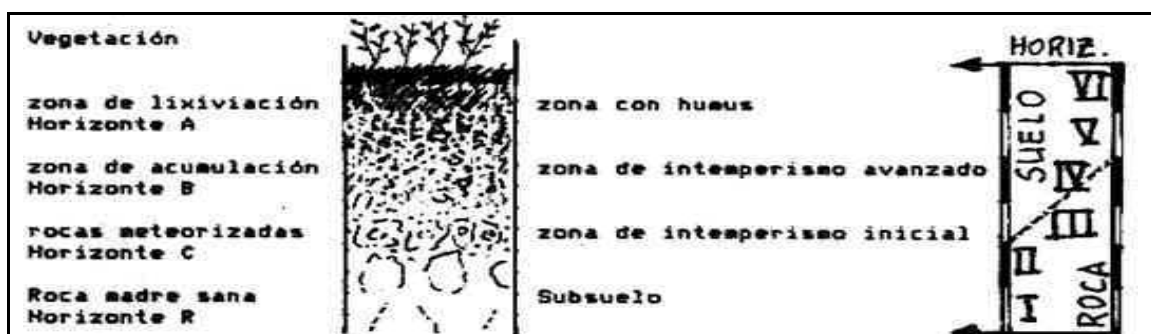


Figura 42. Perfil de un suelo: los horizontes reflejan una anisotropía vertical, cuyas características están bien determinadas. En geotecnia, los horizontes se denominan con números romanos de abajo hacia arriba, siendo I la roca sana y VI el suelo orgánico, como aparece a la derecha. Adaptado de Juan Montero, curso de geología, U. Nal.

El horizonte A presenta uno u otro de los caracteres siguientes o ambos al mismo tiempo: a) presencia de materia orgánica y b) empobrecimiento de constituyentes, tales como arcilla, hierro, aluminio, etc. Además, puede mostrar unos subhorizontes que se superponen de arriba abajo cuando están presentes simultáneamente en el perfil, así:  $A_{00}$ , un horizonte de superficie formado por residuos vegetales fácilmente identificables;  $A_0$ , un horizonte constituido de restos vegetales, parcialmente descompuesto y prácticamente irreconocibles sobre el terreno;  $A_1$ , un horizonte que normalmente contiene menos del 30% de materia orgánica bien mezclada con la parte mineral y de color generalmente oscuro;  $A_2$ , un horizonte de color más claro que el anterior,



empobrecido en hierro, arcilla y aluminio y con una correlativa concentración de minerales, y el horizonte  $A_3$ , que es de transición

- **El horizonte B.** Es la capa que se encuentra inmediatamente debajo de la capa A; es de un color más claro y de un espesor variable, dependiendo del grado de desarrollo del perfil. Se puede considerar esta capa como de transición. Normalmente contiene más arcilla y óxidos de hierro que los estratos A y C. El material lixiviado se acumula en este horizonte y genera problemas de actividad en los suelos, lo que lo constituye en un problema como estructura de fundación.

El horizonte B es claramente diferenciable por su estructura, color y componentes, resultando diferente de la roca madre y con los minerales primitivos profundamente alterados o transformados. El horizonte B se subdivide en tres, así, el  $B_1$  que es de transición con A pero más parecido a B que a A, el  $B_2$  que constituye la parte esencial de B y que corresponde ya sea a la acumulación principal o bien al desarrollo máximo de la diferenciación, y el  $B_3$  un horizonte de transición con C, pero más parecido a B que a C.

- **El horizonte C.** Es la capa más profunda del perfil y constituye lo que se conoce como material parental, cuyo color puede ser rojo, amarillo, gris, etc., colores que dependen del grado de alteración y composición de la roca original. Se compone de trozos de roca suelta ligeramente meteorizados.

Este se define como horizonte mineral distinto de la roca inalterada y relativamente poco afectado por los procesos edafogenéticos que llevaron a la individualización de los horizontes A y B, subyacentes.

- **El horizonte R.** En la base del conjunto estaría el horizonte R, que es la roca no alterada situada bajo el

perfil y que puede perfectamente no ser la roca madre del suelo o serlo sólo parcialmente.

En Colombia son frecuentes las bauxitas y lateritas, que son depósitos residuales formados bajo condiciones muy calientes y húmedas. Las bauxitas contienen óxidos de aluminio hidratados y las lateritas óxidos de hierro hidratados.

**8.6.3 Estructura y textura de los suelos.** En el horizonte A del suelo predomina la fábrica textural.

En el horizonte B hay equilibrio entre textura y estructura. En el horizonte C predomina la fábrica estructural. Los horizontes  $A_{00}$  y  $A_0$  son suelo residual incompetente para fundaciones, donde no se reconoce la macrofibra de la roca.

Los horizontes  $A_1$ ,  $A_2$  y  $A_3$  son roca completamente meteorizada donde se conservan los rasgos de la roca. Estos son los horizontes VI y V, yendo de la superficie hacia abajo. En ellos la estabilidad está gobernada por la fábrica textural.

El horizonte  $B_1$ , y en ocasiones  $B_2$ , muestra roca altamente meteorizada con fragmentos desmenuzables. Este es el horizonte III donde el suelo predomina sobre la roca. El horizonte  $B_3$ , y en ocasiones  $B_2$ , muestra roca moderadamente meteorizada con fragmentos no desmenuzables. Este es el horizonte IV, donde la roca predomina sobre el suelo.

El horizonte C muestra en la parte superior roca débilmente meteorizada y en la parte inferior roca fresca competente para fundar. Se requieren explosivos para excavar este horizonte. Estos son los horizontes V y VI respectivamente, en los que predomina la fábrica estructural.

La roca como material primario de los suelos tiene un alto grado de variabilidad, la que se manifiesta en las características físicas, químicas y estructurales de los suelos. Así, si un granito da origen a suelos arenosos, el basalto, a suelos arcillosos. En el primer caso predomina el cuarzo y la acidez del suelo, y en el segundo disminuyen, dando paso al hierro, al aluminio y a los minerales básicos. Estructuralmente, los agregados de partículas de suelo, en los que participan arenas, limos y arcillas, se forman merced a la arcilla y la materia orgánica que actúan como cementantes de los "terrones".

De la proporción de partículas finas en el suelo, se crearán condiciones más o menos favorables para el movimiento de agua capilar, existirá o no un buen drenaje del suelo y se tendrá un suelo de relativa plasticidad, nivel de cementación y porosidad.

La fertilidad del suelo, es decir, la presencia de elementos nutrientes para las plantas, depende no sólo de la roca madre, y minerales presentes, sino de los niveles de alteración que alcancen. La fertilidad, se puede traducir en productividad si las condiciones físicas y químicas garantizan elementos nutritivos abundantes al alcance de las plantas. Los suelos arcillosos, de pobre aireación, de capa freática alta y fluctuante, crean dificultades para el buen desarrollo radicular.

La textura del suelo se refiere a la proporción en que se encuentran las partículas finas, pudiendo ser el suelo arenoso y suelto, el que por regla general es liviano; franco-limoso, suelo que por regla general resulta entre liviano y pesado, y suelo arcilloso, el que resulta pesado en razón de su densidad.

**8.6.4 Proceso de degradación del suelo.** Las arcillas son minerales secundarios derivados de aluminosilicatos, o también roca clástica y suelta, que además de minerales de arcilla tiene cuarzo sin brillo, con constitución terrosa y

que al admitir agua se vuelve plástica. Como mineral puede ser principalmente caolinita, illita o montmorillonita, salvo cuando está en procesos de formación amorfa.

Del proceso de meteorización de los silicatos y la acción del  $H_2CO_3$ , se obtienen minerales de arcilla y otros que dependen de la roca madre, del deslave de bases y del clima, principalmente, así: cuarzo y micas de los que posteriormente se deriva sílice en solución; carbonatos de Na, Ca y K, de los que posteriormente se obtiene la calcita, y carbonatos de hierro y magnesio, de los que se deriva la limonita y la hematita.

**8.6.5 El color en los suelos.** El color tiene importancia desde el punto de vista agronómico. La buena aireación se puede relacionar con la porosidad. Si es reducida, se dificulta la oxidación presentándose el hierro ferroso  $Fe^{++}$  de color gris, el que al oxidarse pasa a hierro férrico  $Fe^{+++}$  de color rojo.

- **El color negro.** Es debido al humus, y se debilita a medida que se oxida la materia orgánica. En suelos arenosos aumenta el aire con la labranza dándose la oxidación y desgaste que explica el debilitamiento del negro. Pero no siempre el negro se explica por humus. Existen pizarras, como las de la formación Villeta, o suelos con manganeso presente como los derivados del piso Guaduas.

- **El color rojo.** Se explica por hierro férrico no hidratado, compuesto que pone en evidencia un drenaje y aireación buenos. Contrariamente, el color amarillo se relaciona con el óxido de hierro férrico pero hidratado, anunciando humedad o mal drenaje.

- **El color gris.** Se explica por hierro no oxidado, es decir, óxido de hierro ferroso; puede tener variaciones que llegan hasta el azul. Si la tonalidad es gris, parda o amarilla, dentro de la zona de fluctuación del agua freática, falta drenaje y la aireación es poca o nula.

Estos colores grises y moteados son frecuentes en suelos de topografía plana o en hondonadas donde el agua se acumula. De presentarse en laderas, donde el drenaje se facilita, sólo se explicarían por procesos de oxidación del material que da origen a esa tonalidad.

- **La materia orgánica.** Es el conjunto de los productos de origen biológico del suelo que en unos cuantos años y bajo climas medios, evoluciona químicamente a humus. Acto seguido el humus se mineraliza lentamente descomponiéndose el 1% de su masa cada año en compuestos químicos simples como el  $\text{CO}_2$  y el  $\text{NH}_4$ . Así, el humus es una fuente de nitrógeno por lo que resulta de utilidad conocer la cantidad total de humus de un suelo y la relación carbono/nitrógeno del humus. El humus y la arcilla del suelo, son coloides electronegativos.

#### 8.6.6 Factores de evolución y formación de los suelos.

- **El material Parental.** La porosidad, la permeabilidad, la constitución, etc., de la roca madre. La roca subyacente determina buen número de las características de los suelos y sobre todo de los suelos jóvenes, mientras los horizontes superficiales se forman a partir de materiales de aporte, ajenos a la roca subyacente. Las propiedades químicas del material tienen una gran influencia sobre la evolución del suelo. Los suelos formados sobre rocas ricas en bases a menudo presentan arcillas tipo illita o montmorillonita, son ricos en humus y más fértiles, mientras las rocas ácidas pueden dar origen a suelos con arcilla tipo caolinita o vermiculita, en general más lixiviados y más pobres que los anteriores.

- **Tiempo** (cronológico). Se puede hablar de suelo maduro o joven, pues el clímax en la formación de un suelo demanda de decenas a miles de años. La duración puede intervenir como un factor de diferenciación, de tres maneras: a) las propiedades del suelo varían en función de la hora (temperatura, contenido de  $\text{CO}_2$  atmosférico y actividad de

elementos vivos. b) En función de la estación, el contenido de agua, de nitrógeno nítrico, el pH, etc. c) Por último, en el transcurso de los años, pues un suelo pasa por las fases de juventud, madurez y senilidad. Además el clima de la Tierra cambia a largo plazo.

- **Topografía.** Porque de divisorias, vaguadas, valles y pendientes del terreno, depende su drenaje y la orientación de la ladera, siendo más favorable la que recibe el Sol matutino. Además en los flancos de los valles los espesores son menores que en las mesetas y hondonadas. No debe olvidarse que la topografía es a la vez una manifestación particularmente evidente de variaciones de edad, clima y roca.

- **Formadores biológicos.** La microflora y la microfauna son fuente de humus y la dependencia suelo-fauna, resulta vital para la acción bacteriana. Algunos de estos seres son los transformadores iniciales de la energía química para la evolución del suelo y otros utilizan parcialmente esta energía para transportes que modifican el suelo. Los animales provocan transporte de materia y contribuyen a la transformación de la materia orgánica, mientras los vegetales actúan mediante la subida de los cationes extraídos por las raíces y concentrados en la superficie; además la planta protege el suelo contra elementos atmosféricos, sintetiza las materias orgánicas gracias a la luz solar y tiene efectos mecánicos y químicos por el crecimiento y la acción de las raíces.

- **Clima.** De la temperatura y del balance hídrico dependerá la velocidad e intensidad de acciones de las reacciones químicas típicas del intemperismo químico. Cuando los factores climáticos son mínimos como en los desiertos fríos o en los desiertos cálidos y secos, el suelo no evoluciona. Sobre una misma roca varía el suelo con el clima, así: en las zonas frías del norte de Europa y sobre un granito existen suelos poco desarrollados; en Francia, bajo un clima templado húmedo, encontramos suelos lixiviados, y en

Costa de Marfil bajo un clima tropical húmedo existe un suelo ferralítico.

**8.6.7 Clases de suelos.** Se pueden distinguir trece clases de suelos, de las cuales se darán indicaciones generales sobre procesos de formación, principales variaciones y posibilidades de utilización.

- **Suelos minerales brutos.** Comprende suelos de desiertos calientes y de desiertos fríos. La falta de evolución puede ser debida a causas climáticas. Estos suelos pueden ser suelos con minerales brutos organizados y no organizados y pueden ser suelos con minerales brutos blandos o macizos y compactos.

- **Suelos poco evolucionados.** Comprenden suelos no climáticos, climáticos y orgánicos. Esta clase agrupa los suelos en los cuales la alteración de los minerales primarios queda limitada y la diferenciación de los suelos es poco discernible, salvo la del horizonte superficial humífero. Es evidente que no existe horizonte B por lo que el perfil es del tipo A C.

- **Vertisoles.** Son suelos de regiones cálidas bastante húmedas con prolongada estación seca. Tienen color muy oscuro no por materia orgánica sino por su forma de fijación sobre la arcilla, la que siendo expansiva en proporción supera el 30%. Durante el período seco el suelo se agrieta y los pequeños poliedros caen dentro de las grietas de contracción. En estado húmedo los vertisoles son plásticos y pegajosos.

- **Andosoles.** Están asociados a materiales volcánicos (tefras). Son suelos muy negros, friables y caracterizados por la abundancia de productos amorfos en su fracción mineral. Su densidad aparente es baja (0,8) pero el contenido de agua del suelo in situ puede alcanzar el 200%. Presentan propiedades tixotrópicas muy destacadas, pH ácidos (4 a 6) y materia orgánica estable.

- **Suelos calcimagnésicos.** Su génesis está dominada por la presencia de carbonatos y sulfatos de calcio y magnesio. Están asociados a rocas calcáreas, dolomíticas o yesosas. Si el suelo es cálcico, el perfil es de poco espesor y tipo A-C, generalmente. En climas muy húmedos templados los suelos sobre calizas duras son ácidos. A menudo los suelos calcimagnésicos son deficitarios en nitrógeno a pesar de un buen contenido de humus y son pobres en fósforo asimilable porque este elemento se encuentra precipitado en forma insoluble.

- **Suelos isohúmicos.** El contenido de materia orgánica decrece con la profundidad, pero se mantiene considerable. Es un humus de estepa rico en nitrógeno y ácidos húmicos grises. Su vegetación es a veces de gramíneas y otras de arbustos. En ellos es intensa la actividad biológica; la arcilla se presenta estable acumulándose ligeramente en profundidad, donde se concentra también la caliza. La definición y clasificación de estos suelos plantea el máximo de problemas en las regiones de clima caliente.

- **Suelos empardecidos.** Comprende los suelos lixiviados y los suelos pardos. Estos suelos evolucionan bajo la acción de una materia orgánica que se descompone rápidamente, generando compuestos insolubles que afectan la arcilla y forman agregados relativamente estables. El hierro se libera parcialmente bajo la forma de hidróxidos que se unen a la arcilla y al humus. Son suelos típicos de regiones templadas y a veces de climas calientes semihúmedos.

- **Suelos podsolizados.** En regiones de temperatura media bastante baja, a menudo con invierno muy frío y abundantes precipitaciones, bajo bosque de coníferas, los suelos presentan en superficie un horizonte de humus muy tosco y en profundidad un complejo enriquecido con humus pardo oscuro mezclado con materia mineral y sesquióxidos de hierro, ocre orín y aluminio de alteración. Aunque



generalmente son suelos profundos, los que son ácidos y tienen humus muy burdo son muy poco fértiles.

- **Suelos con sesquióxidos metálicos.** Esencialmente en los trópicos y zonas mediterráneas hay suelos rojizos y pardos, ricos en sesquióxidos metálicos de hierro e incluso aluminio y magnesio. Exhiben concreciones metálicas y caparazones endurecidos. Esta excepcional riqueza de sesquióxidos se debe a una alteración muy apurada de los minerales de la roca bajo la influencia de un clima suficientemente caliente y húmedo, en presencia de materia orgánica, que se descompone rápidamente.

- **Suelos fersialíticos.** Comprende suelos rojos y pardos fersialíticos y suelos ferruginosos tropicales. Son suelos con sesquióxidos de hierro, un humus muy evolucionado y presencia de un complejo arcilloso de illita dominante con caolinita y montmorillonita e incluso vermiculita. Son ricos en goethita, hematita y complejos de hierro-sílice. Los ferruginosos tropicales son muy ricos en hierro libre y se forman en clima tropical semihúmedo con larga estación seca y en ambiente de sabana arbustiva o arbórea. Se dan en ambientes a temperaturas entre 20 y 25 °C y bajo precipitaciones de 1000 a 1500 mm anuales, mientras los fersialíticos se forman en climas con temperaturas entre 13 y 20 °C y precipitaciones entre 500 y 1000 mm anuales.

- **Suelos ferralíticos.** Estos suelos que presentan acorazamiento, se dan en climas con temperaturas entre 25 °C y la máxima y precipitaciones de más de 1500 mm. En el trópico bajo sabana, el suelo más frecuente es de tipo ferruginoso, por el clima, pero bajo bosque, casi siempre el ferralítico es el más abundante, es más profundo y coloreado, con mejor estructura y más friable. Los suelos ferralíticos se forman por la rapidísima descomposición de la materia vegetal, la acelerada alteración de los minerales de la roca madre y el elevado arrastre de bases y sílice. Forman tierras profundas, salvo en regiones tropicales suficientemente húmedas donde se presenta el

acorazamiento por la liberación de óxidos e hidróxidos hierro, manganeso, aluminio, etc.

- **Clase de suelos hidromorfos.** Los fenómenos de excesos de agua en el suelo se pueden producir en suelos muy diversos. Ello supone un déficit de aireación que dificulta la oxidación y facilita la reducción microbiana. El hierro y el magnesio son más solubles en estado reducido y migran al interior del perfil formando concreciones, caparazones o manchas de color vivo. También migran todas las sales solubles mientras la materia orgánica se oxida lentamente para transformarse en turba.

- **Clase de suelos salsódicos.** Las sales solubles aumentan la presión osmótica y son principalmente cloruros, sulfatos y carbonatos de sodio, magnesio, calcio y menos frecuente, de potasio. Las sales solubles aumentan la conductividad de la zona saturada y el suelo se hace salado manifestándose su estado en la vegetación. El sodio, extremadamente móvil se fija sobre el complejo arcilloso degradando su estructura que se hace difusa.

En presencia de agua dulce la arcilla sódica se hidroliza y el horizonte superficial se convierte en un barro pero en la de agua salada o cuando el suelo se seca, la arcilla se flocula tomando una estructura prismática o cúbica.

## 8.7 ZONAS RICAS DEL PAIS

Las cordilleras andinas son jóvenes y sus suelos no tienen la madurez ni la estabilidad de los suelos de la plataforma africana. Una hectárea en la sabana de Bogotá es 24 veces más productiva que una hectárea promedio en los llanos, suelos, estos últimos, lateríticos (oxidados). Igualmente los del Chocó están lixiviados por las intensas lluvias. De estas dos regiones sus suelos tendrán vocación para la ganadería extensiva, para la agricultura de subsistencia y

para la silvicultura. En la zona andina se demandan prácticas para un uso y manejo adecuados de sus suelos inestables pero productivos.

En fuertes pendientes, si el uso es agricultura, se deben evitar cultivos rotativos y en algunos deberá tenerse en cuenta prácticas de conservación (bosques, productores y no productores).

Por su alta productividad, en Colombia sobresalen las siguientes regiones:

Valle del Cauca (desde Cartago hasta Cali).

Valle del Magdalena (alto, medio, bajo).

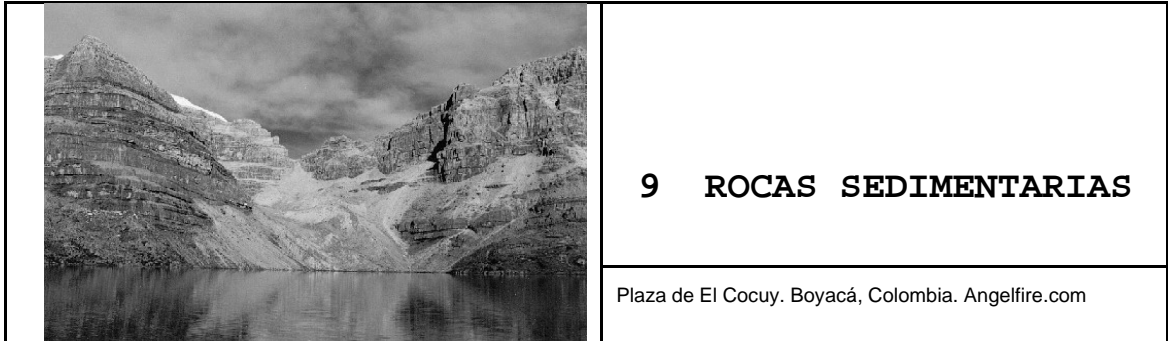
Valle del Sinú y San Jorge (unidad que incluye a Urabá).

Altiplano Cundiboyacense (incluye la sabana).

Región entre Túquerres e Ipiales.

Zona Cafetera (desde Caicedonia a Andes).

Región entre San Félix y Roncesvalles (incluye a Murillo y Marulanda).



## 9 ROCAS SEDIMENTARIAS

Plaza de El Cocuy. Boyacá, Colombia. Angelfire.com

La meteorización y erosión producen partículas de diverso tamaño que son transportadas por el hielo, el agua o el aire hasta las zonas de mínima energía donde se acumulan. Una vez en reposo los sedimentos sufren procesos que los transforman en rocas sedimentarias.

Estas rocas se han formado por la consolidación o litificación de sedimentos. Los factores que determinan el tipo de roca son fundamentalmente la fuente de los sedimentos, el agente que los erosiona y transporta, y el medio de deposición y forma de litificación.

### 9.1 GENERALIDADES

**9.1.1. Origen.** Los productos de meteorización pueden ser transportados en el fondo de las corrientes (por arrastre, rodando o por saltación) o bien dentro del fluido (en suspensión, solución o flotando).

Aquellas rocas que se originan a partir de partículas que mantienen su integridad física durante el transporte, son las detríticas, por ejemplo conglomerados, areniscas, limolitas y arcillolitas, y las que se forman por la precipitación de sustancias que se encontraban en disolución, son las de origen físico-químico, por ejemplo carbonatos, evaporitas, ferruginosas y fosfatos. Existe un tercer grupo de rocas sedimentarias, las biogénicas, en cuya formación interviene directamente la actividad de organismos vivos, por ejemplo carbonatos, fosfatos y silíceas, este

grupo abarca desde las que se originan por acumulación de organismos en posición de vida (calizas de arrecifes, etc.) o que han sufrido un transporte mínimo tras su muerte (diatomitas), hasta aquéllas en cuya formación interviene la precipitación de sustancias en disolución favorecida por la actividad orgánica (tobas calcáreas formadas por la precipitación de  $\text{CaCO}_3$  propiciada por la acción fotosintética de vegetales). Finalmente las rocas orgánicas que son las formadas por acumulaciones de materia orgánica (carbones y petróleo)

Las de origen mecánico o clástico son primordialmente detritos que, transportados y depositados, se litifican por consolidación o cementación. Su clasificación se basa en el tamaño de grano de sus componentes.

Los sedimentos de origen químico, son precipitados en los cuales los cristales individuales están unidos por enlaces químicos. Dentro de las rocas de origen biógeno las más representativas son los carbonatos que se clasifican a su vez según su composición química y el tipo y origen de las partículas que las constituyen.

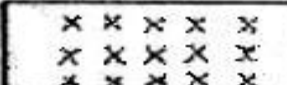
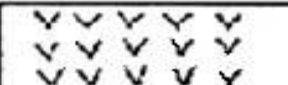
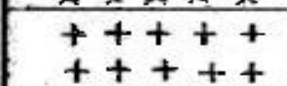
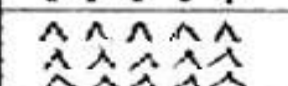
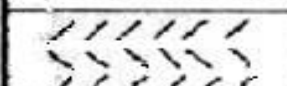
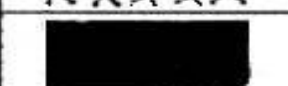


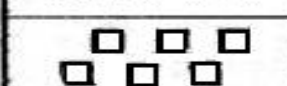

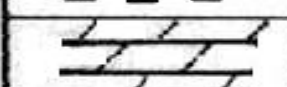
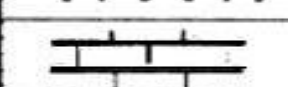
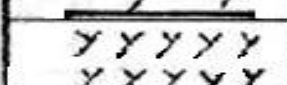
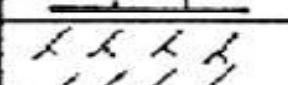
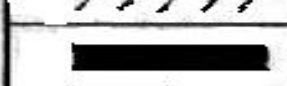
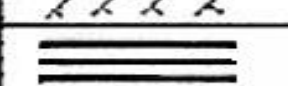
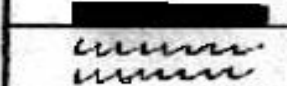

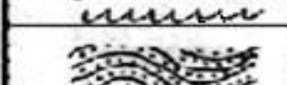



Los sedimentos de origen orgánico se forman por la acumulación de partes duras de organismos que, al unirse por cementación, constituyen una roca. Las rocas orgánicas se clasifican según su grado de madurez, con base en el contenido de carbono y volátiles.

En la formación de una roca sedimentaria pueden actuar más de un proceso sedimentario por lo que se producen rocas mixtas de difícil asignación a un grupo concreto. Tal es el caso, por ejemplo, de una roca formada por la acumulación in situ de las partes duras de organismos y por partículas aportadas por algún mecanismo de transporte.

**9.1.2 Abundancia.** En los proyectos de ingeniería las rocas sedimentarias son frecuentes. En el volumen de los primeros 15 km. de la corteza las sedimentitas son el 5%; el 95%

restante son rocas ígneas, pues las metamórficas dominan los ambientes profundos. Por el área de afloramiento las sedimentarias son el 75% de la superficie el resto son ígneas, sin quedar margen de significación para las metamórficas.

Cuadro 11. Símbolos para la representación litológica de las principales rocas.

	Granito		Riolita
	Diorita		Andesita
	Gabro		Basalto
	Limolita		Lutita
	Halita		Arenisca
	Dolomita		Caliza
	Yeso		Anhidrita
	Carbón		lodolita
	Filita		Esquistos
	Guarcita		Gneis
	Mármol		Serpentina

Son tres las rocas sedimentarias más abundantes clasificadas por su participación: lutitas 45%, areniscas 32% y calizas 22%; otras, 1%. La propiedad fundamental de las lutitas es la plasticidad o la impermeabilidad, la de las areniscas, su

posibilidad y eventualmente la dureza (de ser cuarzosa), o de servir como acuífero, y la de las calizas, la de ser roca rígida y soluble. Es también la caliza la materia prima del cemento.

## 9.2 DIAGENESIS

La formación de las rocas sedimentarias a partir de los sedimentos, comporta la existencia de una serie de procesos que, en general, tienden a la reducción de la porosidad y al aumento de la compacidad de los materiales. Estos procesos se engloban bajo el nombre de diagénesis.

Los procesos diagenéticos se inician antes del reposo de los componentes del sedimento, razón por la cual los fragmentos que forman las rocas detríticas pueden quedar cubiertos por capas de óxidos metálicos y se pueden formar arcillas a partir de algunos minerales que se degradan. En los ambientes marinos, sobre pisos duros, los procesos de perforación e incrustación por diversos organismos resultan frecuentes.

Entre los componentes de un sedimento en reposo circulan fluidos con iones en disolución ( $Ca^{2+}$  y  $CO_3^{2-}$ ) que pueden precipitarse para formar cementos y darle rigidez a los materiales. Sin embargo, la circulación de fluidos puede también producir disolución.

Los procesos de consolidación provocan a su vez una reducción de la porosidad; los efectos visibles son la interpenetración de componentes y las superficies de disolución que afectan porciones más extensas de la roca.

El conjunto de procesos diagenéticos se desarrolla a distintas profundidades sin que exista un límite neto para los procesos típicos que ocurren en profundidad y los del metamorfismo de bajo grado. Usualmente se conviene en aceptar que este límite corresponde a la zona en la que se

forma el grafito, a partir de los carbones naturales, y se volatilizan los hidrocarburos.

Los procesos diagenéticos suelen realzar las diferencias originales que existen entre los sedimentos (tamaño y color de granos, etc.) por lo que las rocas sedimentarias se configuran en capas de una cierta continuidad lateral denominadas estratos, donde normalmente su base y techo son plano-paralelos. Algunas veces el paralelismo entre algunas capas presenta distinto ángulo de inclinación con el resto de la serie.

**9.2.1 Ambientes sedimentarios.** Reciben el nombre de ambientes o medios sedimentarios, los lugares donde pueden depositarse preferentemente los sedimentos.

Algunos ambientes sedimentarios están situados dentro de los **continentes**, como ocurre con el medio fluvial, el cual se forma por la deposición de partículas en el lecho y a ambos lados de los ríos, principalmente durante las crecidas, o el medio lagunar, originado por el material sedimentado en el fondo de los lagos. Otros ambientes se localizan en las **zonas costeras** y sus alrededores. Entre éstos se pueden citar los deltas, formados por los sedimentos que lleva el río al final de su curso, y las playas. Es, sin embargo, en **el mar**, donde suelen encontrarse los máximos espesores de sedimentos de plataforma continental, pero sobre todo los localizados al pie del talud continental y en la desembocadura de los cañones submarinos. En las llanuras abisales, en cambio, el espesor de los sedimentos es muy pequeño, desapareciendo prácticamente al aproximarse a las dorsales.

Otras denominaciones de los depósitos se dan según el agente que los transporta, el lugar donde se depositan o la estructura del depósito. En función del **agente**, se denominan coluvial (ladera), eólico (aire), aluvial (ríos) y glacial (hielo); según el **lugar**, palustre, lacustre, marino y terrígeno, y por la **estructura**, clástico y no clástico. Tienen que concurrir varios factores para que un medio



sedimentario sea eminentemente deposicional. Si se deposita **material de origen detrítico** (partículas sólidas que han sido transportadas mecánicamente por corrientes fluidas, como ríos), el medio de transporte de las partículas tendrá que perder energía para que pueda llevarse a cabo la sedimentación del material.

En cambio, en los lugares en los que se depositan **sedimentos de origen químico**, será necesario que las condiciones físico- químicas sean adecuadas para que puedan precipitarse sustancias disueltas. En todos los casos es necesario que la zona de deposición sufra un hundimiento progresivo, lo cual posibilitará la formación de grandes espesores de sedimento.

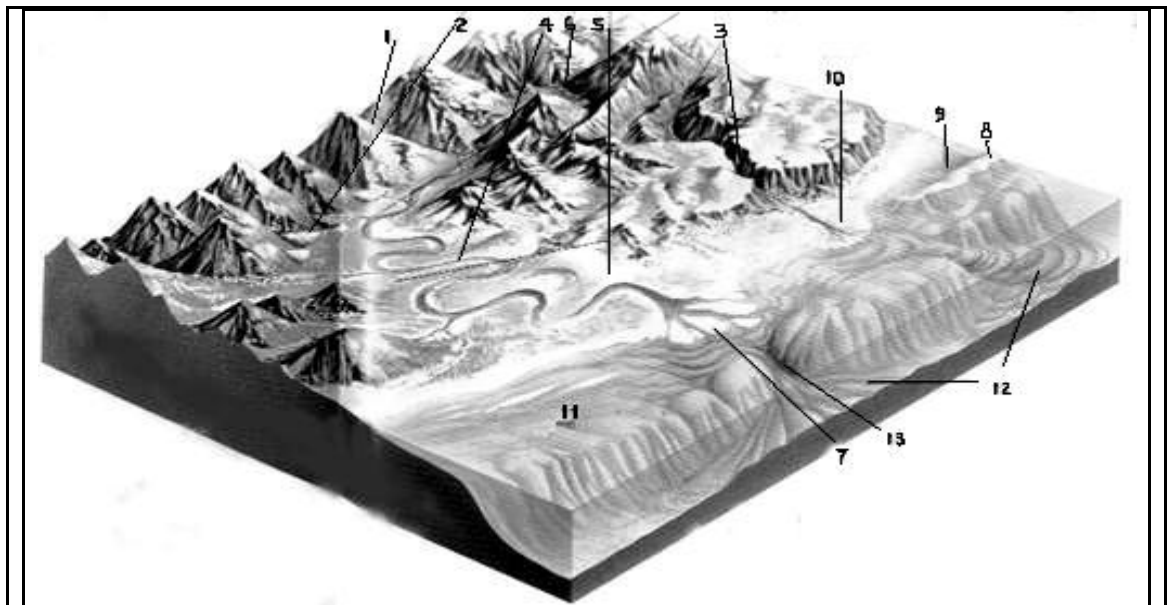


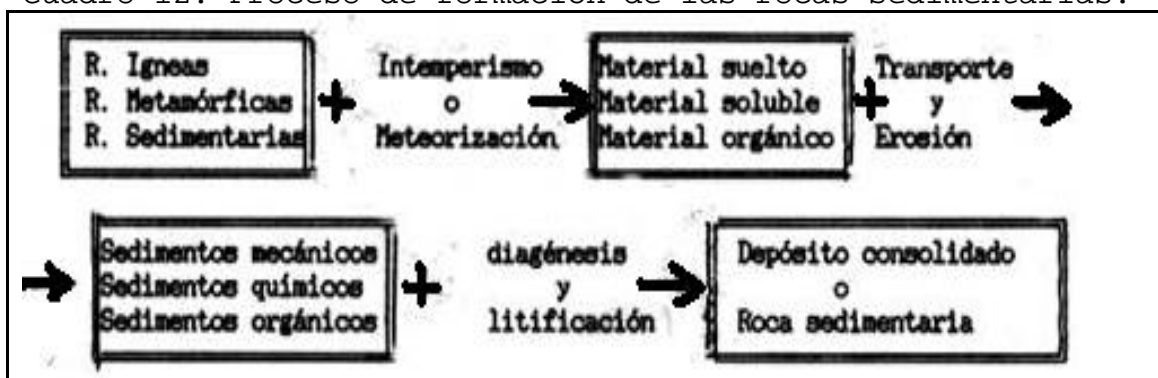
Figura 43. Ambientes sedimentarios: torrente (1), torrencial [cono aluvial (2), canal (3)], fluvial [canal (4), llanura de inundación (5)], lacustre (6), costero [delta fluvial (7), isla barrera (8), laguna (9), delta torrencial (10) plataforma (11)]. Marino [cono turbidítico (12), cañón submarino (13)]. Adaptado de Atlas de Geología. Edibook S. A.

**9.2.2 Principales procesos de litificación.** Los principales procesos diagenéticos son la cementación, la consolidación-deseccación y la cristalización. El término litificación se puede entender como el proceso por el cual se forman rocas, en este caso a partir de la consolidación de los sedimentos.

- **Cementación.** Los principales agentes minerales cementantes son: la calcita y la dolomita que llegan disueltos en el agua formando con ella una solución que ocupará los intersticios del depósito. Ello demanda un material poroso y permeable, por lo que este proceso domina la formación de las areniscas, calizas y dolomías.

- **Consolidación y desecación.** Dos procesos generalmente ligados, porque la consolidación trae implícita la salida del agua. No obstante en el caso de los depósitos de arena transportados por el viento, después de la evaporación se puede dar la litificación. Este proceso exige un material poroso y no necesariamente permeable. Las arcillas a un km. de profundidad, por la presión confinante, pierden el 60% del volumen y dan paso a la formación de lutitas.

Cuadro 12. Proceso de formación de las rocas sedimentarias.



Fuente. Notas del curso de Suelos. G. Duque, Geología.

- **Cristalización.** La formación de nuevos cristales (neocristalización) y el crecimiento cristalino

(recristalización), permiten el endurecimiento de los depósitos, por unión de cristales individuales

**9.3 CLASIFICACION DE ROCAS SEDIMENTARIAS**

Cuadro 13. Las rocas sedimentarias.

ORIGEN	AGENTE	DEPOSITO	ROCA
Mecánico	Agua	Canto rodado Guijarro Arena Limo Arcilla	Conglomerados Brechas, aglomerados Areniscas Limolitas, lodolitas Arcillolitas, lutitas
	Viento	Médanos o dunas Loess (limo)	Areniscas Limolitas
	Hielo	Till (peñascos en una matriz fina)	Morrenas y otras tillitas (peñascos en una matriz fina pero consolidados)

ORIGEN	NATURALEZA	SEDIMENTO CONSOLIDADO
Químico	Calcárea Calcárea-arcillosa Silicosa	Caliza, dolomía, travertino Marga Pedernal, geiserita Sal, yeso, bórax
Orgánico	Carbonosa (% de C	Turba C<50%: carbón compresible y de formación reciente Lignito C ≈ 50%: carbón de formación Intermedia

Adaptado de Lexis 22 Mineralogía Geología, Círculo de Lectores, 1983.

**9.3.1 Minerales componentes de las rocas sedimentarias.** Son tres los principales: la arcilla, principalmente la illita y la caolinita, el cuarzo y la calcita. Otros minerales son

los feldespatos, de sodio y calcio principalmente, dolomita, yeso, anhidrita y halita.

En los conglomerados la composición es cualquiera, dominando el cuarzo. En las areniscas, si es ortocuarcita, domina el cuarzo, si es grawaca habrá fragmentos de roca, cuarzo y arcilla y si es arcosa feldespatos, cuarzos, micas y carbonato cálcico.

En las arcillolitas habrá, hidróxidos de hierro y aluminio, en las lateritas; caolinita, en los caolines; montmorillonita, en la bentonita, y arcilla, cuarzo, feldespatos y calcita, en los loess. En las margas se tendrá carbonato cálcico y arcilla.

En travertinos, tobas, calizas, y caliches, habrá carbonato cálcico, como también en las calizas de bacterias y algas; en las cretas y calizas, conchíferas y coralinas; en las dolomías y calizas dolomíticas, formadas por procesos metasomáticos, habrá calcita y dolomita.

En el sílex, pedernal, gliceritas, trípoli, jaspe y lidita, se tiene sílice coloidal y criptocristalina. En los yesos, sal gema y otras evaporitas, habrá sulfato cálcico y cloruros de sodio, potasio y magnesio. En las sideríticas y pantanosas, que son ferruginosas, carbonato, óxidos e hidróxidos de hierro. En las fosforitas y guano, fosfatos de calcio y otros elementos.

#### 9.4 CARACTERISTICAS DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Las principales características de las rocas sedimentarias son la estratificación, las facies y el color.

Estudiando el **entorno** actual se tienen indicios acerca de la formación de las rocas sedimentarias: los sedimentos de grano muy fino, en un entorno costero típico se depositan sobre los pantanos de sal, y los de grano más grueso, en las dunas y en la playa; en ambos casos habrá huellas fósiles

que se conservarán para su interpretación futura. También el tamaño de las partículas sedimentarias tiene que ver con el entorno de deposición: los lodos pantanosos se acumulan en condiciones acuáticas de relativa calma, mientras las dunas son depositadas por el viento y las arenas de la playa donde rompen las olas.

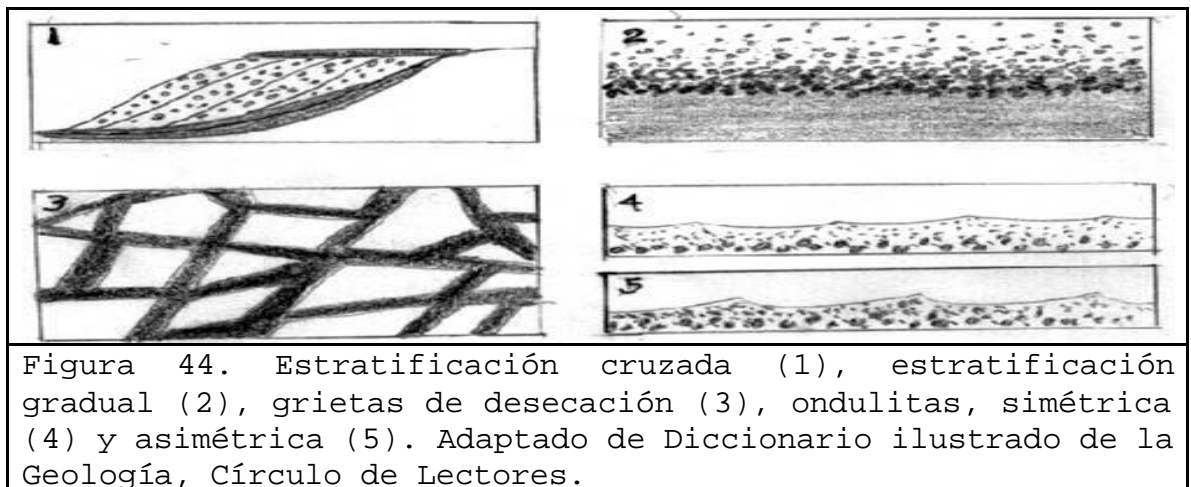
Los granos, según su forma y tamaño demandan entornos de diferente energía y turbulencia; así la distribución de los tamaños y forma de los granos en las playas y arenas de las dunas varía: en las primeras la granulometría muestra mejor clasificación y las partículas aparecen muy bien redondeadas.

Tamaño, clasificación y forma de granos condicionan la **textura** de un sedimento. Contrario a lo que ocurre con los sedimentos de entornos de baja energía, los sedimentos transportados durante largos períodos en entornos de alta energía y depositados en condiciones similares, están bien redondeados y bien clasificados. Las corrientes rápidas transportan granos mayores no sólo en suspensión por el fluido en movimiento, sino también por saltación y rodamiento a lo largo de la superficie del lecho, mientras los lodos del entorno de un pantano de sal han sido depositados de la suspensión, fundamentalmente. Los organismos que viven dentro o en los sedimentos costeros o en un entorno cualquiera, son también huellas fósiles potenciales y útiles indicadores del entorno.

El examen de los diferentes granos de mineral presentes en las rocas sedimentarias permite establecer la naturaleza de la **roca fuente** y de los procesos de meteorización que la degradaron. La interpretación se facilita en granos gruesos como cantos de playas y se dificulta con una arena donde un grano puede ser sólo una parte de un cristal único. Una arenisca totalmente cuarzosa no informa sobre la roca madre pero sí es testigo de varios procesos de meteorización, erosión y deposición. La forma en que la roca fuente haya sido fraccionada por procesos superficiales determina la

categoría de la roca sedimentaria. El grado de fraccionamiento conseguido en las rocas fuentes es de importancia económica, toda vez que favorece la formación de concentraciones de carbono, carbonato cálcico, óxidos de aluminio y de hierro y evaporitas.

Los diferentes tipos de rocas sedimentaria, pueden relacionarse no sólo con los procesos de meteorización, sino también con la **zona climática** de la Tierra en que se formaron, pues aquéllas están condicionadas por el clima, así como por las diferentes partes del ambiente tectónico sobre las cuales pueden estar operando los procesos superficiales.



**9.4.1 La estratificación.** Es la más importante. Cada capa marca la terminación de un evento. Interesa en una capa su geometría interna en el conjunto, la geometría de las capas, pues dichas estructuras ponen en evidencia el ambiente de formación. Las capas pueden ser horizontales, si el ambiente de formación es tranquilo (lacustre); onduladas, si se trata en el ambiente de las dunas; inclinadas, si el ambiente es detrítico; rizadas, cuando son marcas de ambiente de playa; cruzadas, si el ambiente es pantano, y geodas, si son capas esféricas concéntricas explicadas por un fenómeno osmótico por diferencia de salinidad.

Las grietas de desecación se producen cuando el barro húmedo se seca al aire y se genera un diseño de grietas de varios lados, típico de lagos poco profundos que se han secado. La estratificación grano-clasificada es una estratificación en la cual las partículas mayores están en el fondo de una unidad y las pequeñas en la parte superior; la estratificación cruzada es una estratificación original en la cual los planos de los estratos están en el ángulo de la superficie principal sobre la cual los sedimentos fueron depositados; la estratificación de corriente es la misma cruzada; la estratificación de médano es una estratificación cruzada de tamaño más bien grande.

En las estructuras sedimentarias las ondulitas son marcas como ondas formadas por el movimiento del agua o del aire sobre la superficie de un sedimento recién depositado, y las dos principales ondulitas son la simétrica y las huellas fósiles de corriente asimétrica.

**9.4.2 Facies sedimentaria.** El término alude a la acumulación de depósitos con características específicas que gradúan lateralmente a otras acumulaciones sedimentarias, formadas simultáneamente, pero que presentan características diferentes. A veces se subdividen en litofacies o facies litológicas y biofacies o facies marina. Entre las facies de agua dulce se distinguen la fluvial y la lacustre; entre las marinas, la litoral o costera, la nerítica y la abisal, y entre las terrestres o continentales, muy variadas, la fluvial, la eólica, la glacial, etc.

Averiguar en qué tipo de ambiente se originó una roca sedimentaria tiene gran interés en geología, debido a sus múltiples aplicaciones. Hace posible, por ejemplo, reconstruir la situación de ríos, torrentes y costas, hace millones de años (reconstrucciones paleográficas); permiten averiguar los avances y retrocesos del mar que se han producido en otras épocas, así como localizar trampas

estratigráficas, lo cual es de gran interés en prospección de petróleo.

**9.4.3 Color.** En las rocas sedimentarias los colores gris y negro pueden explicarse por la presencia de humus y otras sustancias afines (materiales carbonosos); pero el principal agente colorante son los óxidos de hierro, así: por la hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) color rosado; por la limonita, (hierro de pantanos) amarillo y café; por la goethita (hierro acicular) pardo oscuro a negro, y por el hierro libre o nativo, verde, púrpura o negro.

Se recuerda que el color es una de las propiedades físicas más importantes de los minerales, sin embargo, deben tenerse presente:

- Puede ser constante y definido para varias muestras de un mismo mineral (la pirita de brillo metálico es un indicador) o puede variar de una a otra muestra en un mismo mineral (en el cuarzo el color no es indicativo).
- Como precaución, la identificación por los minerales se basará en muestras frescas. Se tendrá en cuenta la pátina, que es una alteración superficial pigmentada por otros minerales.
- En minerales opacos y de brillo metálico, no alterados, se expondrá el color del mineral. No obstante el color puede variar entre límites amplios.

## **9.5 DESCRIPCION DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS**

La descripción de las rocas se hace en lenguaje gráfico y alfabético. El lenguaje gráfico se apoya en diagramas y planos, como se muestra en la figura 45. Cada tipo de roca y cada rasgo estructural, tiene su propia nomenclatura.



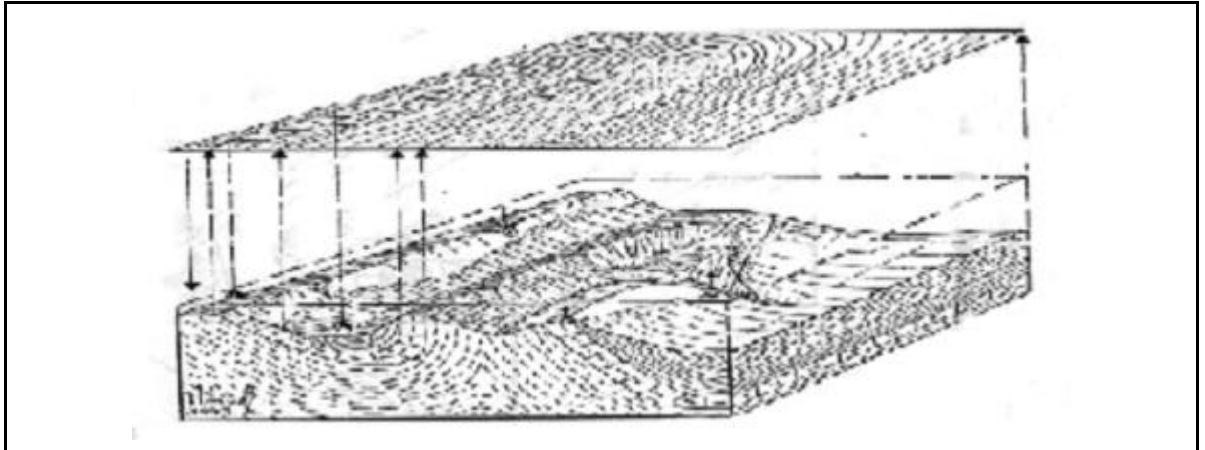


Figura 45. Representación de una estructura sedimentaria (pliegue): arriba, expresión en carta geológica; abajo, expresión en diagrama de bloque. Tomado de las notas del curso de geología de Pedro Hernández, U. Nal...

**9.5.1 Areniscas.** La mayoría están compuestas principalmente de granos de cuarzo y arcilla en pequeñas cantidades. Pueden ser, por su composición, arcosas, si son ricas en feldespatos; cuarzosas, ricas en  $\text{SiO}_4$ ; grawacas, ricas en ferromagnesianos, y micazas ricas en micas. También las areniscas se denominan, por la matriz cementante, así: ferruginosa, silicosa, arcillosa y calcárea. Las areniscas son útiles en construcción, revestimientos y fabricación de vidrio.

**9.5.2 Areniscas de cuarzo.** Son el resultado de una considerable fragmentación de restos de roca soltados por procesos de meteorización como lo demuestra su pobreza en minerales incapaces de resistir la meteorización química.

Texturalmente exhiben gran porosidad y permeabilidad, por lo menos inmediatamente después de su deposición, pues más tarde los poros serán rellenos por cemento mineral, compuesto frecuentemente de sílice o calcita, e incluso hierro. Una variedad, de las arenas verdes, es arenisca de cuarzo con glauconita, típica de ambiente marino, y otra las areniscas (y pizarras) de los lechos rojos, a causa de las

hematites que recubren los granos de arena y que denuncian un grado de aridez del entorno de deposición donde la lámina acuífera permaneció baja permitiendo a los minerales de hierro su oxidación.

**9.5.3 Arcosa.** Esta arenisca además de cuarzo, tiene feldespatos en una cantidad del orden del 25%. Ambos minerales soportan la degradación mecánica durante el transporte, siendo el segundo más susceptible a la descomposición. Su aparición en proporciones mayores a las de un pequeño porcentaje, evidencian condiciones de aridez y de transporte corto o rápido.

**9.5.4 Grawaca.** El término significa gris y duro y describe bien esta arenisca que contiene una mezcla de productos de meteorización de rocas ígneas y metamórficas, en los que se incluyen, además de partículas de descomposición mecánica, minerales arcillosos de la meteorización química. Las grawacas son el resultado de un fraccionamiento incompleto de productos de meteorización, reflejado en la pobre clasificación y escasa redondez de los clastos. Las rocas usualmente duras y oscuras en extremo pueden confundirse con basaltos si las variedades de grano son finas. Se asocian con pizarras negras, sobre todo cuando son fruto de corrientes de turbidez o de densidad.

**9.5.5 Brechas.** La palabra significa cascote y con ellas se describe una roca formada por fragmentos angulosos; dicha angulosidad significa una cantidad mínima de transporte, razón por la cual la fuente está cercana y puede estar asociada a arrecifes de coral, fósil y moderno. Los depósitos de brechas pueden formarse por la meteorización mecánica en la cara de los acantilados en cuya base se forman los taludes o depósitos de deyección; también pueden ser depositados por ríos de flujo esporádico en regiones áridas. Las brechas son útiles en construcción, revestimiento y decoración.

**9.5.6 Conglomerados.** Se distinguen de las brechas por la naturaleza redondeada de sus clastos. Si los clastos se tocan entre sí se dice que es clastosoportado y se sabe que ha sido depositado en condiciones de alta energía, como puede ser el contexto de playa o la llanura de inundación de un gran río no sujeto a períodos de desecación. Si es matriz soportado, caso en que los clastos más grandes se separan por una matriz fina de arena y arcilla, indica que el material sedimentario fue transportado y depositado rápidamente sin dar lugar a la clasificación del depósito. Tal es el caso de los conos aluviales con inundaciones rápidas.

De otro lado existen conglomerados extraformacionales compuestos por clastos de fuera del área de deposición y conglomerados intraformacionales derivados de la erosión de sedimentos locales, como es el caso de un banco de río cercano. Los conglomerados, por las gravas, son útiles para el hormigón.

**9.5.7 Rocas calcáreas.** Calizas y dolomías, contienen por lo menos la mitad, o bien de calcita o bien de dolomita. Ambos minerales pueden estar formados como precipitaciones directas del agua del mar, pero la forma más importante en la que el calcio y el magnesio - liberados originalmente por meteorización química- quedan fijados, es mediante la secreción de minerales carbonatados, por animales y plantas. En la actualidad, los sedimentos calcáreos, aparte de los lodos de mares profundos, se encuentran frecuentemente sólo en clima tropical y subtropical donde florecen los organismos secretores del carbonato. Su aparición, la de antiguas rocas calcáreas, es un indicador paleoclimático.

**9.5.8 Calizas.** Pueden ser de agua dulce o de origen marino, y componerse de material químicamente precipitado, orgánico o detrítico. La mayoría de las calizas se formaron en aguas poco profundas y las condiciones de turbulencia o de ambiente tranquilo se reflejan en la existencia del soporte de grano con relleno de calcita cementante en el

primer caso, o la existencia de espacios porosos rellenos con lodo carbonatado, en el segundo.

Las calizas son la materia prima de la cal y el cemento, complementando el proceso con arcillas ferruginosas. Las calizas fosfóricas son útiles como materia prima para fertilizantes. Hay calizas útiles en litografía (detrítica de ambiente marino) y para productos refractarios (organógena marina).

**9.5.9 Dolomías.** La roca tiene una mezcla de carbonato cálcico y magnésico y puede tener dos orígenes. El primero aparece dentro de la cuenca de deposición, sólo a unos cuantos decímetros por debajo de la superficie e inmediatamente después de la deposición de la caliza, en un proceso asociado a la formación de las evaporitas, y el segundo tiene lugar a más profundidad y mucho tiempo después de la deposición (aquí se produce una dolomita de grano grueso y la sustitución está causada por soluciones ricas en magnesio que se filtran a través de la caliza).

**9.5.10 Rocas ferruginosas.** Pueden ser de tres tipos: las ferruginosas veteadas, de edad precámbrica, que muestran láminas de óxido de hierro, carbonato de hierro o sulfuro de hierro, y sílice tipo calcedonia. Contienen varias estructuras sedimentarias incluyendo marcas de rizadura y grietas de lodo, las que sugieren deposición en aguas poco profundas. Las rocas de hierro oolítico sedimentario, formadas durante los últimos 600 millones de años, que poseen las características texturales de las calizas, pero no están compuestas de carbonato cálcico sino de minerales de hierro, incluyendo el carbonato de hierro y los silicatos ferroaluminicos que pueden formarse sólo en condiciones anóxicas, y las rocas ferruginosas de arcilla, que resultan insignificantes cuantitativamente, hoy en día, pero que soportaron la industria del acero asociada a campos de carbón. Están conformadas por acumulaciones redondas de carbonato de hierro, que sustituyen las pizarras en muchos estratos, especialmente cubriendo vetas de carbón. Estas

rocas, de ambiente continental y marino, facilitan la obtención del hierro.

**9.5.11 Bauxitas y lateritas.** Dos productos de la meteorización química en donde el material no ha sido disuelto incluso después del más intenso ataque por aguas subterráneas ácidas y se han dado condiciones para que la erosión mecánica y la retirada del material sean virtualmente nulas. Este es el ambiente tropical de las tierras bajas o las áreas planas mal drenadas, donde la capa residual del perfil de meteorización, compuesta de hidróxidos de hierro y aluminio, se conoce como laterita. Cuando la mayor parte de los componentes de hierro es lixiviada de una laterita, se convierte en la bauxita; ambos depósitos están coloreados generalmente con profundos tintes de rojo, marrón y naranja.

**9.5.12 Evaporitas.** Son rocas sedimentarias producidas en clima cálido y árido, por la evaporación del agua del mar. Experimentalmente al evaporarse el agua marina se origina la formación de carbonato cálcico, después sulfato cálcico (yeso) y finalmente las sales más solubles, incluida la halita (sal común). Sin embargo, cuantitativamente las evaporitas no pueden deberse a una simple evaporación puesto que una capa de metro y medio de halita requiere la desecación de 100 metros de profundidad marina y hay muchos depósitos de sal con cientos de metros de espesor en mares abiertos. El resultado de tales procesos, si se dan sedimentos porosos, es que la caliza original se sustituye por dolomita de grano fino y el sulfato cálcico (anhidrita) crece dentro del sedimento y lo deforma.

**9.5.13 Chert.** Roca silícea densa y dura, compuesta de sílice casi pura, bien con una cristalización extremadamente fina o criptocristalina que no muestra evidencia alguna de estructura cristalina regular. El jaspe, el pedernal y el ópalo son variedades denominadas calcedonias. Hay dos tipos diferentes de chert: los que sustituyen a las calizas en forma de nódulos o vetas de calcedonia y los realmente

estratificados asociados con pizarras o con formaciones estratificadas de piedra ferruginosa. Los primeros provienen de microfósiles silíceos como los organismos unicelulares marinos llamados radiolarios; los segundos forman el sílex, son de origen inorgánico y pueden estar asociados a precipitados, lavas submarinas o ceniza volcánica.

**9.5.14 Shale o lutita.** Se denominan así a las limolitas y arcillolitas mejor consolidadas. La marga es una lutita calcárea.

Según el grado de consolidación diagenética, pueden clasificarse así:

- **De bajo grado de consolidación.** Arcillolita, lodolita y limolita.
- **De mediano grado de consolidación.** Shale arenoso, shale lodoso y limolita laminada.
- **De alto grado de consolidación.** Argilita, una roca más competente que las anteriores.

Aunque la argilita sea más resistente y menos deformable, no es por ello la más durable, pues las lutitas, pueden tener mucho o poco cementante pero su durabilidad está supeditada a su naturaleza silícea, ferruginosa o calcárea.

## **9.6 SEDIMENTOS ORGANICOS**

Los compuestos orgánicos se descomponen rápidamente por la acción de bacterias anaeróbicas (o de putrefacción) pues en contacto con el aire se oxidan por la acción de bacterias aeróbicas (que consumen oxígeno). Si los materiales se cubren de aguas pobres en oxígeno se fermentan por la acción anaeróbica incrementando su porcentaje de carbono libre.

**9.6.1 Carbón y petróleo.** El carbón se forma en los continentes a partir de materiales vegetales; el petróleo en

el océano a partir de microorganismos animales y vegetales (plancton).

Del metamorfismo de los carbones se obtienen esquistos grafitosos, no el diamante, asociado a rocas ígneas ultrabásicas.

- **El carbón.** Existen dos tipos de cuencas hulleras, las parálidas o costeras como el Cerrejón, que son extensas pero de poca potencia (medio metro de espesor en promedio) y las límnicas o intramontañosas, cuenca carbonífera de Quinchía-Riosucio, del terciario carbonífero de Antioquia que son de poca extensión pero cuya potencia llega a los 5 metros en promedio.

En las cuencas costeras los estratos del ciclotema son: conglomerados, areniscas, pizarras arenosas y con raíces, pizarras fósiles y estériles, vienen luego las capas marinas (caliza marina y pizarra marina, ambas con fósiles y pizarras ferruginosas). En las cuencas continentales, faltan en el ciclotema las capas marinas.

- **Petróleo.** Los hidrocarburos sólidos, líquidos y gaseosos dependen de la longitud de las cadenas de los compuestos. Las largas para los primeros, por ej., asfalto y betunes, las más cortas para los gaseosos, como metano, acetileno, propano y butano. La porción líquida flotará sobre aguas marinas fósiles. La presión de extracción del yacimiento la dan los gases, disueltos. Todo el compuesto se origina del plancton que por acción anaeróbica, similar al proceso de carbonatación, se transforma en sapropel - hay carbón sapropélico- y luego en hidrocarburos.

La roca madre es marina pero en la orogenia el petróleo aprovecha acuíferos y emigra al continente a zonas de menor presión con dos posibilidades: dispersarse en la atmósfera para perderse en la acción anaeróbica o entrar a reservorios preservándose gracias a trampas de cinco tipos: pliegues

anticlinales, fallas, diapiros salinos (domos), lentes de masas coralinas (calizas) y otros tipos de discordancias.

### 9.7 FASES DE EXPLORACION GEOLOGICA

La geología de campo es un método de prospección de bajo costo pero con bajo nivel de eficiencia respecto a la información que demanda la inversión para la explotación de recursos.

En la fig. 46 la parte más eficiente de este método es la primera porción de la curva A, donde por regla general el nivel de información obtenido alcanza cerca del 30% de lo demandado. Si se continúa con la inversión, el porcentaje de información no crece, pues la curva ya es plana. Lo contrario ocurre con las perforaciones exploratorias, son de alto costo y sólo después de una inversión importante muestran óptima eficiencia (la curva C se levanta) y gran alcance (llega al 100% de información). Por costos y eficiencia los métodos geofísicos son intermedios entre los señalados (ver curva B). Las abscisas tienen escalas de costos diferentes, para cada método.

De lo anterior se desprende que existe una ruta óptima resultante de la aplicación debida y combinada de los tres métodos de exploración; primero se recurrirá a la geología de campo con costos del primer orden; luego a la prospección geofísica (entre m y n) con costos de segundo orden, y finalmente a los pozos exploratorios, para obtener el 100% de información demandada, siendo los costos del último método, de tres órdenes, aplicables sólo a los últimos niveles de información faltantes. La economía proveniente de la combinación de métodos surge de la consecución de información más económica en los primeros niveles.



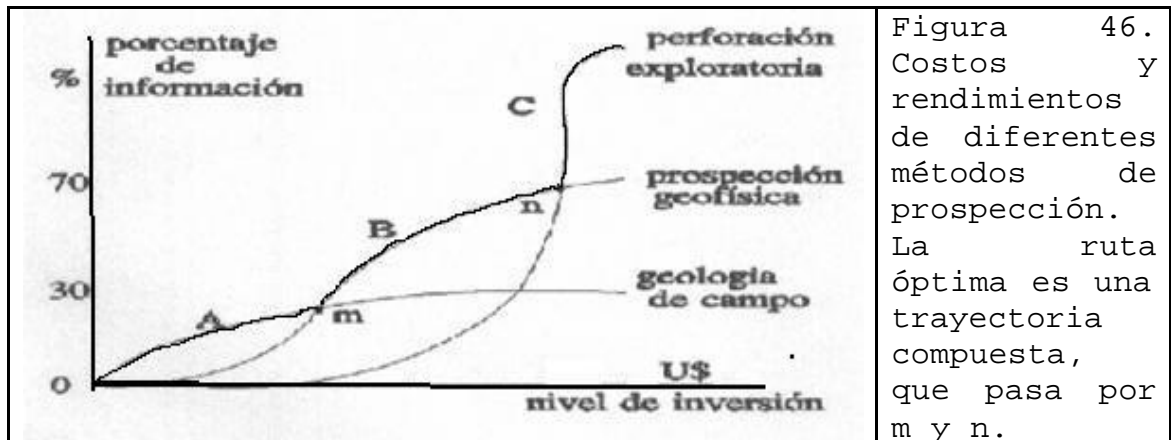


Figura 46. Costos y rendimientos de diferentes métodos de prospección. La ruta óptima es una trayectoria compuesta, que pasa por m y n.

### 9.8 EJEMPLOS DE SEDIMENTITAS EN COLOMBIA

En la Serranía de la Macarena, la región norte exhibe una sucesión rítmica de grawacas turbidíticas de grano fino a grueso y color gris. Hay calizas delgadas fosilíferas y shale gris oscuro, arenitas finogranulares cuarcíticas muy micáceas, que gradan a arenitas arcillosas cuarcíticas y shale arenoso rojo. Son sedimentitas, además, todas las secuencias del paleozoico temprano.

En la región de los Llanos Orientales hay remanentes de coberturas detríticas del precámbrico con arenitas de cuarzo blancas y grises de grano fino a medio, bien gradadas, en estratos delgados a gruesos intercalados con arcillolitas grises, verdes o rojas. En la región de la selva amazónica las arenitas rojas oscuras se intercalan con tobas y materiales vulcanoclásticos. En la margen llanera al sur-oriente de Bogotá, las sedimentitas, que son de ambiente pericontinental, están constituidas por calizas, arcillolitas rojas, areniscas, conglomerados, arcillolitas y limolitas grises fosilíferas.

En la Sierra Nevada se encuentran además de pelitas, ruditas y calizas del paleozoico, además pelitas y tobas del mesozoico y coberturas locales pelíticas y calcáreas.

En la región del Cerrejón se presenta una secuencia clástica a vulcanoclástica granodecreciente: los sedimentos de grano muy fino conglomerados, areniscas, lodolitas con intercalaciones calcáreas, localmente sedimentitas rojas del mesozoico temprano, y otra secuencia, de hasta 1000 metros de espesor, de arenitas, lodolitas, calizas y rocas comúnmente ricas en materia orgánica depositadas en ambientes predominantemente marinos durante el mesozoico tardío. Más reciente se presenta otra secuencia clástica de arenitas y lodolitas con mantos de carbón, depositada en ambiente marino transicional y continental durante el cenozoico, (terciario). Su espesor alcanza 1000 metros.

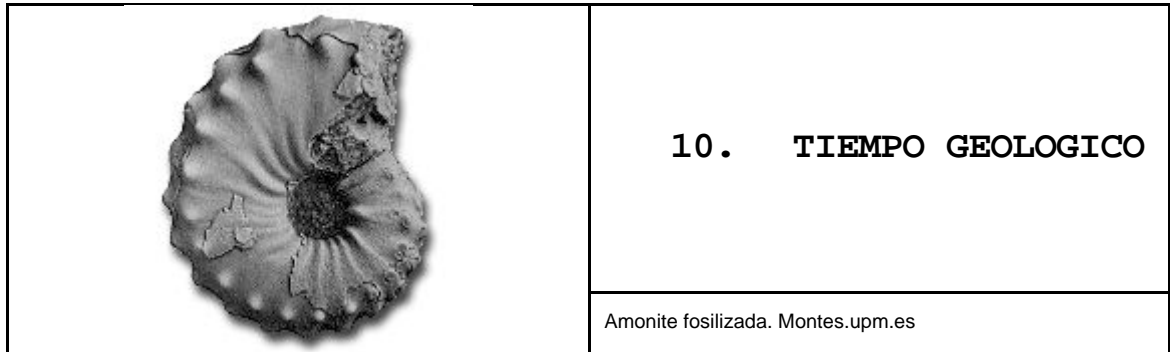
En la península de la Guajira hay lodolitas rojas, verdes y grises, arenitas pardas, conglomerados, calizas y lutitas calcáreas. Al NW hay un supraterreno terciario marino. En la baja Guajira una secuencia de arenitas y limolitas en la base y, localmente, capas delgadas de carbón ricas en materia orgánica y calizas glauconíticas depositadas en ambiente transicional a marino, a finales del cretácico. Igualmente, una secuencia de arenitas y lodolitas de colores rojizos suprayacida por otras oscuras de ambiente continental a marino, del mesozoico tardío. En la región de Santa Marta se tiene una cobertura pelítica y calcárea y, localmente, mantos de carbón.

En Córdoba hay turbiditas con fragmentos de serpentinitas, shale, chert y tobas. Más al sur y al occidente del río Cauca, hasta Cartago, hay turbiditas fino a grueso granulares, chert, calizas y piroclastitas básicas. Continuando desde Cartago hacia el sur, la estratigrafía se repite pero presenta metamorfismo. En Santander del Norte hay una sedimentación predominantemente samítica y pelítica y localmente calcárea que reposa discordantemente sobre el basamento ígneo-metamórfico. Entre Tunja y Bucaramanga, región de la Floresta, hay una sedimentación pericontinental durante el paleozoico temprano que se reanuda posteriormente. Las sedimentitas son conglomerados,

arcillolitas generalmente amarillentas, limolitas y areniscas.

Al sur de Ibagué, y hasta Mocoa, hay sedimentitas del paleozoico medio y superior con sedimentos calcáreos epicontinentales del mesozoico. Entre los Llanos orientales y el sistema de Romeral, en la región que comprende Cundinamarca y Santander, hay sedimentitas clásticas, en desarrollos faciales, y calizas bioclásticas y evaporitas. Se trata de una sedimentación epicontinental que culmina con el levantamiento progresivo a finales del mesozoico.

La región de los valles del San Juan-Atrato y la costa Pacífica al sur de Buenaventura, presenta shales, arenitas, conglomerados turbidíticos y calizas en menor proporción. Localmente se encuentran afloramientos de arenitas cuarzosas. La región del Baudó muestra piroclastitas básicas, arenitas turbidíticas, shale, chert y calizas. Al norte, la región del Sinú tiene turbiditas, hemipelágicas (carbonatos y silicatos) y depósitos marinos terrígenos.



La edad del universo se estima en 15.000 millones de años (Ma) y la de la Tierra en sólo unos 4.600 Ma. Varios isótopos tienen períodos de desintegración comparables con la edad del universo. Por la concentración relativa de los mismos, así como de los productos de su desintegración, al investigar las rocas terrestres y lunares y sustancias meteóricas del sistema solar, se ha concluido sobre la edad del planeta. La escala de tiempo geológico sirve para ordenar y mostrar los acontecimientos importantes, en la evolución del Planeta. Los métodos de medida de tiempo pueden clasificarse en dos grandes categorías: la que estudia el movimiento continuo y conduce a la noción de escala de tiempo, en la cual asociamos el concepto de fecha para la graduación de la escala, y la que se basa en la noción intuitiva de los intervalos de tiempo, de donde surge la necesidad de buscar una unidad de tiempo adecuada para medir el intervalo, y por lo tanto el instrumento que lo mide. En nuestro caso el primero será el millón de años y los segundos los relojes atómicos naturales aportados por elementos radioactivos.

El tiempo geológico puede ser absoluto o relativo; el primero se define por la desintegración de elementos radiactivos, principalmente en rocas ígneas y a veces en sedimentarias o en fósiles, en tanto que el segundo se determina por la superposición relativa de las rocas sedimentarias o por razonamientos paleontológicos.

10.1 TIEMPO ABSOLUTO

El número de protones del átomo, el número atómico, determina las propiedades químicas del elemento. Los átomos varían desde el más simple, el hidrógeno con un sólo protón, hasta el nobelio, que tiene 102. De los 102 elementos de la tabla periódica, algunos emiten espontáneamente rayos radiactivos, los cuales son principalmente de tres clases: alfa, beta y gamma. Los rayos alfa son partículas equivalentes a los núcleos de helio, los rayos beta son haces de electrones disparados a gran velocidad y los rayos gamma son haces de ondas electromagnéticas con longitudes de onda del orden de  $10^{-8}$  a  $10^{-9}$  centímetros.

Los núcleos de los átomos de los elementos radiactivos son inestables y se descomponen espontáneamente emitiendo partículas alfa y beta y cambiando la estructura nuclear del elemento para transformarse en otro elemento diferente. Por ejemplo el  $^{238}\text{U}$  emite rayos alfa y se transforma en el elemento  $^{234}\text{Th}$ : el uranio es el elemento progenitor o parental y el que resulta es el descendiente.

Tabla 15. Serie del Uranio 238

Isótopo	Partícula emitida	Características del elemento
238 U 92	a	Parental
234 Th 90	β	Descendiente
234 Pa 91	β	Descendiente
234 U 92	a	Descendiente
230 Th 90	a	Descendiente
226 Ra 88	a	Descendiente
222 Rn 86	a	Descendiente
219 Po 84	a	Descendiente
214 Pb 82	β	Descendiente
214 Bi 83	a = 0,04%; β = 94,96%	Descendiente
214 Po 84	a	Descendiente
210 Th 81	β	Descendiente
210 Pb 82	β	Descendiente
210 Bi 83	β	Descendiente
210 Po 84	a	Descendiente
206 Pb 82	estable	Descendiente

Wagoner & Goldsmith. Horizontes Cósmicos. Labor. 1985.

Pero el producto final de un elemento radiactivo ha de ser un descendiente estéril que no emita más rayos, y en el caso del  $^{238}\text{U}$ , el último descendiente es el  $^{206}\text{Pb}$ . La emisión radiactiva va siempre acompañada de un desprendimiento de calor: la cantidad de calor liberado en la desintegración del  $^{238}\text{U}$  en  $^{206}\text{Pb}$ , es de  $1,85 \times 10^{-12}$  calorías por átomo. Si se espera para que se desintegre un gramo de uranio, en plomo el calor liberado equivale al que se obtiene de 800 kilogramos de carbón.

- **Vida media de un elemento.** La velocidad de desintegración espontánea varía enormemente de un elemento a otro y se expresa por la magnitud del **período de semidesintegración o vida media del elemento**, que es el tiempo necesario para que se desintegre la mitad de los átomos existentes al principio. Por ejemplo, si un elemento tiene  $t$  años de vida media, de 8 gramos iniciales, al cabo de  $t$  años se transformarán 4 gramos en el otro elemento y los 4 restantes tardarán  $t$  años para generar 2 gramos más del nuevo elemento. El radio, uno de los descendientes del  $^{238}\text{U}$ , tiene un período  $t$  de 1622 años. Si se parte de 8 gramos, en 1622 años habrán quedado 4 gramos; al cabo de otros 1622 años quedarán sólo 2 gramos, y así sucesivamente. Hasta donde los científicos han podido comprobar, la velocidad de desintegración no se altera por la temperatura, la presión o el estado de combinación química en que se encuentre el elemento, y el período de un elemento radiactivo se considera como una constante y es una propiedad fundamental del elemento.

**10.1.1 Métodos de datación.** Algunos elementos radiactivos como el  $^{238}\text{U}$  tienen períodos de semidesintegración (vida media) de miles de millones de años, y, por contraste, otros elementos tienen períodos extraordinariamente cortos: el décimo descendiente del  $^{238}\text{U}$ , el  $^{214}\text{Po}$ , tiene un período de aproximadamente una millonésima de segundo. En consecuencia, los elementos radiactivos de vida larga son la base de los relojes geológicos.

Las dataciones radioactivas se aplican según los siguientes procesos, para los cuales se señala la vida media:

- 1) 87 Rb, 87 Sr → 47.000 millones de años
- 2) 232 Th, 208 Pb → 13.900 millones de años
- 3) 238 U, 206 Pb → 4.560 millones de años
- 4) 40 K, 40 Ar → 1.300 millones de años
- 5) 235 U, 207 Pb → 713 millones de años
- 6) 14 C, 14 N → 5.570 años solamente

Los métodos de datación radiométrica más conocidos son el Uranio/Plomo y el Carbono 14. Pero los científicos han llegado a la conclusión que las principales fuentes radiactivas de calor de la tierra son el uranio, el torio y un isótopo radiactivo del potasio cuya masa atómica es 40, en vez de 39 que es la del elemento estable

**10.1.2 El calor radiactivo de la tierra.** Los elementos radiactivos son mucho más abundantes en las rocas graníticas, menos abundantes en las rocas basálticas y mucho menos en la peridotita. Esas tres rocas son los mejores candidatos para constituir las capas superior e inferior de la corteza y el manto respectivamente. Así se puede deducir que los elementos radiactivos que suministran calor están fuertemente concentrados cerca a la superficie, mientras la cantidad de elementos radiactivos en el núcleo (según modelos) se supone comparable a la cuantía medida en el hierro meteórico. Los valores son los siguientes.

En la tabla 16 la primera columna es para el tipo de roca; las tres siguientes dan la cantidad de gramos/tonelada en la roca; las tres siguientes dan la cantidad de calor en caloría/gramo x segundo x  $10^{-6}$ , y la última, da la cantidad total de calor en calorías/cm<sup>3</sup> x seg x  $10^5$ .

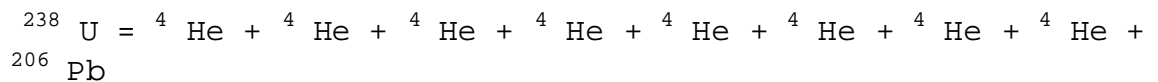
Tabla 16. Contenido radiactivo y calor liberado.

Roca\elemento	U	Th	K	U	Th	K	Total
Roca granítica	4	13	4.1	940	820	300	1.74
Roca basáltica	0.6	2	1.5	140	130	110	0.35
Roca peridotita	0.02	0.06	0.02	4.7	3.7	1.5	0.01
Meteorito condrítico	0.011	?	0.093	3	?	7	0.0095
Meteorito ferrífero	$1 \times 10^{-4}$ a $1 \times 10^{-6}$	?	?	$2 \times 10^{-2}$ a $2 \times 10^{-4}$	?	?	$6 \times 10^{-5}$ a $6 \times 10^{-7}$

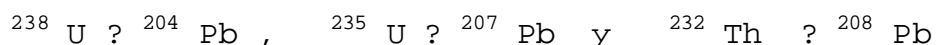
Takeuchi-Uyeda-Kanamori. ¿Qué es la Tierra?, Orbis, 1986.

**10.1.3 El uranio.** El  $^{238}\text{U}_{92}$ , se interpreta como el elemento 92 en el cual el número de protones y neutrones es 238.

Como el Uranio es inestable, generará 8 átomos de  $^4\text{He}_2$  y uno de  $^{204}\text{Pb}_{82}$ , así:



Utilizando como reloj la desintegración de elementos radiactivos de largo período se puede calcular la edad de la Tierra: se han encontrado rocas de hasta 3000 millones de años. Para la determinación de la edad exacta de la Tierra, se utiliza la composición isotópica del plomo y el método seguido es en líneas generales: los isótopos del uranio ( $^{238}\text{U}$  y  $^{235}\text{U}$ ) y el torio ( $^{232}\text{Th}$ ) se desintegran y generan diferentes isótopos estables de plomo, así:





Sin embargo, el plomo tiene otro isótopo,  $^{204}\text{Pb}$ , no radiogénico, que no es resultado de la radiactividad. Cuando la Tierra se originó, el plomo existente debió contener los cuatro isótopos de Pb (204, 206, 207 y 208) en una proporción que se fue modificando al pasar el tiempo, pues las cuantías de uno de los isótopos permanecían constantes mientras la de los otros tres crecía a causa de la desintegración del uranio y el torio.

**10.1.4 La edad de la tierra.** Para determinar la composición isotópica del plomo en determinado período de la historia de la Tierra, debe hallarse la composición isotópica del plomo en minerales como la galena, que se formaron en aquel período. El razonamiento es muy simple: cuando el plomo se combina para formar un mineral, es insignificante la probabilidad de que se añadan al mismo, torio y uranio. Por tanto se puede admitir que un mineral de plomo que se formó, hace 500 millones de años, por ejemplo, conserva hoy el fósil de la composición isotópica del plomo que existía ya en aquel tiempo.

Comparando las composiciones isotópicas de minerales de plomo de distintas épocas, se observa que las cantidades de los isótopos de plomo 206, 207 y 208 son tanto mayores cuanto más recientes son esas épocas. Si se determina la rapidez de ese aumento, en principio, será posible calcular matemáticamente la edad de la Tierra. En la práctica el cálculo está sujeto a error puesto que en realidad se desconoce la proporción en que se encontraban estos isótopos en el momento del nacimiento de la Tierra. No obstante se ha adoptado la hipótesis de que la sustancia primitiva de nuestro globo es la misma de los actuales meteoritos, entre los cuales está la troilita que es un siderito con plomo y cantidades tan minúsculas de uranio y plomo, que el plomo, debido a su desintegración durante la historia del meteorito, es prácticamente despreciable. De enorme importancia es el hecho de que la edad de los lítilos o meteoritos pétreos, determinada independientemente, diera

también un valor próximo a los 4500 millones de años, edad calculada de la Tierra.

**-Los Muiscas** explicaban el origen del mundo y del hombre valiéndose de tres mitos diferentes y complementarios, que corresponden a tres etapas culturales diferentes: El primero es el de Chiminigagua, por ser más antiguo y aludir a la creación del Universo; según Fray Pedro Simón, cuando todo era oscuro y nada existía, la luz estaba metida en una cosa grande, llamada Chimigagua que explota, para que salga Chiminigagua mostrando la luz que tenía y de ella criando cosas; las primeras, unas aves negras grandes que con su aliento resplandeciente iluminan y aclaran todo lo demás ya creado ( este mito es un equivalente al Big-Bang). Los dos siguientes son el de Chibchacum y el de Bochica, que explican el origen lacustre de la sabana de Bogotá y el del salto del Tequendama, cuando dice que estando la Tierra sostenida por cuatro guayacanes, resulta inundada por voluntad de la primera divinidad, enojada con el pueblo. Pero el buen Bochica las dreña creando el salto del río Bogotá (la edad actual de estas, es unos 16.000 años).

**10.1.5 El carbono 14.** El carbono 14 con una vida media aproximada de 5600 años es útil para datar muestras, orgánicas con una antigüedad inferior a los 50 mil años. Los rayos cósmicos (neutrones acelerados) bombardean el nitrógeno normal de la atmósfera,  $^{14}\text{N}_7$ , desequilibrándolo por la vía de los protones, para obtener el  $^{14}\text{C}_6$ , isótopo del  $^{12}\text{C}_6$ , o carbono normal; .Luego se forma el bióxido de carbono 14, especie cuyo nivel existente en la biosfera ha sido relativamente constante en los últimos milenios.

Los seres vivos, (plantas y animales) absorben ese bióxido, pero al morir, empieza a retrogradar el C 14 a N 14 con la vida media anunciada. En la muestra que se desea datar se compara el nivel que aún queda de C 14 con el que ha existido y existe en la atmósfera, esa diferencia da la edad de la muestra establecida en términos de vida media del carbono 14.

Para edades intermedias para las cuales los procedimientos anteriores no son suficientes se utilizan otros procesos como el K-Ar con una vida media de 1200 millones de años. Este método es útil para muestras con antigüedades entre 3400 y 30 mil años.

Para períodos recientes, como el cuaternario, se utilizan algunos métodos típicos de datación relativa como el estudio de sedimentos (varvas) en lagos glaciares o del polen de las flores, en materiales cuaternarios.

Cuadro 14. Edades radiométricas en el departamento de Caldas

ROCA	LOCALIDAD	METODO MATERIAL	UNIDAD LITOLÓGICA	EDAD (Ma.)
Andesita	Cerro el Morro, Samaná	K/Ar Anfíbol	Pórfido del Morro	3,5±0,2
Andesita	Puente Linda	K/Ar Anfíbol	Pórfido Puente Linda	3,6±0,2
Pórfido dacítico	Quebrada Chaburquía	K/Ar Anfíbol	Stock Marmato	6,3±0,7
Pórfido Andesítico	La Felisa	K/Ar Biotita	Stock La Felisa	6,9±0,2
Pórfido Andesítico	La Felisa	K/Ar Anfíbol	Stock La Felisa	7,1±0,2
Granodiorita	Carretera Manizales-Fresno	Huellas de fisión Apatito	Stock de Manizales	10,5±1,0
Tonalita	Florencia	K/Ar Biotita	Stock Florencia	54,9±1,9
Esquisto	Este del	K/Ar	Complejo	67,3±2,3

ROCA	LOCALIDAD	METODO MATERIAL	UNIDAD LITOLOGICA	EDAD (Ma.)
biotítico	Dpto. de Caldas	Biotita	Cajamarca	
Cuarcita	Este del Dpto. de Caldas	K/Ar Biotita	Complejo Cajamarca	71,9±2,5
Diorita	Samaná	K/Ar Anfíbol	Stock Samaná	75,1±4,9
Cuarcita	Caldas	K/Ar Biotita	Complejo Cajamarca	76,0±2,6
Gneis	Este de Norcasia	K/Ar Biotita	Intrusivo gnéisico de Norcasia	80,9±2,8
Diorita	La Pintada-Arma	K/Ar Anfíbol	Stock Cambumbia	112,0±5,0
Diorita	La Pintada-Arma	K/Ar Roca total	Stock Cambumbia	113,0±3,0
Gneis	Río Manso	K/Ar Biotita	Intrusivo gnéisico de Norcasia	205,0±7,0

Tomado del Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Caldas. Ingeominas. Santafé de Bogotá, 1993.

## 10.2 TIEMPO RELATIVO

Se determina principalmente la posición relativa de las capas sedimentarias y los fósiles contenidos (paleontología).

La correlación es el método que liga la secuencia de un lugar con otro, así:

- **Estratigrafía.** Se establece en las rocas sedimentarias el orden de los estratos y la correspondencia y carácter litológico y posición litoestratigráfica.

- **Correlación bioestratigráfica o por fósiles.** Los fósiles resultan contemporáneos a los estratos que los contienen. Ello supone el estudio de la evolución de los seres vivos.

- **Por características físicas.** Las que se observan gracias a pozos exploratorios o a muestras de perforaciones, en los materiales rocosos.

Aparte de estos métodos existen otros que permiten correlacionar las rocas: tectónicos, paleomagnéticos, paleoclimáticos, volcánicos y arqueológicos.

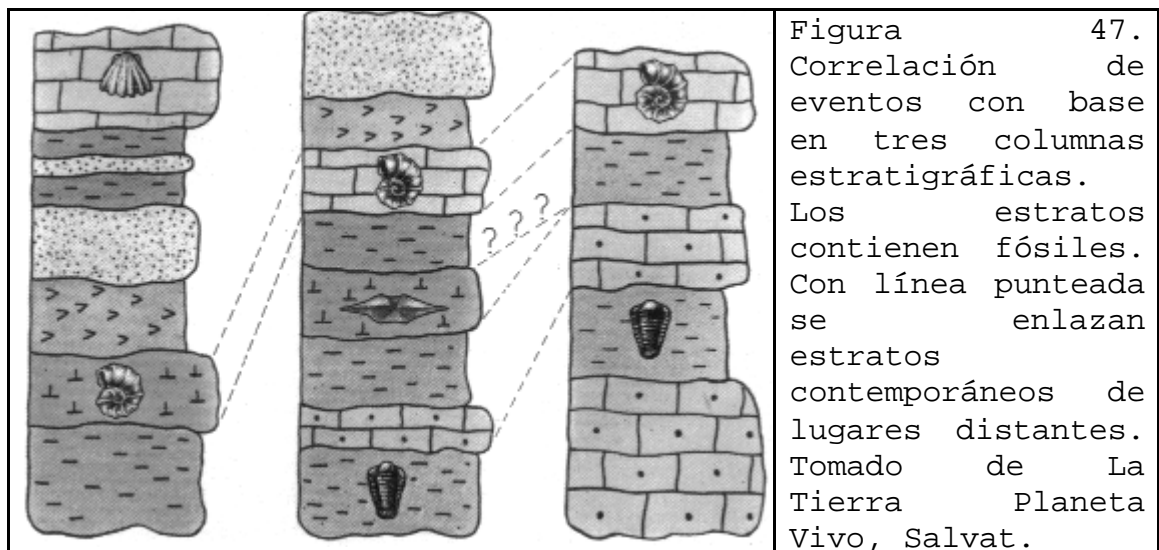
Los **métodos tectónicos** suponen la utilización de eventos importantes tales como los períodos de elevación e una montaña; estos métodos están repletos de dificultades; no existe una evidencia consistente que demuestre que esos procesos estuvieran sincronizados en toda la superficie de la tierra.

Los **métodos paleomagnéticos**, basados en las inversiones periódicas del campo magnético de la Tierra, registradas en las rocas de los fondos oceánicos, han proporcionado una herramienta de gran utilidad para datar la última parte del registro estratigráfico y desenmarañar la historia de los movimientos relativos de los continentes.

Los **métodos paleoclimáticos** se soportan en los cambios marcados en el clima, que acompañados frecuentemente por variaciones de altitud y latitud, aportan recursos de correlación; estos métodos han sido muy utilizados en el cuaternario.

Los **métodos volcánicos** suponen acontecimientos por lo general repentinos de corta duración y amplios efectos: lavas y cenizas ocupan una sucesión regular de estratos en la superficie terrestre o en los fondos marinos, que pueden servir como horizonte guía.

La **Arqueología** puede reconocer pisos donde se han establecido culturas susceptibles de ser datadas; los depósitos que los cubren ponen en evidencia eventos posteriores y fechables. Este método resulta de particular interés para América, donde la historia se extiende a sólo 500 años, pero se tiene conocimiento del desarrollo de las culturas precolombinas a lo largo del tiempo, con lo cual las fechas pueden ser estimadas por las características de las cerámicas y demás utensilios.



Los **métodos tectónicos** suponen la utilización de eventos importantes tales como los períodos de elevación e una montaña; estos métodos están repletos de dificultades; no existe una evidencia consistente que demuestre que esos procesos estuvieran sincronizados en toda la superficie de la tierra.

Para ilustrar la correlación, tan útil para establecer el tiempo relativo y la secuencia de los eventos entre zonas más o menos alejadas, se utilizan las columnas estratigráficas que contienen las litologías de sus zonas respectivas. Adicionalmente con los fósiles presentes en dichas capas, se puede hacer una correlación temporal entre litologías distintas. Ver figura 47.

**10.2.1 Principios de estratigrafía.** La estratigrafía es esencialmente el estudio de la historia de la Tierra tal y como ha quedado registrada hasta hoy en las rocas estratificadas. Incluye esta historia grandes episodios de construcción de montañas, procesos magmáticos y metamorfismo de rocas. En sus albores la estratigrafía fue un escenario de confrontaciones entre neptunistas y plutonistas, y también entre catastrofistas y uniformistas, en el cual irrumpe William Smith, el padre de la estratigrafía.

Los **neptunistas** sostenían que las rocas habían sido formadas como precipitaciones químicas en agua y los **plutonistas** discutían su origen a partir de un estado de fusión. De otro lado los **catastrofistas** propusieron como explicación de la mayoría de los fenómenos geológicos, especialmente el de los fósiles contenidos, la gran catástrofe del Diluvio Universal, y otras más, para explicar la larga sucesión de flora y fauna en las rocas estratificadas; mientras los **uniformistas**, con la premisa "el presente es la clave del pasado", sostenían que todo lo sucedido en el entorno geológico puede ser explicado por los mismos procesos de erosión, transporte y deposición, que se ven en marcha hoy en día; además la actividad volcánica para explicar las rocas ígneas.

A finales del siglo XVIII William Smith, observando las minas de carbón y rutas de los canales, descubre **dos principios simples de la estratigrafía**, los dos únicos que esta disciplina aún posee: la **ley de la superposición** y el **principio de correlación**.

**Ley de la superposición.** Según ella, en circunstancias normales, los depósitos más jóvenes descansarán sobre los más antiguos y que la sucesión seguirá lecho sobre lecho en orden cronológico. Esto puede ser tan obvio que no necesite aclaración; sin embargo, el principio reconocido en el siglo XVII por Steno había sido olvidado.

Desde luego no es siempre tan sencillo como parece, pues los movimientos laterales de la corteza inclinan y aún, dislocan los estratos, colocando los más antiguos sobre los más recientes.

**Principio de correlación.** El segundo gran principio sugiere qué rocas de diferentes lugares se han formado al mismo tiempo, si contienen los mismos tipos de fósiles: de esta forma pueden correlacionarse rocas sin frontera física común.

Por supuesto que al avanzar en la tarea de revelar la historia geológica de un territorio, los registros pueden estar lejos de ser completos, surgiendo lo que se denomina una "discordancia," como un lapsus en el registro de los hechos.

Dado que las rocas pueden aparecer en un lugar y estar ausentes en otro, también pueden cambiar de carácter con relación a su situación en uno u otro lugar. La suma total de las características de una roca, denominada facies, nos lleva incluso tan lejos como a la interpretación del ambiente real que la roca representa.

En una **primera aproximación** se dice que un conjunto de estratos tiene una facies arenosa, otro de aproximadamente la misma edad una facies calcárea, y con mayor detalle, se puede hablar de una facies marina somera o de una facies de dunas arenosas.



La **siguiente etapa** para resolver la estratigrafía de un área consiste en la interpretación de los sucesivos ambientes registrados en los sedimentos, con lo cual se pueden construir los mapas paleogeográficos de una región en particular y en un momento específico del pasado. La variación lateral de las facies en los estratos dificulta la correlación, pues no son sólo las rocas las que varían sino también los fósiles contenidos.

### 10.3 LA COLUMNA GEOLOGICA

En la cronología clásica, las eras, de la más antigua a la más reciente, se suceden así: a la era arcaica, la que se entendió como era azoica, le suceden las eras donde evoluciona la vida, y así viene la primaria; luego la secundaria, la terciaria y la cuaternaria, llegando esta última hasta el tiempo actual.

Esa cronología ha sido sustituida por la cronología moderna del cuadro 15, en el que se incluyen los eones, y terciario y cuaternario forman una sola era. A cada unidad de la escala de tiempo geológico corresponde otra en el haz de la serie de materiales de la corteza que la integran; esta correspondencia es la siguiente:

Eones				
	Era	. . . . .		
. .	Grupo			
		Período	. . . . .	
. .	.Sistema			
			Epoca	. . . . .
. . . . .	.Serie			
				Edad
. . . . .				Piso

Estratos o capas

Cuadro 15. Escala de tiempo geológico

ERAS	PERIODOS	EPOCAS	LA VIDA	E
Cenozoica. Dura 70 millones de años (inicia hace 70 Ma.)	Cuaternario	Holoceno Pleistoceno	Hombre actual Hielo	1
	Terciario	Plioceno Mioceno Oligoceno Eoceno Paleoceno	Predomino flores Desarrollo mono y praderas Caballo primitivo Inician mamíferos	1
Mesozoica 150 Ma. (Hace 220 Ma.)	Cretácico Jurásico Triásico	Extinción dinosaurios Aparecen las aves Aparecen dinosaurios		1
Paleozoica dura 330 Ma.  Inicia hace 550 M a.	Pérmico Pennsylvánico Mississípico Devónico Silúrico Ordovícico Cámbrico	Reptiles Carbonífero superior Carbonífero inferior Desarrollo de fauna de peces y animales terrestres Primeros vertebrados (peces) Abundancia de fósiles invertebrados		1
Precámbrico <3.500 M a.	Algónquico o Arcaico	Plantas e invertebrados marinos Gran período azoico		2 3

EONES 1 = fanerozoico 2 = proterozoico 3 = criptozoico  
Adaptado de Casquet et al. La Tierra, planeta vivo; Salvat, 1985.

**10.3.1 Precámbrico.** El **arcaico** o período inferior del Precámbrico es de amplia duración (2000 millones de años) desde que se originó la corteza hasta hace unos 2500 millones de años.

Los materiales del período afloran en Finlandia, Canadá y el Cañón del Colorado, donde las rocas del sistema son fundamentalmente gneis, esquistos, granitos y pórfidos. Formadas ya las primeras cuencas marinas, y constituidos los primeros núcleos emergidos con carácter de archipiélagos, se producen los primeros geosinclinales y numerosas orogenias y ciclos volcánicos, para que se formen las antiguas placas tectónicas. A finales del arcaico se difunden por los mares los primeros organismos unicelulares, vegetales y animales.

- El **algónquico** es el período superior del Precámbrico formado por el lapso comprendido desde hace 2500 hasta 570 millones de años. Los materiales del algónquico (esquistos, cuarcita, areniscas, tillitas, basaltos y pórfidos) aparecen discordantes sobre los del arcaico. Se inicia con la formación de territorios permanentemente libres de agua sobre los que circulan ríos y aparecen en el mar organismos pluricelulares (estromatolitos), cuando la temperatura media era aún bastante elevada, pues sólo a finales del período cae por debajo de 100°C para dar paso a una glaciación.

**10.3.2 Paleozoico.** Durante el **cámbrico**, período que representa la base del Paleozoico, y que dura unos 70 millones de años, permanecieron emergidas las tierras plegadas por la orogenia Herciana. Fueron importantes dos geosinclinales en Europa, mientras uno ya existía en América sobre la costa Pacífico y otro en lo que hoy ocupan los Apalaches. No hubo en el período orogénesis actividad magmática importante, pero sí una importante transgresión marina, la formación de los tres grandes océanos actuales y una fauna exclusivamente marina (algas, celentéreos, crustáceos, branquiópodos y esponjas).

- En el **ordovícico-silúrico** la orogenia caledoniana separa notables convulsiones marinas y los océanos invaden gran parte de las tierras emergidas. A la fauna marina invertebrada (graptolites, trilobites y cefalópodos) se suman los primeros peces acorazados (ostracodermos y placodermos), siendo la flora exclusivamente marina (algas). Si del ordovícico las rocas más abundantes son depósitos de cuarcitas, pizarras y calizas con fósiles, las del silúrico son las pizarras. El ordovícico transcurre desde hace 500 hasta 435 millones de años y el silúrico desde hace 435 hasta 395 millones de años.

- Durante el **devónico** hay gran extensión de los continentes y un clima seco y caluroso. En el período de 48 millones de años, desde 395 hasta 347 millones de años, se dan la formación de la atmósfera actual y las últimas fases de la orogenia caledoniana. En esta época persiste la existencia del continente Noratlántico separado del de Gondwana por el mar de Tetis. Aquí se da un hecho muy importante: la conquista del medio terrestre o aéreo por los seres vivos, pues además del gran desarrollo de los peces acorazados y la desaparición de los graptolites, aparecen los anfibios y los primeros insectos terrestres. La flora se instala en los bajos mares interiores, los cursos de agua y los pantanos; aparecen psilofitales y riniales y a continuación los primeros helechos arborescentes y las primeras criptógamas.

- Durante el **carbonífero** se dan intensos y repetidos movimientos verticales de las tierras emergidas; paroxismo de la orogénesis herciniana y formación de potentes series sedimentarias englobando restos vegetales. Prevalecen las tierras emergidas de carácter pantanoso ricas en bosques que fragmentan el océano Tetis y termina el período con una glaciación.

El clima era tropical en el hemisferio norte y frío en el sur. El carbonífero transcurre a lo largo de 67 millones de años, desde hace unos 347 hasta hace 280 millones de años. De este período de fauna marina rica, en el que aparecen los primeros peces ganoideos y difusión sobre tierra firme de artrópodos y batracios (anfibios), los fósiles animales más característicos son los goniatites.

- El **pérmico**, sistema superior del paleozoico, transcurre desde 280 millones de años hasta 230, antes del presente. Aparecen en él dos facies bien determinadas, la marina y la continental; la primera de tipo calcodolomítico mientras la segunda está caracterizada por areniscas rojas y evaporitas. En él se verifica una progresiva retirada de los mares y una pequeña elevación de los Urales y a lo largo del Golfo de Méjico, y también el inicio de la separación de Madagascar.

En este período se difunden los primeros reptiles y se desarrollan los batracios gigantes, se desarrollan los peces ganoideos y desaparecen los trilobites y tetracoralarios. En flora se desarrollan las gimnospermas y hay predominio con formas gigantes de helechos, cordaites y equisetos.

**10.3.3 Mesozoico.** Se inicia la era **mesozoica** con el período **triásico**, que transcurre a lo largo de unos 35 millones de años. En el triásico se producen profundas fracturas, de las que sale lava como la enorme colada basáltica del Paraná que ocupa 1 millón de Km<sup>2</sup>.

Es el predominio de la regresión marina que favorece la formación de potentes sedimentos a causa de una intensa erosión en los continentes. Sobre la biosfera se observa cómo se afirman y difunden los reptiles diferenciados pero sin que existan todavía anfibios gigantes. En los mares se desarrollan peces ganoideos, seláceos y varias especies de invertebrados, además de algas características, mientras en los continentes hay una difusión de coníferas tipo araucaria y numerosas xerófilas.

- El **jurásico**, es un período con regresiones y transgresiones marinas, con predominio de tierras emergidas y grandes pantanos en Europa, representado especialmente por calizas y margas.

El sistema que transcurre desde hace 195 hasta 141 millones de años, bajo un clima tipo tropical, es propicio para que los reptiles (voladores, nadadores y terrestres) alcancen su máximo desarrollo.

En los mares se encuentran reptiles gigantes (ictiosaurios) y gigantescos ammonites, mientras en los continentes predominan las coníferas y cicadáceas, aparecen las primeras angiospermas monocotiledóneas, las primeras aves, los mamíferos marsupiales y los grandes reptiles (dinosaurios, pterosaurios, etc.).

- El **cretácico** es un período caracterizado por oscilaciones verticales de tierras emergidas. En el cretácico inferior el geosinclinal de Tetis continúa recibiendo sedimentos y su océano alcanza su máxima extensión separando tierras meridionales y septentrionales, mientras a finales del período se da una intensa actividad volcánica que origina extensas llanuras de lava; se verifican también el primer paroxismo de la orogenia alpino- himalayana y movimientos orogénicos en América (Andes y Montañas Rocosas).

En estos 76 millones de años (desde hace 141 hasta hace 65 millones de años) aparecen los antepasados directos de las aves, se desarrollan los marsupiales, hay todavía dominio de reptiles hasta el final de la era y se desarrollan las dicotiledóneas, las monocotiledóneas y las coníferas de géneros actuales.

**10.3.4 Cenozoico.** El **paleógeno** o **terciario temprano**, que comprende el ciclo paleo-eo-oligoceno, es el inicio de la era **cenozoica** que dura 42 millones de años. Se inicia con la transgresión de Tetis que separa Australia del Asia Insular y las dos Américas, continúa con extensas convulsiones que afectan las cálidas aguas de Tetis cuando las dos Américas están separadas. Termina el paleógeno con un segundo paroxismo de la orogenia alpino-himalaya, con la formación de las cadenas costeras de las Rocosas, el Caribe y algunas zonas de América Central. Se desarrollan los mamíferos y las aves y aparecen en los mares nuevas especies de foraminíferos y los característicos nummulites.

A las especies de tipo tropical se unen las de tipo subtropical y a mediados del paleógeno aparecen nuevas especies de mamíferos. En el **oligoceno** aparecen los hipopótamos, los lemúridos, los libérridos y los insectívoros, y sobre el medio subtropical, en zonas de montañas, se desarrollan bosques de caducifolios.

- El **neógeno** o **terciario tardío** (mio-plioceno) transcurre desde 23 millones de años hasta hace 1.8 millones de años. En él se produce el más importante paroxismo de la orogénesis himalayana y a final del período se restablece la unión entre las dos Américas, desapareciendo definitivamente Tetis del Asia centro-oriental.

Se abre el mar Rojo y el clima empieza a diferenciarse según las regiones, en templado y lluvioso para el norte y en cálido y húmedo para el sur. Durante el **mioceno** aparecen los simios antropomorfos y algunas especies terrícolas que preludian la forma humana, en fauna se difunden los proboscíferos y desaparecen los nummulites; la flora, de tipo cálido templado, muestra extensos bosques de planifolios, palmeras y plantas tropicales.

- Durante el **plioceno**, Insulindia y las Antillas toman el aspecto actual, se forma la península italiana y el mar Rojo y además aparecen los antepasados directos del hombre; en fauna se desarrollan los simios antropomorfos y aparecen los antepasados de las actuales especies animales (caballos, felinos, aves, etc.); en flora la característica son bosques de planifolias y numerosas especies subtropicales.

- El **cuaternario** (neozoico), que se inicia hace 1.8 millones de años, con el **pleistoceno**, empieza con el asentamiento de la orografía actual y las glaciaciones. Durante los avances del hielo se establecen puentes de tierra que unen al Asia con América y el Asia Meridional (Insulindia). En este período aparece el hombre actual.

Durante las glaciaciones los bosques de coníferas llegan al Mediterráneo y en los períodos interglaciares las especies de clima cálido suben a Europa. En el **holoceno** se forma el estrecho de Gibraltar y de Mesina y se hunden los puentes intercontinentales. Además se constituyen las actuales razas humanas, se descubre la agricultura, el pastoreo y la metalurgia, y se da paso a la civilización actual.

#### 10.4 FORMACION DEL SECTOR NORTE DE LOS ANDES (COLOMBIA)

- **Precámbrico.** Se da la formación del escudo Guyanés. (Este cratón, tras haber sido plegado al principio, ha pasado por un largo período de estabilidad)

- **Paleozoico.** Se da la formación del cinturón ancestral de la cordillera Central (formación Cajamarca) a partir de un primer eugeosinclinal al occidente del escudo, y del sector SE de la Sierra Nevada de Santa Marta a partir de una intrusión granítica (batolito de Santa Marta) en la orogenia del ordovícico.



- **Mesozoico.** A partir de un segundo eugeosinclinal en el exterior del cinturón Paleozoico, se forma, por el costado occidental, la Cordillera Occidental, además el sector NW de la Sierra Nevada, en la orogenia del Jurásico.

- **Cenozoico.** Por depósitos del escudo y de la cordillera Central, se forma la cordillera Oriental por flexiones marginales fuertes, fallas inversas locales y fallas de rumbo en sus bordes, sobre un miogeosinclinal en la orogenia del Mioceno, o del Terciario tardío.

- **Terciarios tardío y Cuaternario actual.** Originadas las tres cordilleras (la Central en el Paleozoico temprano, la Occidental a mediados del Mesozoico y la Oriental en el Terciario tardío) se experimentan varios movimientos epirogénicos en el Terciario tardío (Plioceno) y en el Cuaternario actual (Holoceno), e intrusiones magmáticas, dando como resultado su actual relieve.

- **Ciclos ígneos.** Se distinguen varios ciclos ígneos:

Los plutónicos o intrusivos: en el Precámbrico tardío, Ordovícico tardío, Paleozoico tardío, del Triásico al Jurásico, también en el Cretácico y otro continuo durante el Mio-Oligo-Eoceno.

Los ígneos volcánicos: de lavas máficas submarinas en las dos series eugeosinclinales del Paleo y del Mesozoico y las silíceas diferenciadas del Triásico al reciente.

- **Dos ambientes.** Dividida la Cordillera Central por una línea, y mejor aún, tomando como referencia la Falla Romeral, al este los Andes colombianos resultan supersiálicos y al oeste parecen formados sobre la corteza oceánica, por lo que probablemente son supersimáticos (basaltos y ofiolitas, en general).

- **Basamento de Panamá.** El basamento del Istmo de Panamá se originó probablemente por un levantamiento de la corteza en el Triásico en asociación con la Orogenia Andina (faunas marinas abisales y batiales homólogas y faunas de norte y sur América en sedimentos del Terciario superior idénticas).

- **Contraste costero.** La zona costera del Caribe muestra evidencias de erosión y desgaste, el resto del continente está poco desgastado. Estos hechos confirman el crecimiento del continente entre el Paleozoico y Mesozoico extendiéndose y desplazándose hacia el Pacífico.

- **Depósitos Terciarios.** El espesor de los estratos terciarios, en los llanos, llega a 4 Km. sobre la zona occidental o piedemonte de la cordillera Oriental y el cretácico aflora 100 Km. al este de dicho margen, En Honda ese espesor llega a los 7 Km. y en Montería hasta los 9 Km., mientras la profundidad de las cuencas sedimentarias del Atrato - San Juan, y del río Cauca, se aproximan a los 4 Km.

- **Cinturón cristalino de la cordillera Central.** El basamento de la cordillera Central es el Grupo Cajamarca, en donde las rocas sedimentarias han sufrido metamorfismo al final del Paleozoico.

## 10.5 TERMINOS

- **Diastrofismo.** Término que se opone simultáneamente al fijismo y catastrofismo, y que alude a un conjunto de movimientos orogénicos y epirogénicos.

- **Movimiento tectónico.** Movimiento de la corteza con fractura y perturbación de estratos.

- **Movimiento epirogénico.** Movimiento lento de ascenso y descenso de la corteza sin fracturamiento pero con plegamiento de estratos.

- **Ofiolitas.** Materiales asociados al fondo oceánico. Grupo de rocas básicas y ultrabásicas en zonas geosinclinales, e incluso sedimentos formados un conjunto de fragmentos de la corteza oceánica.
- **Batial.** Ambiente marino de luz escasa, entre 200 y 800 metros de profundidad.
- **Abisal.** Zona marina de mayor profundidad, abismos marinos.
- **Geosinclinal.** Espacio de sedimentación. El prefijo Geo alude a una gran depresión.
- **Geoanticlinal.** Gran umbral o espacio de erosión.
- **Eugeosinclinal.** Ortoclinal, es decir, depresión lábil que contiene sedimentos sobre todo, de origen marino.
- **Miogeosinclinal.** Geosinclinal al margen de un Eugeosinclinal ubicado entre éste y el continente, por lo que contiene masa de origen continental (Eu: lábil, Geo: grande, Sinclinal: depresión).
- **Foraminíferos.** Animales unicelulares generalmente provistos de concha y pseudópodos.
- **Graptolites.** Organismos coloniales marinos que vivieron desde del cámbrico hasta el carbonífero.
- **Celentéreos.** Metazoos con una organización extremadamente simple pero son las células diferenciadas en tejidos.
- **Cefalópodos.** Moluscos de organización más compleja, de cabeza diferenciada con tentáculos entorno a la boca, seno hiponómico, respiración branquial, simetría bilateral, concha de una sola pieza formada por el fragmocono y la cámara de habitación, externa o interna o incluso ausente.

- **Trilobites.** Fósil característico de la era paleozoica y que aparece ya a principios del cámbrico diversificándose en todos los ambientes marinos hasta alcanzar 1500 géneros que sin embargo desaparecieron todos, el cuerpo está dividido en tres lóbulos y los apéndices eran todos del mismo

- **Vertebrados.** Miembros tipo salvo las antenas del tipo cordados, como lo son los urocordados y los cefalocordados. Los cordados tienen un rígido soporte interno, aberturas branquifaríngeas y sistema nervioso tubular dorsal. En los vertebrados hay presencia de columna vertebral situada en posición dorsal que envuelve al cordón nervioso.

- **Angiospermas.** Las angiospermas son plantas con flor y están caracterizadas por la producción de semillas completamente encerradas dentro de la parte femenina de la planta.

- **Ostrácodos.** Minúsculos crustáceos de caparazón calcáreo, formada de dos valvas articuladas.

- **Pterofitas.** Las Pterofitas son los verdaderos helechos y las cicadofitas, las gimnospermas más antiguas.

- **Algas.** Grupo de plantas extraordinariamente diversas con una gama de tamaños que va desde células simples de pocas milésimas de milímetros hasta algas marinas gigantes. Su estructura es simple, bastante uniforme y generalmente formada sólo por tejido blando. Las clases de algas son: las cianofíceas (azules), las Flagelofíceas (con flagelos), las diatomeas (silíceas), crisofitas (amarilla), clorofíceas (verdes), feofíceas (pardas) y rodofíceas (rojas),

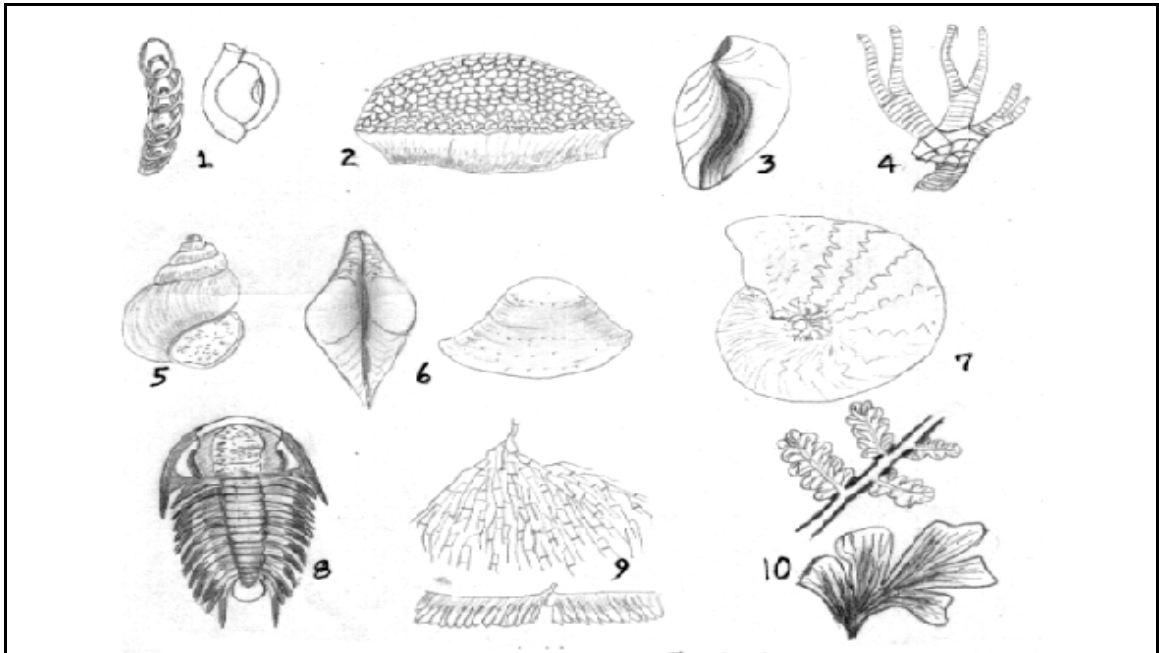


Figura 48. Registros fósiles. 1. Foraminífera (nodosaria y milioides), 2. Coral (porífera), 3. Braquiópodo, 4. Crinoidea, 5. Gasterópodo, 6. Lamelibranquia (dos vistas), 7. Ammonita (cefalópodo), 8. Trilobites (polímero), 9. Graptolito, 10. Plantas fósiles. (Mariopteris y ginkgo). Adaptado de Enciclopedia de las Ciencias Naturales, Ed. Nauta.



## 11.1 CONCEPTOS BASICOS

**11.1.1 Algunos conceptos de la teoría de la deformación.** La deformación de un cuerpo es el cambio de su forma o volumen bajo la influencia de fuerzas externas; en la corteza terrestre pueden ser ante todo elásticas y residuales.

- **Elasticidad.** Es una propiedad de los cuerpos sólidos, los que pueden modificar forma y volumen bajo la influencia de efectos físicos, y recobrar completamente su estado geométrico al eliminarlos.

- **Deformación elástica.** Es la que adquiere un cuerpo sólido que al dejar de obrar los efectos físicos recupera su forma original. Durante todas las deformaciones existe un límite de elasticidad que si se supera, surge una deformación residual que no desaparece completa o parcialmente al eliminar las fuerzas que la han causado. Las fuerzas interiores que surgen en el cuerpo y tienden a equilibrar la acción de las fuerzas exteriores se llaman fuerzas de elasticidad.

- **Deformaciones residuales.** Las deformaciones residuales comunes en la corteza terrestre pueden ser plásticas o frágiles. Será plástica cuando esta deformación se revele sin interrupción de la continuidad del material y se forme como el resultado de la acción de fuerzas externas, o será

frágil si las deformaciones conducen a la destrucción del cuerpo sin una deformación plástica notable.

En geología además de la deformación plástica, deben considerarse la viscosidad de las rocas y los fenómenos de relajación y fluencia. La relajación se expresa como una caída de tensiones en el cuerpo, manteniéndose constante la deformación plástica, pues se trata de un reacomodo de las partículas del cuerpo desplazándose en el proceso de la deformación plástica hasta encontrar su equilibrio y desapareciendo las tensiones internas. La relajación lleva a una transformación paulatina de una deformación elástica a una residual plástica.

Cargas externas		Tensiones		Tipo de fractura durante la destrucción	
		$\pm \sigma_{m\acute{a}x}$	$\tau_{m\acute{a}x}$	de $+\sigma_{m\acute{a}x}$	de $\tau_{m\acute{a}x}$
Tracción					
Compresión					
Desplazamiento					

Figura 49. Esfuerzos y deformaciones de un cuerpo por cargas externas. Tomado de V. Belousov, Geología Estructural.

La fluencia del material es una deformación plástica que transcurre prolongadamente a tensiones constantes que no superan el límite de plasticidad. La esencia de éste fenómeno es la reagrupación de las partículas del cuerpo bajo la influencia de una carga constante, transformándose

de manera ininterrumpida la deformación elástica en plástica. Pero como la carga se mantiene la deformación elástica se repone hasta el estado anterior

### 11.1.2 Comportamiento de materiales sometidos a esfuerzos

Las formas típicas de aplicar esfuerzos a un material, son dos: cargando el material a corto plazo hasta obtener su ruptura, en éste caso se incrementa el nivel de esfuerzos gradualmente hasta obtener la falla; o dejando sometido el material por un tiempo considerable a un esfuerzo que no le cause la ruptura, aquí no se modifica el nivel de esfuerzos en el largo plazo.

Para diferenciar tales movimientos veamos cual es el comportamiento de ese sólido en ambos casos, es decir, sometido a esfuerzos de corto y largo plazo.



Figura 50. Carga creciente instantánea y carga constante prolongada.

- **A corto plazo y esfuerzo creciente.** La curva de esfuerzo-deformación entre 0 y A muestra que la deformación es proporcional al esfuerzo; si suspendemos la carga, antes de A, el material recuperará su forma regresando a 0; pero si A es el límite elástico, entre A y B, el material mostrará una región de cedencia y después de B una de endurecimiento, ambas dentro de la zona plástica. Si suprimimos el esfuerzo después de B y antes de C, el material recupera parcialmente su forma y se retorna por la línea punteada quedando la muestra con una deformación residual  $\delta_0$ . En caso contrario,



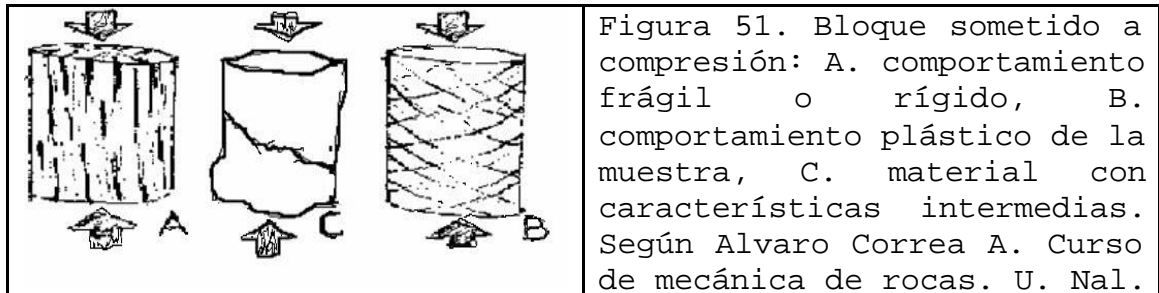
si seguimos cargando el material, en C se obtendrá su ruptura, después de superarse el límite plástico.

- **A largo plazo y esfuerzo constante.** El comportamiento del material es el siguiente: supongamos un cuerpo que se cargue con un esfuerzo  $s_0$  que se mantendrá constante, manteniendo su valor dentro de la zona elástica. Al cabo de un largo tiempo, las partículas del material se reacomodan internamente, de tal manera que suspendido el esfuerzo en B, queda una deformación residual  $\phi$ . Podríamos decir que el material entró en fluencia.

## 11.2 COMPORTAMIENTO DE LAS ROCAS

### 11.2.1 Fuerzas y mecanismos de deformación de las rocas.

Puede hablarse de fuerzas dirigidas y no dirigidas; las **dirigidas o de superficie**, son más importantes en ingeniería que en geología; estas pueden ser de tensión, compresión y cizalladura. La torsión es un caso particular de la cizalladura en tres dimensiones.



Las no dirigidas son las **fuerzas de gravedad o de volumen** más importantes en geología que en ingeniería. Puede tratarse de la presión confinante, sea ella litostática o hidrostática y en general de fuerzas asociadas a la gravedad, que actúan sobre cada partícula elemental de la masa.

**11.2.2 La deformación de las rocas.** Las deformaciones de las rocas pueden denominarse según el origen de los esfuerzos o forma de aplicación de las cargas:

- **Por su origen.** Pueden ser tectónicas o no tectónicas. Las deformaciones tectónicas están asociadas al movimiento de las placas de la corteza terrestre, mientras las no tectónicas están asociadas a los efectos gravitacionales de las masas de tierra y a las cargas que soportan las rocas por esfuerzos dinámicos externos diferentes a los movimientos tectónicos.

- **Por el tiempo de aplicación de las cargas.** Las deformaciones pueden ser permanentes o temporales. Las deformaciones permanentes pueden ser, según el comportamiento del material, viscosa, plástica, viscoelástica y viscoplástica, mientras la deformación temporal, asociada a esfuerzos que no son permanentes, puede ser de tipo elástica o inelástica.

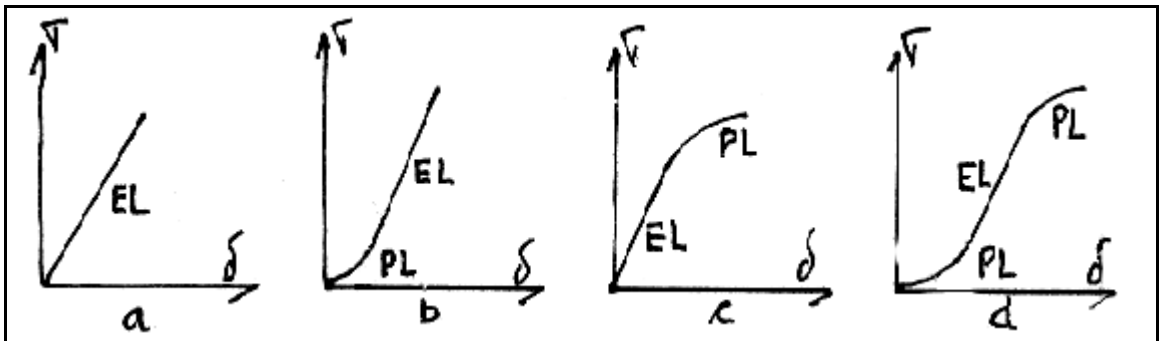


Figura 52. Relaciones esfuerzo ( $\sigma$ ) - deformación ( $\delta$ ) de las rocas: A comportamiento elástico; B comportamiento plastoelástico; C comportamiento elastoplástico; D comportamiento plasto-elastoplástico. Según Alvaro Correa A. Curso de mecánica de rocas, U. Nal.

En las relaciones de la fig. 52, de esfuerzo-deformación, la curva A es típica de materiales rocosos masivos y muy duros; la curva B ilustra el comportamiento de una roca dura que sufre alguna densificación inicial cuando se carga el

material; la curva C ilustra el comportamiento de una roca dura heterogénea en la cual los componentes más débiles fallan gradualmente cuando el esfuerzo ya es significativo; la curva D, la más común en las rocas, ilustra una roca con densificación inicial y posteriormente con fallamiento de algunos componentes por encima de un nivel crítico de esfuerzos.

**11.2.3 Factores de plasticidad y rigidez de las rocas.** Son los factores que influyen en el comportamiento mecánico de la roca, a saber:

- **La temperatura.** El aumento de temperatura le da plasticidad a la roca mientras que su disminución la hace rígida. La temperatura aumenta con la profundidad.

- **La presión confinante.** Con la profundidad aumenta la presión confinante y las rocas, que en la superficie son rígidas, en la profundidad pueden comportarse plásticamente. Así aumenta el esfuerzo de ruptura y se facilita la deformación dúctil.

- **Contenido en fluido de la roca.** La arcilla seca es rígida pero mojada es plástica. Por analogía la humedad disminuye la rigidez de las rocas y aumenta su plasticidad. La presencia de fluidos como el incremento de la temperatura, aumenta el campo de deformación reduciendo la respuesta elástica y desplazando el límite de rotura a esfuerzos cada vez mayores.

- **El tiempo de actuación de la fuerza.** Se asocia a éste factor la velocidad de deformación de las rocas; si la velocidad de deformación es alta y por lo tanto el tiempo breve, el material responde con rigidez, en el caso contrario responderá plásticamente. Debe tenerse en cuenta que la unidad de tiempo geológico es el millón de años.

- **Composición y estructura de la roca.** Este factor alude a la isotropía o anisotropía del material. Por la isotropía la

roca puede ser competente y tener la capacidad de absorber esfuerzos sin deformarse, por consiguiente es rígida; por la anisotropía es lo contrario pues se deforma expresando su plasticidad.

#### 11.2.4 Mecanismos de deformación de las rocas

- **Movimientos intergranulares.** Los desplazamientos entre granos minerales son función del tamaño de los granos, de su forma cristalina, y de su grado de consolidación y cementación.

- **Movimientos intragranulares.** Se asocian a la deformación interna de la red cristalina, con las que se provocan microfisuras a favor de las cuales se produce el desplazamiento de las caras contiguas de los minerales.

- **Disolución y recristalización.** Fenómeno debido a la presión y temperatura elevadas a las cuales se someten los minerales componentes; el mecanismo es equivalente al proceso de fusión-solidificación del agua en hielo, por variaciones de la temperatura arriba y abajo del punto de congelación.

- **Deformación elástica.** Es la que se da en la profundidad al paso de ondas sísmicas y de marea, en la cual el suelo recupera la forma después del efecto.

- **Deformación plástica.** Son los pliegues producidos en las rocas que han sido sometidas a esfuerzos más allá de la zona elástica y antes del límite plástico.

- **Ruptura.** Generación de fallas y diaclasas, cuando los esfuerzos en el material superan el límite plástico.

#### 11.3 DEFORMACIONES DE LA CORTEZA TERRESTRE

La erosión desgasta los continentes pero estos se recuperan más por deformaciones de la corteza que por vulcanismo.

Los movimientos de la corteza pueden ser abruptos o lentos.

- **Movimientos abruptos.** Son los que se acompañan de terremotos y de desplazamientos en la corteza de hasta 6 metros; crean hundimientos, levantamientos o desplazamientos transversales de bloques, o como mínimo, el arqueamiento de la corteza en un área de influencia de varios km. a la redonda.

- **Movimientos lentos.** Son los que de modo continuo se suceden en un período largo de años y con pequeñas velocidades, de tal manera que en el largo plazo se pueda advertir la deriva de un bloque o una zona, o la aparición de un arqueamiento de la corteza. A veces los movimientos se notan en construcciones emplazadas sobre fallas pero, por regla general, suponen levantamientos geodésicos. Por ejemplo, el Chocó deriva hacia el Pacífico a razón de 5 cm por año.

**11.3.1 Evidencias geológicas.** Las litófagas (animales que comen roca) son animales marinos que perforan agujeros de 5 cm de profundidad en las rocas del litoral, útiles para que la marea les provea allí sus alimentos. Hileras de estos agujeros se encuentran elevadas 15 metros sobre el nivel de costa a causa de terremotos ocurridos en los últimos 2000 años. Teóricamente, al extrapolar las magnitudes, en sólo 2 millones de años esa región se habría levantado 15 km., aunque es evidente que una altura mayor que el Everest no es posible en el planeta por los efectos de la gravedad.

La falla de San Andrés (USA.) tiene un desplazamiento de rumbo (transcurrente) de 550 Km., ocurrido en los últimos 70 millones de años; la falla de Palestina con 300 km. de longitud muestra un desplazamiento de rumbo derecho de 27.7 km., ocurrido durante el Terciario. El abanico de Ibagué muestra transposición de los mantos de aluvión por actividad cuaternaria de la falla de Ibagué; el basamento de Manizales, formación Quebradagrande, muestra los planos de

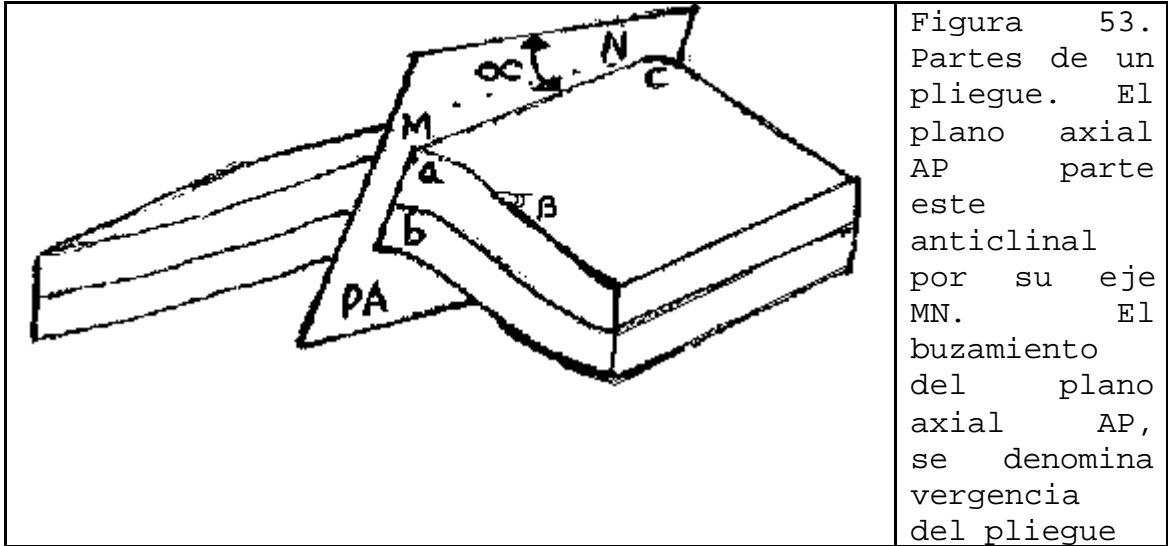
estratificación de sus metasedimentos bastante plegados y aún cuasiverticales.

#### **11.4 PLIEGUES**

Son arrugas producidas en las rocas mientras se encuentran en su estado plástico; sus dimensiones van de centímetros a cientos de km.. Los pliegues se producen preferentemente en los bordes compresivos de las placas, es decir, en las zonas de subducción, y en general a importante profundidad. Muchas rocas que en la superficie terrestre se comportan frágilmente, pasan en la profundidad al comportamiento dúctil, plegándose frente a esfuerzos de compresión y cizalla, ya que la mayor presión y temperatura que existen en el subsuelo, favorecen la deformación plástica de las rocas. Para un tipo de roca dado el estudio de la geometría de los pliegues puede informarnos de modo aproximado sobre el mecanismo de formación y la profundidad a que se ha originado.

Estas rocas más antiguas se han alterado también sufriendo metamorfismo, razón por la cual los minerales planares como las micas crecen paralelos unos a otros y la roca tiende a dividirse fácilmente en láminas delgadas (esquistosidad). Al aumentar la distancia a la fuente de presión que produce el plegamiento los pliegues van muriendo tanto en la vertical como en la horizontal.

##### **11.4.1 Partes de un pliegue**



Las partes de los pliegues son: el plano axial (PA) que es el plano de simetría, el eje del pliegue (ac), la charnela (abc) que es la intersección entre el plano axial (PA) y el pliegue; los flancos (F) que en el dibujo tienen buzamiento ( $\beta$ ) variable; y la cresta del pliegue (MN).

Se puede hablar del buzamiento a del eje (ac), del buzamiento de los flancos ( $\beta$ ), o el más importante, el buzamiento del plano axial (PA) parámetro que también se denomina **vergenza** del pliegue. Pero el rumbo de este rasgo estructural siempre se mide en el eje (ac) y por consiguiente en el plano axial. Lo opuesto a la cresta de un pliegue es la depresión (para un sinclinal). La cresta no necesariamente coincide con el eje del pliegue porque este es la traza del plano axial cortándolo.

Distinguimos dos regiones en la sección transversal del pliegue de la fig. 53, que es de forma convexa: la más próxima a la superficie (a) que está en la zona de tensión y la más profunda (b) que está en la zona de compresión entre a y b hay una región intermedia simplemente arqueada pero no sometida a compresión, ni tampoco a tensión. Si el pliegue estuviese arqueado en forma cóncava, para un observador en

la superficie, la zona de compresión estaría por encima de la zona de tensión.

**11.4.2 Tipos de pliegues.** Existen tres clases principales de pliegues: los pliegues verdaderos o de flexión, los pliegues de flujo y los pliegues de cizalladura o deslizamiento. También se puede hablar de pliegues simples y complejos. Además, las denominaciones de los pliegues pueden responder a su forma o a diferentes parámetros.

Los pliegues de **flexión** se forman por compresión de rocas competentes (duras); pueden pasar a ser pliegues de **flujo**, en zonas donde hay rocas incompetentes (blandas), estas rocas se comportan como una pasta espesa, no son muy capaces de transmitir la presión y suelen formar muchos pliegues menores. Los pliegues de **cizalladura** o deslizamiento se pueden producir en rocas frágiles por la formación de pequeñas fracturas laminares, en la que las delgadas láminas de roca son capaces de desplazarse entre sí; excepto cuando están cortados por una falla todos los pliegues terminan formando una curvatura amplia. Los pliegues **simples** suelen darse en rocas jóvenes como las del terciario y cuaternario. Los pliegues **complejos** se encuentran en rocas más viejas expuestas a movimientos terrestres durante más tiempo y que a menudo han quedado profundamente enterradas. Las rocas muy antiguas, como las precámbricas, han sido replegadas muchas veces y han desarrollado estructuras como los "boudins" (fragmentos cilíndricos de sección elíptica) y los "mullions" (aspecto de salchicha).



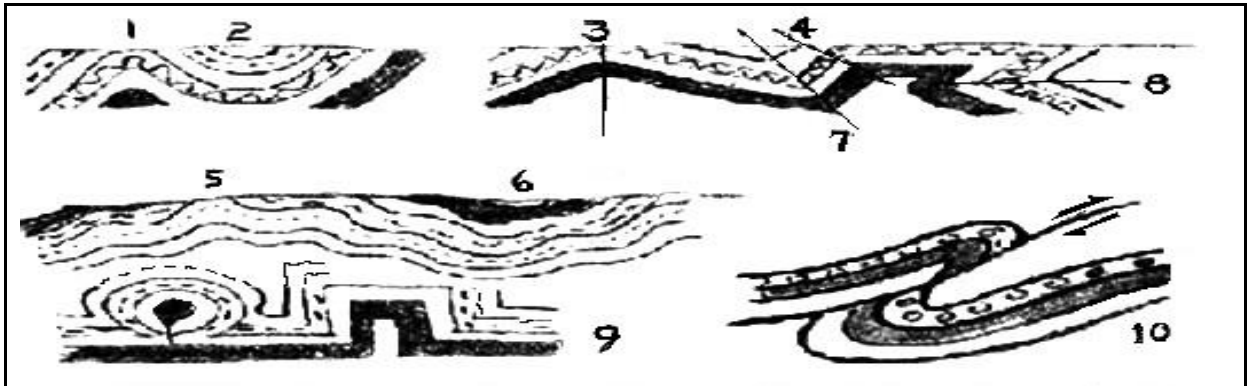


Figura 54. Tipos de pliegues. 1. Anticlinal; 2. Sinclinal; 3. Isoclinal derecho o simétrico; 4. Monoclinal o en rodilla; 5. Anticlinorio; 6. Sinclinorio; 7. Recostado inclinado o asimétrico; 8. Acostado tumbado o recurrente; 9. Abanico o encofrado; 10. Afallado o en cabalgadura.

Se denomina braquianticlinal un domo que tenga un ancho igual al largo, y braquisinclinal a una cubeta con un ancho igual al largo. Domos y cubetas se forman por compresiones complejas de la corteza. Los domos aislados pueden ser debidos al ascenso subterráneo de magma o de sal gema (diapiros salinos). Otras denominaciones de los pliegues aluden a la disposición del plano axial, a la geometría del pliegue o a los aspectos estructurales del mismo, como se ilustra en la fig. 54.

**11.4.3. El Sinclinal de Tunja y los Anticlinales de Arcabuco y Toca.** Estas estructuras de primer orden, con longitudes de unos 100 km. y vergencias hacia el Este, son típicas de la Cordillera Oriental Colombiana, y presentan trenes de pliegues con continuidades del orden de las decenas de km. y vergencias contrarias a las pendientes estructurales de las estructuras de primer orden, por lo que se evidencia una cierta independencia respecto a ellas. Al parecer, las segundas se asocian a deformaciones por fenómenos gravitacionales. Veamos estos ejemplos de pliegues colindantes ubicados en el extremo septentrional del Altiplano Cundiboyacense, que Andreas Kammer de un lado y P. Patarrollo y M. Moreno del otro, han estudiado en su orden y por separado, en Boyacá Colombia.

- **El sinclinal de Tunja**, está ubicado en medio de los anticlinales de Arcabuco y Toca, puesto que ambos altos, separados unos 38 km., son las estructuras colindantes. Este sinclinal define una depresión longitudinal de primer orden, cuya amplitud visiblemente va disminuyendo hacia el NS. Las vergencias en los dos flancos, opuestas y apuntando hacia la margen de la depresión, fingen una cierta simetría de los pliegues de segundo orden, pues la vergencia se hace a través del propio eje sinclinal. En el flanco E del anticlinal de Tunja, los cabeceos son variados y la tendencia se mantiene en la dirección NE.

- **El anticlinal de Toca**, muestra una asimetría más marcada que el de Arcabuco, por su flanco W menos inclinado casi hasta alcanzar la categoría de monoclinal, mientras el del E está afectado por la falla de Soagapa, de visible desplazamiento en el orden de los primeros km. En el Alto de Toca el eje anticlinal no muestra cabeceo.

- **El anticlinal de Arcabuco**, presenta su flanco W más inclinado sin que la asimetría se pueda asociar a alguna falla mayor, mientras en su flanco E la Falla de Boyacá refuerza la asimetría estructural y anuncia con su expresión una falla inversa. Las estructuras de segundo orden muestran bisagras menos regulares que la de Arcabuco, de curso casi rectilíneo. . El cabeceo del eje anticlinal varía de 5° en los extremos N y S a 15° en el Cerro San Marcos. El buzamiento del flanco W es de 22° y 45° NW y para el del E de 44° y 52° SE.

### 11.5 FRACTURAS

Pueden ser fallas o diaclasas: ambas suponen un origen común que las explica, es decir, liberación de energía de presión por encima del límite plástico de las rocas. En las fallas hay desplazamiento importante de una masa con respecto a la otra, en las diaclasas no.

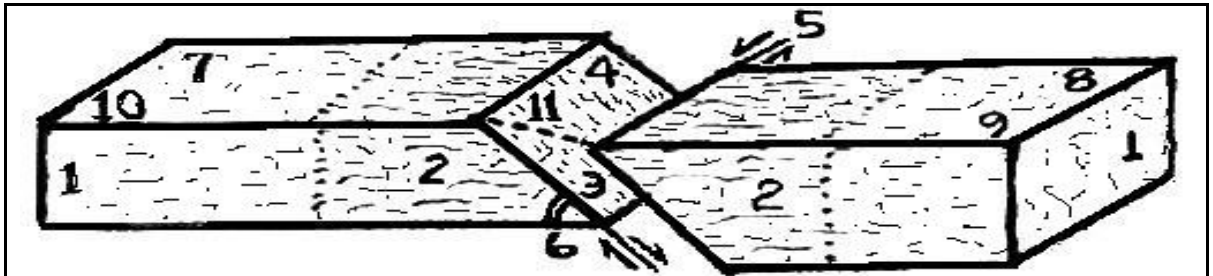


Figura 55. Partes de una falla. 1. Bloques; 2. Labios de falla; 3. Plano de falla; 4. Espejo de la falla; 5. Línea de falla; 6. Ángulo de buzamiento (a); 7. Bloque levantado; 8. Bloque hundido; 9. Techo; 10. Piso; 11. Salto real.

**11.5.1 Partes de una falla.** Las partes de una falla pueden describir estas estructuras desde el punto de vista cualitativo o cuantitativo. Es importante señalar las características y atributos que puedan tener estos elementos de las fallas.

El plano de falla es el que rompe la continuidad de los estratos y separa dos bloques. El que está sobre el plano de falla tiene la posibilidad de estar hundido o levantado, según el tipo de falla, pero siempre será el techo. Por debajo del plano de falla estará el piso. En algunos casos el plano de falla será vertical y no se hablará de techo ni piso. Si hay desplazamientos verticales de los bloques, habrá uno levantado y otro hundido.

El espejo de falla es la parte del plano de falla que queda expuesta a la intemperie, donde las estrías anuncian el sentido y la dirección del desplazamiento de los bloques.

**11.5.2 Fallas fundamentales.** Hay tres tipos de fallas fundamentales, clasificadas desde el punto de vista de los esfuerzos que la generan: normal, inversa y de rumbo.

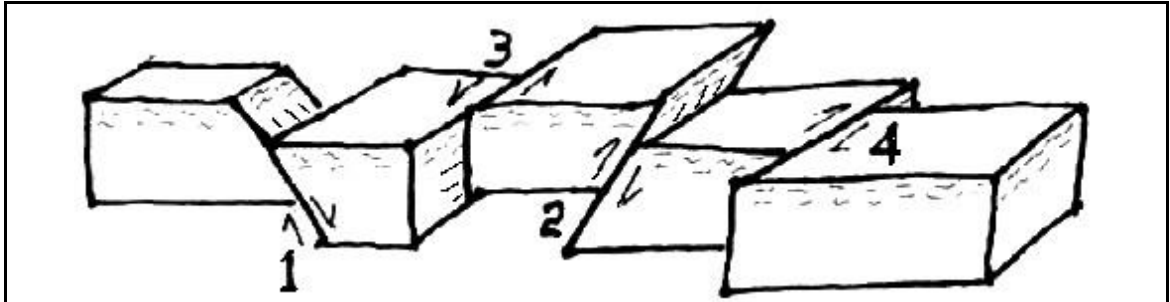


Figura 56. Tipos de fallas. 1. Falla normal o de tensión aparente; 2. Falla inversa o de compresión aparente; 3. Falla de rumbo izquierdo; 4. Falla de rumbo derecho.

- **Falla normal.** Si la disposición de los bloques parece explicada por esfuerzos de tensión o tracción, aquí el espejo de falla queda expuesto a la acción del Sol y relativamente los bloques se separan o alejan. El bloque levantado es el piso.

- **La falla inversa.** Cuando la disposición de los bloques parece responder a esfuerzos de compresión. Por el empuje los dos bloques parecen aproximarse entre sí; en ella el espejo de falla, que también se puede observar en el bloque levantado, que es el techo, queda a la sombra.

Los labios de falla, que son la porción de los bloques afectada por la propagación de las fracturas, tienen una extensión a lado y lado del plano de falla, que depende del tipo de roca y de la magnitud de los esfuerzos. Los dos bloques sufren más en las fallas inversas porque las rocas resisten más a la compresión, y al acumular más energía de deformación, estos se destroran en mayor proporción.

- **La falla de rumbo.** Es de cizalladura o transcurrente; el desplazamiento puede ser derecho o izquierdo dependiendo de lo que suceda con el bloque del frente, cuando un observador mira desde el otro bloque. Si aquel se desplaza a la derecha, la falla será de rumbo dextrógiro y si lo hace hacia la izquierda, la falla será de rumbo levógiro o sinixtrógiro.

Pero en la corteza, donde la mayoría de los esfuerzos son de compresión, las fallas normales, inversas o de rumbo tienen el mismo origen, pues el estado de esfuerzos que las producen es el mismo y tan solo es la orientación la que cambia.

Considérense los esfuerzos principales en compresión, en un espacio tridimensional con **sigma 1** vertical, y **sigma 2** y **sigma 3** horizontales.

- Si el máximo esfuerzo principal es vertical se tiene una falla **normal**.
- Si el máximo esfuerzo principal es horizontal y el mínimo vertical, **falla inversa**.
- Y la **de rumbo** para máximo y mínimo esfuerzos de compresión horizontales.

Los esfuerzos principales son los que se aplican sobre los planos ortogonales de un sistema, planos en los cuales el cortante es nulo. Esos planos también Principales, son los resultantes de rotar el sólido hasta obtener los esfuerzos normales máximos sobre el sistema. Aquí se admite que en el esfuerzo de la dirección vertical y por lo tanto en el plano horizontal, existe esa condición

**11.5.3 Otras denominaciones para las fallas simples.** Las fallas simples suelen denominarse aludiendo no sólo a la naturaleza de los esfuerzos que les da origen, sino también a la disposición del plano de ruptura con relación a los estratos (en rocas sedimentarias) o a su inclinación con respecto al horizonte, entre otras características.



Figura 57. Otros tipos de fallas. 1. Falla conforme si el plano es paralelo a los estratos; 2. Falla contraria si el

plano es perpendicular a los estratos; 3. Falla vertical si el plano de falla es vertical; 4. Falla en tijera, charnela o de torsión.

**11.5.4 Sistemas compuestos de fallas** Se encuentran las fallas escalonadas, los horts o pilares y los graben o fosas. Dependiendo de la dirección de los esfuerzos regionales, todo el sistema será un sistema de fallas maestras con tendencia inversa o normal, según sea la correlación entre los esfuerzos principales. Ver fig. 58.

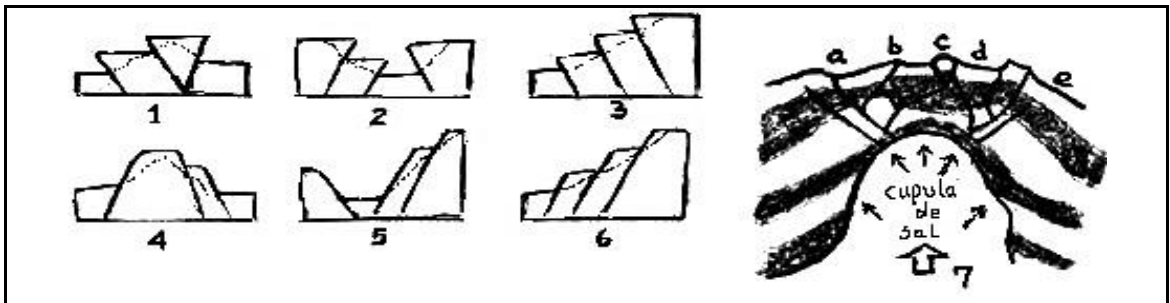


Figura 58. Sistemas compuestos de fallas. 1. Pilar inverso; 2. Fosa inversa; 3. Escalonamiento inverso; 4. Pilar normal; 5. Fosa normal; 6. Escalonamiento normal; 7. Diapiro generando a) falla normal, b) falla inversa, c) horst, d) graben, e) bloque inclinado. Adaptado de La Tierra, Círculo de Lectores.

Un **diapiro** es una masa rocosa muy plástica, por ejemplo un domo salino, que por razón de empujes internos revienta los pliegues al ser comprimida y se extiende por encima de rocas estratigráficamente superiores.

## 11.6 DISCORDANCIAS ESTRATIGRAFICAS

Son contactos de dos estratos que no son inmediatamente sucesivos en el tiempo porque falta uno o más estratos de la serie, lo que se reconoce como una laguna estratigráfica. Las discordancias se producen generalmente porque una cuenca sedimentaria sufre una elevación que interrumpe la sedimentación, mecanismo que es seguido por un proceso

erosivo que elimina algunos estratos. Si posteriormente vuelve a transformarse en una cuenca sedimentaria proseguirá el mecanismo que es seguido de la superposición de estratos.

**11.6.1 Clases de discordancias.** Si los estratos son paralelos la discordancia se llama erosiva, pero puede ocurrir que las capas superiores e inferiores, es decir, las jóvenes y las viejas, muestren ángulos de buzamiento diferente, y en este caso la discordancia se denomina angular. También puede ocurrir que la superficie de erosión sepultada que servirá de contacto entre eventos de diferentes épocas, sea paralela a los estratos superiores o secante a los mismos.

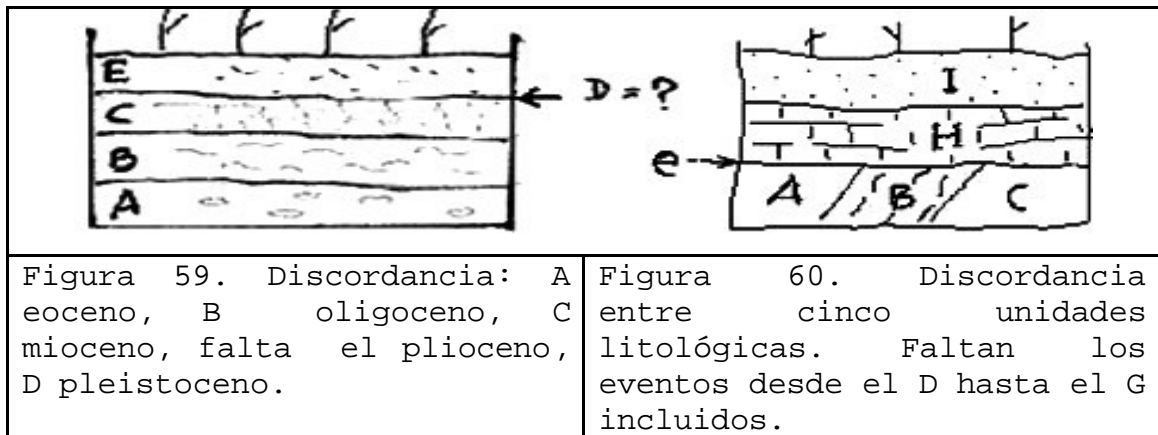
**11.6.2 Mantos de corrimiento.** Se asocian a procesos orogénicos cuando las presiones laterales que provocan los pliegues son muy fuertes, pues estos se pliegan y se desplazan sobre la base. En este proceso interviene la fuerza de la gravedad responsable junto al mecanismo tectónico, de la inclinación y desplazamiento de los materiales. El desplazamiento puede ser muy importante y mover los estratos deformados varios cientos de km. al lado del lugar en que se formaron. Si sobre estos terrenos actúa después la erosión los materiales más antiguos aparecerán situados encima de otros modernos, a causa del volcamiento.

**11.6.3 Correlación.** En un corte donde se da la aparición de una discordancia estratigráfica, además de las series sedimentarias separadas por la laguna estratigráfica, puede haber plegamientos, afallamientos, intrusiones y otros eventos, haciéndose más difícil la correlación temporal de los sucesos representados por unidades litológicas y rasgos estructurales.

Para dar solución a la secuencia de los eventos en un contacto aplicamos las leyes de la superposición, del desplazamiento y del emplazamiento, a saber:

- **Superposición.** En la estratificación, la capa más reciente suele ser la de encima, de no existir volcamiento.
- **Desplazamiento.** Una falla desplazada antecede a la falla desplazante.
- **Emplazamiento.** De dos intrusiones que se intersecan, el cuerpo intruído es el más antiguo.

**11.6.4 Aplicaciones.** A continuación se muestran algunos ejemplos de correlación. Algunos presentan discordancias.

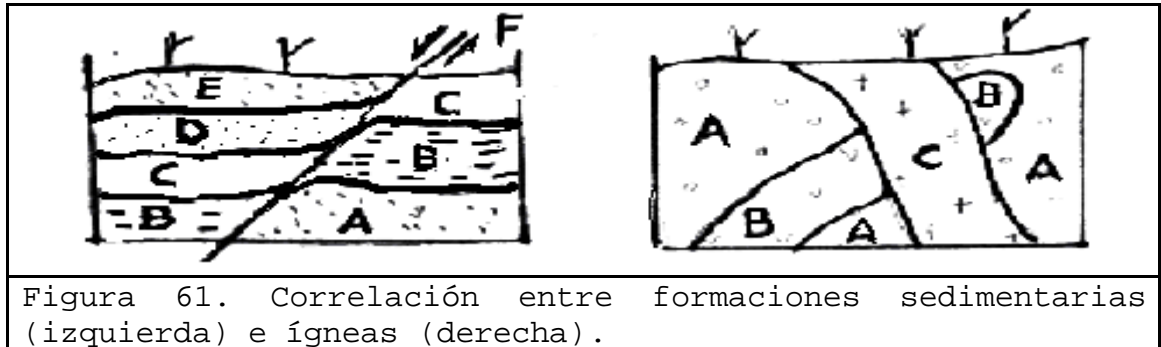


En el depósito terciario que se muestra en el perfil de la fig. 59, entre C y E hace falta la capa D, lo que se explica por erosión o por la no ocurrencia del ciclo de deposición. Lo primero es A y lo más reciente E. La laguna estratigráfica es el oligoceno que no tiene representación en los fósiles.

En la discordancia angular de la fig. 60 el basamento tiene dos posibilidades: que lo más antiguo sea A o que sea C, dependiendo del grado de volcamiento. Luego continúa un proceso erosivo (e) que nivela la superficie de sedimentación para los depósitos H e I. La laguna estratigráfica estará representada por los estratos



comprendidos entre los tres primeros y los dos últimos, no presentes en la columna.



En la fig. 61 de la izquierda Hay cinco estratos afectados por una falla. Por debajo de la falla están los más antiguos (A, B, C) y por encima los más recientes (D y E). El último evento es la falla que en éste caso es normal, según se desprende de la posición del estrato B.

En la fig. 61 de la derecha. En el corte se observan dos plutones laminares B y C intruyéndose y emplazados en un tercer plutón masivo A. El plutón masivo A es el más antiguo por estar intruído por B y C; luego sigue B más antiguo que C, pues C intruye el conjunto.



En la fig. 62 de la izquierda se muestra un perfil; entre A y B la antigüedad depende de si hubo o no, volcamiento en los estratos. Después tiene que darse un plegamiento (p) previo a la fractura (f), que es una falla. Luego el proceso

erosivo (e) puesto que las capas A y B aparecen por encima niveladas, pues la base del depósito C no muestra el escalón de la falla. El último evento es la formación de la capa C, la que no muestra expresión topográfica de la falla.

En la fig. 62 de la derecha, el corte muestra dos fracturas afectando tres depósitos. Inicialmente hay dos posibilidades en la secuencia, ABC o CBA y luego el plegamiento (p); sigue la falla F2 que está desplazada y por último la falla F1 que desplazó a la anterior.

### 11.7 ELEMENTOS DE LA GEOLOGIA ESTRUCTURAL COLOMBIANA

**11.7.1 Fallas notables del país** (de conformidad con el Boletín Geológico del Ingeominas Vol. XIX, No. 2 de 1971, por Earl M. Irving.)

- **Falla Salinas.** Longitud 160 Km. Ubicada al costado oriental del Magdalena Medio, es falla inversa con desplazamiento de tres km. lo que explica el levantamiento del altiplano Cundiboyacense. Al sur, en el Huila, se encuentra la falla del Magdalena, al occidente la de Mulato (Mariquita), y al norte se inicia la falla Santa Marta-Bucaramanga que es de rumbo.

- **Fallas Santa María, Yopal y Guaicaramo.** Tres fallas en el margen oriental de la cordillera Oriental, todas de cabalgamiento y paralelas, entre sí. En el costado nordeste de estas, está la falla Bocono (Venezuela) con una dirección N 45° E y de rumbo derecho. Las fallas de cabalgamiento más notables del país son éstas situadas a lo largo de la Cordillera Oriental, cuyo buzamiento se da hacia ella con fuerte ángulo.

- **Sistema de Fallas de Algeciras.** Partiendo del Golfo de Guayaquil (Ec) hacia el sector meridional del sistema Guaicaramo, este sistema de fallas de rumbo deslizando y desplazamiento vertical, con actividad geotectónica, muestra

dirección NE-SW y comprende las fallas Algeciras, Pitalito, Yunquillo, San Francisco y Afiladores.

- **Falla Cauca y sector central de la de Romeral.** De Cartago a Puerto Valdivia, el Cauca es un graben comprimido entre las dos cordilleras; por lo tanto las dos fallas son inversas, buzando hacia ambas cordilleras, la Occidental y la Oriental respectivamente.

- **Falla de Santa Marta-Bucaramanga.** Longitud 600 Km., al Norte el aluvión que la cubre expresa topográficamente su actividad cuaternaria. Según perforaciones ésta falla de dirección sudeste es una falla de rumbo izquierdo con un desplazamiento de 110 Km., lo que explica la curvatura de la Cordillera Oriental.

- **Falla Bonocó.** Corta los Andes de Mérida en dirección NE, tiene una importante actividad con desplazamiento dextrolateral del orden de 1 centímetro por año. El extremo SW se une con las escamas de cabalgamiento de la región de Pamplona, donde confluyen los Andes de Mérida y el Macizo de Santander.

- **Falla Oca.** Falla de rumbo con desplazamiento dextrolateral de 60 Km. según perforaciones. Su dirección es EW. Limita el norte de la Sierra Nevada y penetra a Venezuela pasando por la boca del Golfo de Maracaibo.

- **Falla Cuisa.** Es paralela y armoniza con la anterior. Localizada 80 Km. al norte de la falla Oca; esta falla de rumbo muestra un desplazamiento derecho de 25 Km.

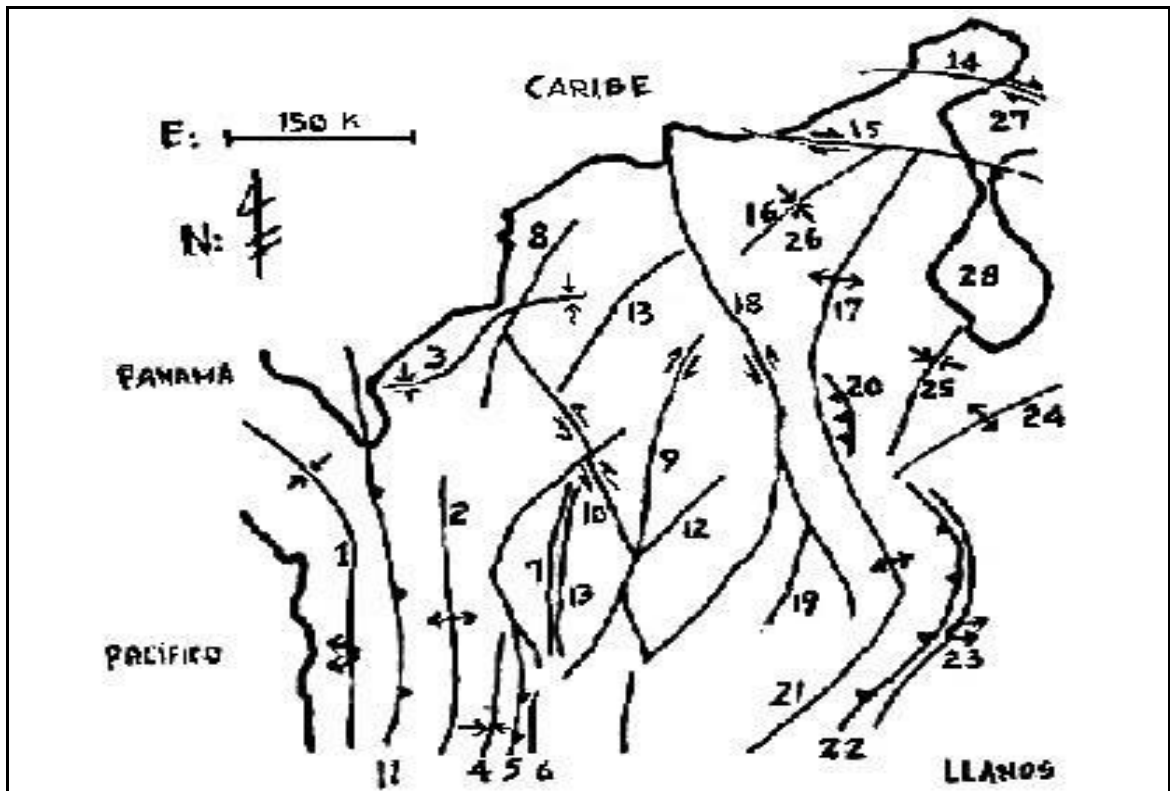


Figura 63. Mapa estructural de Colombia. 1. Cuenca del Chocó, 2. Anticlinorio de la Cordillera Occidental, 3. Cuenca costera Caribe, 4. Cuenca del Cauca, 5. Falla de romeral, 6. Zona fallada volcánica, 7. Cinturón cristalino de la Cordillera Central, 8. Falla Bolívar, 9. Falla Palestina, 10. Falla Otú, 11. Falla Atrato, 12. Falla Cimitarra, 13. Límite occidental aproximado del basamento precámbrico, 14. Falla de Cuisa, 15. Falla de Oca, 16. Cuenca del valle del Cesar, 17. Serranía del Perijá, 18. Falla de Santa Marta-Bucaramanga, 19. Falla de Suárez, 20. Falla Mercedes, 21. Anticlinorio de la Cordillera Oriental, 22. Zona fallada de Guaicaramo, 23. Cuenca de los Llanos, 24. Anticlinorio de Mérida, 25. Entrante SW de la cuenca de Maracaibo, 26. Sierra Nevada, 26. Perijá, 27. Golfo de Venezuela, 28. Lago de Maracaibo. Según Irving, E, Evolución de los Andes más Septentrionales de Colombia.

- **Falla Otú.** La más antigua de la Cordillera Central, con dirección N 15° W, expuesta al sur en 125 Km., se sumerge luego en los estratos terciarios de la costa con dirección a Montería; muestra un movimiento sinixtrolateral de 65 Km.

medidos donde ella emerge. Otú armoniza con la falla Santa Marta-Bucaramanga por ser de rumbo izquierdo y por su paralelismo con ella.

- **Falla Cimitarra.** Nace en la confrontación Otú-Palestina y se extiende hasta Barrancabermeja, siendo visible por su fuerte expresión topográfica en un trayecto de 120 Km. Su juventud se infiere por la intensa alteración de las formaciones miocenas del Valle Medio del Magdalena. Si las fallas antiguas, Otú y Santa Marta-Bucaramanga son de movimiento sinixtrolaterales, las fallas transcurrentes más jóvenes del terciario medio, como la falla Cimitarra al ser dextrolaterales anuncian cambios de esfuerzos tectónicos que armonizan con el tectonismo terciario de la cuenca del Caribe.

- **Falla de Palestina.** Tiene una longitud de 300 Km., una dirección N 15° E y un desplazamiento dextrolateral de 27.7 Km. medidos donde ésta falla de rumbo desplaza a la de Otú. Palestina es muy joven por su fuerte expresión topográfica. El extremo sur presenta vulcanismo fisural, desde el Ruiz hasta el Quindío.

- **Falla Romeral.** Se extiende de la costa norte colombiana en dirección al Ecuador pasando por Medellín, Armenia y Popayán. Al Norte el aspecto es de rumbo; en el centro de falla de compresión o inversa, al Sur de cabalgamiento. Por la distribución alineada de cuerpos ígneos ultramáficos, en su contorno, se prevé que profundice la corteza.

- **Falla Atrato.** Pasa 15 Km. al oriente de Quibdó, con dirección N-S, es decir, paralela a la Romeral. Estuvo bajo compresión pero ahora muestra desplazamiento de rumbo izquierdo. Atrato sale por el golfo de Urabá y entre ella y Romeral norte encontramos la falla Sabanalarga que en su extremo norte, Montería, da origen a la falla Bolívar.

### 11.7.2 Anticlinorios y sinclinorios de Colombia.

- **Anticlinorios.** Los anticlinorios notables del país son la Cordillera Oriental, la Occidental, la Cordillera Central y la Serranía del Perijá.

**Sinclinorios.** Los sinclinorios notables del país son la cuenca del Chocó, las cuencas de los ríos Cauca y Magdalena (Alto, Medio, Bajo), la región del Caribe y el valle del Cesar.

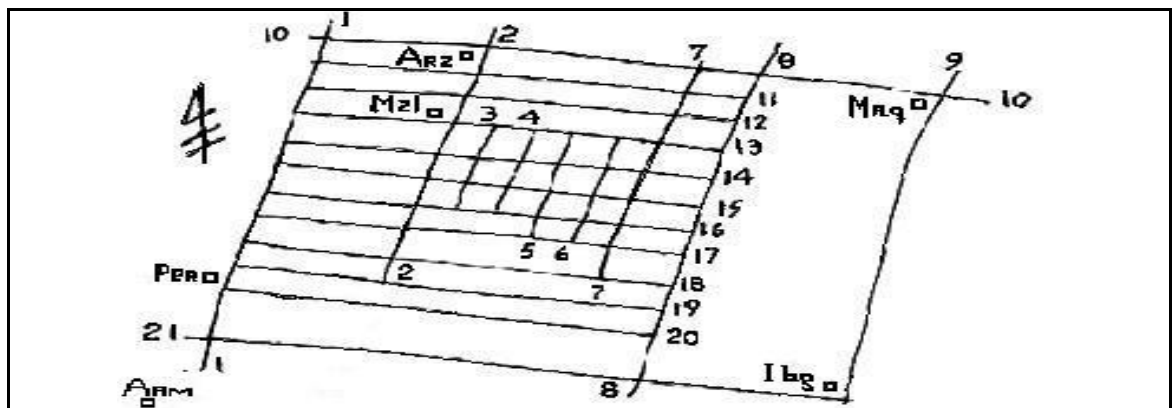


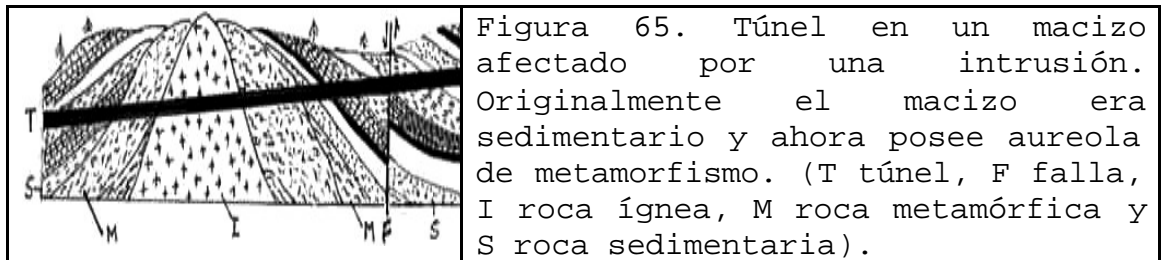
Figura 64. Diagrama esquemático estructural de la región. Distinguimos las siguientes poblaciones: al NW Aranzazu (Arz) y Manizales (Mzl), al NE Mariquita (Mrq); al SW Ibagué (Ibg), y al SW Pereira (Per) y Armenia (Arm). Las fallas o lineamientos con dirección NS yendo de W a E son las siguientes: 1. F. Romeral, 2. F. Manizales-Aranzazu, 3. F. Laguna Baja, 4. F. Termalés Botero-Londoño, 5. F. NN, 6. F. Paramillo de Santa Rosa, 7. F. Cerro Bravo, 8. F. Palestina y 9. F. Mulato. Las fallas o lineamientos que van del E al W enumeradas de N a S son: 10. F. Salamina-Marulanda, 11. F. Neira I, 12. F. Neira II, 13. F. Villa María-Termalés del Ruiz, 14. F. Rioclaro, 15. F. La Cristalina, 16. F. Campoalegrito, 17. F. San Ramón, 18. F. San Eugenio, 19. F. Otún, 20. F. Consota y 21. F. Salento. Adaptado de Investigación Geotérmica del Ruiz, CHEC.

**11.7.3 Tectónica local** (alineamientos). Según la investigación del potencial geotérmico del Ruiz hecha por la Central Hidroeléctrica de Caldas (CHEC, 1985) y la Geología de Manizales y sus alrededores estudiada por José Luis Naranjo y Carlos Borrero de la Universidad de Caldas, un

esquema de los rasgos estructurales de la región señala las siguientes fallas o lineamientos inferidos, cuya verificación en varios casos está por hacerse.



Las rocas pueden ser duras o blandas y las fallas de los macizos se pueden presentar por zonas de debilidad o de discontinuidad estructural. Las rocas blandas fallan a través del cuerpo de la masa rocosa y también a través de sus defectos estructurales.



En la fig. 65 las capas sedimentarias están levantadas hacia la intrusión ígnea. El metamorfismo se da sobre las rocas sedimentarias por efectos del magma ascendente. El contacto entre las rocas metamórficas y la intrusión está fallado. Existe una falla tectónica, además. Un túnel atravesando este macizo encontrará comportamientos diferentes en las rocas: habrá comportamiento plástico en las metamórficas y elástico en las dos zonas de falla; serán rocas duras las ígneas y metamórficas y blandas las sedimentarias, habrá discontinuidades de retracción en las ígneas y de estratificación en las sedimentarias entre estas, los comportamientos varían sustancialmente.

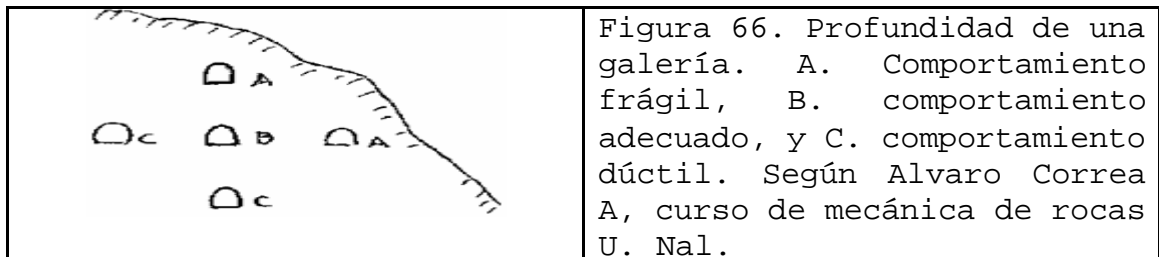
### 12.1 CALIDAD DEL MACIZO



Se considera que un suelo o roca es blando o duro, según su resistencia a la compresión esté en los siguientes rangos:

Suelo blando menos de	4 Kg/cm <sup>2</sup>
Suelo duro entre	4 - 10 Kg/cm <sup>2</sup>
Roca blanda de	10 a 375 Kg/cm <sup>2</sup>
Roca intermedia de	375 a 700 Kg/cm <sup>2</sup>
Roca dura mas de	700 Kg/cm <sup>2</sup>
El concreto corriente es de sólo 210 Kg/cm <sup>2</sup> ,	

Las rocas blandas son aquellas que pueden fallar a través de material intacto a los niveles de esfuerzos existentes que se pueden dar en el área de influencia de una excavación, sin que tenga sentido un valor numérico para definir la resistencia de dichas rocas, máximo aún si se tiene en cuenta que los macizos de roca más dura pueden fallar y fallan en las excavaciones más profundas. El comportamiento de una galería puede ser dúctil, adecuado o frágil, como se muestra en la fig. , cuando se consideran profundidades del orden de 100, 200 y 300 metros respectivamente.



En A hay relajamiento de esfuerzos y el bloque superior puede caer.

En B el confinamiento es suficiente y la región es óptima.

En C se corre peligro de implosión cuando se cierre el túnel si la roca fluye por plasticidad.

Si la densidad de la roca es 2,5 ton/m<sup>3</sup>, la carga de roca a 300 metros de profundidad ( $P_z = \gamma H$ ) será 75 Kg/cm<sup>2</sup> y a 600 metros 150 Kg/cm<sup>2</sup>.

Experimentalmente se sabe que para las excavaciones el factor de seguridad es del orden de 5. Esto es, la presión litostática  $P_z$  dividida por el esfuerzo de ruptura  $s_c$  debe ser superior a 0,2, inverso de 5 y límite por debajo del cual las rocas supuestamente fallarían. En los casos anteriores  $P_z / 0,2 > s_c$ , da los siguientes valores.

Para  $H = 300$  m de la relación anterior  $75 / 0,2 > 375$   
Kg/cm<sup>2</sup>

Para  $H = 600$  m de la relación anterior  $150 / 0,2 > 750$   
Kg/cm<sup>2</sup>

Algunos autores consideran el límite entre roca blanda o dura la resistencia inconfiada de 375 Kg/cm<sup>2</sup>, e incluso 750 Kg/cm<sup>2</sup> o más, si los esfuerzos horizontales son mayores que los verticales aunque las profundidades sean menores que las indicadas. Para los casos anteriores, taludes en rocas de esta resistencia, con alturas de 500 metros podrían presentar falla parcial a través de la masa de la roca intacta. En proyectos de ingeniería profundos los macizos con esta resistencia pueden fallar a través del material intacto bajo ciertas consideraciones extremas de profundidad al comportarse de manera dúctil como se ilustró con el ejemplo del túnel.

#### 12.1.1 Propiedades de las rocas.

- **Las rocas ígneas.** Son muy resistentes, isotrópicas, rígidas, frágiles, densas y de textura entrabada. Su inconveniente se da por presencia de materiales alterables y diaclasamiento.

- **Las rocas ígneas plutónicas.** Tienen minerales resistentes, entrabados, se da fallamiento en escalonado de minerales porque son diferentes.

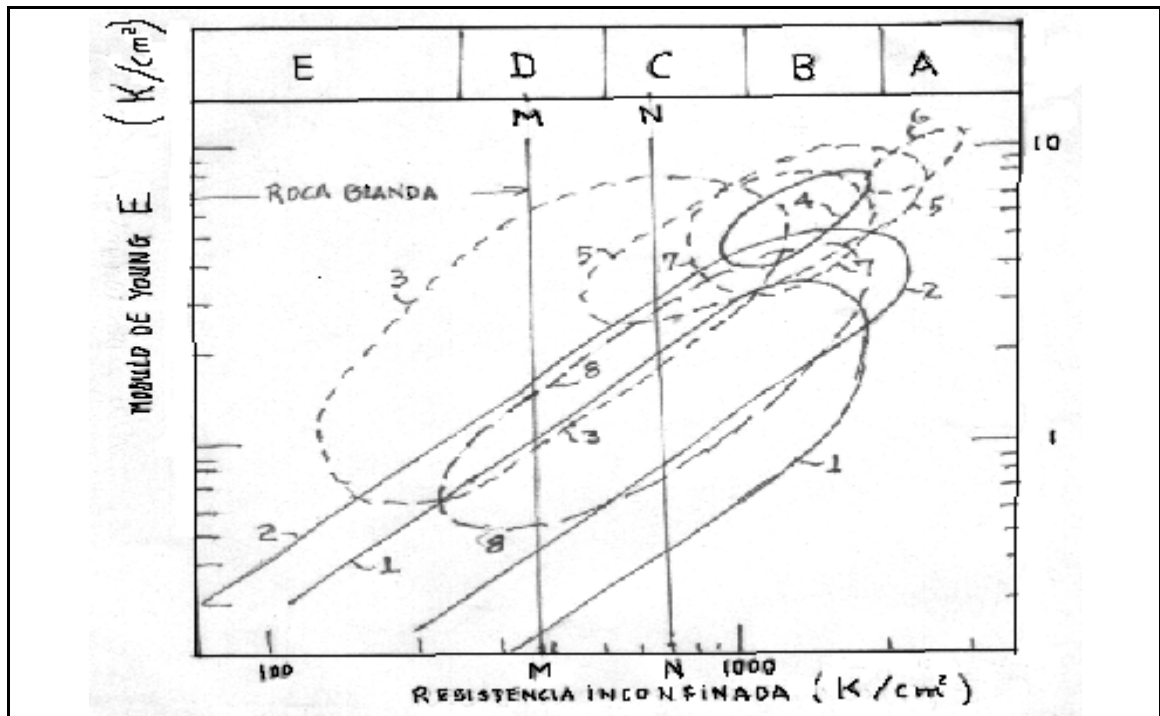


Figura.67. Clasificación ingenieril de roca intacta según Deere. E. Resistencia muy baja, D resistencia baja, C. resistencia media, B. resistencia alta, A. resistencia muy alta. 1. Roca arcillosa, 2. Areniscas, 3. Esquistos de foliación fina, 4. Granitos, 5. Calizas, 6. Cuarzitas, 7. Gneises, 8. Esquistos de foliación gruesa. M.  $375 \text{ Kg/cm}^2$ , N.  $700 \text{ Kg/cm}^2$ . Adaptado de Alberto Nieto, Caracterización G. de Macizos de Roca Blanda

- **Las rocas ígneas volcánicas.** Muestran heterogeneidad de minerales; hay falla en poros que afectan la roca, la porosidad le da plasticidad a la masa que si es de rocas masivas resulta poco porosa.

- **Las rocas sedimentarias.** Tienen resistencia media a baja son ortotrópicas, poco rígidas, dúctiles, porosas y presentan textura cementada-laminada. Su inconveniente es la ortotropía que hace difíciles los cálculos de estabilidad y comportamiento del macizo.

En las rocas sedimentarias la resistencia depende del grado de cementación y de su densidad. Ella aumenta cuando los granos son finos; si hay disolución en la masa hay porosidad. Los planos de estratificación son zonas de debilidad.

- **Las rocas metamórficas.** Se caracterizan por una resistencia medio alta, su ortotropía, tenacidad, textura entrabada y baja porosidad. Hay rigidez en el sentido paralelo y plasticidad en el perpendicular, con relación a los planos de clivaje. Su ortotropía dificulta los cálculos.

Las rocas metamórficas resultan elásticas por la cristalización de la masa. Son densas por el empaquetamiento. Si hay minerales laminados hay debilidad. Si hay esquistocidad hay zonas de debilidad. Los gneises son como los granitos aunque el bandeamiento les da debilidad.

**12.1.2 Macizos en roca blanda.** Los macizos de roca blanda están constituidos por materiales generalmente sedimentarios de grano fino, como arcillolitas, lodolitas, limolitas, tobas y margas, y también areniscas o conglomerados, pobremente cementadas, o por rocas metamórficas con orientación esquistosa desfavorable (filitas, esquistos), cuyo comportamiento geomecánico está controlado por la roca intacta y también por fracturas, diaclasas y fallas.

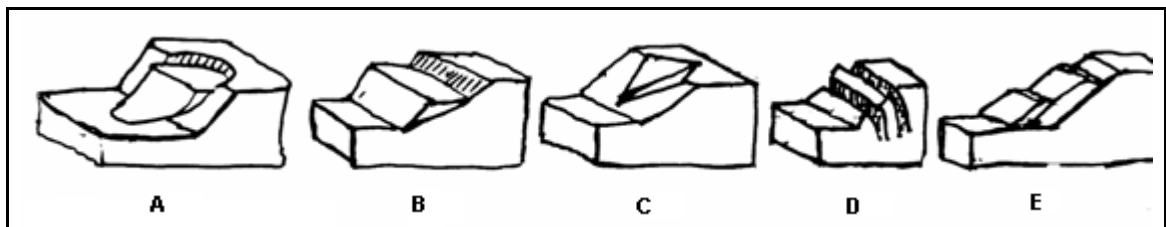


Figura 68. Fallas de un talud de roca: A. Falla circular. B. Falla planar, C. Falla en cuña, D. Falla por volcamiento, E. Fallas por flexión y Falla por pateo. Según Hoek and Bray, Rock Slope Engineering.

Los macizos de roca meteorizada también pueden ser considerados como masa de roca blanda cuyas discontinuidades

son rellenos de materiales tipo suelo; dichos macizos a menudo muestran una transición hacia suelos residuales donde los saprolitos tienen estructuras relictas, heredadas de la roca sana, las que sirven de zona de falla.

**12.1.3 Caracterización del macizo rocoso.** Esta es una tarea de observación, mediciones y ensayos para obtener parámetros cuantitativos útiles al diseño ingenieril. Este proceso además se desarrolla a lo largo de todas las etapas del desarrollo del proyecto, desde el diseño hasta su construcción y operación. Según la fase de diseño se requiere establecer un nivel mínimo de caracterización. El primero es con base en observaciones geológicas, el segundo nivel exige prospecciones geofísicas y el nivel final perforaciones exploratorias, medidas y ensayos geotécnicos.

Los parámetros geotécnicos fundamentales son la resistencia al corte, la deformabilidad, la permeabilidad y el estado original de esfuerzos, tanto para macizos en rocas duras como en rocas blandas. En las segundas la durabilidad de las rocas y su potencial de expansión y fluencia deben ser propiedades de primer orden.

En el caso de cimentaciones los principales problemas para una estructura en roca blanda son asentamientos diferenciales, rebote, falla a lo largo del contacto estructura-roca, las altas presiones de poros, las fugas excesivas y rara vez la falla por capacidad portante del macizo.

En los taludes la altura condiciona el tipo de caracterización geotécnica, como también lo hace la resistencia de la roca intacta y la geometría de las discontinuidades. Si es relevante la resistencia al corte, la deformabilidad puede tener interés por la inducción de fracturas de tensión en la corona, donde el agua introducida genera situaciones de inestabilidad que no existían.

Las obras más difíciles de caracterizar y modelar, son las excavaciones subterráneas. A diferencia de una estructura de concreto, el escenario estructural es aleatorio e incierto y queda escondido bajo una cubierta de suelo y material rocoso. Entre los problemas a resolver en el diseño de túneles, que han de conducir agua a presión están el de la estabilidad de las paredes sin agua y con ella, el grosor del refuerzo, la permeabilidad del macizo y la estabilidad de las laderas exteriores vecinas en caso de presiones hidrostáticas inducidas y de fuga de agua hacia los taludes y laderas.

La caracterización apropiada de los macizos rocosos, además de ser la base para el diseño de las obras, contribuye a la optimización del método constructivo, da vía al mejoramiento del macizo (anclajes, inyecciones, drenaje) y permite la programación de observaciones durante el funcionamiento de las obras.

## 12.2 DISCONTINUIDADES EN MACIZOS ROCOSOS

Las discontinuidades están presentes en la roca y afectan la resistencia, permeabilidad y durabilidad de la masa. Es importante evaluar la geometría, naturaleza, estado y condición de las discontinuidades, porque ellas definen la fábrica estructural del macizo rocoso. Además de su génesis, la influencia en el comportamiento del macizo, exige evaluar la génesis de los rellenos, la cantidad de agua, las cicatrices y revestimientos en las paredes por materiales solubles, la abertura, rugosidad y persistencia de las discontinuidades, y el número de familias.

Las discontinuidades pueden ser:

Cuadro 16. Tipos principales de discontinuidades en macizos rocosos

Origen	Roca	Clase	Mecanismo
--------	------	-------	-----------

Origen	Roca	Clase	Mecanismo
Genético	Igneas	Estructura de flujo	Contactos entre coladas de lavas sucesivas
		Estructura de retracción	Grietas de retracción por enfriamiento
	Metamór	Foliación	Por gradientes térmicos, de presión y anatexia
	Sedimen to	Estratificación	Contactos entre eventos de deposición
Físico-químico	Todas	Termofracturas	Ciclos de calentamiento-enfriamiento o humedecimiento-secado
		Halifracturas	Expansión de sales y arcillas en fracturas
		Gelifracturas	Ciclos de congelamiento y fusión de agua
Gravedad	Todas	Relajación	Pérdida de presión de sepultura y esfuerzos de tracción
		Corte	Concentración de esfuerzos horizontales en valles
Tectónico	Todas	Estructuras de placa	Bordes constructivos, pasivos y destructivos
		Fallas	Rupturas con desplazamientos por esfuerzos de compresión, tracción y corte
		Diaclasas	Rupturas por esfuerzos tectónicos, pero sin desplazamiento de bloques
		Fracturas de pliegues	Radiales en la zona de tracción y de corte en la

Origen	Roca	Clase	Mecanismo
			parte interna de la charnela
Biológico	Todas	Acción de las raíces	Penetración y crecimiento de las raíces de los árboles

Adaptado de Alvaro J. González G. Universidad Nacional, 1995.

- **Genéticas o primarias.** Son discontinuidades asociadas a estructuras de flujo y a fenómenos de retracción térmica en las rocas ígneas, a la foliación en algunas rocas metamórficas y a la estratificación en las sedimentarias. Son contemporáneas con la formación de la roca.

- **Termoquímicas.** Estas discontinuidades, de carácter secundario, pueden ocurrir después de formada la roca por causa del medio externo, como la termofracturación por gradiente térmico, gelifracturación por agua-hielo, halifracturación por sales y argilofracturación por arcillas.

- **Gravitacionales y tectónicas.** Son discontinuidades secundarias asociadas a esfuerzos gravitatorios como grietas de tracción, o a esfuerzos tectónicos donde se incluyen diaclasas, fallas y estructuras de placas tectónicas.

**12.2.1 Sistemas de diaclasas.** Los métodos para recolectar información de discontinuidades son inexactos y entre ellos la brújula y la construcción del plano o el mapa y la topografía son los más generalizados. La descripción de las perforaciones es útil cuando hay control de verticalidad y orientación, acompañados de una buena descripción de muestras.

Una familia de diaclasas es un grupo de diaclasas con igual orientación y varias familias presentes en un macizo,



intersecándose, se denominan sistema de diaclasas del macizo.

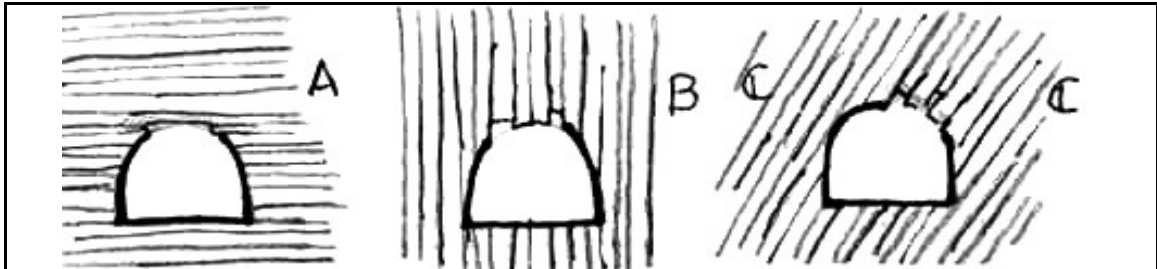


Figura 69. Estratificación y esquistosidad en el caso de un túnel. A. Discontinuidades horizontales, B. discontinuidades verticales, C. discontinuidades oblicuas. Adaptado del curso de geología de Juan Montero, U. Nal.

Las diaclasas pueden ser abiertas o cerradas y estar cementadas o no. También pueden ser paralelas a los planos de estratificación (rocas sedimentarias) o de clivaje (rocas metamórficas).

Por regla general un macizo tiene tres familias de fracturas o diaclasas asociadas a esfuerzos y cuando hay más de tres es porque existe superposición de esfuerzos.

**12.2.2 Parámetros de las discontinuidades.** Los parámetros de descripción de las discontinuidades son diez.

- **Orientación.** Es la posición espacial y se da con el rumbo y buzamiento de la superficie de discontinuidad. Es importante ver la actitud de los bloques y fracturas para efectos de estabilidad.

- **Espaciamiento.** Es la distancia perpendicular entre dos discontinuidades de una misma familia. Debe advertirse que el espaciamiento aparente, el que muestra en superficie la roca, por regla general es mayor que el real. Se utiliza el promedio.

- **Persistencia.** Es la longitud de la traza de una discontinuidad en un afloramiento (se trabaja estadísticamente y con criterios probabilísticos como el espaciamiento). Cuando hay persistencia se garantiza el flujo de agua a través de la masa.
  
- **Rugosidad.** Se alude a la rugosidad de la superficie y a la ondulación de la discontinuidad, pues ambos afectan la resistencia del macizo rocoso. Una alta rugosidad aumenta la resistencia a la fricción.
  
- **Resistencia de las paredes de la discontinuidad.** Generalmente es la resistencia a la compresión inconfiada, pues es una buena medida de la alteración de las paredes de la discontinuidad. La resistencia aumenta con la presencia de dientes de roca en la discontinuidad.
  
- **Abertura.** Es la distancia perpendicular entre las paredes de las distancias de las diaclasas cuando estas no tienen relleno (sólo agua o aire). Hay diaclasas cerradas.
  
- **Relleno.** Alude al material entre las paredes de la discontinuidad, casi siempre más blando que el macizo rocoso. Un parámetro en el material de relleno es su grado de cementación.
  
- **Flujo.** Agua presente en la discontinuidad que se encuentra libre o en movimiento. Se describe por el caudal y debe evaluarse si el agua brota o no con presión.
  
- **Número de familias presentes.** Es indicativo del grado de fracturamiento del macizo y depende de la dirección y tipo de esfuerzos. El menor número de familias en un macizo es tres; también las familias presentan características distintivas, no solamente en dirección y espaciamiento sino también en condiciones de relleno, caudal e incluso edad y tipo de esfuerzos que la origina.

- **Tamaño de bloques.** El que se cuantifica con algunas metodologías específicas. Deben identificarse además los bloques críticos: aquellos que tienen tamaños finitos y posibilidad de desprenderse.

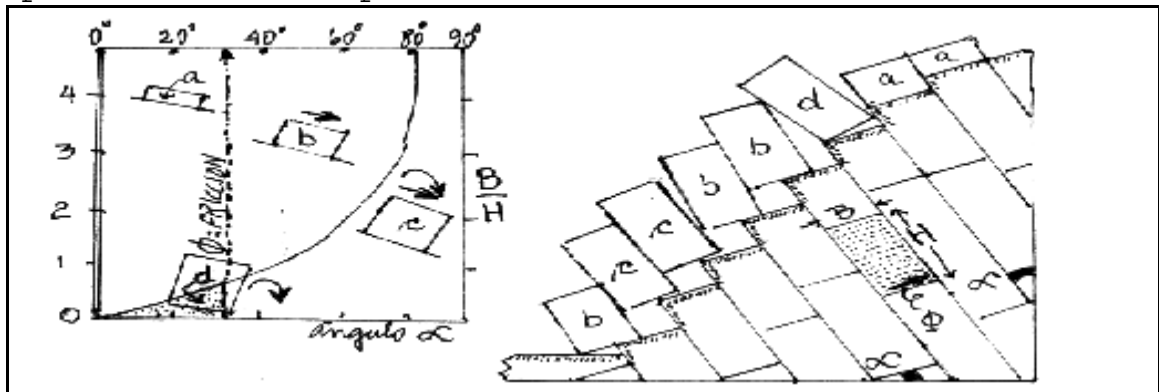


Figura 70. Volcamiento y deslizamiento de bloques. En el macizo: (a) bloques sin volcamiento ni deslizamiento; (d) con volcamiento y sin deslizamiento; (b) con deslizamiento y sin volcamiento; (c) con deslizamiento y volcamiento. En el ábaco se presentan las situaciones anteriores para un bloque sin empuje, en función de la inclinación del piso, de la relación base - altura de los bloques y de la fricción en el piso. Adaptado de E. Hoek and J. Bray, Rock Slope Engineering.

### 12.3 ESTABILIDAD DEL MACIZO

**12.3.1 Estabilidad general.** En un macizo rocoso se evalúa el material rocoso, el sistema de diaclasas, las condiciones del agua y las condiciones de esfuerzos.

En el material rocoso se evalúa la compresión inconfiada y la resistencia a la tracción utilizando núcleo de prueba. En el sistema de diaclasas se evalúan los parámetros señalados de rugosidad, separación (distancia), abertura (tamaño de bloques), rellenos, orientación (número de familias), persistencia y continuidad. En las condiciones del agua se evalúan la cantidad y los efectos del agua. También las características físicas y químicas de agua, y las modificaciones del caudal en el tiempo pueden importar. En

las condiciones de esfuerzos se evalúan, en cantidad, rata y dirección, los cambios en la masa y los cambios en la carga. Aquí es posible considerar la necesidad de estudios de sismicidad local.

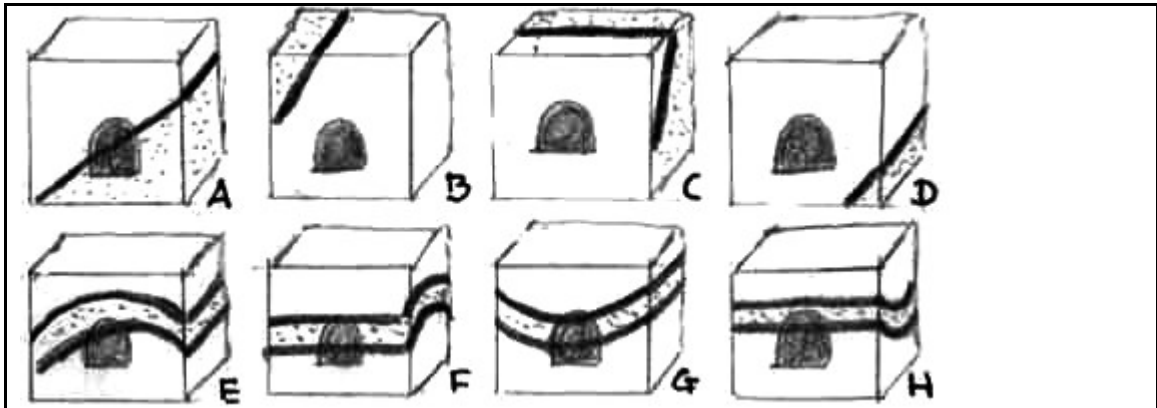


Figura 71. Aptitud de una estructura geológica y la dirección de un túnel. . La falla va con el túnel, B. y D. la falla no corta el túnel, C. la falla corta transversalmente el túnel, E. y F. el túnel se encuentra en un anticlinal, G. y H. el túnel cruza un sinclinal. Adaptado de Pedro Hernández, Conceptos de Geología Estructural.

Es importante notar la diferencia en los casos A y C. Se supone que C. es más favorable que A. porque la zona de fracturamiento intenso donde el túnel requiere blindaje es sólo una sección del túnel. En los sinclinales G. y H. se puede prever concentración de agua fluyendo hacia el túnel. Es más crítico G. que H. Los anticlinales E. y F. ofrecen mejores condiciones de auto soporte que las que ofrecen los sinclinales.

Una segunda consideración, es la anisotropía de tipo litológico: en el primer caso a ambos lados de la falla las rocas no coinciden en razón del desplazamiento que esta supone; en el segundo caso los sinclinales y anticlinales son estructuras propias de ambientes sedimentarios, y esto supone la presencia de estratos. En uno y otro caso existiera la posibilidad de encontrar rocas con propiedades

diferentes que contrastan como parámetros de diseño (permeabilidad, resistencia, plasticidad, alterabilidad, etc.).

**12.3.2 Estabilidad cinemática.** Para evaluar la estabilidad de un bloque rígido, previendo una falla de talud en un macizo rocoso, hay que averiguar rasgos geométricos para ver el tamaño, forma y disposición de bloques o cuñas de roca, recurriendo a un análisis de estabilidad o inestabilidad cinemática.

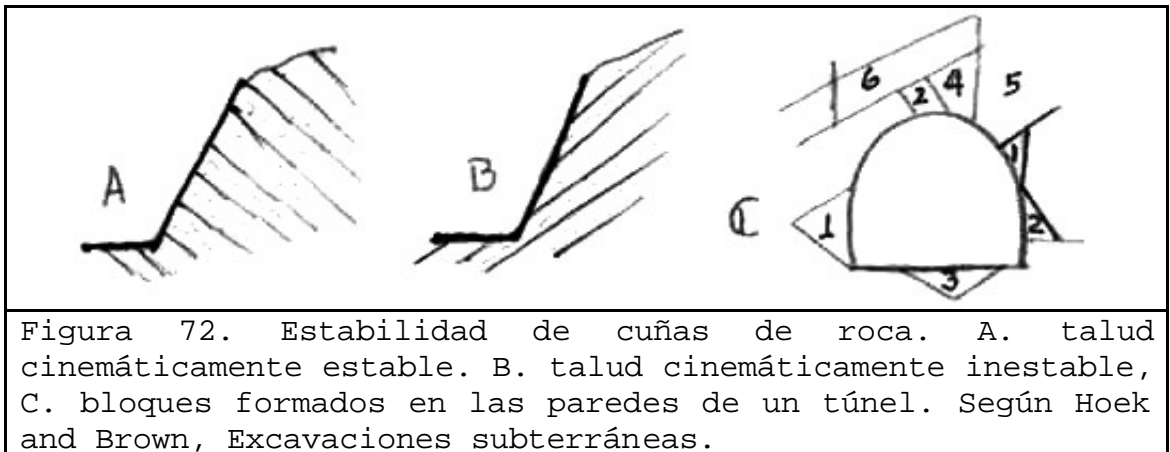


Figura 72. Estabilidad de cuñas de roca. A. talud cinemáticamente estable. B. talud cinemáticamente inestable, C. bloques formados en las paredes de un túnel. Según Hoek and Brown, Excavaciones subterráneas.

De los dos taludes, el que muestra discontinuidades buzando en contra de la pendiente, resulta cinemáticamente estable. El talud de la derecha se considera cinemáticamente inestable puesto que se facilita el deslizamiento de las masas de roca, toda vez que los bloques resultan inconfinados. La fricción de ser suficiente, podrá evitar el deslizamiento de las cuñas.

En la sección del túnel, con bloques críticos y potencialmente críticos, estos son bloques que se pueden caer. El seis no lo es por faltarle caída libre, el cinco tampoco por ser infinito, el cuatro por ser cono cuñado; tampoco, los bloques uno, dos y tres son finitos y removibles, y su estabilidad está en duda por fricción y geometría; uno y dos son críticos y potencialmente críticos.

Tres y dos por gravedad son seguros, el dos del techo por fricción puede ser estable y exige una fuerza actuante. El dos de la pared exige fuerzas actuantes. El uno de la derecha cae libremente y el uno de la izquierda cae friccionando. Aunque exista inestabilidad cinemática no se sabe si se dará o no la falla del talud, pues desde el punto de vista mecánico el talud puede ser estable. En los túneles pueden darse bloques críticos, cuando la geometría de las discontinuidades los conforme con una actitud desfavorable, propicia al desprendimiento por falta de confinamiento e inclinación pronunciada. La falla de estos elementos se da en caso fuerzas desequilibrantes, pérdida de la resistencia y fricción insuficiente para el apoyo.

El análisis cinemático supone averiguar geoméricamente las dimensiones probables del bloque y su disposición, de acuerdo a la orientación, espaciamento y persistencia de las discontinuidades del macizo rocoso, obtenidas de perforaciones y taludes vecinos.

De otro lado, algunos depósitos de suelo pueden fallar por planos tan débiles que por su forma, su comportamiento es el de fallas en material rocoso.

**12.3.3 Auscultación y control de túneles y galerías.** El proceso apunta a observar la dinámica de los procesos en la masa rocosa y con respecto a la galería, particularmente esfuerzos, deformaciones y degradaciones por agentes ambientales. El propósito es garantizar la estabilidad y servicio de la estructura.

El **nivel de alarma** es diferente en minas que en casas de máquinas pues en las primeras hay cuasiestabilidad (factor de seguridad cercano a 0,9), mientras en casas de máquinas el factor de seguridad es 7 u 8.

En las minas hay procesos de avance del frente y extracción de materiales, en el primero el factor de seguridad es 3 y en el de extracción 0,7 a 0,9. Eso supone que las

características del macizo son malas y se puede utilizar poca voladura obteniendo economías.

La auscultación debe basarse en una **base amplia de datos** manejables estadísticamente y las medidas deben hacerse, desde que se abre el frente a auscultar. Estas son al principio medidas cada hora, más tarde medidas diarias y por último medidas cada seis meses que nunca podrán suspenderse.

La previsión de eventos es compleja porque son muchos los parámetros y difícil su integración. Por ejemplo datos geológicos, hidrológicos y geotécnicos; datos topográficos; aspectos geométricos, aspectos técnicos como métodos de avance, tipos de soportes y revestimientos; además modificación del estado inicial de esfuerzos.

El modelo exige la determinación de ensayos de laboratorio y de medidas in situ. El ajuste del modelo o de las hipótesis supone la confrontación de resultados de observación directa. La auscultación depende del tipo de roca, magnitud y dirección de esfuerzos, métodos de avance, sostenimiento de la galería y el recurso humano.

Si **los materiales fallan por esfuerzos o deformaciones**, para la auscultación interesa la deformación. La medida de esfuerzos y deformaciones siempre es diferente desde el punto de vista espacial. Los esfuerzos suponen mediciones por áreas o volúmenes y las deformaciones, la medición puntual. De todas maneras el puente para conocer los esfuerzos a partir de la magnitud y la dirección de las deformaciones es el módulo de Young.

Hay métodos de auscultación visuales e instrumentales (métodos sencillos y complejos). Los **métodos visuales**, aunque no cuantifican, son económicos, recomendados y significativos. Su ventaja es que permite la cualificación y extrapolación de las deformaciones. Las medidas visuales incluyen caída de bloques pequeños, generación y avance de grietas, formación de vientres y vacíos, deslizamiento de

elementos de soporte, punzonamiento del piso, presencia de humedad e infiltraciones, observación de bloques críticos, oxidación de los elementos del soporte, gases, etc.

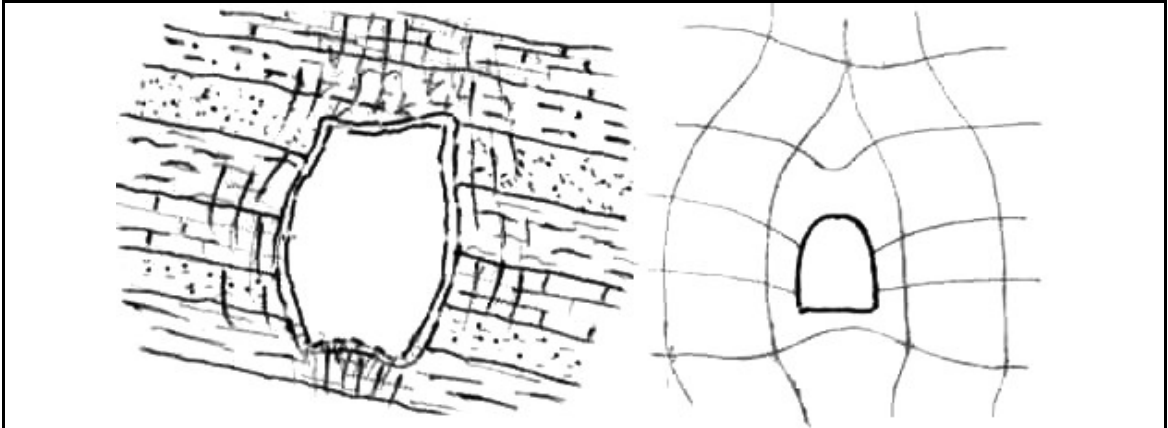


Figura 73. Galería rectangular en roca con fuerte anisotropía estratigráfica. En el dibujo la galería sugiere una elipse. La rigidez del material en las paredes es buena pero no en el piso. A la derecha se muestra la trayectoria de los esfuerzos principales en la galería, la que depende de la forma y orientación de la galería. Notas del curso de instrumentación geotécnica de Guillermo Angel, U. Nal.

Las **medidas instrumentales** varían en costos. Las económicas y rápidas son: para deformaciones, las de convergencias (cierre de diámetros), la de expansiones (hechas con gatos), los grietómetros (pie de rey), la altura rectante (entre techo y piso); para esfuerzos, celdas de carga (miden esfuerzos por deformación) y gato plano; y para velocidad, la microsísmica que mide las diferencias de tiempo de arribo de ondas provocadas. Las medidas de costo intermedio son las que se toman con estratoscopio (especie de periscopio para introducir en rotos). Las medidas costosas y demoradas son el radiofor, distofofor, telemetría, distanciómetro (todas para deformaciones), el overcoring (mide esfuerzo y deformación sobre perforaciones) y el doorstopper (que mide esfuerzos).

Uno de los **errores** de la auscultación es que la medición no es sistemática. Las características del comportamiento del



macizo y la estructura no están siempre bien definidas y por ello no se instalan los instrumentos debidos. Es frecuente la falta de experiencia para la correcta instalación y lectura de los instrumentos o para su corrección. También la falta de interés en las condiciones geológicas y en la necesidad del control, como las instalaciones tardías y la falta de mediciones (que no se ejecutan), aunque existan los instrumentos.

#### 12.4 RASGOS ESTRUCTURALES

Planicies, montañas y mesetas en la superficie de la Tierra, muestran rasgos estructurales con características propias; esos rasgos son llamados pliegues, fracturas (fallas o diaclasas) y contactos (discordancias), además de los mantos de corrimiento.

**12.4.1 Rumbo y buzamiento.** La disposición o geometría de un rasgo estructural se anuncia con dos parámetros: el rumbo o dirección y el buzamiento o echado.

- **Rumbo.** Supóngase un plano inclinado del cual se pueden dibujar las curvas del nivel (CN), perpendiculares a la línea de máxima pendiente (ZL); Fig. 74.

El rumbo será el ángulo horizontal  $\phi$  que hace una curva de nivel del plano inclinado (CN) con la Norte-Sur, de tal manera que el ángulo sea agudo.

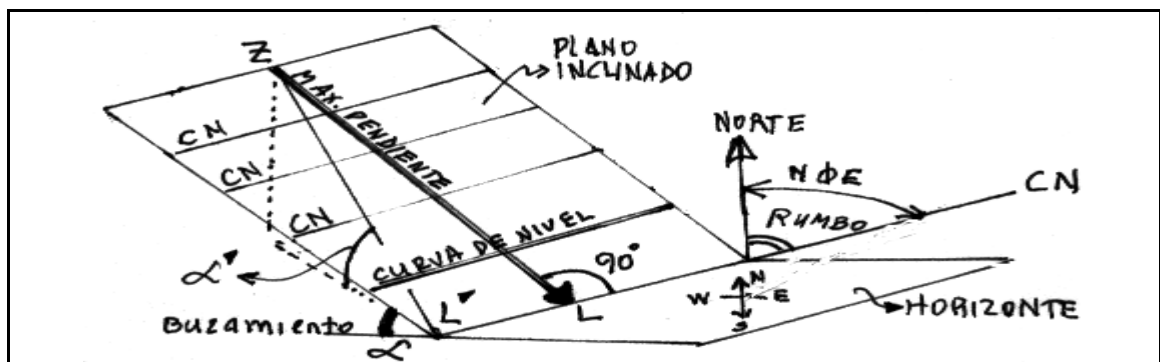


Figura 74. Plano inclinado: este plano inclinado representa una superficie de falla o cualquier otro rasgo estructural. El ángulo con la norte es horizontal y el ángulo alfa, vertical.

En el rumbo antes del valor angular  $\phi$  va la letra N o S, según el extremo del meridiano de origen sea norte o sur, y después del ángulo  $\phi$  va la letra E o W dependiendo del cuadrante (Este u Oeste) hacia donde avance la curva de nivel (CN).

- **Buzamiento.** La línea de máxima pendiente (ZL) muestra la trayectoria de las aguas lluvias sobre el plano inclinado. Esa línea y también el plano tienen por buzamiento el ángulo  $\alpha$  medido con relación al horizonte. Después del ángulo  $\alpha$  se escriben dos letras consecutivas, la primera N o S y la segunda E o W, de tal manera que quede registrado el cuadrante hacia el cual el plano inclinado se deprime, es decir, hacia el cual avanza la línea de máxima pendiente (ZL). Como las curvas de nivel (CN) y las de máxima pendiente (ZL) son perpendiculares, una de las dos letras cardinales para el buzamiento ( $\alpha$ ), será igual a otra de las que tiene el rumbo ( $\phi$ ).

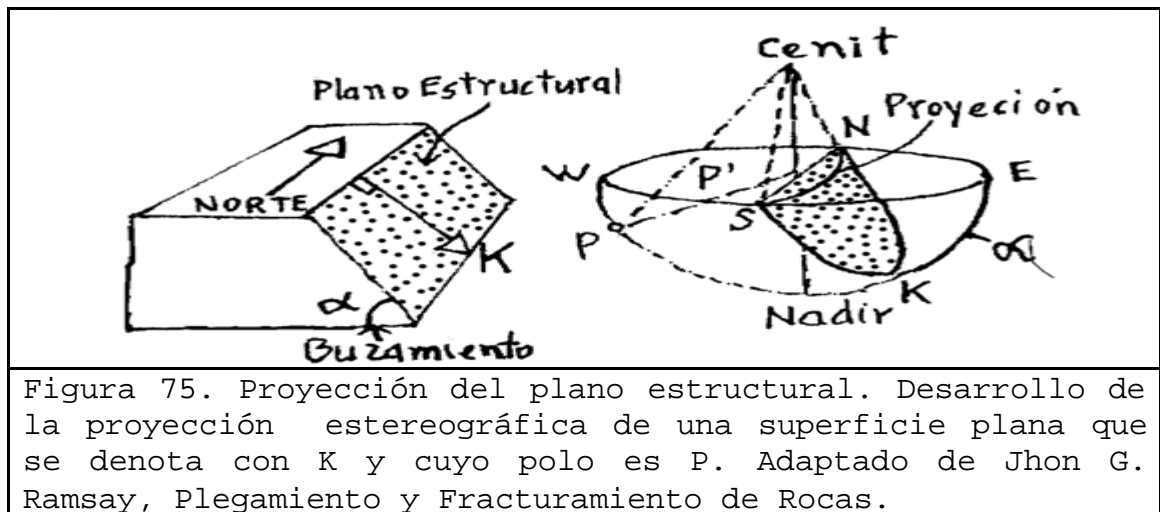
Si al rumbo de una línea se le cambian las dos letras cardinales, se produce un giro de  $180^\circ$ ; si se le cambia una sola letra, se producirá un giro de  $90^\circ$ .

- **Buzamiento aparente.** Obsérvese en la fig. 74 (plano inclinado) la línea ZL' (en diagonal), esta hace un ángulo  $\alpha'$  con el horizonte (no dibujado) ángulo menor que  $\alpha$  y que es llamado ángulo de buzamiento aparente.

Hay muchos buzamientos aparentes  $\alpha'$ , medido cualquiera de ellos sobre una línea no perpendicular a la curva de nivel CN.

**12.4.2 Representación estereográfica.** Se puede hacer una representación plana de una esfera intersecada por varios

planos de corte que pasan por su centro. Estas intersecciones son círculos Máximos.



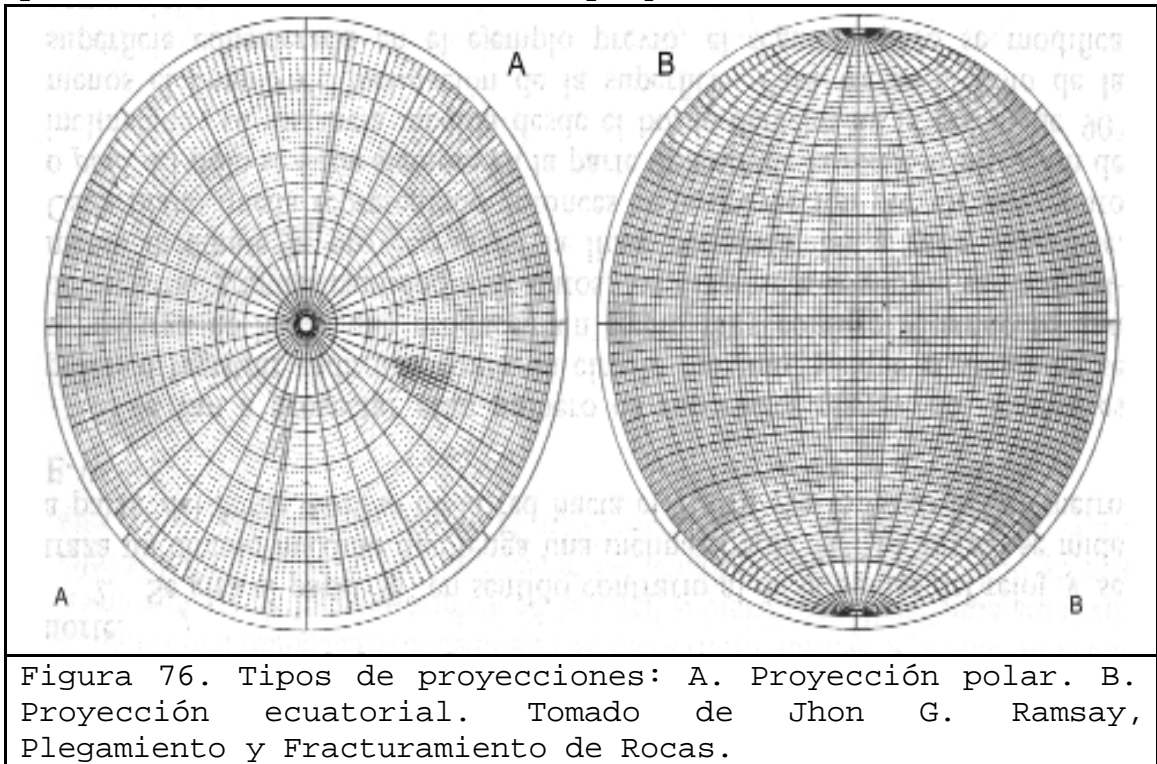
Ubicándose el observador en el centro de la esfera, podrá señalar sobre su superficie seis (6) puntos fundamentales: arriba y abajo el cenit y el nadir, que son antípodas. A izquierda y derecha el oriente (E) y occidente (W), ubicados sobre los extremos de otro diámetro. Al frente y atrás estará el norte (N) y el sur (S), ambos diametralmente opuestos. Los cuatro últimos definen el horizonte NESW, sobre el cual cae perpendicularmente la línea cenit-nadir.

Pártase en dos esa misma esfera con el horizonte y considérese la semiesfera inferior, que ya había sido intersecada por un plano de corte que pasa por su centro, y del cual queda el semiplano que está por debajo del horizonte.

Este semiplano representará un plano estructural y el conjunto se puede dibujar con una proyección esférica polar o ecuatorial, en el denominado diagrama estereográfico.

Si desde el cenit se llevan rectas al círculo máximo que pasa por el punto K, éste haz interceptará el horizonte

formando un arco que es la proyección del plano K. Varios arcos de estos generan una red meridional o ecuatorial como la de la fig. 76 B precedente. La proyección del polo P sobre el horizonte la determina el rayo que sale del cenit, pues el cenit es el centro de proyección.



- **Medida del rumbo y buzamiento.** El semiplano de corte que idealiza un plano estructural tiene por intersección con el horizonte, un diámetro (CN) sobre el cual se mide la dirección del plano -rumbo- y una línea de máxima pendiente (ZL), perpendicular al diámetro, sobre la cual se mide la inclinación ( $\alpha$ ) del plano - que es el buzamiento -.

- Una perpendicular a la línea de máxima pendiente, levantada por el centro de la esfera, interceptará la semiesfera por debajo del horizonte en un punto (P) denominado polo. Además la línea de máxima pendiente del semiplano inclinado que sale del centro de la esfera intercepta la esfera en un punto K distante  $90^\circ$  del polo P

de dicho semiplano. Este semiplano estructural (el que aparece achurado) se puede denotar con las coordenadas del polo (P) o las del punto K.

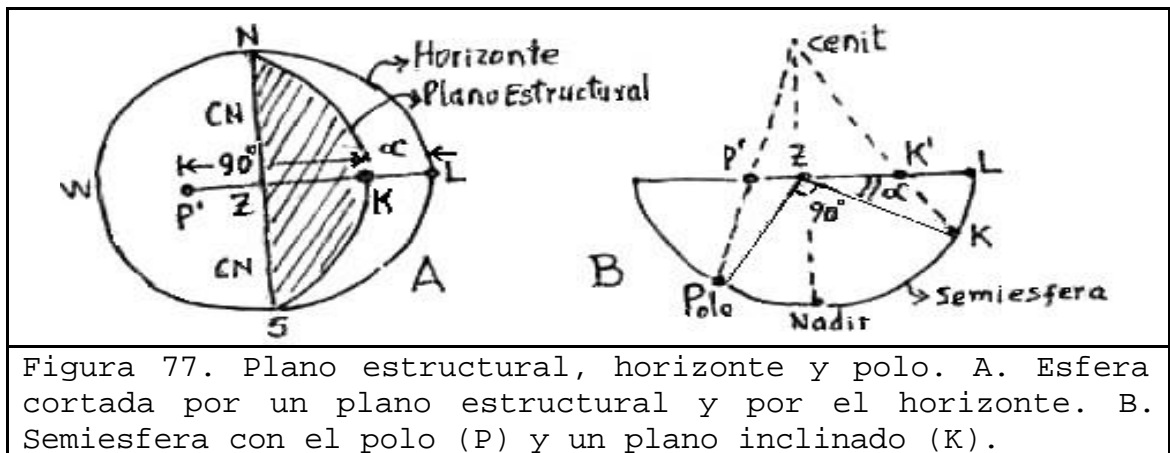


Figura 77. Plano estructural, horizonte y polo. A. Esfera cortada por un plano estructural y por el horizonte. B. Semiesfera con el polo (P) y un plano inclinado (K).

Supóngase esa esfera cuyo centro se intercepta con el plano inclinado visto antes y dibujemos la semiesfera del nadir vista en dirección Cenit-Nadir, para que el horizonte se vea en verdadera magnitud (Fig. 78).

1° Se dibuja la curva de nivel  $CN$  con dirección  $S \phi W$  o con  $N \phi E$  que es lo mismo (diámetro).

2° Se traza la línea de máxima pendiente  $ZL$  perpendicular a la curva de nivel  $CN$  por el costado  $SE$  (radio), obteniendo el punto  $L$  sobre el perímetro de la circunferencia.

3° A partir de  $L$  (sobre la circunferencia) se marca el ángulo  $\alpha$  en dirección al nadir  $Z$  (centro de la circunferencia) y se coloca el punto  $K$  (sobre el radio).

4° Se traza un arco de círculo máximo con cuerda  $CN$  (que es un diámetro), pasando por el punto  $K$  de coordenadas dadas (rumbo y buzamiento).

El siguiente esquema muestra el horizonte y los ángulos del rasgo, estructural. Se ve la curva de nivel con un rumbo

$N \phi E$ , y perpendicular a la curva de nivel se ve la recta  $ZL$  sobre la que se mide el buzamiento.

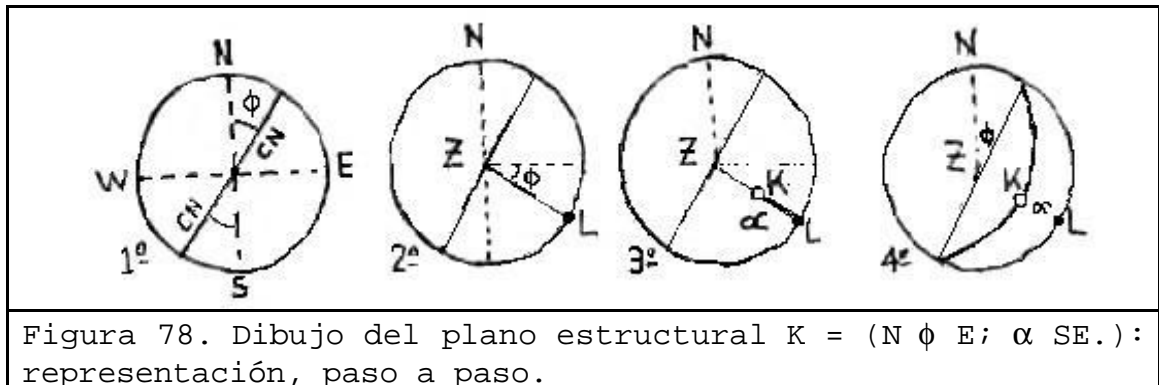


Figura 78. Dibujo del plano estructural  $K = (N \phi E; \alpha SE.)$ : representación, paso a paso.

En el ejemplo el plano buza  $\alpha$  grados medidos desde el horizonte y en dirección SE. El valor de  $\alpha$  se mide a partir de  $L$  y hacia  $Z$ , pues a  $L$  le corresponden  $0^\circ$  y a  $Z$   $90^\circ$ . Posteriormente se coloca el punto  $K$  sobre  $ZL$  y se dibuja un arco que tenga por cuerda la curva de nivel  $CN$  que pasa por el punto  $K$  de coordenadas  $N \phi E; \alpha SE$ .

- **Ejercicio.** Se pide el punto  $K$  representativo de una falla, rasgo estructural con los siguientes parámetros:  $K (N 60^\circ W; 30^\circ SW)$ . Dibujar la intersección entre el plano de falla y la semiesfera sobre el diagrama estereométrico (Fig. 79).

Primero se dibuja la curva de nivel  $CN$  como un diámetro, según el rumbo (y contra rumbo dado):  $N 60^\circ W$  (y  $S 60^\circ E$ ). El observador está en el centro y bajo  $Z$ , mirando al  $SW$ , y la curva de nivel  $CN$  avanza a su izquierda y derecha.

Después se dibuja el radio  $ZL$  perpendicular a la curva de nivel  $CN$  de acuerdo a las dos letras del buzamiento;  $SW$ .

A continuación sobre  $ZL$  se marcan  $30^\circ$  medidos a partir de  $L$ , es decir, a partir del horizonte y en dirección al nadir  $Z$ .

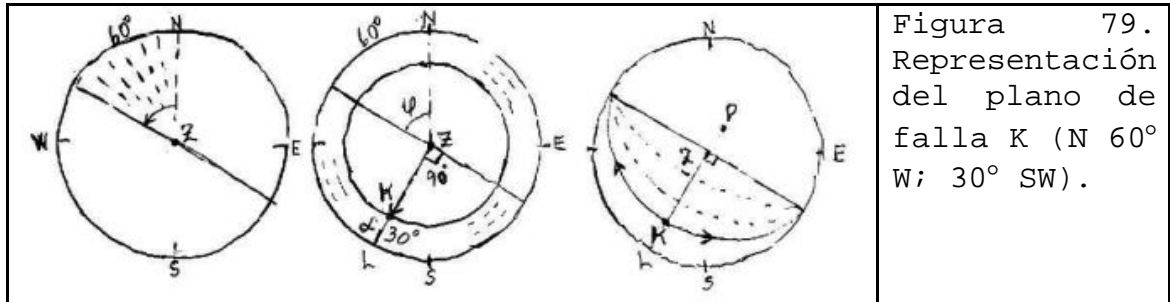


Figura 79.  
Representación  
del plano de  
falla K (N 60°  
W; 30° SW).

Por último, utilizando como cuerda la curva de nivel CN, se traza un arco de círculo máximo que pase por K, el cual representa la intersección del plano estructural con la semiesfera del nadir.

**12.4.3 Dirección de buzamiento y buzamiento.** Se puede definir un plano estructural ya con el punto K o ya con su polo P. Sólo basta observar la línea ZK o la línea ZP y darle a cualquiera de ellas su acimut y buzamiento. Esta es una nomenclatura más expedita para los planos estructurales. El acimut es un ángulo que se mide a partir del norte, en la dirección de las manecillas del reloj y cuyo valor está, entre 0° y 360° sexagesimales. Se barre el ángulo hasta encontrar el punto K, y a éste punto se le mide el buzamiento sobre el radio que lo contiene, ángulo que varía de 0° a 90°, medidos del perímetro hacia el centro de la circunferencia. A 90° de K y en dirección al centro de la circunferencia, después del centro de la misma está el polo P, tal que el ángulo KZ es complementario con ZP.

En Fig. 80 se tienen varios ejemplos de planos estructurales donde las coordenadas de K, expresadas en la forma K (azimut de buzamiento / buzamiento), se dan en las gráficas, con su notación equivalente  $K = (\text{rumbo de la curva de nivel; buzamiento de la línea de máxima pendiente})$ .

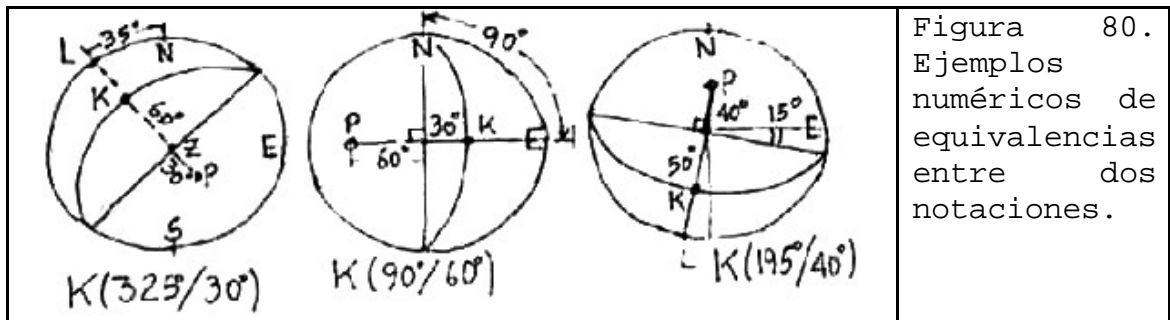


Figura 80. Ejemplos numéricos de equivalencias entre dos notaciones.

#### 12.4.4 Aplicación al análisis de estabilidad cinemática.

Uno de los problemas importantes en taludes es prever la posibilidad de falla de un talud, cuando la actitud de las discontinuidades es desfavorable. Se deberá tener en cuenta que muchas cuñas cinemáticamente inestables se sostienen gracias a la resistencia de la fricción que se ejerce entre las paredes adyacentes de las discontinuidades. Las fuerzas dinámicas inducidas por el tráfico en la vía o los sismos y las presiones por columnas de aguas infiltradas pueden romper el estado de equilibrio de las estructuras cinemáticamente inestables. Se dan ejercicios de taludes construidos en macizos rocosos con discontinuidades y las consideraciones generales del análisis.

- **Falla planar.** Se da una estratificación -línea continua- y un talud construido -línea punteada- de conformidad con las ilustraciones siguientes. Si la estratificación tiene los parámetros del plano K y el talud los del plano T, ¿hay estabilidad cinemática? (Fig. 81).

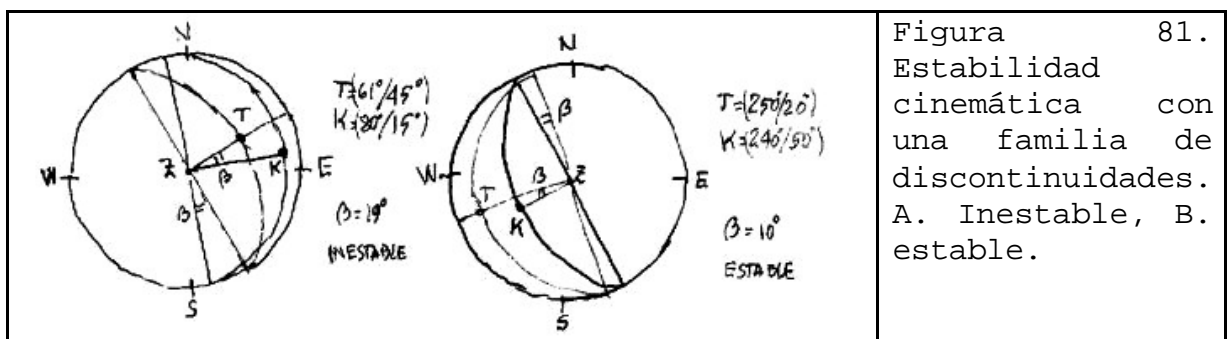
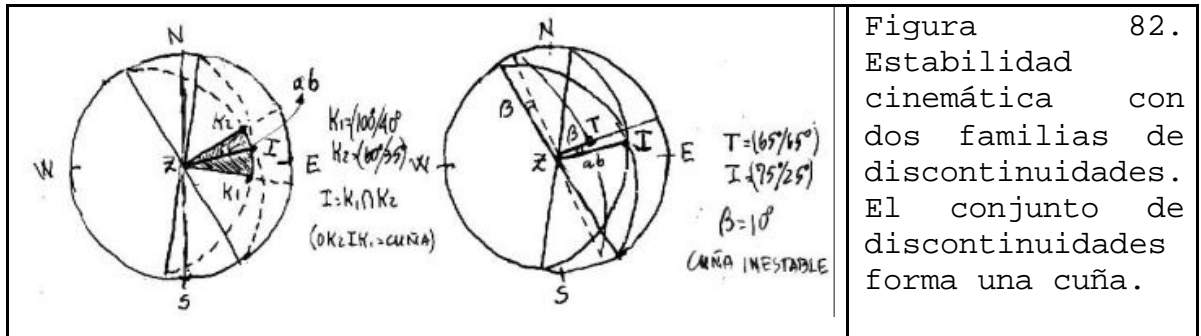


Figura 81. Estabilidad cinemática con una familia de discontinuidades. A. Inestable, B. estable.

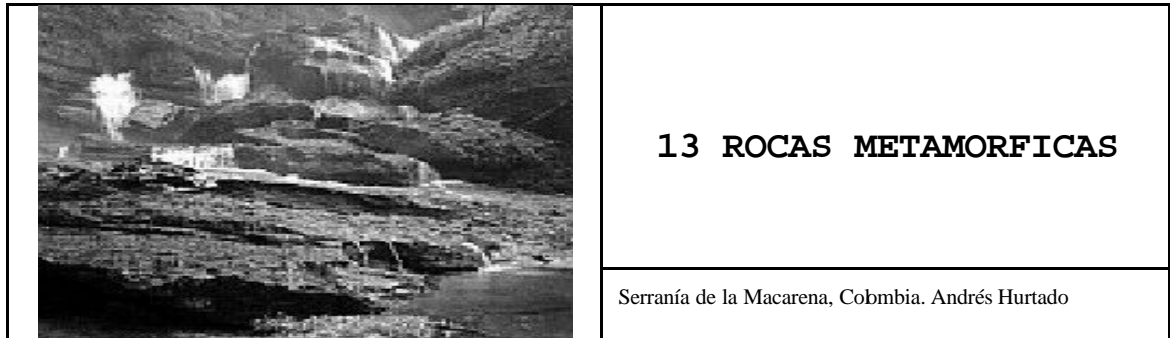


En la figura 81 B hay estabilidad pero en la 80 A no, pues el buzamiento del talud no puede ser mayor que el de la estratificación.



**Falla en cuña.** En un macizo hay dos familias de diaclasas asociadas a esfuerzos,  $K_1$  y  $K_2$ , cuya intersección, en  $ab$ , genera cuñas como se ilustra a continuación. Si se hace un talud buzando en la dirección de la línea de cabeceo  $ab$ , ¿hay estabilidad cinemática? (fig. 82). El tercer sistema en el ejercicio no tiene persistencia y en consecuencia se atiende a los dos sistemas relevantes.

El buzamiento de la línea de cabeceo  $ab$  es más suave que el del talud  $T$ . La estabilidad cinemática depende del ángulo horizontal entre la línea de cabeceo  $ab$  y el valor del buzamiento del talud  $T$ ; dicho ángulo debe superar  $20^\circ$  si queremos estabilidad cinemática. En el ejemplo no existe estabilidad por la poca inclinación de la línea de cabeceo y el estrecho ángulo entre ésta línea y el buzamiento del talud.



Metamorfismo es el cambio de una clase coherente de roca, en otra, por debajo de la zona de intemperismo y por encima de la zona de fusión. Esos cambios dan el estado sólido como consecuencia de intensos cambios de presión, temperatura y ambiente químico; los cambios están asociados a las fuerzas que pliegan, fallan capas, inyectan magma y elevan o deprimen masas de roca.

Se restringe el metamorfismo a cambios de textura y composición de la roca porque existe recristalización (aumento de tamaño de granos minerales), metasomatismo (cambio de un mineral en otro) y neocristalización (formación de nuevos minerales).

El nuevo arreglo atómico de la roca resultante es más compacto, ya que en la profundidad el material fluye debido a la presión. Igualmente, las rocas de grano fino son más susceptibles de sufrir las transformaciones señaladas porque los minerales ofrecen más área a los agentes químicos. También las rocas formadas con minerales típicos de altas presiones y temperaturas se resisten a sufrir nuevos cambios a diferencia de otras, como las arcillas, que son más susceptibles por ser formadas prácticamente en la superficie.

El cuadro siguiente, muestra de una manera aproximada las rocas metamórficas con sus correspondientes rocas de base e intermedias. El orden en que se presenta cada serie de rocas alude al grado de metamorfismo en una escala creciente.

Cuadro 17. Rocas metamórficas

ROCA BASE	ESTADO DE TRANSICIÓN	ROCA METAMÓRFICA
Shale (lutita)	Metasedimentos	pizarra, filita, esquistos, pargneis
Arenisca	Metasedimentos	cuarcita, hornfels
Caliza	Caliza cristalina	Mármol
Basalto	Metavulcanita	esquistos, anfibolita
Granito	Intrusivo gnésico	Ortogneis
Carbones	Metasedimentos grafitosos	esquistos grafitosos

### 13.1 AGENTES DEL METAMORFISMO

Los agentes del metamorfismo son tres: presión, temperatura y fluidos químicamente activos. La presión puede ser de confinamiento o de origen tectónico; la temperatura puede darse por gradiente geotérmico o por vecindad a cámaras magmáticas y los fluidos químicamente activos pueden estar asociados a procesos magmáticos. Al menos dos de los tres agentes señalados, por regla general, siempre están presentes.

**13.1.1 Presión.** El aumento de presión se debe al peso de las rocas suprayacentes o al desplazamiento de grandes masas rocosas unas con respecto a otros. En este caso, la presión fractura las rocas y la fricción es tan grande que éstas se funden parcialmente para producir la milonita, una roca dura tipo pedernal, en la cual los minerales se desintegran y recrystalizan. Si la columna de rocas situada sobre un punto de la corteza es la presión litostática, la presión real a la que está sometida una roca depende también de la presión a la que se encuentran los fluidos contenidos en sus poros (presión de fluidos). En las zonas de la corteza donde existe distensión la presión disminuye, mientras que si existe compresión, aumenta. Se demandan presiones entre 2800 y 4200 atmósferas ( $\text{kgf/cm}^2$ ) para que la roca fluya plásticamente; es decir, profundidades entre 9 y 12 km. El

flujo plástico supone un movimiento intergranular con formación de planos de deslizamiento de la roca, pérdida de fluidos, reorientación de los granos minerales, aumento o crecimiento cristalino y cambios en la textura de las rocas.

**13.1.2 Temperatura.** Es el agente más importante; el gradiente geotérmico es de  $33^{\circ}$  C por km. de profundidad, aunque en algunas zonas como las fosas oceánicas, el valor es mucho menor y en las dorsales superior. Otra fuente es el calor asociado a cámaras magmáticas, aunque la aureola térmica es de pocos km. y de decenas de metros en el caso de diques y filones, porque la roca es mala conductora del calor. Los magmas superan los  $1000^{\circ}$  C y una intrusión grande puede elevar el calor de las rocas hasta  $700^{\circ}$  C para que el enfriamiento tarde más de 1 millón de años. La roca adyacente a la intrusión ígnea se divide en zonas según su grado de alteración.

Las arcillas compactadas, por ejemplo, pueden transformarse en pizarras hacia la parte externa; cerca de la intrusión habrá nuevos minerales como la andalucita y más cerca se formará una roca dura como la corneana.

La pizarra que se forma por metamorfismo de esas arcillas duras, bajo presiones bajas, tiene integrantes minerales más pequeños que los de su roca madre, a menudo inapreciables a simple vista. Erróneamente se supone que la exfoliación de la pizarra corresponde a las líneas de asentamiento de la arcilla primitiva: lo que refleja la exfoliación es la dirección de la presión a que fue sometida la arcilla durante su metamorfismo.

La temperatura en un área puede aumentar también localmente por procesos orogénicos.

La roca metamórfica más familiar es el mármol, producido por el metamorfismo de las calizas ricas en carbonato cálcico (calcita); cuando una intrusión ígnea cercana somete la calcita a alta temperatura, empieza por desprender  $\text{CO}_2$  y se

recombina después con este gas formando entonces cristales de calcita nuevos y transformándose en mármol. Los nuevos cristales tienen forma y tamaño de granos regulares y no una colección aleatoria de fragmentos como en la caliza original, lo que le confiere a la nueva roca solidez y textura uniforme.

**13.1.3 Fluidos químicamente activos.** Se explican por las soluciones hidrotermales de magma en enfriamiento; dichos residuos percolan la roca encajante para reaccionar con los minerales de la misma. Del intercambio iónico se da la recristalización, la neocristalización y el metasomatismo, lo cual supone que la solución hidrotermal líquida o gaseosa (fluida) encuentre una roca porosa y permeable.

El metasomatismo, similar al metamorfismo térmico, a veces se asocia a veces con él. Al enfriarse una masa ígnea, desprende líquidos y gases calientes que pueden infiltrarse por las grietas y poros de la roca circundante. Los líquidos calientes pueden alterar esa roca mediante una combinación de calor y precipitación de los minerales disueltos. Muchos de los yacimientos de minerales metálicos más productivos proceden de filones originados por la metasomatosis.

## 13.2 TIPOS DE METAMORFISMO

**13.2.1 Clasificación general.** Por regla general se puede hablar de metamorfismo regional y de metamorfismo de contacto, que difiere no sólo por las condiciones alcanzadas en presión y temperatura, sino también por los procesos que lo originan.

- **Metarmofismo regional.** Se produce como consecuencia de procesos orogénicos, durante la formación de cordilleras de plegamiento a causa de la subducción o de la colisión continental. En este metamorfimo se incrementa la temperatura y la presión a la que se ven sometidas las rocas. Puesto que los minerales se desarrollan bajo presiones dirigidas en condiciones orogénicas, se ven

obligados a crecer paralelamente entre sí y perpendiculares a estas presiones. Se origina así una foliación intensa en la roca (esquistosidad) simultánea con el metamorfismo, por lo que a estas rocas se les denomina en general esquistos.

- **Metamorfismo de contacto.** Se produce a causa de intrusiones ígneas que alcanzan zonas relativamente frías y superficiales de la corteza, las que se calientan conforme el magma se enfría. Es por tanto un metamorfismo de alta temperatura y baja presión que origina aureolas concéntricas en torno a la roca ígnea, cuya extensión depende del volumen de magma incluido. Son rocas típicas de este metamorfismo las corneanas y esquistos moteados, que se caracterizan por minerales que crecen al azar al no estar sometidos a presiones dirigidas.

**13.2.2 Clasificación detallada.** Con mayor detalle, el metamorfismo, para otros autores, puede ser de cuatro tipos: de contacto, dinamometamorfismo, regional o general y ultrametamorfismo.

- **De contacto.** Se da sobre la roca encajante y dentro de la aureola de una cámara magmática, a pocos km... La temperatura es de 300 a 800°C y la presión varía entre 100 y 3000 atmósferas. Las rocas características son la piedra córnea, las pizarras nodulosas y las pizarras manchadas; los minerales tipo silicatos de Ca y Mg, y los materiales arrastrados y depositados de óxidos y sulfuros.

- **Dinamometamorfismo.** Metamorfismo cinético-mecánico o de dislocación, producto de gran presión lateral asociada a fuerzas tectónicas. La roca sufre transformaciones fundamentalmente mecánicas; como prototipo, la pizarra cristalina.

- **Metamorfismo regional o general.** Es el producto del hundimiento de la corteza a zonas profundas donde la presión y la temperatura explican todos los cambios esenciales en

los minerales y en la estructura de la roca. Los escalones de metamorfismo regional, con sus productos, son:

- Epizona (piso alto). Cuarzita, granito pizarroso, granito milonitizado, filita y pizarras. La presión y temperatura son bajas.
- Mesozona (piso medio). Cuarzita, pizarras micáceas, mármol, anfibolita, eclogita. La presión y temperatura son moderadas (entre 700 y 900°C).
- Catazona (piso profundo). Ortogneis, paragneis, granulita, grafito, gneis de hornblenda. Las temperaturas están entre 1500 y 1600°C y hay fuerte presión.
- **Ultrametamorfismo**. Es el metamorfismo extremo por fuerte aumento de presión y temperatura. Los pisos son: anátesis, 17 a 75 km. de profundidad, con profundos cambios físicos en la roca; metátesis, los minerales claros se movilizan separándose de los oscuros para formar una roca bandeada; metablástesis, hay neocrystalización y recristalización, y granitización, transformación en roca granítica.

### 13.2.3 Metamorfismo progradante y retrometamorfismo.

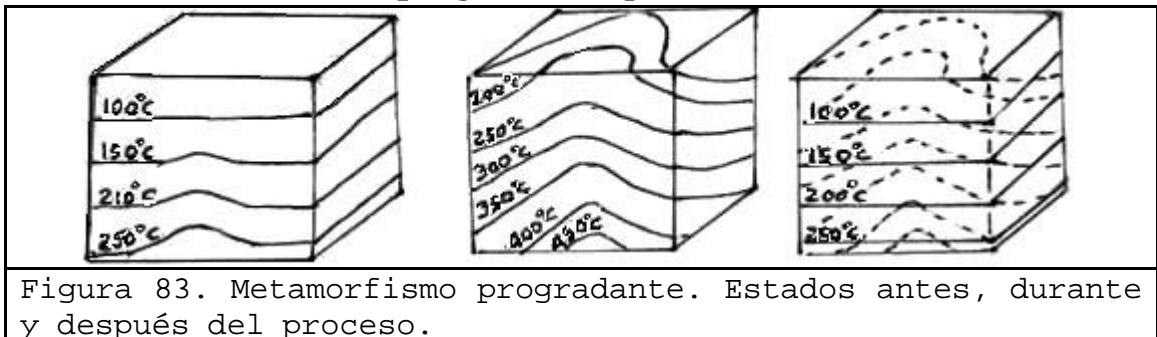


Figura 83. Metamorfismo progradante. Estados antes, durante y después del proceso.

- **Metamorfismo progradante**. Conforme en una región se produce el aumento progresivo de temperatura y/o presión, las áreas vecinas van siendo sucesivamente afectadas de tal manera que la zona de metamorfismo se expande formando un domo a partir del punto inicial (metamorfismo progradante).

En la fig. 83, cuando el metamorfismo cesa, la roca no se reestructura de nuevo. En continuo van las isotermas y en punteado las isógradas que marcan condiciones idénticas de metamorfismo después de caer la temperatura.

De esta manera, todas las rocas habrán sufrido un progresivo aumento de las condiciones hasta alcanzar un máximo llamado clímax metamórfico que es más intenso en el centro del domo que en la periferia, donde empieza cada vez a hacerse menos evidente. Así se dará lugar a una zonación metamórfica.

- **Retrometamorfismo.** Al ascender de nuevo las condiciones físicas, los minerales permanecen en estado metaestable por no tener energía suficiente para reorganizarse. Tan sólo si durante el descenso general sufren un pequeño aumento de temperatura, los minerales se reestructuran parcialmente (retrometamorfismo), sin que se lleguen a borrar la mineralogía o la textura que alcanzaron durante el clímax.

### 13.3 MINERALES DEL METAMORFISMO

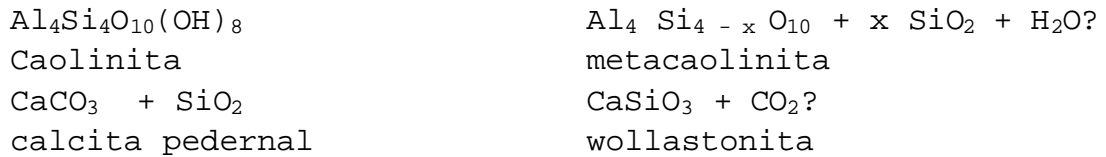
Las condiciones de presión y temperatura que alcanza una roca y su composición química, determinan el tipo de minerales que se originan. Por tanto, las asociaciones minerales que existen en una roca metamórfica indican las condiciones físicas alcanzadas. Estos ambientes se dividen en zonas según las diferentes paragénesis (asociaciones) minerales presentes. Cada zona queda limitada por la aparición, desaparición o sustitución de uno o varios de ellos.

Los minerales del metamorfismo de bajo grado son: serpentina, talco, clorita y epidota; los de metamorfismo de grado medio son: kyanita, andalucita, estauroлита, biotita y hornblenda, y los de alto grado son: silimanita, forsterita, wollastonita y garnierita.

En el **metamorfismo regional**, con el incremento progresivo de la temperatura, se dan fenómenos de deshidratación y de



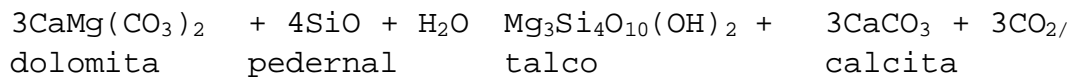
descarbonatación (sí la roca es rica en carbonato). Tales procesos se ilustran así:



Pero la wollastonita también se puede formar en el **metamorfismo de contacto** a las más altas temperaturas, así:



Para ilustrar la paragénesis de la roca, la reacción por la cual una caliza dolomítica con pedernal a condiciones metamórficas de bajo grado, forma talco, es la siguiente:



La actinolita es un anfíbol que se presenta en cristales alargados o fibrosos. La andalucita es un silicato frecuente en contactos de granitos con pizarras arcillosas. El asbesto de fibras duras y rígidas es una serpentina de múltiples usos. La clorita es un filosilicato que se diferencia de las micas por inelástico. El granate es un nesosilicato cúbico y duro. La kianita, silicato triclínico, con la andalucita y la sillimanita, constituyen un sistema polimorfo. La serpentina, es un filosilicato como la clorita, puede ser fibrosa u hojosa. El talco, es un filosilicato monoclínico de origen secundario gracias a la alteración de los ferromagnesianos.

#### 13.4 FACIES DEL METAMORFISMO

Se denomina facies al conjunto de características mineralógicas, litológicas y fosilíferas que refleja el medio en el cual se formó la roca. Cada roca metamórfica se

asocia a la facies en la cual se forma, sin importar su composición. La litofacies alude al conjunto de caracteres petrográficos de una facies y la biofacies al cúmulo de caracteres paleontológicos de aquella.

Las diferentes facies metamórficas caracterizan distintos tipos de metamorfismo. Así por ejemplo, la de los **esquistos azules** se origina por metamorfismo de baja temperatura en zonas de subducción; la de los **esquistos verdes, anfibolitas y granulitas**, por metamorfismo regional de grado creciente, y la de las **corneanas**, por metamorfismo de contacto.

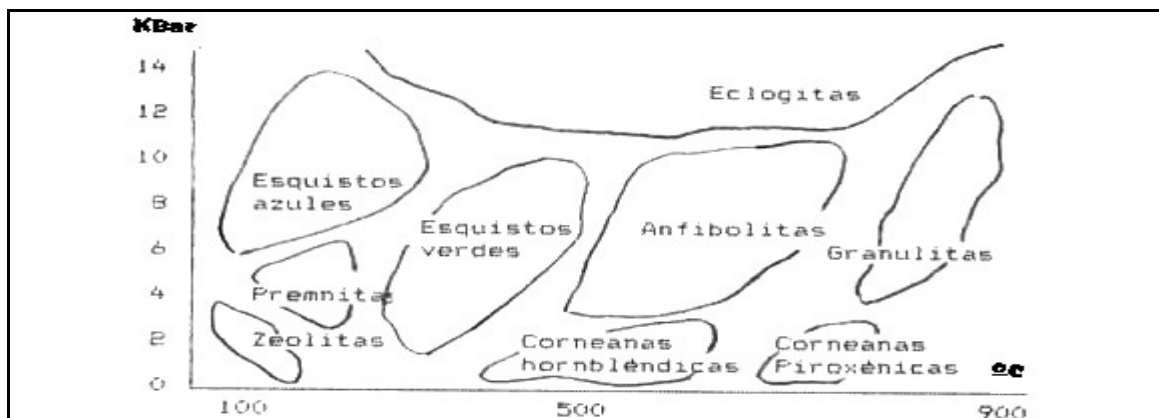


Figura 84. Esquema de Turner (1968): las facies metamórficas en relación con presión y temperatura.

Para el metamorfismo regional, del de grado alto al de grado bajo, las facies son:

De **anfibolita** con ambientes entre 450 a 180°C; de **anfibolita de epidota** con ambientes entre 250 a 450°C, y de **esquisto verde** con ambientes entre 150 a 250°C.

Pero una facies metamórfica no se define en función de un sólo mineral índice, sino por una asociación de conjuntos minerales.

La facies **zeolítica**, que representa el grado más bajo de metamorfismo, incluye zeolitas, clorita, moscovita y cuarzo. La de esquisto verde, la de más bajo grado en metamorfismo

regional, puede incluir clorita, epidota, moscovita, albita y cuarzo. La facies de **anfíbolita**, que prevalece en condiciones de metamorfismo medio a alto, comprende hornblenda, plagioclasa y almandita, es una facies que tiene lugar donde prevalecen las condiciones metamórficas de la estauroлита y la silimanita.

La facies de **esquistos azul**, representada por temperaturas bajas y alta presión, incluye lawsonita, jadeita, albita, glaucófana, moscovita y granate. La facies de **granulita**, que refleja las condiciones de máxima temperatura del metamorfismo regional, tiene como minerales característicos constituyentes, la plagioclasa, la hiperestena, el granate y el dióxido. La facies **eclogita**, representante de condiciones más profundas de metamorfismo, tiene como mineral índice granates ricos en piropero y onfacita y conjuntos corrientes en diatremas de kimberlita.

### 13.5 TEXTURA

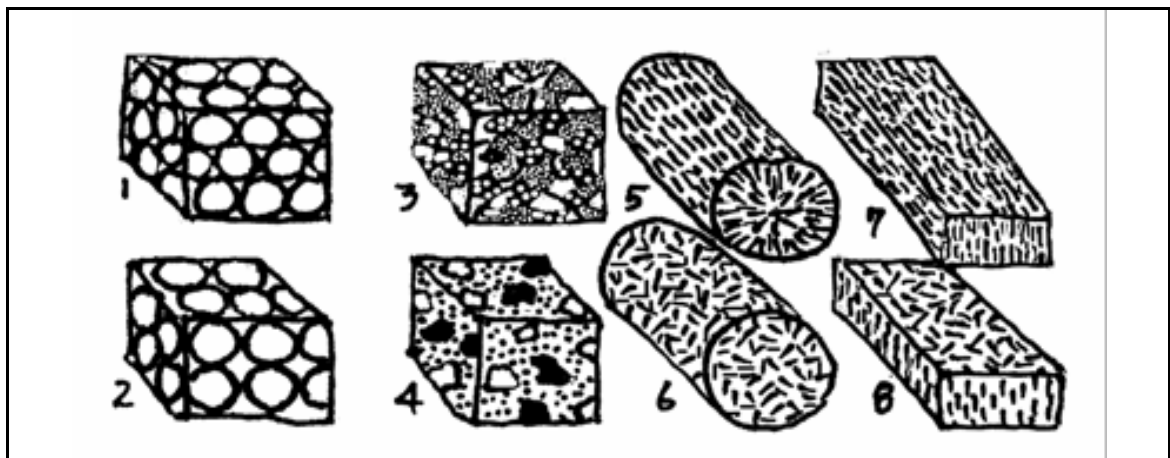


Figura 85. Acerca de las fábricas texturales. 1 Granular densa homogénea e isotrópica. 2 Granular no densa e isotrópica. 3 Granular clasto-soportada heterogénea e isotrópica. 4 Granular matriz-soportada e Isotrópica. 5 Laminar orientada y alotrópica (ortotrópica). 6 Fibrosa no orientada e isotrópica. 7. Fibrosa orientada y alotrópica (ortotrópica). 8. Laminar alotrópica. Curso de M. de Rocas. Alvaro Correa Arroyave. U. Nal de C.

Pero la textura alude, no sólo al tamaño, forma y orientación de los minerales, sino también a su arreglo. Existen texturas orientadas y no orientadas, densas y no densas; las no orientadas, cuando son densas, resultan entrabadas.

Cuadro 18. Textura y fábrica del material rocoso.

O R I G E N	TEXTURA		FABRICA MINERAL					
			NO ORIENTADA			ORIENTADA		
	CLASE	GRANO	ENTRABA DA	CEMENT ADA	CONSO LIDADA	FOLIADA	CEMENTA DA	CONSO LIDAD A
I G N E O	Cristal ina	Fino	Basalto					
		Grueso	Granito					
	Piroclá stica	Fino		Toba				
		Grueso		Aglome rado				
M E T A M O R F	Cristal ina	Fino	Hornfel s			Pizarra		
		Grueso	Mármol			Gneis		
	Cataclá stica	Fino	Milonit a			Filonit a		
		Grueso	Brecha			Protomi lonita		
S E	Grano- cristal ina	Fino	Lidita					

O R I G E N D I M E N R A R	TEXTURA		FABRICA MINERAL					
			NO ORIENTADA			ORIENTADA		
	CLASE	GRANO	ENTRABA DA	CEMENT ADA	CONSO LIDADA	FOLIADA	CEMENTA DA	CONSO LIDAD A
		Grueso	Caliza oolític a					
Cláctic a	Fino		Limoli ta calcár ea	Arcillo lita	Lutita Calcáre a		Lutit a arcil losa	
	Grueso		Conglo merado calcár eo	Conglom erado arenoso	Lutita Cuarzos a		Lutit a areno sa	

J. Montero, A. González, G. Angel. Caracterización del material rocoso, I Congreso Suramericano de Mecánica de rocas, 1982.

Las rocas tienen comportamiento isotrópico cuando las texturas son no orientadas - éste es el caso de las entrabadas - y comportamiento anisotrópico o alotrópico cuando tienen una o varias orientaciones, respectivamente.

### 13.6 TIPOS DE ROCAS METAMORFICAS

**13.6.1 Pizarra y filita.** Ambas asociadas a margas y lutitas; en la primera el grano es más fino y la foliación microscópica, en la segunda el grano es más grueso a causa del mayor metamorfismo y la foliación se hace visible en hojas grandes y delgadas. La fábrica mineral en ambas es entrabada y anisotrópica. La pizarra tiene color de gris a negro y puede también ser verdoso, amarillento, castaño y

rojizo. La pizarrosidad característica puede ser o no paralela a los planos de las capas de las margas originales. Se encuentran cristaloblastos muy finos con fractura acicular y superficies sedosas reflectivas.

En el extremo meridional de la falla Santa Marta-Bucaramanga (La Floresta) hay filitas pizarrosas grafíticas oscuras con metalimolitas calcáreas. Además hay filitas limosas con meta-arenisca gris verdosa. Entre Manizales y Armenia, hay filitas cuarzosas con esquistos verdes grafíticos y cuarzo-gnéisicos, además de diabasas y calizas cristalinas (Grupo Cajamarca). Hay filitas cloríticas de tonalidades grises y verdes, con anfibolitas y esquistos talcosos en la región Taganga entre el Rodadero y Punta Florín. En la región de la culebra hay pizarras que afloran en la carretera entre Bogotá y Cáqueza.

**13.6.2 Esquisto.** Puede provenir de rocas sedimentarias o ígneas como el basalto; posee metamorfismo de mayor grado que pizarras y filitas; según el material sea laminado o fibroso, variará su comportamiento; tiene mayor clivaje que los anteriores y menor que los gneises; pueden ser micaesquistos biotítico o moscovítico -los más importantes- y esquistos cuarzoso y calcáreo. Los más importantes, asociados a rocas ígneas ferromagnesianas, son los esquistos talcosos, clorítico, de hornblenda y anfibolita. Los esquistos por regla general tienen una fábrica mineral entrabada y anisotrópica, con textura cristalina.

En la Serranía de Jarara, al sur de la falla Cuisa, se encuentran esquistos de composición variable (estauroлита, biotita y moscovita). Hay sedimentitas pelíticas, samíticas y calcáreas metamorfoseadas a facies de esquisto verde-anfibolita baja en Santander del Norte. A lo largo de la falla Guaicáramo, y por el Este, hay esquistos cloríticos y sericíticos intercalados con filitas, pizarras y cuarcitas. En el graben del Cauca hay esquistos verdes y azules de magnitud variable y esquistos pelíticos y básicos. En la región de Génova y Barragán, esquistos lawsoníticos y

glaucofánicos. En la región Lisboa-Palestina (Caldas) hay esquistos cuarzosos, grafíticos, de color negro, con segregación de cuarzo lechoso y metamorfismo de la facies de esquistos verde, además de esquistos anfibolíticos de textura fina y anfibolitas granatíferas.

**13.6.3 Anfibolita y serpentinita.** Ambas asociadas a rocas básicas y ultrabásicas; la primera rica en hornblenda y plagioclasa con cierta foliación debido a la hornblenda y la segunda rica en silicatos de Magnesio, muestra tacto suave y jabonoso y es compacta. La serpentinita es el mineral derivado del metamorfismo a altas temperaturas de rocas ígneas como las dunitas y las peridotitas. La anfibolita no posee mica y muestra cristaloblastos orientados y aciculares, la serpentinita muestra cristaloblastos más finos y superficies estriadas y pulidas. Ambas rocas exhiben una textura cristalina en una fábrica mineral entrabada y anisotrópica.

Anfibolitas escasas con hornblenda verde y microclina con textura enrejada, aparecen en la región central de la Serranía de la Macarena, e intercalaciones de anfibolita cloritizada en su región meridional. También hay anfibolitas con hornblenda y plagioclasa cálcica, fino-granulares oscuras y con foliación, al parecer de edad paleozoica, en la carretera Medellín-El Retiro. Hay masas protuberantes de serpentinitas de color gris verdoso a oliva pálido, estructuras de malla, ocasionalmente con granulaciones de magnetita, en el Cabo de la Vela próximo a la falla Cuisa. Hay metabasaltos del cretáceo inferior en fajas alargadas y orientadas, en la región de Yarumal.

**13.6.4 Gneises.** Rocas de metamorfismo de alto grado formadas a partir de rocas ígneas o sedimentarias, por lo que existen muchas variedades (gneis de plagioclasa-biotita, hornblendífero o de piroxe-granate, etc.). Si proviene de roca ígnea como granito o sienita, se denomina granítico o sienítico: el grano es grueso y el clivaje de roca; puede ser ortogneis, si se asocia a plutones, o paragneis si la roca base es sedimentaria o arcillosa. Aquí las bandas de

cuarzo y feldespatos alternarán con minerales oscuros, fibrosos o laminares. Además de los cristaloblastos que conforman las bandas, la roca con una textura cristalina muestra mica diseminada y una fábrica mineral entrabada anisotrópica.

Ejemplos de gneises existen desde el Guainía hasta el Amazonas, donde se encuentran gneises migmatíticos con biotita y silicatos de aluminio, gneises graníticos con anatexitas al norte y gneises moscovíticos y biotíticos con dos micas, metapelíticos y metasamíticos, al sur. En la Sierra Nevada hay gneis bandeado de hornblenda y plagioclasa con minerales accesorios euhedrales y zircón, redondeados. Hay gneises biotíticos en el río Ambeima, del Tolima. Hay gneises hornbléndicos y granodioríticos en el río Maní, de la región de San Lucas.

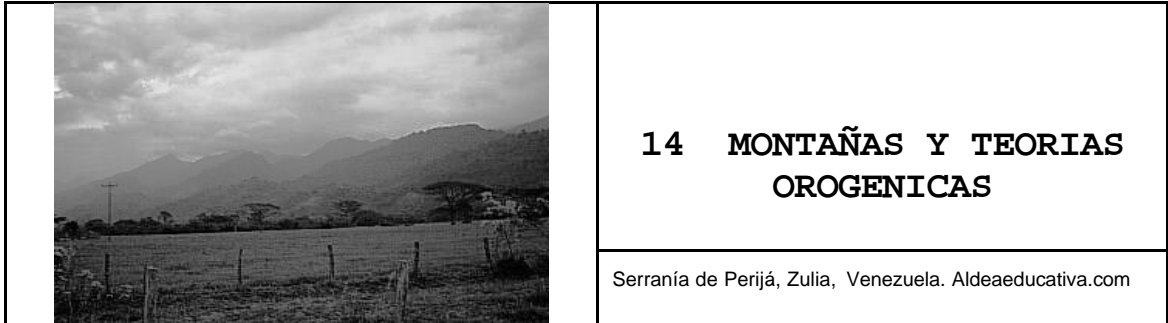
**13.6.5 Mármol.** Proviene de calizas y dolomías (los más escasos) por lo que el mineral dominante es calcita o dolomita; macroscópicamente no muestra foliación porque los granos tienen el mismo color y así la alineación no es visible, pero a la lupa muestra la exfoliación de la calcita, salvo si sus granos llegan a ser muy pequeños. El mármol puro, es blanco nieve; el negro, lo es por materia bituminosa; el verde, por hornblenda, clorita o talco; el rojo, por óxido de hierro. Esta roca se explica por metamorfismo regional o de contacto. Su textura es cristalina y la fábrica mineral es entrabada isotrópica.

Hay mármoles asociados a rocas ultramáficas metamorfizadas en la región Gaira al norte de la falla de Oca y oeste de la falla Santa Marta. Hay mármoles en el terreno Garzón, entre las fallas Romeral y del Borde Llanero. También mármol gris oscuro en el terreno La Floresta, en el extremo sur de la falla Santa Marta-Bucaramanga. Entre La Ceja y Medellín y entre Medellín y Puerto Berrío, hay cuarcitas y mármoles. Hay esquistos con interposiciones de mármol y anfíbolita en la baja Guajira.



**13.6.6 Cuarcita y hornfels.** Metamorfismo de cualquier grado en areniscas cuarzosas y en arcillas calcáreas o areniscas, respectivamente. La cuarcita presenta textura clástica, cementada, no foliada; si la del mármol es densa, la de la cuarcita es granular. La cuarcita a diferencia de la arenisca no es porosa y no rompe alrededor de los granos minerales, sino a través de ellos, pues éstos se encuentran entrabados. Pura es blanca. Si la dureza del mármol es menor que la de la navaja, la de la cuarcita es mayor y raya el acero.

La hornfels, también llamada cornubianita, proviene del metamorfismo de contacto (termometamorfismo) y presenta textura entrabada que se diferencia de la del mármol por ser de grano fino. Hay cuarcitas grisáceas en la Serranía de Carpintero de la alta Guajira. Hay cuarcitas y mármoles alternando con gneises, esquistos y filitas que han sido inyectados por el batolito antioqueño al núcleo de la Cordillera Central. En el camino Envigado-El Retiro hay cuarcitas y gneises asociados a metasedimentos marinos.



Montaña es la elevación o grupo elevaciones originadas por fuerzas endógenas (orogénesis) y modeladas y divididas por fuerzas exógenas.

#### **14.1 TIPOS BASICOS DE MONTAÑAS**

**14.1.1 Según su altura.** Se distingue entre montañas medias, de formas generalmente redondeadas a consecuencia de diferencias de altura escasas, y montañas altas, de formas agudas y pendientes abruptas, consecuencia de una erosión intensa determinada por el carácter enérgico del relieve (los Alpes).

**14.1.2 Según su forma y extensión.** Se distinguen montañas en cadena (cordillera, cadenas montañosas), con una serie de cadenas paralelas alargadas, y montañas-macizos, en las que la extensión es, más o menos, igual en todas las direcciones.

**14.1.3 Según su origen.** Se distinguen montañas volcánicas, surgidas por la actividad volcánica, y montañas tectónicas, que, a su vez, pueden ser plegadas (en ellas los pliegues determinan aún las formas y el agrupamiento de las cadenas), falladas o fracturadas (en ellas las fracturas y fallas son las que determinan los rasgos esenciales de la estructura) y plegado-fracturadas (los plegamientos están entremezclados en fallas).

Algunos montes se formaron por la **confluencia de placas** tectónicas en desplazamiento y la afluencia de las rocas en sus límites. En este proceso las rocas sedimentarias originarias del fondo oceánico se elevan y forman mesetas intermontañas donde enormes capas horizontales son levantadas, como el Tíbet en el Himalaya a 4200 metros de altitud o la meseta de Colorado en el Gran Cañón a 1600 metros de altura. También forman montañas plegadas, cuando el empuje contra escudos supone el plegamiento de depósitos geosinclinales con espesores de 10 Km., ejemplo Andes, Alpes, Himalaya y Rocallosas.

Otras montañas pueden alzarse **por fractura**; tales son las montañas de bloque como las de Ruwenzori entre Uganda y Zaire. Un tercer tipo de montes puede formarse como resultado de la **actividad volcánica** y ello puede ocurrir en regiones de plegamiento orogénico activo como a lo largo de la costa Pacífico donde están los volcanes Santa Helena(USA), Ruiz (Col.) y Misti (Per.). Hay otro tipo fundamental de montaña, la que nace empujada hacia arriba **por una intrusión** magmática o de un diapiro salino bajo la superficie.

#### 14.2 CRITERIOS DE CLASIFICACIÓN DE LAS MONTAÑAS

Una clasificación sintética de los tipos de montaña se presenta aún como una empresa muy difícil y aventurada, pues los criterios de clasificación son muy numerosos. Se puede adoptar la forma de conjunto, la dirección, la altitud, la antigüedad de la fase tectónica principal o del último levantamiento, las disposiciones estructurales, las redes hidrográficas, los paisajes, etc. Los aspectos, volumen topográfico, aspectos morfoclimáticos y arreglos morfoestructurales, facilitan ésta clasificación.

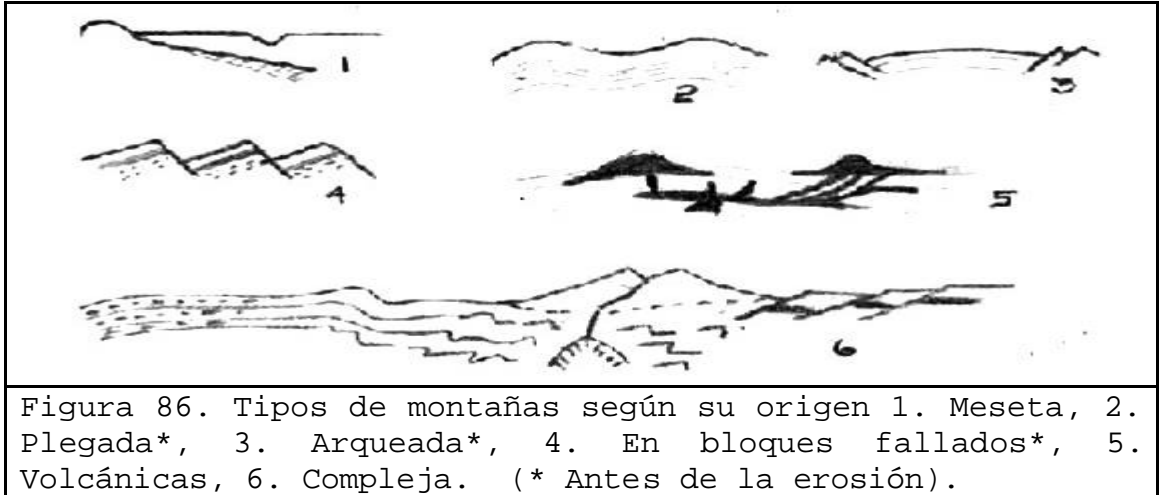


Figura 86. Tipos de montañas según su origen 1. Meseta, 2. Plegada\*, 3. Arqueada\*, 4. En bloques fallados\*, 5. Volcánicas, 6. Compleja. (\* Antes de la erosión).

**14.2.1 Volumen topográfico.** La importancia del volumen montañoso varía entre límites muy altos, pues existen montañas sencillas de algunos km. cúbicos, con una sola cumbre o restringidas cimas agrupadas. Es el caso de volcanes erguidos en islas aisladas en las extensiones oceánicas o sobre tierra (el Vesubio por ejemplo), o de las estribaciones separadas de las cordilleras plegadas.

Los macizos montañosos adoptan muy a menudo la forma de un arco en media luna (Jura, Himalaya), doble forma de "S" (Alpes, Andes), a veces muy poco pronunciada (Urales), otras incluso exagerada (Cárpatos). Pero también existen montañas de forma rectangular (Harz, Tian Chang), o de bordes rígidos (Vosgos, Sierra de Córdoba en Argentina), explicados a menudo por fallas limitadas que enmarcan el levantamiento. Las formas circulares son excepcionales o están mal delimitadas (Macizo Central Francés).

La dirección de conjunto de los macizos montañosos es muy variada. Se observa sin embargo un predominio de las direcciones submeridianas sobre el continente americano y en el litoral oeste del Pacífico, y de las direcciones Este Oeste en Eurasia. Actualmente se considera que la dirección de conjunto de los volúmenes montañosos es el resultado del

dibujo y del movimiento de las placas siálicas, sin que por esto el problema haya quedado resuelto.

La altitud de los volúmenes montañosos depende de la amplitud del levantamiento más reciente y de la degradación experimentada por las cumbres, pues dadas ambas, proviene un cierto ajuste isostático, siendo normal que las cumbres más altas correspondan a los levantamientos más recientes (Everest, Mont Blanc). También las altitudes más pronunciadas se sitúan en los trópicos pues posiblemente se ha dado una migración de las orogenias hacia el Ecuador.

La aireación del volumen montañoso está conectada con la importancia de los puertos (divisorias de aguas) y de los valles, pues los primeros suelen coincidir con fallas o fosas tectónicas transversales, descensos de ejes de pliegues o ensilladuras. Ni la altitud ni el número de puertos guardan relación directa alguna con el volumen montañoso. Los valles cortan más o menos de manera densa y profunda el volumen montañoso donde los valles longitudinales se prolongan paralelos a los ejes de las cordilleras por facilidades estructurales como fajas de rocas blandas, sinclinales, fosas, líneas de falla o de cabalgamiento.

**14.2.2. Aspectos morfoclimáticos.** Las cordilleras de montañas llevan en su relieve la marca profunda de los sistemas de erosión que las atacan. Estos dependen esencialmente del clima el que a su vez viene determinado por el relieve actual y la latitud.

El relieve actual, que provoca un descenso de la temperatura, de un grado por 180 metros de altitud, supone violentos contrastes térmicos, fuertes vientos y un gran aumento de la pluviosidad. Las condiciones climáticas locales varían según la orientación de las vertientes (a barlovento o a sotavento, solana o umbría) y la altitud (frío más o menos vivo, zona de pluviosidad o de nubosidad máxima). La latitud, como para el resto del globo. El límite

de las nieves perpetuas, función del régimen de las temperaturas y del de las precipitaciones, asciende desde el ecuador a los trópicos (5000 m), después desciende en las zonas templadas (de 2500 a 3100 en los Alpes) y en las zonas frías (600 m a 70° N). Cabe pues concebir una clasificación de las montañas según su situación en tal o cual zona climática, teniendo en cuenta por supuesto la acción de los paleoclimas del cuaternario. Son ellas montañas tipo templado (Vosgos y Jura, en Francia), montañas tipo polar (Antártida y Groenlandia), montañas tipo escandinavo (Escocia, Escandinavia, Labrador), montañas tipo alto alpino (Alpes e Himalaya), montañas semiárido (Sahara, Arabia), montaña tipo tropical (Macizo Brasileño).

**14.2.3 Arreglos morfoestructurales.** La clasificación morfoestructural aunque es la más interesante de todas, tropieza con numerosas dificultades como lo precario de los conocimientos actuales, la complejidad de los conjuntos montañosos que jamás son homogéneos en grandes extensiones y el criterio clasificador que integre elementos estructurales y morfológicos.

Los tipos regionales se han propuesto principalmente, bajo consideraciones estructurales. Aquí existirían en espacios del orden de las decenas de km.: 1° desniveles principales que reproducen directamente las últimas deformaciones tectónicas, donde las cumbres corresponden a los puntos más elevados y las depresiones a los puntos más bajos. 2° Desniveles principales que se deben a la resistencia desigual de las rocas, donde los puntos altos corresponden a las capas más duras y los bajos a las más blandas. 3° Desniveles principales que se sitúan entre crestas y depresiones, donde la red hidrográfica que se desarrolla sobre un material rocoso relativamente homogéneo es la que crea por sí misma la organización del relieve. Los tipos planetarios se han propuesto a nivel continental como morfoestructuras del orden de los cientos y miles de km.. Son las mismas cordilleras que se describirán adelante cuyos criterios no pueden ser los mismos utilizados en los tipos

regionales pues se distinguen porque aquí se ponen en evidencia los grandes dominios estructurales que dividen el planeta.

### 14.3 TIPOS DE CORDILLERAS O PLEGAMIENTOS

Se pueden distinguir cuatro tipos principales de cordilleras, cuyo origen e instauración derivan de procesos distintos:

**14.3.1 Cordilleras intracontinentales o intracratónicas.** Se desarrollan en partes ya consolidadas de la corteza terrestre y no en los fondos oceánicos. Se caracterizan por una tectónica de fondo y otra de recubrimiento que afecta a una cobertura poco diferente de la de las cuencas sedimentarias vecinas. Ejemplo los Pirineos y Urales, en donde predomina la tectónica de fondo o Provenza y Jura donde es la tectónica de cubierta.

**14.3.2 Dorsales medio-oceánicas.** Comprenden una "provincia de cresta" de aproximadamente 10 Km. de ancho, cuyo eje lo ocupa una fosa o rift de una profundidad a veces de 3 Km.

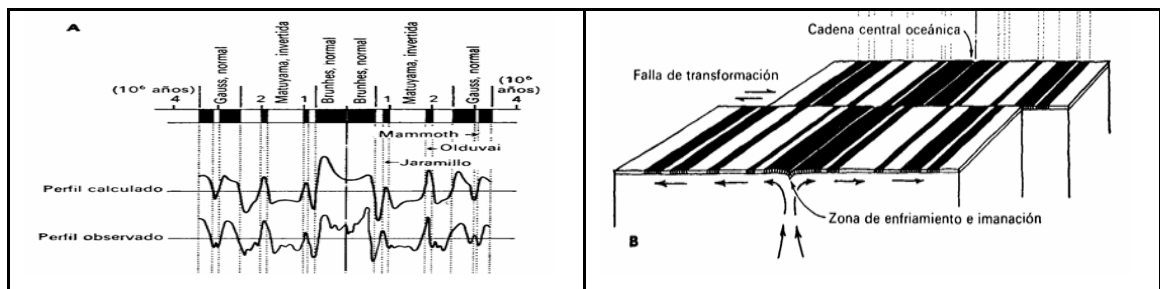


Figura 87. Magnetismo fósil en el fondo oceánico. Se muestran los grandes períodos del paleomagnetismo pliocuaternario a uno y otro lado de la cadena del Pacífico Oriental, registrados en la magnetita de los basaltos oceánicos. En A se muestra la coincidencia entre los perfiles de anomalías geomagnéticas observado y calculado; en B, la expansión del fondo oceánico e inversiones geomagnéticas. Tomado de ¿Qué es la Tierra? Takeuchi y otros.

En ocasiones las dorsales son el resultado de la consolidación del basalto suboceánico y están en el origen de la expansión del fondo de los océanos.

**14.3.3 Cordilleras geosinclinales o intracratónicas** (tipo alpino). Caracterizadas por flysch, ofiolitos y mantos de corrimiento. Los arcos insulares (Japón, Islas de la Sonda) comprendidos entre un cratón y una placa pueden ser asignados a éste tipo).

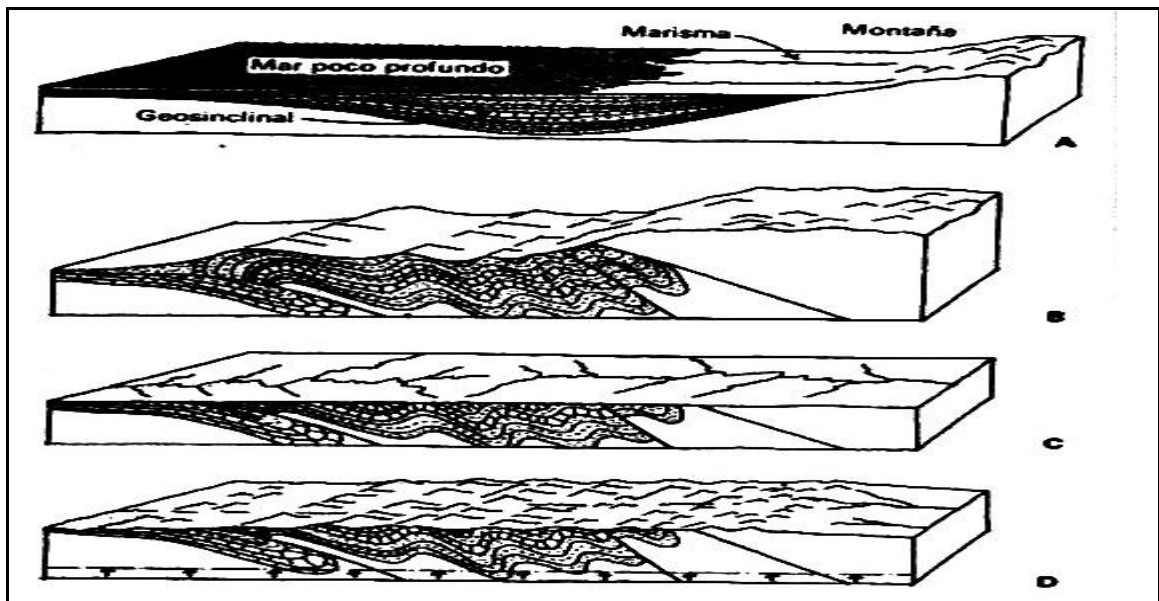


Figura 88. Colisión entre placa continental y placa oceánica. El esquema ilustra la causa de la elevación de los geosinclinales desde la fase de acumulación (A), pasando por la de plegamiento (B) y erosión (C), hasta, la elevación por ajuste isostático (D). Tomado de ¿Qué es la Tierra?, Takeuchi y otros.

**14.3.4 Cordilleras liminares o pericratónicas** (tipo andino). Desprovistas de flyschs, ofiolitos y mantos de corrimiento, pero donde el vulcanismo es activo. La unión de las dos cordilleras liminares no puede dar en ningún caso una cordillera geosinclinal.



#### 14.4 GEODINAMICA

Es el estudio del conjunto de procesos que modelan y alteran la estructura de la corteza, donde se incluyen las fuerzas externas que actúan hacia abajo desde la biosfera y las internas que actúan hacia arriba y desde el interior del planeta. La geodinámica interna estudia pliegues, fallas, etc. y la externa el modelado del paisaje debido al viento, agua, hielo, etc.

El planeta está sometido a un proceso de gradación continua, donde intervienen fuerzas de degradación que tratan de nivelar los continentes, asociadas a la meteorización, la erosión y los movimientos masales, y fuerzas de agradación opuestas a las anteriores, que tratan de reconstruir el relieve, como son el vulcanismo y el diastrofismo. Ver capítulo 8, numeral 8.1: Procesos externos.

Las **fuerzas endógenas** son sistemáticas y las **exógenas** son aleatorias o estocásticas. Las fuerzas endógenas se asocian a movimientos epirogenéticos (de ascenso y descenso) y orogénicos (horizontales o verticales) de la corteza.

Al examinar los problemas que conciernen a la corteza y a la superficie del globo parece que el núcleo no interviene en la orogénesis. Los principales problemas están relacionados con el estado térmico de la corteza (el problema del gradiente geotérmico), los antecedentes del vulcanismo (el carácter constructivo del relieve), los antecedentes de la sismología (los terremotos acompañan a la orogénesis), las anomalías magnéticas (las perturbaciones magnéticas pueden preceder los sismos y obedecer a desplazamientos de magma), el paleomagnetismo (la alternancia de períodos de polaridad normal e inversa en las rocas de los fondos oceánicos), los sondeos oceánicos (los sedimentos marinos muestran antigüedad creciente conforme nos alejamos de las dorsales) y la isostasia (los continentes siálicos penetran tanto más el Sima cuanto más se elevan).

**14.4.1 Formas del movimiento de la corteza.** Las tres grandes formas del movimiento de la corteza son dictiogénesis, epirogénesis y orogénesis:

- **Dictiogénesis.** Movimiento que genera grandes abombamientos, arqueamientos, plegamientos y umbrales sin cambiar la estructura de las rocas.

- **Epirogénesis.** Movimiento causa de regresiones y transgresiones marinas, de formación de umbrales y depresiones (geoanticlinales, y geosinclinales) como espacios de erosión y sedimentación. Son movimientos lentos de ascenso y descenso de la corteza a nivel macro pero sin perturbación ni fracturamiento de estratos.

- **Orogénesis.** Movimientos tectónicos que forman montañas y en general los relieves de la corteza. Se originan en varios estadios y se acompañan de ciclos magmáticos. En la actualidad el mecanismo orogénico casi únicamente aceptado es el de la tectónica global o tectónica de placas, aunque existen y han existido otras teorías de las que algunas cuentan con defensores.

**14.4.2 Estadios de la orogénesis.** Los estadios de la orogenia son cinco a saber:

- **Geosinclinal.** Deposición de espesas capas de sedimentos en los geosinclinales lábiles y hundidos.

- **Altorógeno** (paroxismal). En lo profundo de los geosinclinales, y unidos al estrechamiento del espacio, tienen lugar movimientos en los que las capas se pliegan y fracturan.

- **Flysch** (calizas arenosas o amargas). Las montañas aparecen en la superficie como grupos aislados y el flysch, traído de la superficie, se deposita en el fondo marino.

- **Posorogénico.** Los orógenos formados en los dos primeros estadios son presionados a partir del subsuelo plástico y se levantan formando montañas.

- **Estadio de las molasas** (areniscas de cemento calcáreo). Comienzo de la erosión intensa, así el material erosionado es depositado en las depresiones situadas delante de las cordilleras.

Es importante conocer los cimientos de las montañas, es decir, los geosinclinales y su evolución. La palabra geosinclinal tiene un origen que se basa en dos constataciones, el extraordinario espesor de los sedimentos depositados en ciertos puntos del globo (13 Km. en los Apalaches y 20 Km. en las Montañas Rocosas), durante un período relativamente corto de tiempo (algunas decenas de millones de años), y después la desigualdad de espesor de los depósitos correspondientes a la misma duración en regiones vecinas, relación comprendida entre 1/2 y 1/100 (y que entre los Apalaches y la cuenca del Mississippi es 1/10).

Para explicar estos dos fenómenos se supone que el fondo de la depresión donde se efectúa el depósito penetra progresivamente en el magma bajo el peso de los sedimentos, formando una extensa cubeta o sinclinal de Sial dentro del Sima. Cálculos precisos han mostrado que el peso de los sedimentos era por sí sólo insuficiente para explicar éste hundimiento progresivo, llamado también subsidencia. Hundimiento que se ve favorecido por causas que provienen de la orogénesis, compresión lateral o succión del Sial mediante movimientos de convección del magma según se mostrará en los estadios y ciclos siguientes.

Los sedimentos del geosinclinal son de facies profunda o batial. Esta opinión ha sido combatida ulteriormente ya que el flysch, que se halla presente en todos los geosinclinales, es el resultado de una sucesión de lechos de esquistos finos y de sedimentos más groseros y mal calibrados (areniscas, conglomerados), que se repiten

rítmicamente en un espesor considerable. Cabría pensar pues, que el depósito se efectuó cerca de las orillas en un mar poco profundo (facies nerítica). Pero ni las causas de la ritmicidad (hundimiento por tirones, variaciones climáticas, corrientes de turbidez), ni la profundidad del depósito, son conocidas actualmente con certeza.

Tampoco conviene perder de vista que existe un magmatismo geosinclinal y una noción de metamorfismo que los acompaña, y menos conviene perder de vista que la noción de geosinclinal es inseparable de la de orogénesis. En un plano más general, donde existen cordilleras no geosinclinales, también se presentarán dichos fenómenos, como se ilustra con los ciclos magmáticos que acompañan los estadios de la orogenia.

**14.4.3 Ciclos magmáticos.** Los estadios de la orogénesis se acompañan de ciclos magmáticos que son cinco, a saber:

- **Inicial.** Magmas básicos son movilizados durante el período geosinclinal.
- **Sinorógeno.** Transformación de magmas graníticos en gneises durante el plegamiento.
- **Tardiorógeno.** Presencia de magmas ácidos que ascienden al final del plegamiento.
- **Subsecuente.** Magmas intermedios son movilizados al final del plegamiento.
- **Final.** Magmas básicos cerrando el ciclo magmático.

#### **14.5 CAUSAS DE LAS FUERZAS ENDOGENAS DE LA OROGENIA**

Las teorías relevantes en la orogenia son: contracción termal, corrientes de convección, deriva continental y tectónica de placas.

**14.5.1 Contracción termal.** La pérdida de energía de acreción de la Tierra (enfriamiento) ocasiona la disminución de su volumen y el encogimiento consecuente de la corteza. El enfriamiento no se da en el núcleo, tampoco en la corteza, ocurre fundamentalmente en la zona de desorden atómico del manto. En contra de la teoría se discute la no distribución de las cordilleras en arcos de círculos máximos y de manera más regular, según los criterios de uniformidad con los cuales se pierde el calor es un modelo de capas esféricas concéntricas.

**14.5.2 Corrientes de convección.** Las corrientes de convección someten al manto a un flujo plástico entre el núcleo caliente y la corteza fría; la velocidad del flujo es de 12 cm por año. Las corrientes emergen por las dorsales, se desplazan horizontalmente arrastrando las placas tectónicas para sumergirse por las zonas de subducción. En las zonas de subducción se arrastran materiales y se forma geosinclinales; aquellos ocasionan un freno local de las corrientes de convección y como consecuencia los materiales que se fusionan generan las montañas. Se discute en contra de la teoría el que el manto tenga zonas de discontinuidad.

**14.5.3 Deriva continental** (Wegener 1912). Supone la existencia de un sólo continente Pangea, que se subdivide en dos grandes continentes Laurasia al norte y Gondwana al sur; pero ellos se subdividen en otros. Los continentes por menos pesados (SIAL) flotan sobre el SIMA. África y América se separan para dar origen al Atlántico mientras el Pacífico, el más primitivo de los océanos, perdió espacio; también de Africa se desprendieron la India anterior y la Antártica, mientras que América se separó del bloque Euroasiático; la deriva empezó hace 150 millones de años (Mesozoico) fue intensa hace 50 millones de años (Cenozoico) y sólo en el pleistoceno tomó el planeta su actual fisonomía.

Por la rotación de la Tierra los continentes se desplazan del polo al Ecuador, donde la fuerza centrífuga es mayor; simultáneamente los continentes se van retardando por

inercia al occidente mientras la Tierra gira hacia el oriente. Por el efecto de "aplanadora" en los dos movimientos se pueden explicar montañas así: en el primer caso el Himalaya y los Alpes en el costado de avance y en el segundo los Andes y las Rocallosas, sobre el costado occidental.

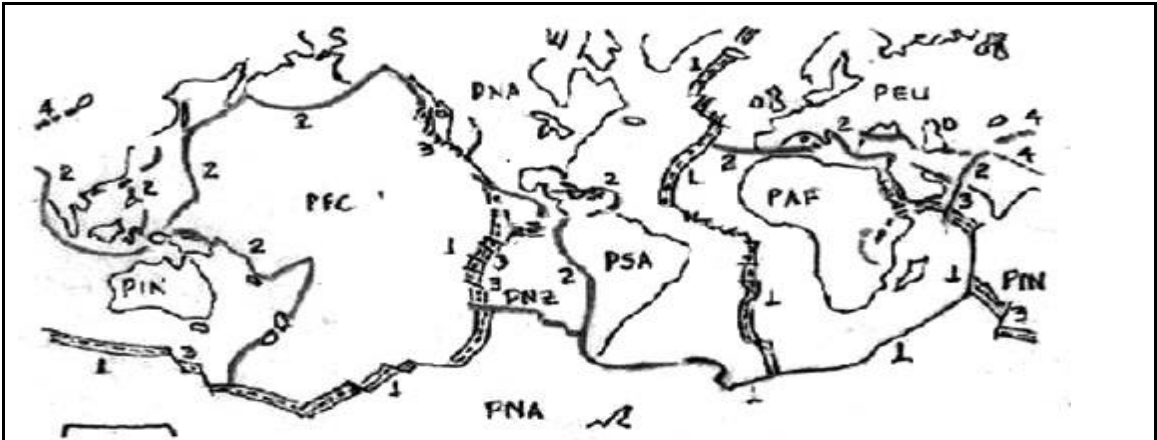


Figura 89. Placas principales y sus límites: 1. límites constructivos, 2. límites destructivos, 3. fallas transformantes, 4. límites inseguros, 5. dirección de movimiento de placas. Placa Pacífico PFC, Placa Norteamericana PNA, Placa Suramericana PSA, Placa de Nazca PNZ, Placa Antártica PAN, Placa Africana PAF, Placa Eurasiática PEU, Placa Indoaustraliana PIN.

En el metamorfismo regional y dinámico, por la presión, la roca fluye y así sus minerales tienden a alargarse y aplanarse formando bandas paralelas por lo que la roca toma una propiedad llamada foliación. En otros ambientes, la roca se transforma sin tratar de fluir ni bandearse con lo que la textura puede ser foliada o no foliada. La textura o clivaje foliado, puede ser pizarrosa, filítica, esquistosa o gnéisica; la textura no foliada puede ser densa o granular.

No explica esta teoría montañas interiores como los Apalaches y otras ya desgastadas que existieron sobre los escudos o cratones; todas ellas anteriores al supuesto Pangea.

**14.5.4 Tectónica de Placas.** De la última glaciación del paleozoico quedan sobre rocas de varios continentes, huellas que sumadas a sus rasgos comunes permiten ensamblar el anterior Pangea. Los pasados depósitos de tillita dejaron surcos sobre la roca de base que advierten la posición ensamblada de los continentes en la pasada edad del hielo. Esas direcciones concordantes se explican por la dirección de avance y retroceso de los hielos en ese período. Resulta interesante estudiar si los depósitos de arena de pasados ambientes eólicos muestran una dirección concordante a la de los vientos en el hipotético ensamblaje del Pangea.

En 1950 se descubre el paleomagnetismo y se advierte con él un desplazamiento continuo de los fondos oceánicos; en las rocas se ha fosilizado la alternancia en la dirección del dipolo magnético terrestre con período del orden de los 700 mil años. En el fondo oceánico las rocas no superan los 150 millones de años de antigüedad, mientras que en los continentes alcanzan los 3000 millones de años. Supuestamente el fondo oceánico está regenerándose de continuo: el borde constructivo de las placas lo constituyen las dorsales oceánicas, el borde destructivo las zonas de subducción (márgenes continentales activos y arcos de islas) y el borde pasivo de ellas son las fallas de transformación. La corteza de la Tierra se conforma por doce placas, subdivididas en otras menores.

Respecto al flujo convectivo la dirección del desplazamiento de las placas puede ser concordante; si el flujo contribuye el desplazamiento, o contraria si el desplazamiento de la placa tiene que vencer la fricción del flujo convectivo.

#### **14.6 SUCESION Y CLASIFICACION DE LAS OROGENESIS**

El número de ciclos de actividad orogénica es cercano a cien. Períodos considerados en otros tiempos como de calma revelan unos plegamientos. La mayor parte de cordilleras circumpacíficas se remontan a la era secundaria

(paleozoica), relativamente tranquila en Europa occidental, mientras los montes Salair de Asia central se plegaron en el cámbrico. No obstante aunque algunos geólogos estimaron que tales paroxismos tectónicos eran universales y sincrónicos y que apenas se distinguían unas cuarenta fases de 300 mil años cada una, tal opinión fue firmemente combatida señalando discordancias terciarias en varios lugares.

#### 14.6.1 Edad de las principales fases de plegamiento en América

Cuadro 19. Fases de plegamiento en América.

PERIODO	TIEMPO (millones de años)	FASE DE PLEGAMIENTO
Cuaternario	2	Fase pasadeniense (Coast Rangers, Sierra Nevada)
Plio- mioceno	15 a 25	Orogenia de Coast Rangers
Eoceno	65	Plegamientos laramienses (Montañas Rocosas)
Jurásico	135 a 180	Plegamientos nevadienses (Sierra Nevada, Andes)
Pérmico	225 a 280	Revolución apalachiana
Devónico	345 a 400	Plegamientos acadienses (Apalaches)
Ordovícico	440 a 500	Plegamientos tectónicos (Apalaches, América del Sur, Groenlandia)
Precámbrico	570 a 700	Plegamientos Keweenawanienses (Canadá)



PERIODO	TIEMPO (millones de años)	FASE DE PLEGAMIENTO
Algónquico	700 a 1000	Plegamientos uronienses (Canadá)
Arcaico	1000 a 2000	Plegamiento laurentienses (Canadá)

Fouet-Pomerol. Las montañas, Orbis, 1986.

**14.6.2 Velocidad del proceso.** Hay que admitir que una velocidad orogénica de 10 cm por siglo puede acelerarse y se puede citar como ejemplo la península Idu en Japón que se eleva 20 cm cada año. También depósitos de sedimentos rítmicos como flyschs y molasas suponen períodos de levantamientos bastante superiores a los 300 mil años.

Se deduce de lo anterior que la orogénesis es un proceso lento y continuo cuyo ritmo desigual puede dar lugar a paroxismos que no aparecen mundialmente ni de manera simultánea. Se puede por otra parte disociar la orogénesis de la tectogénesis, pues es posible que los movimientos de cobertura aparezcan continuos, mientras que el levantamiento del zócalo procede por sacudidas.

**14.6.3 Neotectónica.** El cuaternario no es ciertamente una época singular: se da el nombre de neotectónica a la tectónica reciente que se traduce a veces por levantamientos de varios centenares de metros (islas de la Sonda, Calabria, Tunicia), medidas muy precisas de nivelación y minuciosos estudios de geomorfología permiten ponerla de manifiesto en áreas calificadas de tranquilas (Pays de Bray y Picardía). Para los ingenieros la neotectónica da información fundamental sobre procesos que tienen vigencia y que puede comprometer la estabilidad de importantes obras.

## 14.7 ESTILOS ESTRUCTURALES DE LOS TERRENOS DE COLOMBIA

Los siguientes apartes se toman de la publicación geológica especial de Ingeominas N14-1 de 1986, titulada Mapa de terrenos geológicos de Colombia. En la Fig. 90 se anexa el mapa a escala reducida del mismo documento.

Los terrenos son como fragmentos diversos de placas yuxtapuestas que conforman un mosaico de piezas soldadas entre sí. Estos se dividen en grupos y a su vez los grupos en formaciones. Los terrenos están caracterizados por poseer litología, estratigrafía, estilo estructural e historia propia, y por tener como límites con los terrenos vecinos fallas. Aludiremos aquí sólo al estilo estructural, a la estratigrafía y a los límites de algunos terrenos.

### 14.7.1 Terreno Cajamarca

- **Estilo estructural.** Pliegues imbricados con convergencia al W y expresión subvertical del plano de falla, y fallamiento con desplazamiento a lo largo del rumbo; rumbos dominantes NS a N50° E, y una dirección secundaria N40-60°W.

- **Estratigrafía.** Intercalaciones de sedimentitas pelíticas, samíticas y calcáreas con derrames básicos; volcanoclásticas básicas metamorfizadas en facies de esquisto verde a anfibolita (grupo Cajamarca).

- **Límites.** (Faja que nace en Pasto y muere al norte de Antioquia)

W: Sistema de Fallas de Romeral.

E: Sistemas de fallas del W del río Magdalena hasta Puerto Triunfo y luego NS Falla Otú.

NW: Falla de Murrucucú.

S: Convergencia del sistema de fallas de Romeral y el sistema de fallas del W del río Magdalena, a lo largo del río Guáitara.

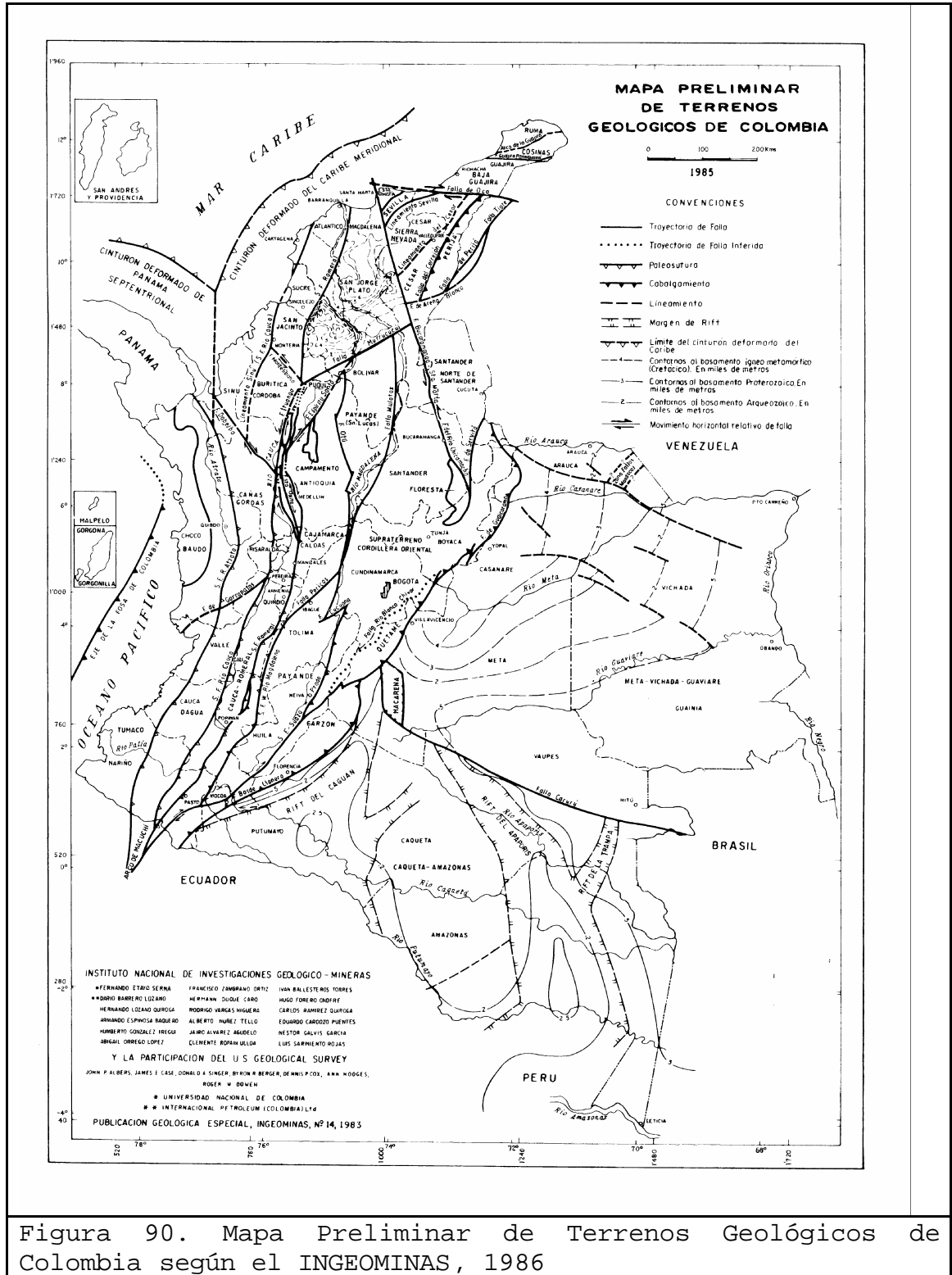


Figura 90. Mapa Preliminar de Terrenos Geológicos de Colombia según el INGEOMINAS, 1986

**14.7.2 Terreno Payandé (suprayacente devónico-jurásico inferior)**

- **Estilo estructural.** Fallamiento con expresión subvertical de los planos de falla que delimitan bloques levantados o hundidos; el fallamiento con rumbo general NW es Jurásico superior.

- **Estratigrafía.** Sedimentitas del Devónico y Carbonífero, en relaciones localmente discordantes con la formación Luisa, formación Payandé y formación Saldaña.

- **Límites.** (Faja que se extiende de Mocoa a Ibagué)

W: Desde Armero, Falla Pericos hasta intersección con el sistema de fallas de Romeral.

E: Sistema de Fallas Suaza-Prado hasta su intersección con la Falla Cucuana y desde allí, Falla Honda hacia el norte.

**14.7.3 Terreno Cauca-Romeral**

- **Estilo estructural.** Fallamiento imbricado con convergencia variable.

- **Estratigrafía.** Secuencia incierta, con fragmentos de corteza siálica y simática de edad desde el Paleozoico hasta el Cretácico. Incluye el complejo ofiolítico del Cauca, el grupo Arquía, las formaciones Buga, Cartago, Combia, Chimborazo, Ferreira, Galeón, Jamundí, Nariño, Popayán, Zarzal y Quebradagrande, entre otras.

- **Límites.** (Faja desde Nariño hasta Santafé de Antioquia por el Valle del Cauca)

W: Sistema de fallas del río Cauca.

E: Sistema de Fallas de Romeral.

N: Unión rumbo deslizante de las fallas del río Cauca y Romeral.

S: Enfrentamiento con el "Arco de Islas de Macuchi", del Ecuador.

#### 14.7.4 Terrenos Cañasgordas y Dagua

- **Estilo estructural.** Pliegues imbricados con convergencia al oeste. Desplazamientos verticales predominantes. El terreno Cañasgordas no presenta metamorfismo reconocible como sí el Dagua.

- **Estratigrafía.** En ambos terrenos hay una secuencia con intercalaciones de vulcanitas básicas. Las principales unidades estratigráficas son, en el primero el grupo Cañasgordas, el batolito de Mandé, el gabro de Altamira y el complejo ultramáfico de Bolívar; en el segundo el grupo Dagua, el grupo diabásico, y las formaciones Aguaclara, Marilopito y Peña Morada.

- **Límites de Cañasgordas.** (Cordillera Occidental desde Nariño hasta el Valle).

W: Falla del río Atrato.

E: Sistema de Fallas del río Cauca.

S: Falla de Garrapatas.

NE: Falla Dabeiba.

- **Límites de Dagua.** (W de Risaralda, E de Chocó y W de Antioquia).

W: Falla del Atrato y discordancia con el terreno suprayacente Atrato-San Juan-Tumaco.

E: Sistema de fallas del río Cauca.

N: Falla de Garrapatas.

S: En Ecuador, intersección con la prolongación transformante del Sistema de Fallas de Romeral.

#### 14.7.5 Terreno suprayacente Atrato-San Juan-Tumaco

- **Estilo estructural.** Pliegues imbricados con convergencia W que incluyen escamas de corteza oceánica.

- **Estratigrafía.** Secuencias faciales turbidíticas, isópicas heterócronas (?).

- **Límites.** (Costa Pacífica exceptuando la región de Baudó).
- W: Discordancia y fallamiento (paleosutura?) contra el Terreno Baudó.
- E: Falla del Atrato.
- N: Fallamiento contra el Arco de Sautatá.

#### 14.7.6 Supraterreno Cretácico

- **Estilo estructural.** Pliegues de cobertura con convergencia variable.
- **Estratigrafía.** Sedimentitas e intrusivos básicos del cretácico inferior y medio.
- **Límites.** (Entre Neiva y Santander por el E del río Magdalena).
- E: Llanos Orientales.
- W: Sistema de Fallas de Romeral.

#### 14.7.7 Terreno suprayacente cenozoico (vulcanogénico terciario- cuaternario)

- **Morfología.** Estratovolcanes. El vulcanismo está generado por la subducción de la Placa de Nazca bajo el margen W de la Placa Suramericana.
- **Estratigrafía.** Conos y calderas, flujos de lavas, tefras, lahares.
- **Límites.**  
E-W: Irregulares, a ambos lados del eje de la Cordillera Central. Valle superior del río Magdalena. Localmente en la parte central de la Cordillera Occidental en el Departamento del Valle del Cauca.



Falla San Andrés. California, USA. Corbis.com

Para entender la importancia de los sismos, como materia en la formación del ingeniero, pueden compararse los efectos de varios tipos de desastres naturales, tanto históricos como proyectados.

Tabla 17. Comparación entre varios tipos desastres naturales.

Tipo de desastre	Principal pérdida conocida de vidas humanas	Máxima pérdida de vidas proyectada
Inundación por causa de lluvias	Junio 1931, Honan China, el Yangtse y el río Amarillo matan entre 1 y 2 millones de personas	2 - 3 millones de personas
Terremoto	Enero 24 de 1556, Shensi China, un terremoto causa 830 mil muertes	1 - 1.5 millones de personas
Tsunami de origen sísmico	1876, Bahía de Bengala, grandes olas de marea matan 215 mil personas	250 - 500 mil personas
Tsunami de origen volcánico	Agosto 27 de 1883, Krakatoa, olas de marea matan 36.400 personas	100 a 200 mil personas

Tipo de desastre	Principal pérdida conocida de vidas humanas	Máxima pérdida de vidas proyectada
Erupción volcánica	1669, Italia. La erupción del Etna destruye Catania, matando 100 mil personas	1 - 2 millones de personas
Tifón o huracán	Octubre 8 de 1881, Haiphong Vietnam, un tifón causa 300 mil víctimas	0.5 a 1 millón de personas
Tormenta	Noviembre 26 de 1703, Inglaterra, una tormenta causó 8 mil muertes en el Canal	10 - 20 mil personas
Corrimiento de tierras	Diciembre 16 de 1920, Kansin China, un corrimiento de tierras mató 200 mil personas	250 - 500 mil personas
Ud	Diciembre 13 de 1941, Huarás Perú. Un alud mata 5 mil personas	10 - 20 mil personas

Booth-Fitch. La Inestable Tierra, Salvat, 1986

### 15.1 TEORIA DEL REBOTE ELASTICO

En la corteza de la Tierra se acumula energía, gracias a procesos de deformación elástica. La figura 89 que ilustra el proceso de liberación de esa energía, muestra como se produce la ruptura de una capa de rocas, después de superar el límite elástico. Allí resulta un conjunto de bloques desplazados a lo largo de las líneas de ruptura.

La corteza terrestre está prácticamente, siempre y en todas partes, sometida a algún tipo de tensión. Las mayores **concentraciones de tensiones** se producen a lo largo de los



límites entre las placas corticales, e incluso en su interior donde pueden producirse acumulaciones de tensiones que superen la competencia elástica de las rocas. La ruptura de las rocas debajo de los volcanes se produce debida a los movimientos de ascenso de magma y a la liberación explosiva de gases volcánicos. Siendo esto así, en todo momento existen en el mundo diversos sectores, grandes o pequeños, en que los esfuerzos elásticos acumulados en la corteza terrestre hacen que las rocas que allí se encuentran estén muy próximas a su punto de rotura probable.

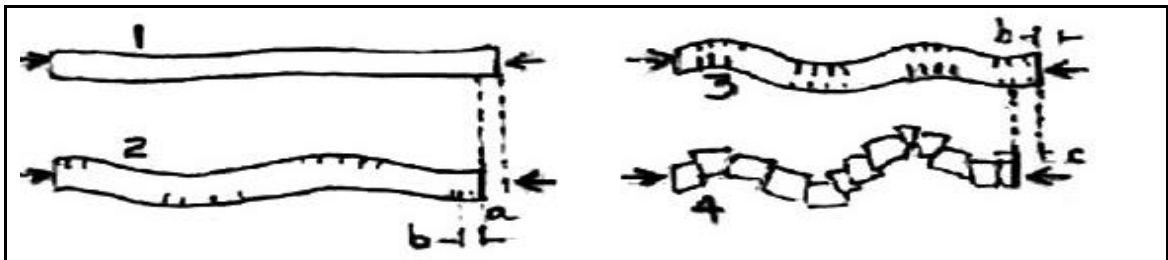


Figura 91. Teoría del rebote elástico: 1. deformación elástica, 2. fisuras de tensión, 3. fisuras de tensión y compresión, 4. fallamiento y liberación de la energía de deformación por ruptura.

En estas circunstancias, **basta un pequeño esfuerzo** adicional para desencadenar un terremoto, comprendiéndose, por tanto, que los cambios causados por la tensión consecuente de un gran terremoto pueden provocar una reacción en cadena que se traducirá en una serie de sacudidas grandes o pequeñas. También es factible que las pequeñas alteraciones en el campo de esfuerzos de la corteza, generadas por el paso de depresiones ciclónicas profundas o por los ciclos de mareas terrestres, puedan desencadenar auténticas sacudidas.

## 15.2 DOS LECCIONES: SAN FRANCISCO Y KOBE

La falla de San Andrés en California, comprende cinco trazos principales. Ubicados allí en el continente y mirando al pacífico, las rocas del fondo oceánico se desplazan hacia el norte. Es una falla de rumbo derecho. Por ese desplazamiento **se acumulan esfuerzos** en la corteza cuya zona de debilidad,

por la cual han de liberarse, es la falla de San Andrés. Tres de los trazos señalados liberan energía de manera casi continua, mientras dos de ellos acumulan energía que ha de ser liberada violentamente cada veinte o treinta años. Ante la pregunta ¿pueden producirse en el futuro nuevos terremotos en San Francisco tan violentos como el del año de 1906?: la respuesta inequívoca debe ser si, pues el terremoto de 1906 fue causado por la falla y no al revés.

El epicentro del terremoto de Hanshin-Awaji fue localizado en el centro del sistema de fallas Arima-Takatsuki, en el extremo norte de la isla Awaji. Aunque históricamente han ocurrido sismos destructivos en esta región, como el terremoto de 1596 con magnitud 7,5 la poca actividad sísmica reciente hacia que la **población la considerara segura**. Han pasado 400 años para que ocurra otro terremoto destructivo en el área, probablemente producido por el mismo sistema de fallas cuando se estimaba que el intervalo activo de la falla era cercano a los mil años. La ocurrencia de réplicas y la extensión de la línea de ruptura sobre la falla Nojima, sugieren que éste terremoto fue causado por una ruptura de 40 Km. en el sistema de fallas que forma parte de la microplaca Osaka.

### 15.3 PARAMETROS DE UN SISMO

Pueden ser estáticos o dinámicos:



**15.3.1 Estáticos.** La profundidad del sismo, el foco o hipocentro que es lugar del evento, el epicentro que es el lugar en la superficie y sobre el anterior, la distancia focal y la epicentral que son la distancia entre la estación en la superficie, y el hipocentro y epicentro, respectivamente.

**15.3.2 Dinámicos.** El tiempo u hora del evento, la coda o duración de la excitación, la amplitud que es el desplazamiento de las partículas del suelo, la intensidad que alude a los daños ocasionados, la magnitud que alude a la energía liberada y que se calcula por la amplitud del movimiento y en otros casos por la coda. La frecuencia o el período varían según la energía de la onda en la estación de registro.

#### **15.4 LA SISMOLOGIA**

En la Tierra el agua juega un papel fundamental en la explicación de los sismos. La construcción de embalses sobre fallas geológicas, induciendo sismos someros de relativa importancia, y la presencia de sismos en la Luna sin hidrosfera así lo señala.

En nuestro planeta se denominan terremotos y en la Luna lunamotos. Los sismos que se producen en el fondo oceánico son terremotos. Si la falla de San Andrés no fuera de rumbo, y sus desplazamientos se dieran de manera súbita, bajo mecanismos de afallamientos normales o inversos, se darían levantamientos o hundimientos del fondo oceánico provocando disturbios en el agua del mar. Semejantes disturbios se denominan **maremotos** (tsunami). Cuando los movimientos sísmicos interesan las aguas de lagos y represas reciben el nombre de seiches.

**15.4.1 Clases de sismos.** Las clases de sismos en el planeta son:

- **Los plutónicos.** Son el 3% del total de sismos, con profundidad entre 300 km. y 900 km. con un máximo de 900; son los de más energía por la profundidad, aunque el efecto en superficie es tenue pero extenso; se sienten en una zona tan extensa como la comprendida entre Venezuela y Perú. Estos sismos se explican por cambios de fase de las rocas del manto (implosión) o por rupturas en el flujo plástico del manto (explosión). Para diferenciar ambos mecanismos focales nos basamos en la primera onda sísmica que llega a la estación de registro.

- **Los interplaca.** Son el 5% del total de los sismos y aparecen a una profundidad entre 70 y 300 km. Son típicos de zonas de subducción, los focos de ellos van delimitando el plano de Beniof. Son los segundos en energía, ya que a esta profundidad la Tierra no almacena tanta como en el caso anterior, pero dado su carácter más somero son destructivos; ejemplo Manizales 1979. El registro de estos sismos, en la superficie, muestra pocas frecuencias altas. Ello se explica por un filtraje de las capas recorridas, ejercido sobre el frente ondulatorio, que podríamos interpretar como un consumo de energía en el transporte de las ondas sísmicas.

- **Los intraplaca.** Son sismos de fallas, y representan el 85% de los sismos. Se dan en el interior de las placas tectónicas, cuando la energía se libera por sus zonas más débiles (fallas). Son los más destructivos aunque acumulan menos energía que los anteriores dado que se dan a menos de 70 Km. de profundidad, ejemplo Popayán 1983 y Quindío 1999. Se distinguen porque tienen múltiples premonitores y réplicas, ya que a esta profundidad las rocas, antes que plásticas son rígidas. Los premonitores son las rupturas que anteceden al paroxismo y las réplicas son las que lo suceden. Aunque tengan una magnitud inferior en un grado, su magnitud suele tener una intensidad de un grado más. Para estos sismos por fallas, el mecanismo focal sugiere el tipo de movimiento de la falla. Ver fig 97.

- **Los volcánicos.** Son el 7% de los sismos y se presentan a menos de 20 Km. de profundidad. A diferencia de los otros la aureola de daños es de pocos Km. porque el foco es muy puntual y gran parte de la energía se libera en la atmósfera. Cuando las burbujas del magma alcanzan la zona rígida de la corteza y los volátiles disueltos cambian a la fase gaseosa, si la presión del fundido es suficiente, se provoca el emplazamiento del magma en regiones superiores y el escape de gases que deforman y fracturan la corteza.

- La velocidad de ascenso del magma, como su volumen, suelen inferirse por la magnitud de los sismos y desplazamiento temporal de los focos sísmicos. La interpretación de éstos fenómenos puede corroborarse a veces por la dinámica que muestre la extensión del campo o de deformaciones (disminuyendo) y la intensidad de las deformaciones (aumentando) en superficie.

-**Los sismos artificiales.** Son producidos por detonaciones de bombas nucleares, etc. Tienen una profundidad de menos de 2 Km. y foco muy puntual; así gran parte de la energía se libera en la atmósfera.

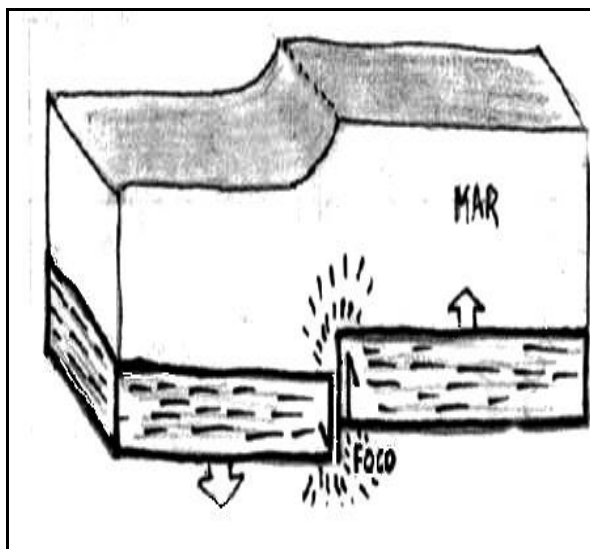
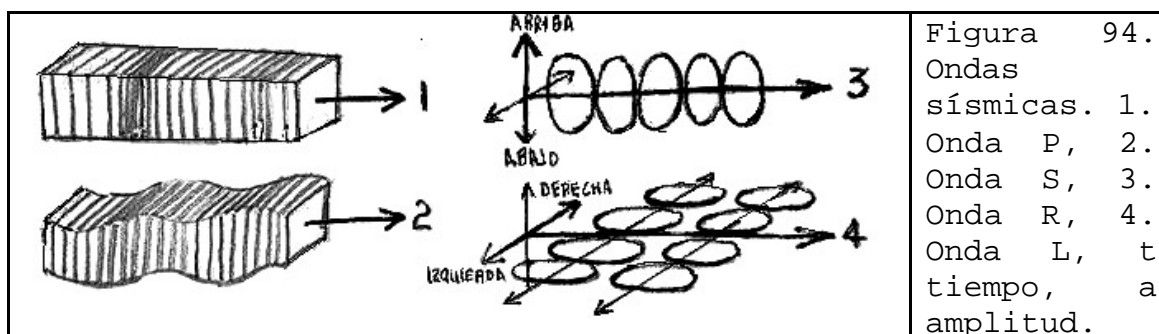


Figura 93. Maremoto. Esquema ilustrativo del mecanismo de generación de un maremoto o tsunami. La perturbación en el agua del mar es más eficiente en fallas inversas o normales que en fallas de rumbo. En mar abierto la perturbación es rápida, pero en aguas poco profundas la ola pierde velocidad y gana amplitud. Adaptado de La Tierra, Salvat.

- **Ruido sísmico.** Puede ser natural como el producido por mareas terrestres, olas, viento; o artificial como el producido por vehículos en movimiento, etc.

**15.4.2 Ondas sísmicas.** Pueden ser de cuerpo (interiores) como las P y las S, y superficiales como las de R y L.

-**Ondas de cuerpo.** Las ondas P son compresionales, las partículas se desplazan en la dirección del movimiento, son las primeras en aparecer en el registro por ser las más rápidas. Las S o de cortante, más lentas, llegan de segundas; las partículas se mueven en dirección transversal al movimiento, hacen más daños por tener mayor amplitud, por ser ondas de cortante no cruzan líquidos.



Las ondas sísmicas son la transformación de la energía potencial en energía cinética. Las ondas P son debidas a la elasticidad de volumen del material, mientras las ondas S, son debidas a la elasticidad de la forma del medio de transmisión.

La velocidad media aparente de propagación de las ondas P oscila entre 8 y 13 Km./seg y para las ondas S entre 4.5 y 8.5 Km./seg.

- **Ondas superficiales.** Después de las anteriores llegan las ondas R y las L (Rayleigh y Love), en las ondas R las partículas se mueven describiendo elipses sobre un plano vertical en la dirección del movimiento. Si el medio es sólido la partícula retrógrada arriba y avanza abajo; si es

líquido lo contrario. En las ondas L la elipse está en un plano horizontal transversal a la dirección del movimiento.

Las ondas superficiales se forman a partir de las interiores; son ondas largas porque tienen mayor amplitud y su propagación es lenta (3 a 4 Km./seg). Por los efectos desastrosos que producen se llaman sacudidas del "terremoto". Cualquiera que sea su intensidad, las sacudidas pueden ser bruscas u ondulatorias; las primeras se caracterizan por empujes casi verticales y las segundas por empujes que se comunican oblicuamente.

**15.4.3 Instrumentos de registro.** Los instrumentos son los sismógrafos y los acelerógrafos. Pueden ser equipos analógicos (mecánicos) y analógicos (electrónicos).

- **Sismógrafo.** Consiste en un péndulo equipado con un freno neumático o magnético para que al ocurrir una sola sacudida no trace varios movimientos. De esta manera, cuando hay un sismo, el graficador, después de la primera sacudida quedará quieto para trazar el segundo movimiento, después trazará el tercero sin recibir los efectos de los anteriores, y así sucesivamente, podrá registrar el sismo, movimiento por movimiento.

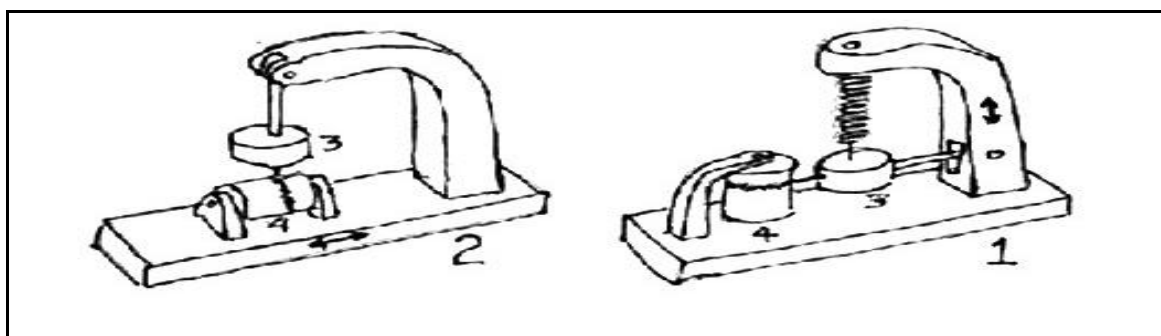


Figura 95. Esquema de un sismógrafo: 1.sismógrafo para componente vertical, 2.sismógrafo para componente horizontal, 3. péndulo, 4. tambor de registro. Según La Tierra, Círculo de Lectores.

En el registro se identificarán los intervalos de tiempo y la amplitud de las sacudidas individuales, y la duración total del sismo. Se requieren tres sismógrafos para el registro completo del evento, según sus componentes X, Y, Z, con el propósito de observar un movimiento que de por sí es tridimensional.

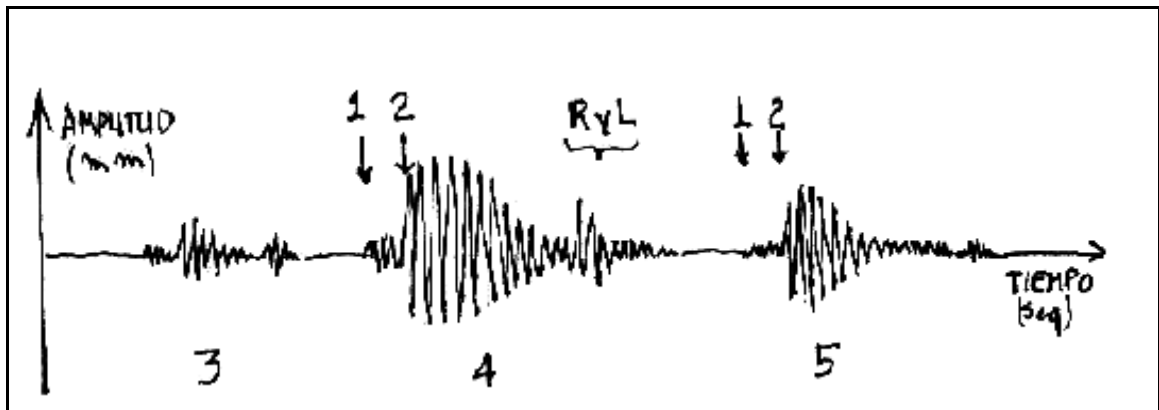


Figura 96. Sismograma. 1. Onda P, 2. Onda S, 3. Premonitor, 4. Paroxismo, 5. Réplica. La diferencia de tiempo de arribo entre las ondas P y S, se mantiene en las tres sacudidas (3, 4 y 5), pues depende solo de la distancia Estación-Foco.

- **Acelerógrafo.** A diferencia del sismógrafo, el péndulo se suspende de un resorte; el acelerograma registra la aceleración del suelo, obteniéndose de él además (indirectamente) la velocidad y el desplazamiento de las partículas; con este registro se puede conocer la respuesta del suelo colocando el instrumento en el piso y la del conjunto suelo-estructura, colocando el instrumento sobre la estructura. Indirectamente se puede entonces conocer el comportamiento de la estructura.

La ingeniería sismorresistente busca, entre otras cosas, evaluar la influencia de las condiciones locales de las formaciones naturales en el riesgo sísmico, que no se presente resonancia, es decir, que la frecuencia natural de oscilación de la estructura quede desfasada de las



frecuencias dominantes de los diferentes sismos, que se generen desde las fuentes sísmicas locales.

**15.4.4 Mecanismos focales.** Pueden ser implosión, explosión y cortante: implosión, cuando la primera onda P asciende, ( $P_1 \uparrow$ ); explosión, cuando la primera onda P desciende ( $P_1 \downarrow$ ); cortante cuando se advierten zonas de compresión y distensión conjugadas, a lados opuestos de una falla ( $\pm$ ).

- **Implosión.** El terreno baja en el primer movimiento y el sismógrafo vertical dará su primer trazo de la onda P hacia arriba.

- **Explosión.** Caso contrario al anterior, la primera onda P será hacia abajo, porque el terreno ha subido.

- **Desgarre.** Si hay falla de rumbo necesitamos cuatro sismógrafos dispuestos como en la fig. 97, dos de ellos mostrarán compresión (+) en el registro, los otros dos, rarefacción o distensión (-). Ello se explica por el efecto de acordeón.

Para conocer el epicentro de un sismo se toman registros de tres estaciones lejanas, en cada uno se establece la diferencia de tiempo de arribo entre las ondas P y S. Así, en función de sus velocidades, las distancias epicentrales con centro de compás en las estaciones y con radios a escala, según las distancias epicentrales obtenemos en el plano el epicentro del sismo. Aquí la profundidad del foco tiene que ser despreciable.

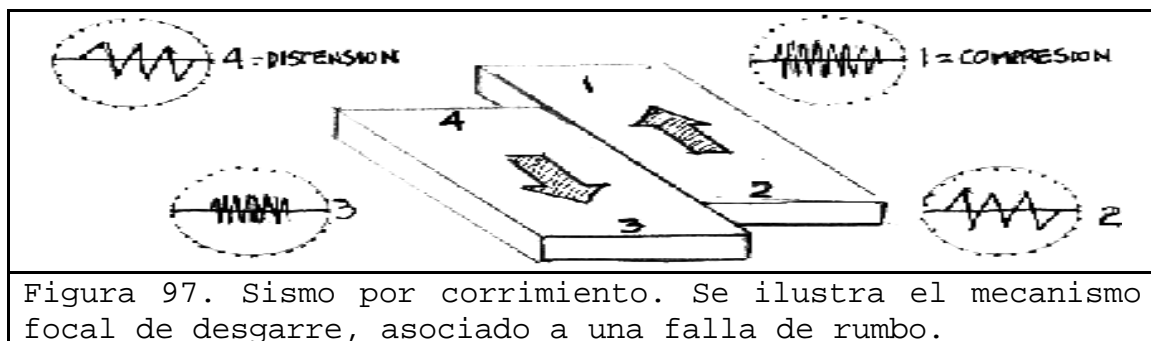


Figura 97. Sismo por corrimiento. Se ilustra el mecanismo focal de desgarre, asociado a una falla de rumbo.

**15.4.5 Amplificación sísmica.** Un frente de ondas en la roca suele tener altas frecuencias y en consecuencia alta energía. Cuando las ondas pasan a los depósitos sobreyacentes se amplifican: bajando la frecuencia aumenta la amplitud, pues la energía trata de conservarse.

En depósitos mal consolidados, la intensidad puede incrementarse en un grado, y en medio grado más cuando el nivel freático está a menos de 10 metros de profundidad. Igualmente las estructuras menos rígidas, como las de bahareque, suelen sufrir mayor daño cuando se construyen sobre sitios de suelos deformables para los cuales se recomienda la construcción de estructuras rígidas.

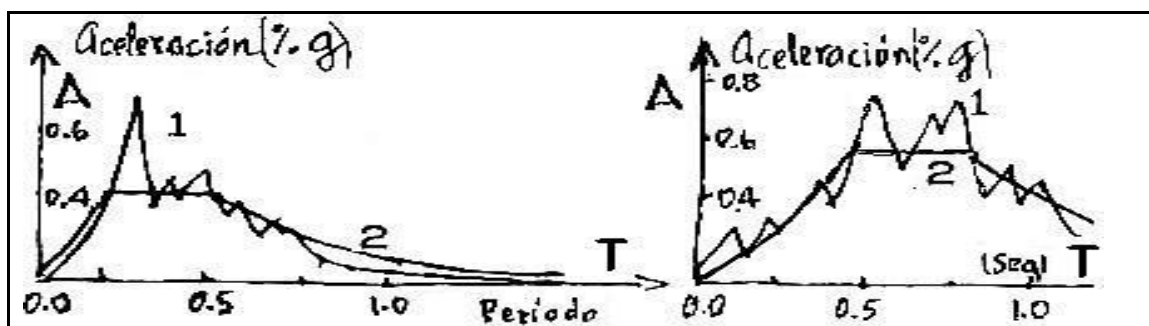


Figura 98. Espectro de respuesta de un sismo: Izquierda, suelo firme, Derecha, suelo blando, 1. espectro modelado, 2. espectro propuesto, A. aceleración, T. Período. Obsérvense la diferencia de altura en las mesetas y de las frecuencias a las cuales se dan las máximas amplitudes.

La rigidez de los suelos depende de la potencia de los depósitos como de las características de compacidad para los suelos gruesos, o de consistencia para los suelos finos. Posiblemente la topografía y geometría de los depósitos se constituyan en factores relevantes.

Si las estructuras como casas y construcciones bajas suelen tener frecuencias naturales de oscilación de 10 Hz, y edificaciones esbeltas frecuencias menores que 1 Hz, resulta conveniente construir casas en suelos blandos y edificios en suelos duros, evitando el fenómeno de resonancia.

Colombia tiene un Código colombiano de construcciones sismoresistentes, elaborado por la asociación colombiana de ingeniería sísmica y aprobado por decreto 1400 de 1984. Tiene una Red Sísmica Nacional administrada por el Ingeominas y Redes Regionales en el Valle (OSSO) y en el Eje Cafetero-Tolima. También un Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres, creado en 1990.

#### 15.4.6 Escalas de intensidad y magnitud

- **Intensidad.** La intensidad que alude a los **daños** es subjetiva y depende de la calidad de construcción y el tipo de suelo; un sismo puede mostrar intensidades diferentes, en lugares diferentes. Se califica con la escala **Mercalli-Cancani** (Mercalli modificada) que tiene 12 grados, algunos son:

I. Se observa comportamiento anómalo en algunos animales, difícilmente la gente los siente.

III. Si sólo se siente en edificios, en la casa las lámparas se balancean.

VI. Sentido por toda la gente. En la casa, caen los objetos de la estantería.

IX. Produce pánico y daños. Cae la mampostería, revientan tuberías, etc..

XII. Destrucción total. Es el límite superior de la escala.

- **Magnitud.** La magnitud depende de la **energía en el foco**, se mide en una escala continua y no en grados. La magnitud se mide en la escala de **Richter**; cada sismo tiene una sola magnitud. Magnitud cero se da si la amplitud instrumental en un sismógrafo patrón, ubicado a 100 Km. del foco, es  $10^0$  micras, es decir, de una micra. Magnitud 3 si es de  $10^3$

micras o sea de 1 milímetro; magnitud -2 si esa magnitud es de  $10^{-2}$  micras.

Entre una y otra magnitud con diferencia de 1 unidad, la energía varía 31.5 veces; entre  $m = 0$  y  $m = +9$  esta se incrementa 31.5 a la 9 veces.

En un año hay 154 sismos  $m = 6$  y 17  $m = 7$ ; cada tres años y medio hay uno  $m = 8.6$ ; cada 90 años solo uno  $m = 9$ ; Tumaco en 1906, Japón en 1923 y Lisboa en 1755 son los máximos terremotos registrados, todos con una magnitud  $m = 8.9$  y un número de víctimas estimadas de 700, 143 mil y 30 mil a 60 mil respectivamente.

Según la teoría de la brecha se pueden hacer pronósticos buscando sombras sísmicas, es decir, lugares sísmicos con un período transcurrido sin la ocurrencia de un terremoto probable. Para el 2000 se esperaba otro sismo de magnitud 6 o 7 en Caldas porque los de esta magnitud, asociados a una misma fuente sismotectónica (zona de subducción), tienen períodos entre 20 y 30 años en esta región. En efecto, en 1994 y 1995 se dieron dos sismos asociados a esa fuente, uno al occidente de Tuluá y otro al de Manizales.

## 15.5 RIESGO SISMICO

### 15.5.1 Principales peligros en un terremoto

- **Primer grupo.** Temblor del suelo, asentamientos diferenciales de la estructura, hundimientos del suelo, deslizamientos y avalanchas.
- **Segundo grupo.** Desplazamiento del suelo a lo largo de una falla.
- **Tercer grupo.** Maremotos (Tsunamis) y seiches (oscilaciones en lagos y embalses), inundaciones por daños en embalses y ruptura de diques y conducciones hidráulicas.

- **Cuarto grupo.** Incendios, colapso de estructuras y acabados.

#### 15.5.2 Estudio de riesgo sísmico para un punto particular

- **Estudios geológicos.** Tectónica regional y régimen de deformación, cartografía de fallas capaces importantes en un área de 100 Km. de radio. Determinación del tipo de fallas. Pruebas en pro y en contra de la actividad reciente de las fallas. Evidencias en el terreno de asentamientos, inundaciones y deslizamientos conexos.

- **Estudios de ingeniería de suelos.** Informes de campo sobre los terrenos de cimentación (capacidad portante, etc.) y estudios de estabilidad. Tratamiento especial de la inestabilidad por hundimiento o por falla de pendiente, modificación de los parámetros de diseño para movimientos fuertes cuando sea necesario.

- **Estudios sismológicos.** Determinación de terremotos históricos locales, cartografía de epicentros sísmicos. Estudio temporal de la relación recurrencia de intensidad-recurrencia de magnitud, para la zona. Evaluación de las intensidades históricas en la vecindad. Correlación entre focos sísmicos y fuentes sísmicas sobre la cartografía, estimación de futuras intensidades (aceleración, velocidad y desplazamiento) cerca del lugar y con la probabilidad de recurrencia. Selección de registros de movimientos fuertes de terremotos pasados que mejor representen las intensidades probables.

#### 15.5.3 El aporte del geotecnista a la ingeniería sísmica.

- **Fuentes y trayectorias.** Entre los parámetros sismológicos asociados a estudios de riesgo sísmico, tenemos los que definen y cuantifican las ondas sísmicas que inciden en los suelos que soportan nuestras ciudades. Deben caracterizarse los **focos de actividad sísmica** describiendo los mecanismos focales, naturaleza de las dislocaciones y esquemas

sismotectónicos del orden regional, además, conocerse las trayectorias de las ondas caracterizando el movimiento ondulatorio, describiendo las estructuras del subsuelo, su topografía superficial y profunda, y características de los materiales rocosos. Aquí la evaluación de la trayectoria de las ondas sísmicas supone el empleo de algunas **ecuaciones de atenuación**. Ya a distancia del foco, se debe evaluar el potencial sísmico a nivel de la roca que sirve de basamento a cada ciudad, cuantificando la magnitud, aceleración máxima y período de retorno de los eventos sísmicos. Finalmente se entra a estudiar las condiciones locales de los depósitos de suelo que cubren el basamento (geometría de depósitos y propiedades dinámicas de sus materiales) con el fin de identificar la respuesta sísmica.

- **Interacción suelo- estructura.** Con este itinerario se cae a un problema típico de **dinámica de suelos**, en el que se deben conocer las propiedades dinámicas de cada estrato de suelo y del conjunto, así como la respuesta sísmica de un lugar específico y el efecto de las vibraciones en el suelo considerado como estructura, y también en el conjunto suelo-estructura (aludiendo aquí a las construcciones). Siendo el sismo un movimiento ondulatorio asociado a la liberación de energía en un medio elástico, puede darse el fenómeno de **resonancia** por semejanza entre los períodos de vibración (o frecuencias) del sismo, del suelo y de la estructura (cualquier construcción o depósito de suelo tiene un período natural de oscilación que lo caracteriza).

- **Tipos de suelos.** En estos estudios se pueden considerar dos tipos de suelos para efectos prácticos; los **depósitos blandos mal consolidados** en los que los esfuerzos cortantes crecen sin que necesariamente lo hagan los movimientos del suelo, suelos que después de la excitación quedan intactos, y los **depósitos granulares sueltos y saturados** que desarrollan grandes deformaciones, dando lugar a deslizamientos de tierra o a su licuación. Debe advertirse que las cargas dinámicas asociadas a sismos son complejas, pues difieren en magnitud, dirección y frecuencias. La

idealización del sismo permite considerar un tren de esfuerzos cortantes (como también de ondas de compresión) que se desplaza desde el foco y hasta las ciudades, a través de las diferentes unidades de rocas, cruza los estratos de los depósitos que las cubren, y alcanza en su viaje las estructuras de las construcciones que habitamos. En ese viaje cambian su trayectoria, magnitud y frecuencia. Las oscilaciones del terreno también se caracterizan por ser cíclicas y rápidas resultando por ello sometidos los suelos a condiciones de cargas dinámicas bajo condiciones no drenadas (si el suelo está saturado el agua no tiene tiempo de salir).

El comportamiento del suelo ante sismos y en **condiciones saturadas** es preocupante porque, para grandes deformaciones por esfuerzos de corte, se puede producir una acumulación gradual de la presión de poros dentro del depósito de suelo, en detrimento de los esfuerzos efectivos, tal que si el número de aplicaciones de carga resulta suficiente, los esfuerzos efectivos se anulan, quedando el suelo licuado si su resistencia al corte es de tipo friccional; el suelo así se ha transformado en un pantano. Después del proceso y cuando las presiones de poros se han disipado el suelo volverá a su condición hidrostática sufriendo densificación por reacomodo de su estructura (el pantano se vuelve tierra firme y se asienta).

- **Algunas lecciones.** Para resaltar la importancia de una evaluación de las características de los depósitos blandos ante solicitudes dinámicas y la necesidad de ubicar acelerógrafos sobre depósitos blandos y rocas del basamento, como fase fundamental para los estudios de microzonificación sísmica, se muestran los siguientes **ejemplos:** en los terremotos de Chile y Alaska (1991) hubo fallas de laderas, asociadas a efectos combinados del incremento de los esfuerzos cortantes en el suelo y las amplificaciones locales por topografía, en estratos arcillosos. En el terremoto de Méjico (1985) y en el de Loma Prieta (1989) en los depósitos de suelos finos blandos, con espesores de

hasta 100 y 200 metros respectivamente, las amplificaciones de las aceleraciones horizontales máximas fueron de 2 a 4 veces, mientras las de las aceleraciones espectrales máximas fueron de 8 a 15 veces y de 3 a 6 veces respectivamente. Estos terremotos cambiaron completamente los conceptos sobre la respuesta de las arcillas blandas ante cargas sísmicas. Experiencias teóricas en el Valle de Ashigara Japón (1992) muestran que en la práctica es difícil evaluar la respuesta dinámica de depósitos aluviales o coluviales que incluyan diferentes tipos de suelos y cambios topográficos simultáneamente.

- **El resultado.** El producto importante derivado del conocimiento de las características de la respuesta sísmica de los depósitos de suelos, en las zonas habitadas, es la mitigación o reducción del riesgo sísmico. Gracias a la instalación de una red sísmica y de acelerógrafos, se le permite a la ingeniería sísmica aplicar sus metodologías, técnicas y estrategias, no sólo para evaluar la vulnerabilidad de las construcciones y obras ya ejecutadas y construir las nuevas de manera segura, sino también para modificar el nivel de seguridad o de servicio de las estructuras que lo ameriten, de acuerdo a su resistencia, a su funcionalidad y a su vulnerabilidad.

**15.5.4 Mapa de microzonificación sísmica.** Para la preparación del mapa de microzonificación se requiere adoptar un método interdisciplinario, teniendo en consideración la sismología, la geología, ingeniería y el medio ambiente edificado. A continuación se proponen tres etapas operacionales, presentadas por el Laboratorio de Sismología y Vulcanología de la Universidad de Costa Rica.

- **1º Etapa.** Elaboración de mapas adecuados a los requisitos de las zonas urbanizadas interesadas, delineación de los aspectos concretos del método. Recopilación y tratamiento de datos multidisciplinarios requeridos, incluyendo los obtenidos de experiencias internacionales.



A los mapas temáticos se les asigna una serie de parámetros, su calificativo y un valor que se determina con base en:

Tabla 18. Valoración de parámetros para la microzonificación.

Parámetro	Calificativo	Valor
Tipo de suelo, de acuerdo a su consolidación		
Roca (S1)	bajo	1
Suelo firme (S2)	medio	2
Suelo blando (S3)	alto	3
Muy blando (S4)	muy alto	4
Períodos naturales del suelo (segundos)		
0,1 - 0,4	muy bajo	1
0,1 - 0,5	medio	2
0,1 - 0,6	alto	3
>0,6	muy alto	4
Topografía (pendiente en grados)		
0 - 10	muy bajo	1
10 - 20	bajo	2
20 - 30	medio	3
30 - 40	muy alto	4
Aceleraciones máximas (porcentaje de la gravedad)		
0 - 0,15	muy bajo	1
0,15 - 0,30	bajo	2
0,30 - 0,40	alto	3
>0,40	muy alto	4

R. Ramírez. Metodología para la microzonificación sísmica, Universidad de Costa Rica, 1995.

- **2º Etapa.** Se adopta una metodología para la combinación de los factores anteriores, considerando que la amplificación sísmica ocurre cuando en determinado tipo de suelo y con un cierto período de duración se alcanza un grado de susceptibilidad, y que bajo estas condiciones la sismicidad actúa como elemento detonante.

Se considera que el grado de amenaza es el producto de la energía del sistema por la susceptibilidad y la acción de los elementos detonantes o de disparo. Aquí se asumirá que el primer factor es unitario.

$$\text{Amenaza (A)} = 1 \times \text{susceptibilidad (Z)} \text{ por detonante (D)}$$

El valor de la susceptibilidad se compone a su vez de tres parámetros (valor del tipo de suelo (S), período natural del suelo (P) y topografía (T)). A su vez el factor detonante se compone del parámetro aceleración máxima (M). Haciendo la compilación de factores se tiene la ecuación:

$$A = 1 \times Z \times D$$

$$A = 1 \times (S \times P \times T) \times (M)$$

El grado de amenaza y los intervalos preliminares, de conformidad con el resultado que se obtiene de aplicar los valores de atrás en la anterior ecuación son:

Bajo	1 - 16
Medio	16 - 36
Intermedio	36 - 54
Alto	54 - 72
Muy alto	>72

- **3º Etapa.** Se lleva esta información de una forma adecuada a los usuarios para que se establezcan planes de manejo del uso de la tierra, ordenación física del territorio y planes de prevención de desastre sísmico. Este plan se puede llevar a cabo por medio de conferencias, foros y un pequeño folleto

que explique en forma concisa el uso del mapa de microzonificación sísmica.

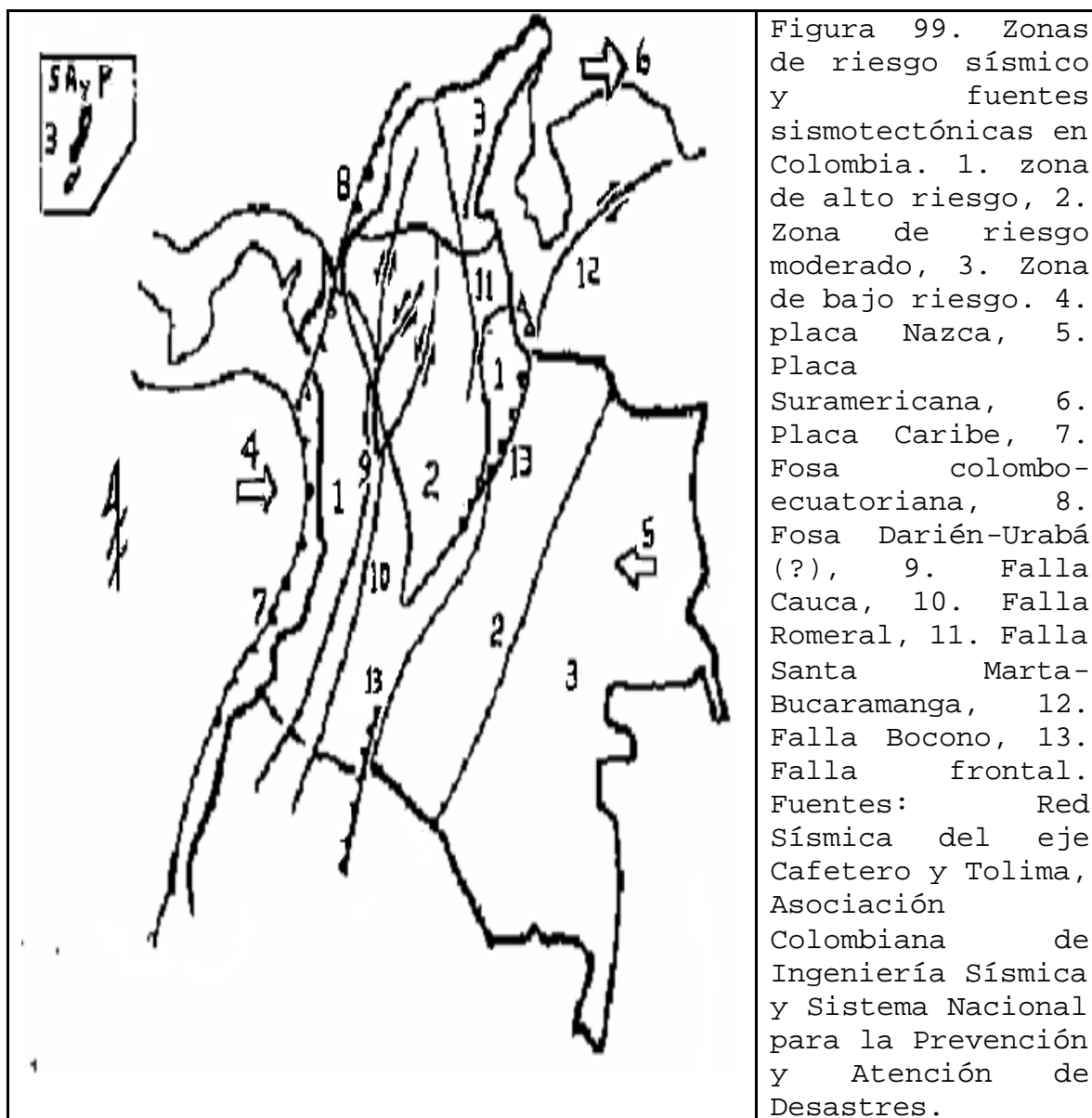
- **Limitaciones.** La metodología permite una aproximación de las áreas con amenaza de amplificación sísmica. El método identifica áreas donde se debe tomar en consideración las características de las condiciones geológicas superficiales (suelos) y ayuda a definir los factores de amplificación dinámica para perfiles de suelo firme, blando y muy blando, también permite orientar recursos a estudios geológicos, geotécnicos y geofísicos para el desarrollo de la infraestructura urbana.

## 15.6 RIESGO SISMICO EN COLOMBIA Y EL EJE CAFETERO

Existen sobre la Tierra regiones prácticamente asísmicas. Son los cratones o núcleos estables de los continentes, como el Escudo Guyanés, el Escudo Brasileiro y el Escudo Canadiense, para el caso de América. Contrariamente, las regiones sísmicas son el Cinturón Circumpacífico y la línea Alpes-Caucaso-Himalaya.

**15.6.1 Fuentes sísmicas de Colombia.** En Colombia los sismos son frecuentes en la región del pacífico y andina, eventuales en la caribe y escasos en la orinoquía y la amazonía. Casi toda la población del país habita zonas del alto y moderado riesgo sísmico. En Colombia los sismos intraplaca son someros e intensos en la región del pacífico y profundos y menos leves sobre la región andina. Hay singularidades en Riosucio (Chocó) y en la región de Bucaramanga, como también fallas de gran actividad en la joven cordillera Oriental y en otras regiones del país, según lo visto atrás.

La falla Atrato afecta a los departamentos del Valle del Cauca, Chocó y Antioquia. La falla de Romeral atraviesa los departamentos de Nariño, Cauca, Tolima, Quindío, Risaralda, Caldas, Antioquia, Córdoba, Sucre, Bolívar y Magdalena.



La falla del Cauca recorre los departamentos de Nariño y Cauca. La falla de Palestina cruza los departamentos de Tolima, Caldas, Antioquia y Bolívar. La falla de Santa Marta-Bucaramanga afecta a los departamentos de Cundinamarca, Boyacá, Santanderes, Cesar y Magdalena.

La falla Guaicaramo cruza los departamentos del Meta, Cundinamarca, Boyacá y Arauca. También se han registrado sismos en Puerto Carreño, Putumayo y San Andrés.

**15.6.2 Amenaza sísmica en el Eje Cafetero.** El Eje Cafetero está localizado en una de las **zonas de alto riesgo** sísmico de Colombia. Los sismos de 1938, 1961-62, 1979 y 1985 ponen en evidencia una fuente sísmica de importancia, generadora de sismos de magnitud cercana a 7 grados e intensidades de VII, la que por la profundidad (70 a 100km.) y posición de los focos (basamento de la Cordillera Occidental) se ha relacionado con la zona de subducción de la Placa de Nazca (Pacífico). Las aceleraciones registradas, han alcanzado valores del 11% de la gravedad.

Pero las fallas del sistema Cauca-Romeral y las que delimitan la fosa tectónica del Magdalena son dos fuentes sísmicas que merecen consideración en esta poblada región. Los terremotos superficiales de Popayán 1983 y Quindío 1999, con magnitud 6 e intensidad VIII, anuncian una segunda fuente sísmica de implicaciones diferentes. Las aceleraciones en los depósitos mal consolidados, han alcanzado aceleraciones hasta 5 veces superiores a las registradas en los sismos profundos, aunque en intervalos de tiempo muy pequeños.

Esta temática ha sido uno de los principales objetivos de técnicos y científicos que laboran en el Programa de la Red Sísmica del Eje Cafetero y el Tolima, para poder llegar a lo que se conoce como respuesta sísmica. Es importante señalar que las tres ciudades capitales de la conurbación cafetera, están sobre potentes abanicos asociados a depósitos fluviotorrenciales de origen volcánico, asociados a los ríos Chinchiná, Otún y Quindío. El de Manizales anuncia levantamiento desde el terciario tardío hasta el holoceno. La formación Manizales con sus depósitos fluviotorrenciales a la altura de Chipre y Villa Kempis, anuncia el levantamiento respecto a Villamaría y Morrogacho.

Las **características sismotectónicas** de la región apenas empiezan a conocerse y el catálogo de información sísmica se remonta apenas a algunas décadas, manteniendo lagunas, imprecisiones e inconsistencias. No se sabe aún como se atenúa la intensidad en función de la magnitud y distancia focal del sismo y a lo sumo podríamos suponer que la actividad sísmica del futuro tendrá alguna semejanza con la del pasado. Aún deberá caracterizarse mejor las fuentes sismotectónicas identificadas y conocer otras que puedan provocar sismos destructores aunque locales.

Como no es posible aún, predecir los fenómenos sísmicos de un modo determinista se ha recurrido a modelos probabilísticos cuya eficacia depende de la validez, cantidad, calidad y extensión de los datos que alimentan el modelo. Pero dada la **limitación** en nuestras bases de datos, se ha buscado representar la historia sísmica con la recurrencia de las magnitudes generadas por las diferentes sismofuentes, asumiendo su localización y unas determinadas leyes de atenuación de intensidad, donde las variables se modelan con características aleatorias dada la incertidumbre de los registros y del fenómeno en sí (modelo estadístico bayesiano).

Se parte del presupuesto de que la intensidad es la variable más determinante en los daños sísmicos y que la **calibración** de los resultados finales y consistencia entre tasas de excedencia de magnitudes e historia sísmica se obtiene con el catálogo sísmico del lugar.

Ciertamente la incertidumbre e imprecisión inherentes a un tratamiento estadístico, no resultan aceptables al evaluar el impacto sobre el total de pérdidas que pueden tener las obras de infraestructura comunitaria, razón por la cual cada caso (cada línea vital o cada centro de servicio) debe ser tratado particularmente. La **vulnerabilidad física** de una estructura se describe en términos de la aceleración basal, el período fundamental de vibración de la estructura y la función de daños.



## 16 MOVIMIENTOS MASALES

Flujo de lodo de 1985 en Armero, Tolima.  
 Vulcan.wr.usgs.gov

Son los movimientos de la roca y del material no consolidados, en respuesta a la atracción de la gravedad. El agua, el hielo y el viento son agentes geológicos de erosión. Aunque los medios de transporte son variados; entre los principales figuran los ríos.

Los agentes de estos procesos externos están impulsados fundamentalmente por dos fuerzas: la energía del Sol y la gravedad. Estos procesos actúan en sentido inverso a procesos internos que regeneran el relieve.

Son varias las causas que condicionan el modelado de las rocas y las distintas morfologías. Entre éstas podríamos destacar tres: la tectónica, la climatología y el tipo de roca.

Las fuerzas internas son las principales responsables de las formas a gran escala que se observan sobre la superficie del planeta, como cordilleras y depresiones. Aparece aquí la climatología influenciando los agentes geológicos externos que provocan erosión. En las regiones montañosas frías el hielo, en las regiones áridas el viento y por una y otra parte el agua, que es el principal agente modelador de las regiones templadas.

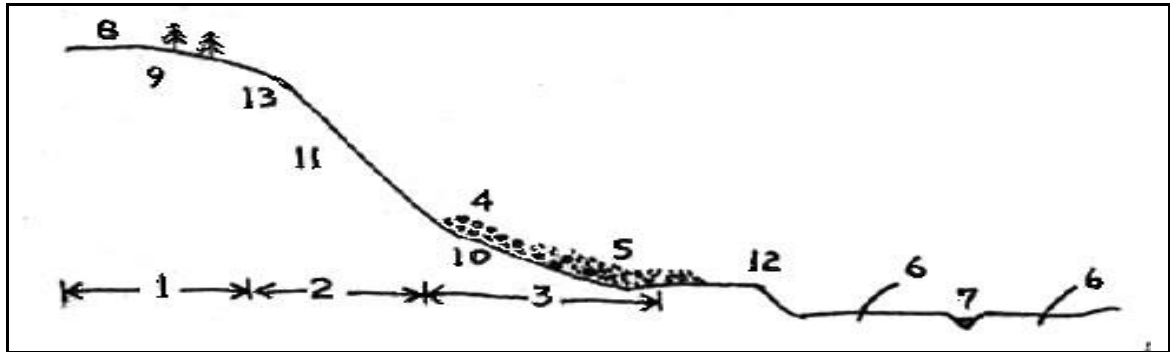


Figura 100. Perfil idealizado de una ladera: 1. zona de infiltración, 2. ladera desnuda, 3. ladera de acumulación, 4. talus, 5. coluviones, 6. aluviones, 7. río, 8. interfluvio, 9. ladera convexa, 10. Ladera cóncava, 11. Ladera recta, 12. Borde de cauce. Adaptado de Manuel García López, curso de estabilidad de taludes, U. Nal.

Como el fenómeno de la erosión por corrientes de agua, y por glaciares y desiertos, se verá adelante, sólo se considera en este aparte el de los movimientos de masas por ser estos los más significativos cuando se evalúan las amenazas naturales en zonas de montaña.

### 16.1 PARAMETROS Y PROCESOS DE INESTABILIDAD

El movimiento de masas ocurre cuando el esfuerzo cortante supera la resistencia al corte del suelo. Esto puede ocurrir al aumentar el esfuerzo cortante (sismos, variaciones morfológicas desfavorables, etc.) o al disminuir la resistencia al corte del suelo (saturación, meteorización, etc.).

**16.1.1 Parámetros que influyen en el movimiento masal.** Los parámetros que influyen en la inestabilidad de las masas son:

- El tipo de material (clase de rocas, capa alterada y tipo de cobertura).
- Pendiente (gradiente, forma y longitud de las laderas).



- Condiciones hidrológicas (infiltración, permeabilidad, profundidad del agua subterránea y cantidad de agua).
- Procesos morfológicos (erosión fluvial e hídrica y movimientos masales).
- Parámetros externos (como la distribución de la pluviosidad, es decir, relación intensidad-período, la sismicidad y el vulcanismo).

**16.1.2 Procesos que facilitan el movimiento de masas.** La gravedad proporciona la energía para el movimiento pendiente abajo de las masas de suelo. No obstante el movimiento se favorece por la acción del agua, por la geometría de los depósitos y por la naturaleza de los materiales. De ahí que los procesos que influyen la inestabilidad sean:

- **Resecamiento del suelo.** Si el exceso de agua provoca el deslizamiento, también la falta de agua. Al secarse el suelo, se contrae y se producen disyunciones perpendiculares a la dirección en que los vasos capilares van perdiendo agua. No se deben pavimentar los taludes para facilitarles el agua lluvia.

- **Saturación del material con agua.** No se promueve el movimiento por lubricación. La tensión superficial de la humedad da cierta cohesión al suelo, pero la fuerte lluvia obliga a la salida del aire de los poros destruyendo la tensión superficial y reduciendo la cohesión de la masa. Simultáneamente, con la saturación del suelo, el agua de los poros entra bajo presión y trata de apartar los granos individuales y unidades de roca, disminuyendo la fricción interna del material.

- **Modificaciones por erosión.** Porque altera la geometría del depósito, venciendo la pendiente crítica del talud o provocando la pérdida de su pata. También la deposición o sobrecarga de materiales erosionados interviene en la estabilidad de una masa al modificar la pendiente o al

generar esfuerzos adicionales en su interior, que alteren la estabilidad de los materiales.

Cuadro 20. Procesos de erosión hídrica e inestabilidad

Tipo	Acción	Consecuencia	Medidas
Pluvial (lluvia)	Impacto	Deslizamiento	Empradizado, mateado
	Escorrentía	Descubrimiento	Plantación protectora
	Infiltración		Captación y recubrimiento
Escorrentía (arroyamiento)	Difusa	Erosión laminar	Barreras vivas y colchones
	Concentrada	Surcos o cárcavas	Trinchos, gaviones
Fluvial (corrientes)	Lineal	Profundiza cauces y erosiona laderas	Obras de disipación y plantación protectora
	Areolar	Desgasta el relieve en los interfluvios	Obras transversales, reforestación
Eólica (viento)	Levantamiento	Descubrimiento	Mateado y plantaciones
	Abrasión	Desgaste	Barreras cortaviento vivas

Adaptado de Heber Soto y Carlos E. Escobar. Control de la erosión, Cramsa, 1984.

- **Variaciones del material y otros.** Como cambios en la naturaleza del suelo (por meteorización o por alteración natural o artificial de los materiales), esfuerzos dinámicos (sismos, tráfico, etc.), sobrecargas artificiales e intervención del hombre (talas, construcciones, etc.)

Cuadro 21. Perfil de un suelo residual.

FABRICA	Nº	HORIZONTE	DESCRIPCION	AFALLAMIENTO
Fábrica Textural Heredada	VI --- V	Suelo residual	Suelo residual ----- roca completamente descompuesta	Erosión  ----- Superficie Irregular
Fabrica Textural y Estructura l Heredada	IV --- III	Roca meteorizada	Roca altamente descompuesta ----- roca modera/ descompuesta	Fallas planas, volcamientos y curvas ----- inicia el control estructural
Fábrica Estructura l Heredada	II --- I	Roca no meteorizada	Roca débil/ descompuesta ----- roca fresca	Falla en cuña o planar, caída ----- Superficie curva en roca triturada

J. Montero. Estabilidad de taludes. Conferencia Universidad Nacional de Colombia, Manizales, 1995.

**16.1.3 El efecto de las lluvias torrenciales.** Una condición importante de la estabilidad es el fenómeno de la lluvia y su intensidad. La precipitación media anual a lo largo de la zona andina colombiana varía entre 1300 mm y 2500 mm, con localidades de 5000 mm, y en la época lluviosa pueden darse entre 300 mm y 500 mm y en la seca entre 50 mm y 100 mm al mes.

En su mayor parte los deslizamientos se producen durante o inmediatamente después de lluvias de más de 50 mm o 100

mm/día, dependiendo de la zona. Las temporadas de lluvia, en nuestro clima colombiano son febrero 22 a marzo 21 y septiembre 21 a diciembre 22. Regiones como el Chocó, con precipitaciones diarias e intensas muestran mejor estabilidad que regiones de la zona cafetera con precipitaciones más espaciadas y menos intensas.

En los años más lluviosos, que coinciden con el fenómeno del Niño, terminando los períodos de lluvias, muchas precipitaciones producen deslizamientos. La razón, ya los suelos se encuentran saturados y las lluvias de finales del período lluvioso, que tengan suficiente intensidad, sirven de detonantes.

## 16.2 CAUSAS Y FACTORES DE LA INESTABILIDAD

Las causas de la inestabilidad pueden ser intrínsecas, detonantes y contribuyentes.

**16.2.1 Causas intrínsecas.** Las causas intrínsecas suelen ser naturales y se relacionan con las aguas subterráneas, con los materiales, con la tectónica, con la topografía abrupta, etc. En la evaluación de la amenaza estas causas pueden configurar los factores de la susceptibilidad del material al movimiento masal.

En las causas intrínsecas hay que tener en cuenta los siguientes **factores** inherentes a los materiales:

- Factores relacionados con la composición y fábrica textural (como textura mineral, de diques que intruyen la roca).
- Factores relacionados con el estado de alteración de los materiales o de degradación mecánica.
- Factores relacionados con la actitud estructural, es decir, con la disposición de los materiales los cuales pueden estar orientados, favorable o desfavorablemente.

- Cambios en el estado inicial de los esfuerzos.

Las causas detonantes pueden ser naturales como la lluvia, el sismo (evaluado en términos de aceleración de la gravedad) y la erosión, o artificiales como cortes, llenos, deforestación, etc. En la evaluación de la amenaza estos se constituyen en factores detonantes.

**16.2.2 Causas detonantes.** En los detonantes hay que tener en cuenta los órdenes de las amenazas. Las amenazas de primer orden no son causadas por otras amenazas pero pueden ser detonantes de las de segundo orden. Las de tercer orden son causadas por las de primero o segundo orden. Estas son:

- Primer orden: sismos, huracanes, erupciones volcánicas y lluvias.
- Segundo orden: deslizamientos, maremotos, inundaciones, sequías.
- Tercer orden: aludes, avalanchas, flujos.

**16.2.3 Causas contribuyentes.** Las causas contribuyentes son similares a las causas detonantes o a las intrínsecas, pero su acción se limita simplemente a la anticipación del evento. Son aquellas que afectan de alguna manera las propiedades intrínsecas del sistema o que agravan el factor detonante del evento. Por ejemplo la remoción del soporte (natural o artificial), el sobre empinamiento (por acción hídrica), las sobrecargas (construcciones, saturación, deposiciones).

En la evaluación de las causas contribuyentes hay que tener en cuenta los siguientes factores:

- Factores relacionados con la composición de la roca.
- Factores relacionados con la degradabilidad de la roca.

- Factores relacionados con la estructura geológica.
- Factores por ambiente sismotectónico o volcánico.
- Factores antrópicos (sobrecargas, pérdida de soporte, manejo y alteración del drenaje, esfuerzos dinámicos, deforestación, mal uso y manejo del suelo).
- Factores climáticos (variaciones de la temperatura, máximas y mínimas, cantidad de lluvia, intensidad y distribución de las precipitaciones).

### 16.3 EVALUACION DE LA ESTABILIDAD

**16.3.1 Resistencia al corte de los suelos.** La resistencia a la cizalladura o corte, es el punto de partida para el tratamiento de los problemas de empuje de tierras contra estructuras de contención, de estabilidad de taludes de suelos en terraplenes y cortes, y de capacidad de soporte última de terrenos que han de servir de cimentación.

Los suelos están sometidos a esfuerzos de compresión, tracción y cizalladura como cualquier estructura, pero su resistencia a la falla por ruptura depende fundamentalmente de su resistencia a la cizalladura. Dado que la mayor parte de los suelos pueden soportar sólo pequeños esfuerzos de tracción, y que la resistencia a la falla por compresión pura es tan alta que no tiene importancia práctica, el interés del ingeniero se centra casi por completo a la resistencia al corte.

- **Ecuación de Coulomb.** Coulomb establece que un material falla cuando el esfuerzo cortante en una dirección dada de éste llega a igualar a la resistencia a la cizalladura en esa misma dirección, la cual depende de la cohesión y de la fricción interna entre los granos. La ecuación de Coulomb (1773) es la siguiente:

$$s = c' + s' \tan f'$$

En la cual  $s$  es la resistencia al corte del suelo en un punto y una dirección dados,  $c$  es la resistencia efectiva por cohesión entre las partículas de suelo,  $\sigma' \tan \phi'$  es la resistencia por fricción interna entre los granos,  $\sigma'$  es el esfuerzo efectivo normal a la dirección considerada,  $\phi'$  el ángulo de fricción efectiva del suelo y  $\tan \phi'$  el coeficiente de fricción interna del material.

En aquella fórmula se supone que la cohesión  $c'$  y la fricción  $\tan \phi'$  son constantes e independientes. No son ni lo uno ni lo otro, pero tal ecuación es tan útil como simple, incluso en nuestros días.

La cohesión  $c$  viene a ser la resistencia a la cizalladura  $\tau$  del suelo bajo presión normal nula. Ella no existe entre granos de arena sin finos y en los limos es relativamente baja y aún nula. El ángulo de fricción interna  $\phi$  resulta de la fricción mecánica directa entre granos y de la trabazón entre ellos.

**16.3.2 Falla en taludes de suelo.** Para comprender algo acerca del papel de la fricción y la cohesión en una masa de suelos, tomemos un talud que ha de fallar, no por deslizamiento superficial sino por movimiento del cuerpo del talud. Nos interesa el segundo caso donde la falla puede ser traslacional o rotacional según el tipo de suelo.

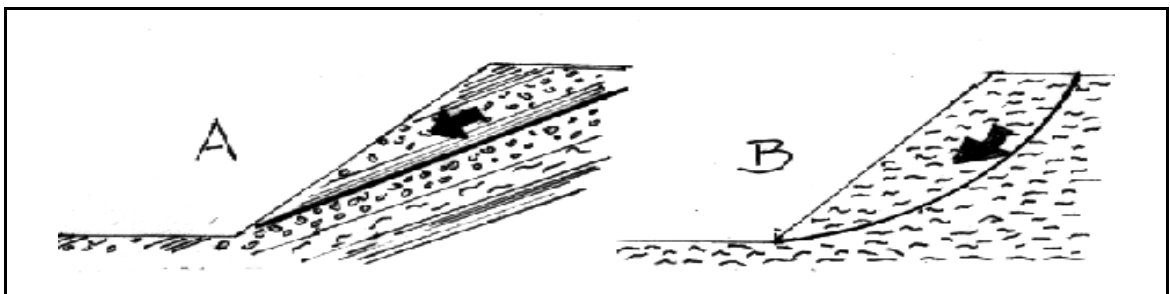
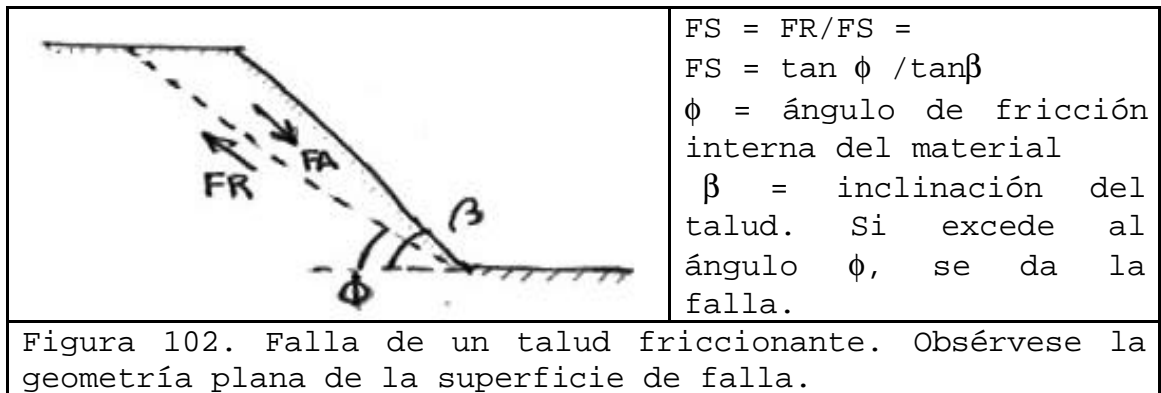


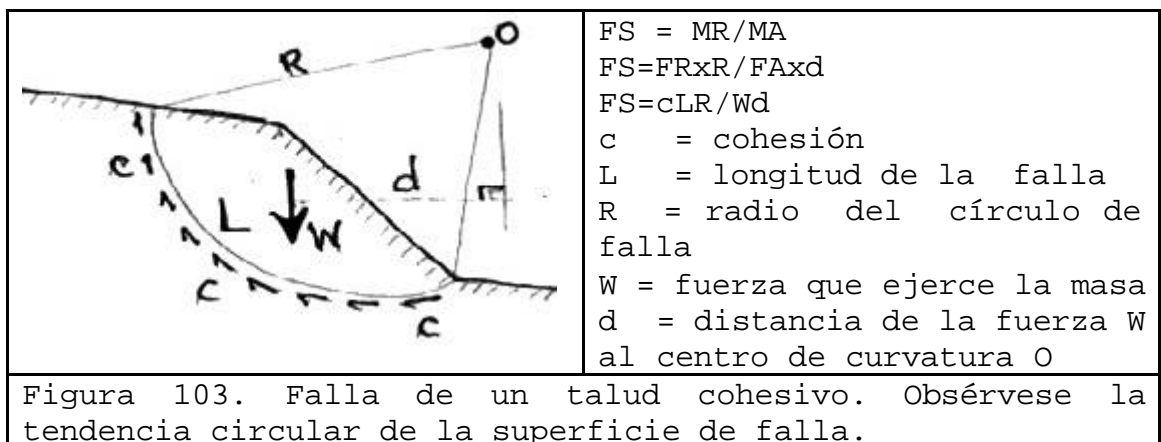
Figura 101. Fallas en suelos: A. Falla traslacional, B. Falla rotacional. Según Manuel García López, curso de estabilidad de taludes, U. Nal.

- **Suelos friccionantes.** Por ejemplo arenas. La falla en este caso es traslacional o plana.

El factor de seguridad FS está dado por el cociente entre las fuerzas resistentes FR y las fuerzas actuantes FA. Así, la estabilidad supone factores de seguridad mayores que uno.



- **Suelos cohesivos.** Por ejemplo arcillas. La falla es rotacional y su geometría tiende a ser circular. El factor de seguridad FS está dado por el cociente entre el momento resistente MR de las fuerzas resistentes FR y el momento actuante MA de las fuerzas actuantes FA.

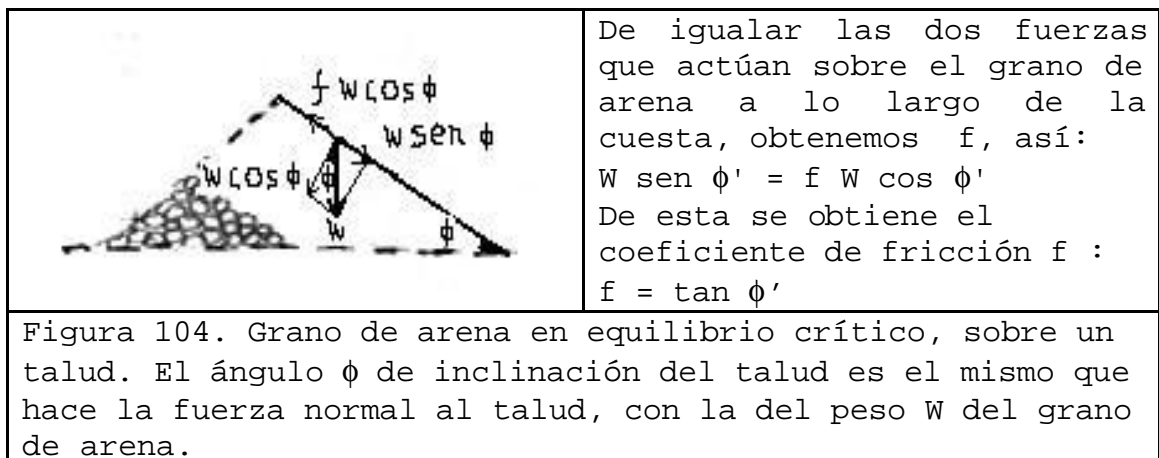


- **Angulo de fricción y fuerza de fricción.** Para encontrar la relación entre el ángulo  $\phi$  de fricción interna y la



fuerza unitaria de fricción interna del material  $f$ , supongamos un depósito de arena de forma cónica, reposando sobre una superficie horizontal como muestra la figura 104.

Al verter los granos sin impulso la pendiente del talud alcanza un límite de estabilidad crítico bajo el ángulo  $\phi'$ . Cualquier grano de peso  $W$  en la superficie del depósito estará sometido a un par de fuerzas en equilibrio:  $W \text{ sen } \phi'$ , como fuerza que actúa tratando de rodar el grano, en dirección paralela con la superficie del talud, y,  $f W \text{ cos } \phi'$  como fuerza que se opone, sosteniendo el grano, y en dirección opuesta a la anterior, siendo  $W \text{ cos } \phi'$  la componente del peso  $W$  que resulta normal a la superficie.



Se puede interpretar éste valor de  $f$  como el porcentaje de fuerza del peso  $W$ , que debe ser superado para provocar el volcamiento de cualquier grano sobre la superficie del depósito.

- **Conclusión.** Para el suelo friccionante donde la falla tiende a ser traslacional, el factor de seguridad es el cociente de fuerzas y lo crítico es la inclinación del talud; en los cohesivos, donde la falla tiende a ser rotacional, el factor de seguridad es el cociente de momentos y el factor crítico suele ser la altura del talud.

#### 16.4 CLASIFICACION Y DESCRIPCION DE LOS MOVIMIENTOS DE MASAS

Es importante una taxonomía que explique los mecanismos de deslizamientos de tierra y roca en el medio tropical andino, pues los fenómenos naturales no se producen siempre de una misma manera regular y uniforme y bajo condiciones simples y homogéneas. Con una clasificación capaz de abarcar todas las especies y géneros del fenómeno se pueden elaborar modelos y teorías útiles en el análisis y cálculo de los fenómenos que han de ser prevenidos o corregidos.

**16.4.1 Clasificación de los movimientos masales.** Una primera aproximación, puede ser la de discriminar los flujos rápidos y los deslizamientos, es decir los fenómenos de transporte de masas y de desplazamiento de masas.

El **transporte** de masas se da en avalanchas, flujos, fenómenos de escurrimiento y deyección de materiales. Los **desplazamientos** de masas, se dan en fenómenos de reptación, desprendimientos, deslizamientos, subsidencias (cavernas de erosión y disolución) y propagación lateral de materiales.

Una segunda aproximación es la clasificación de los movimientos por su rapidez. Se consideran **movimientos rápidos** los deslizamientos de tierra, flujos de lodo, flujos de tierra y desarrollo de taludes. Se consideran **movimientos lentos** el resbalamiento, la soliflucción y los glaciares de roca.

Los **deslizamientos** pueden ser profundos (sin control estructural), caídas de detritos (con control estructural) y deslizamientos de rocas (con control estructural). Los deslizamientos pueden ser rotacionales (superficie de falla curva y suelo cohesivo) o traslacionales (superficie de falla plana y suelo friccionante).

La **reptación o reptamiento** (flujo lento) se reconoce por la ondulación del terreno, el desplazamiento de líneas de

acueducto, la inclinación de postes y árboles. La velocidad se excita en épocas de invierno aunque en los más profundos ésta es más uniforme. Hay reptación de suelos en zonas interfluviales (material inconsolidado y húmedo), reptación de rocas en capas inclinadas hacia valles y reptación de talus (fragmentos de roca acumulados en cantiles).

Los **escurrimientos** son derrumbes o colapsos de masas irregulares asociados a excavaciones lineales (vías canales). Los **desprendimientos** son volcamientos, caídas, saltamientos y rodamientos de rocas.

Los **flujos rápidos** pueden ser flujos de tierra (baja velocidad), flujos de lodo (velocidad moderada) y avalanchas de detritos (alta velocidad). Un flujo de tierra puede transformarse en un flujo de lodo si hay aportes de agua; los flujos de lodo son más rápidos pero no portan volúmenes significativos de piedra y los sólidos están dominados por finos. Las avalanchas son ya enormes y permiten diferenciar bien un canal o cuello que conecta una zona de alimentación y otra de descarga. También hay flujos de detritos que son rápidos a causa de las altas pendientes, con contenidos de agua y aportes de materiales gruesos, pero que no compiten con las avalanchas

**16.4.2. Descripción de los movimientos masales.** Se tratará de complementar la descripción de los movimientos, clasificados ellos de acuerdo a su velocidad, y se harán anotaciones relacionadas con el manejo o la prevención de algunos eventos.

- **Deslizamientos de tierra.** Los movimientos catastróficos y destructivos de roca y suelo, que son los ejemplos de movimientos de masa más espectaculares, conocidos vulgarmente como "deslizamientos de tierra", deben ser subdivididos en tres así:

**Desplazamientos o fallas de pendientes.** Son desplomes de masas que se desplazan como una unidad o serie de unidades;

estos movimientos dentro del campo elástico a lo largo de planos curvos, son típicos de terrazas.

- **Deslizamiento de roca.** Son de carácter rápido y repentino. Estos movimientos, los más catastróficos de todos, se dan a lo largo de los planos de debilidad de las unidades de roca.

- **Huaycos.** Escurrimientos superficiales asociados a saturación por lluvias torrenciales. La masa que involucra la cobertura de suelo meteorizada, se transforman en flujos de escombros; son frecuentes en laderas desprotegidas de sistemas radiculares profundos o con pastos, sobre abruptas pendientes. La denominación es de origen Quechua.

Cuadro 22. Clasificación de los movimientos de suelos y rocas en regiones tropicales

	CLASE	COMO OCURRE	CUANDO OCURRE	COMO EVITAR
Movimiento plásticos	Reptación por las capas superficiales	Movi. lentos de rastreo, movilizándose sólo una parte de la resistencia al corte	Movimiento constante acelerado durante la época lluviosa	Impermeabilización de la superficie y drenaje superficial
O viscoso	Deslizamiento de "talus"	Movimientos continuos de antiguos depósitos de laderas	Corte hecho al pié de un "talus" durante la época lluviosa	Lo anterior más subdrenaje con drenes horizontales o galerías filtrantes
Deslizamientos a lo	Deslizamientos planos o traslaci	Asentamientos del manto relativamente delgado sobre	Rotura durante o después de precipitacio	Lo mismo con cambio de configuración del talud,

MOVIMIENTOS MASALES

	CLASE	COMO OCURRE	CUANDO OCURRE	COMO EVITAR
largo de superf. con cohesión y fricción	onales	la superficie de la roca de fondo	nes con más de 100 mm/día durante el invierno	canales colect., bermas en el pie y muros de contención.
	Deslizamientos rotacionales	Deslizamiento de suelos residuales o masa saprolítica, eventualmente con bloques de roca		
Deslizamientos estructurales de Masas rocosas	Deslizamientos de cuñas o placas de roca	Deslizamiento a lo largo de discontinuidades planas	Rotura repentina durante o después de tormentas con más de 100 mm/día, pero no necesariamente	Anclaje de rocas y estructuras ancladas
	Deslizamiento de masas rocosas muy fracturadas	Similar a los deslizamientos planares y rotacionales	Durante la época lluviosa	
	Caída de rocas	Desmoronamiento de bloques de roca (boulders)		

MOVIMIENTOS MASALES

	CLASE	COMO OCURRE	CUANDO OCURRE	COMO EVITAR
Flujos rápidos	Flujo de masa barrosa	Erosión o licuación de capas superficiales	Durante tormentas con precipitaciones de más de 50 mm/hora en épocas lluviosas de años secos	Si son moderados se construyen en la vaguada estructuras disipadoras para evitar la incorporación de
	Flujo de bloques de roca y "boulders"	Demolición de masas rocosas muy fracturadas		Material del cauce

Milton Vargas. Clasificación y mecanismos de deslizamiento de tierra y roca en zonas tropicales. Congreso Suramericano de mecánica de rocas, Santafé de Bogotá, 1982.

Para prevenir los deslizamientos de tierra se recomienda el recubrimiento de las laderas con pastos especiales, la siembra de árboles de bajo porte que no provoque rugosidad y que favorezca la infiltración; la transpiración abate el nivel freático estabilizando el terreno. Los drenes horizontales de penetración también abaten el nivel freático y su papel consiste en llevar la presión atmosférica al interior del talud, para recuperar la tensión superficial. En macizos con diaclasas favorables a la pendiente, se recomienda el anclaje de cuñas y la selección de la ladera adecuada para la fundación de bancas de vías, buscando planos de debilidad contrarios a la pendiente de la ladera.

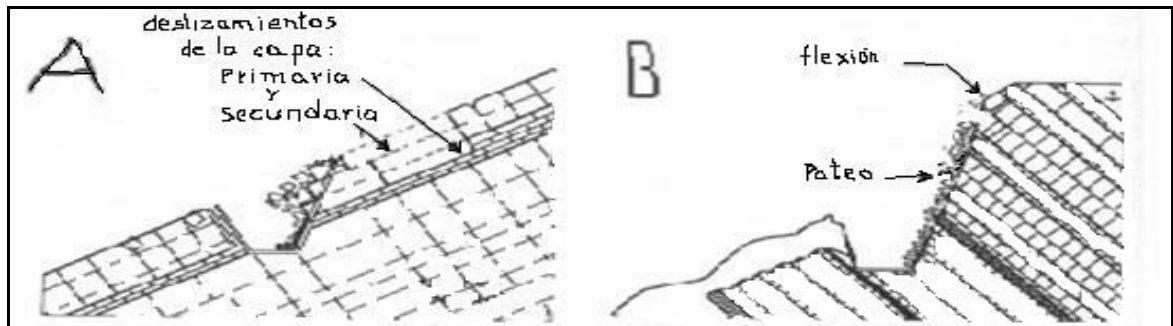


Figura 105. Selección de la ladera adecuada. Izquierda, Ladera en Macizo de Buzamiento conforme, Derecha, ladera en macizo de buzamiento contrario. Tomado y adaptado de Jaime Suárez, Deslizamientos.

La observación del estado de las coronas de los taludes y acantilados, particularmente en las zonas mineras y en regiones históricamente inestables, puede contribuir a la mitigación de los desastres. La construcción de obras de contención y defensa en el pie de las laderas amenazadas por corrientes de agua resulta de suma importancia.

- **Flujos de lodo.** Masas mezcladas de tierra, roca y agua en avalancha, que fluye con la consistencia del concreto. Se ocasionan por procesos de deshielo o por lluvia repentina en paisajes desérticos y no desérticos. Prototipo de este evento es el flujo que destruyó Armero en 1985 y el que destruyó la Planta de Gallinazo en Manizales en 1979. Estos eventos de gran recorrido, inundan finalmente los valles de salida de los ríos.

Hay monitores de flujos que se instalan en las vaguadas de los ríos con el propósito de generar alarmas tempranas para anticipar el aviso de eventos importantes que amenazan zonas pobladas aguas abajo de las corrientes. Consisten aquellos en cables horizontales tendidos transversalmente a una altura conveniente, para que flujos de cierta altura los revienten, interrumpen un circuito eléctrico y se genere una señal telemétrica de alarma.

- **Flujos de tierra.** Movimiento plástico de depósitos de tierra no consolidados, se diferencia de los anteriores porque el movimiento es muy lento pero perceptible. Los bloques conservados en la parte alta emulan a los desplomes, mientras las partes más bajas fluyen manteniendo su carácter plástico.

- **Fallas de taludes.** Son desprendimientos de fragmentos de roca provenientes de acantilados que caen en una serie de saltos libre, rebotes y deslizamientos. La pendiente del talud varía con el tamaño y forma de los fragmentos de roca, pero rara vez supera los 40° de inclinación con el horizonte.

- **Aludes.** Movimientos típicos de zonas estacionales causados en terrenos montañosos, dado que la pendiente crítica de la nieve es 20°. Cuando las laderas superan dicha inclinación, si no hay bosques o sistemas artificiales que generen rugosidad, durante el invierno, en caso de presentarse una mala estratificación de la nieve o de sobrevenir la acción del agua de deshielo por la llegada de la primavera, se provoca un alud de nieve, piedras, etc.

- **Resbalamiento o reptación.** Se da incluso en pendientes suaves y en climas templados y tropicales, cuando el material no consolidado, en estado húmedo, fluye sin dejar marcas superficiales sobre la cubierta vegetal, como fisuras o quiebres en la cubierta. Otras evidencias pueden anunciarlo, por el flujo los árboles y postes se inclinan y los pavimentos, conducciones y estructuras se agrietan y dislocan.

Tabla 19. Diferencia entre reptación y deslizamiento

Reptación		Deslizamiento	
Movimiento	lento	o Se inicia	repentinamente
progresivo	que se presenta	cuando los	esfuerzos de
cuando se	supera	la corte	superan la resistencia



Reptación	Deslizamiento
resistencia fundamental del material que es la resistencia a fluir	interna al corte del material
Sin superficie de falla. El movimiento es viscoso hacia la superficie y varía a plástico hacia la profundidad	El material se desplaza sobre la superficie de falla. Sin zona de transición (importante) al flujo plástico
Se debe a la gravedad combinada con otros fenómenos	Puede ser continuo o intermitente y se explica sólo por acción de la gravedad

J. Montero. Estabilidad de taludes. Conferencia Universidad Nacional de Colombia, Manizales, 1995.

- **Soliflucción.** En el período de deshielo el agua se derrite de arriba hacia abajo quedando en el fondo una superficie que impide la percolación y por ende la masa de tierra saturada fluye. Otra forma de soliflucción, no periglaciaria, es la que se da en las zonas tropicales húmedas, cuando en las laderas de los montes embebidas de aguas fluye el suelo por debajo de las raíces.

- **Glaciares de roca.** Son largas lenguas de escombros rocosos. Se mueve la masa de las rocas, sugiriendo un comportamiento viscoso y al pie de los acantilados, cuando recibe por carga los nuevos bloques producto de la acción de las olas, del hielo, etc., según el lugar donde se encuentren.

- **Licuación.** Se da en depósitos no consolidados (sobre todo de material friccionante) saturados sometidos a la acción de un sismo, que destruye la presión efectiva del suelo convirtiéndolo en un fluido a manera de arena movediza. En la licuación o licuefacción la presión neutra de la masa de suelo aumenta hasta igualar la presión total. Ocurrido esto la presión intergranular se hace nula, se pierde el

autosoprote del esqueleto sólido del suelo, los edificios cimentados se hunden y el depósito, de estar mal confinado, fluye.

A causa de la excitación del sismo, por la turbulencia en el fluido, se genera una infiltración de los granos de arena que destruye la cohesión entre las partículas del suelo. Al desaparecer la presión intergranular, queda la arena sin ninguna resistencia al corte.

#### 16.5 LA SITUACION EN COLOMBIA

En Colombia predominan **rocas blandas**, es decir, materiales intermedios entre suelos y rocas. Por ejemplo, las rocas de bajo o medio metamorfismo como esquistos, filitas, algunas serpentinitas y anfibolitas, e incluso algunos gneises y rocas mal consolidadas y mal cementadas, como margas, lodolitas, limolitas y areniscas blandas.

Las rocas blandas son susceptibles a los cambios de humedad típicos del ambiente tropical. Para la zona andina en el oriente de Colombia predominan espesos coluviones y en el occidente suelos residuales y volcánicos. El occidente está afectado por tectonismo y sismos.

Es importante para el ambiente andino tropical considerar los **suelos residuales** con sus estructuras relictas o heredadas, que a diferencia de los suelos transportados, donde las discontinuidades son horizontales (predecibles), estas resultan con orientación aleatoria y buzamiento impredecible.

Los espesores de las alteritas son mayores en las zonas tropicales (vegetación y clima), como la cordillera Oriental de naturaleza sedimentaria. Los saprolitos son típicos de la zona andina (roca cristalina), como las zonas de batolitos a lo largo de la cordillera Central y Antioquia. Los andosoles se desarrollan en lugares con cenizas volcánicas donde se desarrollan haloisitas y alófanas (Cauca, Nariño y zona

cafetera). Las lateritas son suelos típicos del Cauca y los Llanos Orientales.

Además de un **clima** con contrastes de temperatura y precipitación, existen **factores tectónicos**.

La precipitación es alta en Chocó y el margen llanero, moderada en la zona cafetera y baja en las zonas desérticas de Colombia (Guajira, Alto Magdalena, Villa de Leiva).

Colombia en su zona andina, tiene fallas, muchas activas, mostrándose en sus laderas inestables zonas con intenso fracturamiento donde los materiales presentan trituración y brechamiento. El occidente está afectado por las fallas de Romeral y Palestina (rumbo) y el oriente por el sistema de las fallas frontales de los Llanos (inversa). Ambas son de alto riesgo sísmico.

La falla geológica condiciona el drenaje interno y tras todo ello se presenta una cronoestratigrafía en repetidas ocasiones desfavorable puesto que en los estratos de diferentes edades se presentan contrastes de permeabilidad, zonas débiles, etc.

**16.5.1 Zonificación.** Si se integran en una zona cualquiera de Colombia, aunque sea a nivel regional, un mapa geológico, un mapa tectónico y un cuadro de movimientos masales clasificados, se pueden inferir algunos factores de inestabilidad (inherentes, detonantes, etc.). Si superponemos relieve y sobrefracturamiento obtenemos zonas más o menos propensas a deslizamientos. En Colombia las áreas de influencia del sistema Romeral y de las fallas del margen llanero se pondrían en evidencia como zonas altamente inestables.

Montero señala en Colombia varias provincias con amenaza alta a deslizamiento así:

- **Entre la falla Romeral y el Cauca.** Con rocas metamórficas, rocas con cataclasis y arcillas alófanas remoldeadas.
- **La cordillera Oriental.** Con suelos espesos (alteritas) sobre lutitas que son químicamente alterables.
- **El margen llanero.** Muy afectado por el ambiente tectónico y la naturaleza sedimentaria de los suelos.
- **Zonas con potentes flujos alterados.** Como la Estampilla (Manizales), donde se encuentran depósitos fluviotorrenciales alterados y en procesos de movimientos masales.
- **Zonas de coluviones.** Como los de Quebrada Blanca en la vía al Llano.
- **Saprolitos.** En zonas de debilidad tectónica.

En resumen la juventud de las cordilleras, el ambiente tectónico intenso y la naturaleza del clima, son factores que se conjugan para explicar la inestabilidad de nuestras laderas.

#### 16.6 EVALUACION DEL RIESGO

Se denomina **amenaza** al evento o fenómeno perjudicial con un cierto nivel de magnitud o alcance, que tiene una probabilidad de ocurrencia significativa en un período de tiempo dado.

La **vulnerabilidad** es la susceptibilidad al daño de un elemento ante la ocurrencia de un fenómeno.

El **riesgo** es la posibilidad de afectar significativamente las vidas o bienes a causa de un fenómeno dañino que tiene una probabilidad determinada de ocurrir dentro de un período

de tiempo dado. La relación entre amenaza y riesgo se establece por medio de la expresión.

$$\text{Riesgo} = \text{Amenaza} \times \text{Vulnerabilidad}$$

La amenaza depende del evento detonante, del grado de susceptibilidad a la falla y de la energía potencial destructiva del evento. La vulnerabilidad es directamente proporcional al grado de exposición de los elementos e inversamente proporcional a su resistencia al evento.

En consecuencia, sustituyendo los factores de amenaza y vulnerabilidad en la ecuación anterior podemos escribir:

$$\text{Riesgo} = \text{Detonante} \times \text{Susceptibilidad} \times \text{Potencial} \times \text{Exposición/Resistencia}$$

**16.6.1 Factores de amenaza y factores de riesgo.** Los factores de **amenaza** de conformidad con lo anterior son:

- La susceptibilidad debida a factores internos.
- Los eventos detonantes como lluvias, sismos, erosión y sobrecargas.
- El potencial de energía destructiva del sistema.

Y los factores de **riesgo** son:

- El nivel de amenaza.
- El grado de exposición de elementos que puedan sufrir daños posibles (ubicados sobre la ladera o al alcance del evento).
- La resistencia al fenómeno que opongan los elementos amenazados, para no sufrir daños estructurales ni funcionales.

Es importante señalar que los elementos considerados pueden ser vidas o bienes y que los eventos que generan la amenaza son el movimiento de masa y los fenómenos que éste desencadene.

**16.6.2 Medidas y tipos de riesgo.** Las medidas que se pueden tomar en casos de movimientos de masas pueden ser de tipo preventivo o correctivo. Los **riesgos** asociados a los movimientos de masas pueden denominarse:

- Riesgos evitables, según su origen sea evitable o sus consecuencias anulables.
- Riesgos controlables, según se trate de un evento predecible o un evento cuyos efectos sean atenuables.
- Riesgo incontrolable cuando no se puede predecir o evaluar completamente el riesgo, ni existen soluciones al alcance de la tecnología.
- Riesgos aceptables, cuando se marca una diferencia entre el mayor nivel de riesgo y la máxima previsión.

Las **medidas** aplicables pueden ser:

- Sistemas de observación y alarmas.
- Reducción de la exposición.
- Reducción de la amenaza.
- Incremento de la resistencia.
- Jerarquización de prioridades.
- Jerarquización de estudios.

**16.6.3 Estudio económico del riesgo.** La ingeniería es un compromiso entre tres cosas: seguridad, economía e

información. Con buena información sin sacrificar la seguridad, se puede obtener economía en los diseños. Para obtener información se deben invertir recursos (muestreos y ensayos), pues sin ésta no se podrán hacer análisis y se caerá en la improvisación, fuente de los altos costos o de la inseguridad.

A continuación se relacionarán algunos elementos para el estudio económico del riesgo.

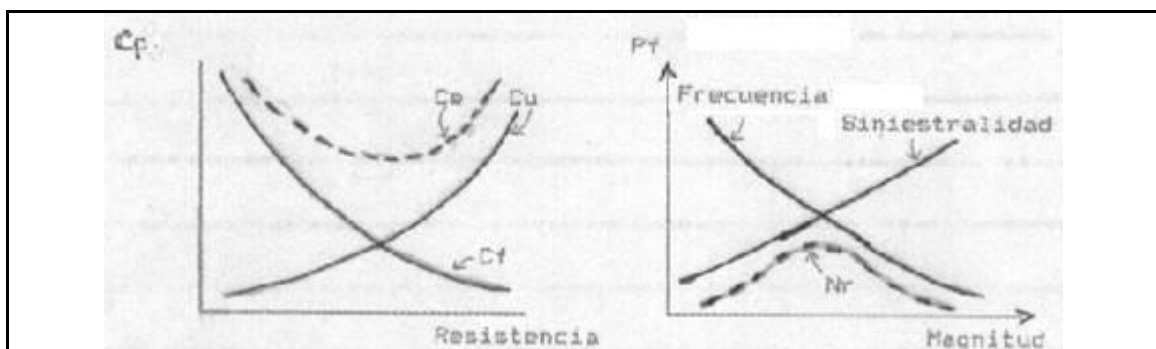


Figura 106, Evaluación del riesgo sísmico. Gráficas de Costo probable (CP) vrs. Resistencia (izquierda) y de probabilidad de falla (Pf) vrs. Magnitud del evento (derecha): los Costos esperados (Ce) son la suma de las funciones Csto usual (Cu) y Costo de falla (Cf). El nivel de riesgos (Nr) es el producto de las funciones de Siniestralidad y Frecuencia del evento. Según Alvaro J. González, curso de Estabilidad de Taludes, 1997.

- **El costo.** El estudio de costos de una estructura involucra el concepto de resistencia. El costo usual, que aumenta con la resistencia que se le quiere dar a la estructura es una función directamente proporcional, mientras el costo por falla, dado el evento, es inversamente proporcional a la resistencia de la estructura.

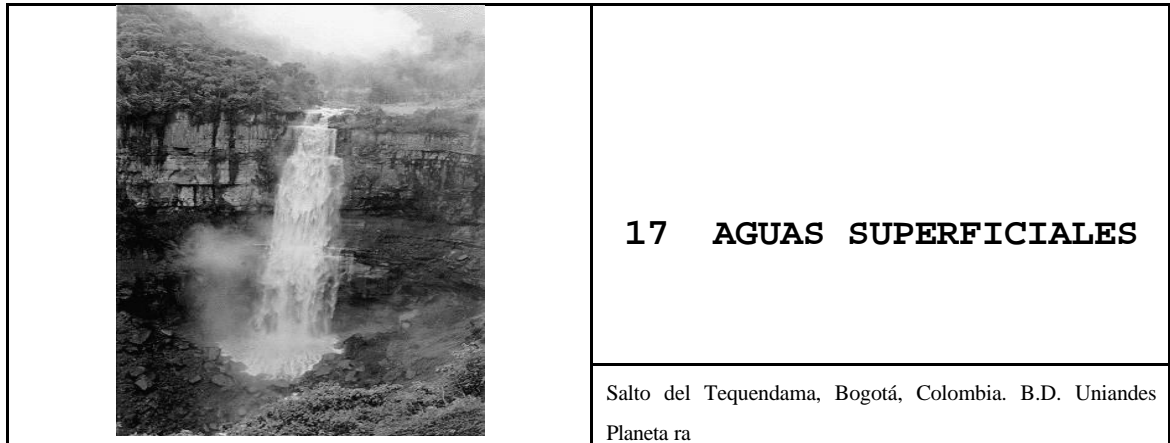
El costo finalmente resultará siendo el de construir la estructura con una resistencia dada, más el de repararla después del evento. Se observa en la gráfica que el nivel adecuado de resistencia es el mínimo de la función denominada Costo esperado (Ce), que no coincide con el

máximo ni con el mínimo de resistencia factible en la estructura.

- **Nivel de riesgo.** De otro lado, se pueden relacionar la probabilidad de falla de una estructura afectada por un evento de magnitud dada y la probabilidad de ocurrencia de dicho evento. Los eventos de gran magnitud son poco probables por lo que su probabilidad de ocurrencia es una función inversamente proporcional. De otro lado, la probabilidad de daño por un evento aumenta con su magnitud por lo que la función de probabilidad resulta en éste caso directamente proporcional.

Como la ocurrencia del evento y del daño, son simultáneos, las probabilidades han de multiplicarse entre sí. El nivel de riesgo es máximo para una magnitud intermedia, y ese define la amenaza con la cual se deben diseñar los planes de mitigación del riesgo.





**17 AGUAS SUPERFICIALES**

Salto del Tequendama, Bogotá, Colombia. B.D. Uniandes  
Planeta ra

La hidrosfera alude a toda el agua en, sobre o por encima de la superficie de la Tierra; en los océanos, ríos o lagos, bajo la Tierra o en el aire.

**17.1 EL MAR**

Geológicamente, el mar es importante como espacio de sedimentación, así como por las fluctuaciones que en él tienen lugar, motivadas por procesos epirogenéticos, por la eustasia y la isostasia (trasgresión y regresión).

Tabla 20. Componentes disueltos en el agua de mar.

Elemento o compuesto	Concentración Partes/millón
Cloruro, $\text{Cl}^{-1}$	19000
Sodio, $\text{Na}^{+1}$	10550
Sulfato, $\text{SO}_4^{-2}$	2460
Magnesio, $\text{Mg}^{+2}$	1290
Calcio, $\text{Ca}^{+2}$	400
Potasio, $\text{K}^{+1}$	380
Bicarbonato, $\text{HCO}_3^{+1}$	140
Bromuro, $\text{Br}^{-1}$	65
Ácido bórico, $\text{H}_3\text{BO}_3$	25

La Tierra. Círculo de lectores, 1985.

**17.1.1. Cambios de nivel.** Los cambios de nivel del mar, se miden en relación con la tierra emergida, los cambios diarios causados por las mareas son bastante conocidos. Pero hay otros cambios como los eustáticos y tectónicos, que son movimientos lentos y extendidos continentalmente, o tan locales y raros como inadvertidos. Si la variación del nivel del mar se explica por el océano, se denomina cambios eustático. Cuando aquella se explica por movimientos del suelo, se denomina tectónico. Los primeros, por regla general, son movimientos regionales y persistentes en el largo plazo, mientras los segundos tienden a ser locales y espasmódicos

Las variaciones en el nivel del mar se pueden explicar por variaciones del clima que modifiquen la superficie de los glaciares, y también por los cambios radicales e importantes de tamaño y forma de las cuencas oceánicas, a causa de procesos de deposición, erosión, y reconstrucción magmática del fondo oceánico.

**17.1.2 Corrientes marinas.** Las corrientes del mar, son otra forma de movimientos del agua de los océanos. Hay corrientes horizontales y verticales, cuya velocidad varía de un punto a otro, pero que cada 1800 años mezclan las aguas oceánicas. El origen de tales corrientes es complejo, pues se causan por contrastes de densidad, por la rotación de la Tierra, por el viento y por las mareas. Entre ellas tenemos las corrientes de marea, las corrientes de densidad y las corrientes marinas propiamente dichas.

- **Corrientes de marea.** Las corrientes de marea, son locales, horizontales pero a menudo rápidas (hasta algunos Km./h). Se deben a la acción del sistema Tierra-Sol-Luna.

- **Corrientes de densidad.** Se explican por cambios de temperatura, salinidad y carga en suspensión. Incluye los movimientos convectivos, entre los fríos polos y el ecuador, que irrigan oxígeno a los fondos oceánicos.

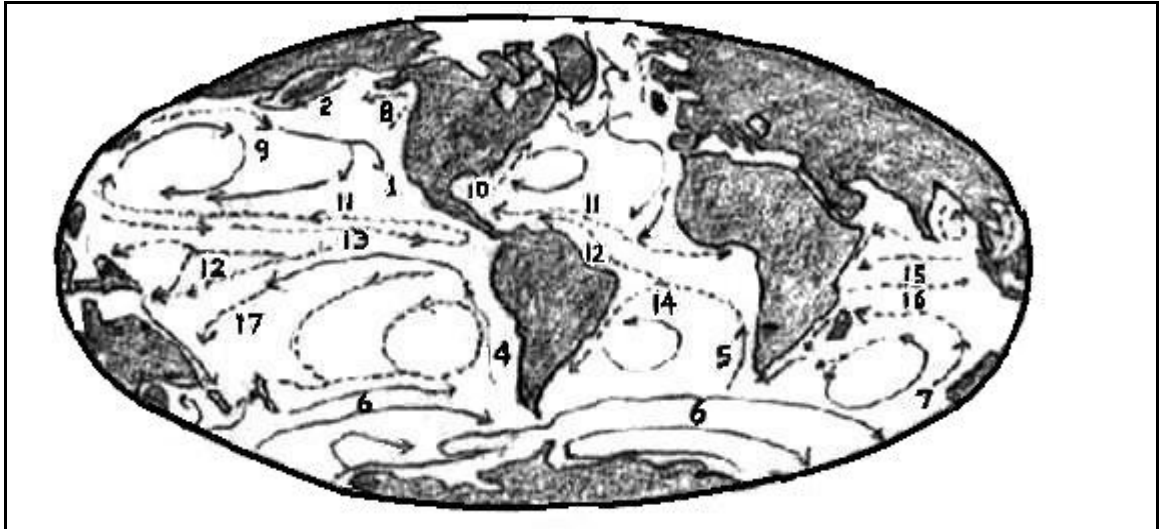


Figura 107. Corrientes oceánicas. Corrientes frías (----): 1. de California, 2. Oya Shivo, 3. de Canarias, 4. de Perú, 5. de Benguela, 6. deriva de los vientos del W, 7. de Australia W. Corrientes cálidas (- -): 8. de Alaska, 9. Kuro Shivo, 10. Del Golfo, 11. Ecuatorial del N, 12. Ecuatorial del S, 13. Contracorriente ecuatorial, 14. De Brasil, 15. Contracorriente ecuatorial Indica, 16. Ecuatorial, 17. De Australia E. Adaptado de La Tierra, Salvat.

**-Corrientes marinas.** Son las corrientes superficiales que aprovechan los marinos de veleros. Son enormes ríos marinos de varios cientos de km. de ancho, que como grandes flujos se trasladan, verticalmente a causa de contrastes de temperatura y salinidad, y horizontalmente por el impulso transmitido por la rotación terrestre. Aquí el viento ocasiona movimientos horizontales que van sufriendo desviaciones introducidas por la fuerza de Coriolis. El conocimiento de las corrientes fue fundamental para transitar mares y océanos en embarcaciones sin motor.

Las corrientes cálidas proceden del ecuador y los trópicos, y las frías de los polos. Unas y otras se contorsionan dextrógiramente en el hemisferio norte y levógiramente en el hemisferio sur.

**17.1.3 Las mareas.** Son variaciones regulares y cíclicas del mar producidas por la atracción gravitatoria de la Luna y el Sol. Entre la subida (flujo y marea alta) y el descenso (reflujo y marea baja) del nivel del mar transcurren 12 horas y 25 minutos.

La marea alta coincide con la culminación superior de la Luna, y la baja con su culminación inferior. La diferencia entre ambas se denomina amplitud de marea. Para explicar la existencia de las mareas son de importancia la fuerza de atracción gravitatoria y la fuerza centrífuga. La Tierra y la Luna se atraen mutuamente para girar alrededor de un centro de gravedad. De esta forma se genera una fuerza centrífuga opuesta a la de atracción. En los lugares de la superficie terrestre, para los que la Luna está en el cenit o en el nadir, se origina una cima de marea.

A consecuencia a rotación de la Tierra las cimas de marea se mueven diariamente alrededor de la Tierra y producen dos mareas, que cada día se suceden 50 minutos más tarde, interviniendo también en ello variaciones locales. La atracción secundaria del Sol -que teniendo más masa ejerce menor influencia por estar demasiado lejos- origina las mareas vivas (en oposición y conjunción o con Luna llena o nueva); las mareas muertas, con un flujo especialmente bajo (cuando estamos en cuadraturas o creciente y menguante).

La actividad de las mareas en su conjunto depende de la geometría de las cuencas oceánicas, y la amplitud, de la forma de la costa. También los continentes responden, plásticamente, a la atracción conjunta del sistema Sol - Tierra - Luna, con mareas continentales.

**17.1.4 Perfil hipsográfico.** Según la distancia a la que se encuentren de tierra firme y su profundidad, se distinguen en el mar la zona costera o litoral situados en la cercanía inmediata de la costa; la nerítica en la zona del zócalo hasta los 200 m de profundidad y la batial (200 a 800 m), dentro del sector de profundidad media; y dentro del sector

profundo las zonas hemipelágicas (talud continental: 800 a 2400 m) y eupelágica (a partir de los 2400 m), con las plataformas pelágicas (2400 a 5500 m) y las fosas pelágicas o abisales (más de 5500 m).

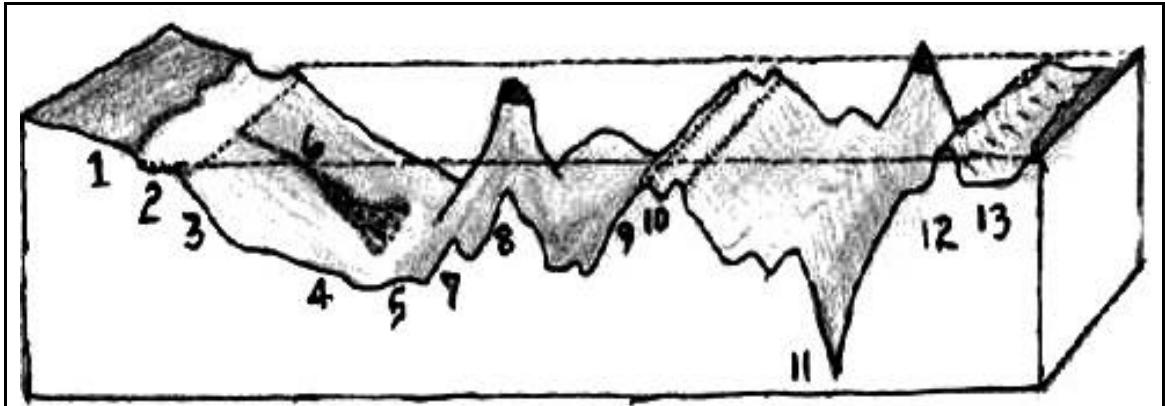


Figura 108. Fondo del mar: 1. continente, 2. plataforma continental, 3. talud continental, 4. umbral continental, 5. cuenca abisal, 6. cañón submarino, 7. colinas abisales, 8. monte submarino, 9. dorsal mesoceánica, 10. Valle central, 11. Fosa oceánica, 12. Arco de islas, 13. Mar continental. Adaptado de La Tierra, Salvat.

Se denominan, isobata a la línea que une puntos del fondo marino con igual profundidad; línea base de las olas, a la profundidad en el mar por debajo de la cual no existe erosión o acarreo de material por acción de las olas; corriente de turbidez a la masa de agua que viajando con movimiento violento, pendiente abajo, transporta sedimentos en el mar; litoral, a la región entre las líneas que marcan la marea alta y la marea baja; monte submarino, a la montaña que se eleva del fondo sin alcanzar la superficie del mar; guyot, al monte marino con la parte superior llana, al parecer por la acción erosiva de las olas; y atolón a la cadena de islas, formadas de arrecifes coralinos, que a la manera de anillo encierran dentro del arco una laguna marina.

## 17.2 ATMOSFERA E HIDRÓSFERA

La presión del aire sobre la superficie de la Tierra es  $p_0 = 1,013 \times 10^5$  Pascales. Esto significa que sobre toda la superficie terrestre, cuya área es  $4 \pi R^2$ , actúa una fuerza total de  $4 \pi R^2 p_0$ . El origen de esta fuerza es, naturalmente, la atracción. De acuerdo con la segunda ley de Newton, dicha fuerza es igual a la masa de la atmósfera terrestre multiplicada por la aceleración de la gravedad  $g$ . De aquí no es difícil calcular la masa de la atmósfera de la Tierra:

$$m_A = 4 \pi R^2 \rho_0 / g = 5,3 \times 10^{18} \text{ Kg}$$

Como se ve, la misma constituye casi una millonésima parte de la masa total de la Tierra. Es aún más interesante comparar la masa de la atmósfera con la del agua en nuestro planeta: el 98% del agua se encuentra en los océanos, el 2% corresponde a los glaciares, principalmente de la Antártica y de Groenlandia, mientras que la masa de los depósitos de agua dulce y del vapor de agua es relativamente pequeña. A su vez la cantidad total de agua en la Tierra constituye  $1,4 \times 10^{21}$  Kg, es decir, su masa supera 266 veces la de la atmósfera.

**17.2.1 Las aguas de precipitación.** El origen de las aguas de precipitación debidas al ciclo del agua es principalmente la superficie de los mares. Se evalúa esta superficie en 365 millones de  $\text{Km}^2$ , los que representa el 73% de la superficie total terrestre. Por otra parte, la aportación calorífica de la radiación solar permite convertir en vapor de 2 a 3 litros de agua por  $\text{m}^2$  y por día. Según esto el agua evaporada sobre el globo cada día suma  $10^{12}$  metros cúbicos.

Bajo la acción de la radiación solar, el agua de los mares y de los continentes se transforma parcialmente en vapor que se eleva en la atmósfera. Cada metro cúbico de aire podría

así cargarse, como máximo con cierto número de gramos de agua, el que podría llegar a las primeras decenas de gramos de agua cuando la temperatura supere los 20 °C.

El aire descendente se descomprime progresivamente y, por el mismo hecho de esta distensión, se enfría aproximadamente 1 °C por cada 150 metros de ascenso. Resulta de ello que, por esta simple descompresión, la temperatura disminuya con un valor suficiente para que la cantidad de agua contenida en el aire sea excesiva y deba precipitarse. También a veces las variaciones de presión atmosférica, como la presencia de corrientes de aire frío, afectando masas de aire caliente cargado de vapor de agua, son procesos que provocan la precipitación del agua en forma de lluvia o de nieve.

**17.2.2 Ecuación del ciclo hidrológico.** Pero resulta interesante saber en que se convierten el agua o la nieve así precipitadas sobre el suelo, y cuál puede ser su papel en la formación en las aguas superficiales y subterráneas.

La ecuación del ciclo hidrológico sin considerar aguas juveniles (origen magmático), ni connatas (origen sedimentario), es la siguiente: **Pre + con = esc + inf + eva+ tra**

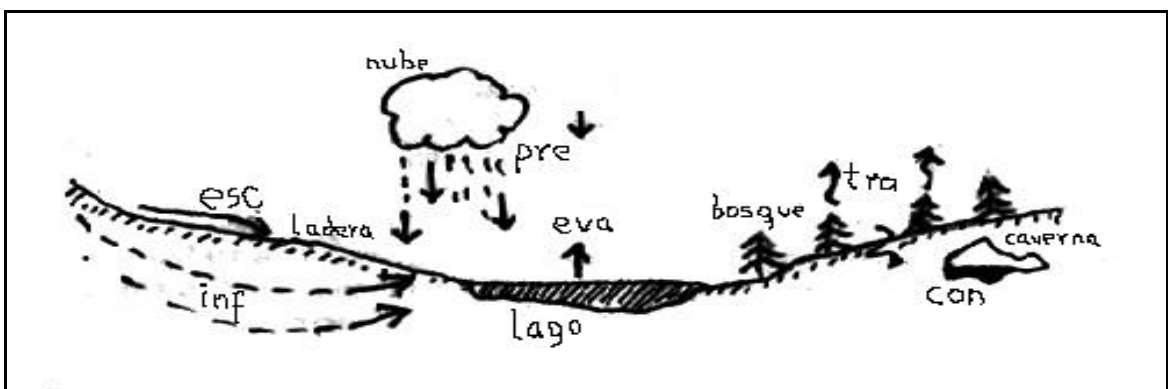


Figura 109. Ciclo hidrológico: las aguas de precipitación (Pre), como también la condensación (con), generan escorrentías (esc), infiltración (inf), y evapotranspiración (eva + tra). Adaptado de Lisandro Beltrán, curso de flujo en medios porosos, U. Nal.

En la ecuación que se señala que el volumen de agua de la precipitación (Pre) más la el de la condensación (con), es igual a la suma de las aguas de la escorrentía (esc), la infiltración (inf), la evaporación (eva) y la transpiración (tra). La condensación, que suele ser excluida de esta ecuación, en los bosques de niebla del medio tropical andino y en las cavernas calcáreas de las zonas semidesérticas, es tan importante como lo es la precipitación en otros escenarios. La formación de las aguas subterráneas y en el papel regulador de los bosques de niebla, se comenta en el capítulo de las aguas subterráneas.

La nieve puede acumularse, si la temperatura es suficientemente baja, para formar los glaciares. Estas aguas acaban por volver al estado líquido cuando la presión de los hielos sobre el suelo subyacente aumenta o cuando en verano la temperatura se eleva. En invierno como en verano una parte de estas masas de nieve o hielo se evapora sin pasar por el estado líquido.

Cuando el agua se precipita sobre el suelo en forma de lluvia, lo que es el caso más frecuente, se reparte en tres fracciones. Una parte se evapora y repite nuevamente el ciclo del agua. Esta evaporación puede ser inmediata o diferida por la intervención de los seres vivientes animales o vegetales. Una segunda parte se infiltra para servir a la alimentación de las aguas subterráneas. Una tercera parte, finalmente, fluye y se reúne con los cursos de agua que regresan al mar.

- **La evaluación del ciclo.** Es difícil definir la fracción de agua de lluvia evaporada, particularmente cuando se trata de suelos cubiertos de vegetación. Es igualmente difícil evaluar la fracción de infiltración, que depende considerablemente de la permeabilidad de los terrenos encontrados. La sola medida segura es la de la fracción de arroyamiento, o agua de escorrentía, que se establece por la estimación de los caudales, durante un período bastante



largo, de los cursos de agua cuya cuenca vertiente pueda ser definida con suficiente precisión.

La parte respectiva de las tres fracciones, evaporación, infiltración y escorrentía, cuyo total representa la masa de agua realmente precipitada es así muy variable. La infiltración depende de las condiciones de precipitación, por ejemplo, las lluvias finas y prolongadas se infiltran más que las lluvias de tempestad.

La naturaleza del terreno desempeñará también un papel importante. La infiltración será total en una red cárstica, pero la circulación interna muy localizada, permitirá la restitución a menudo rápida de las aguas subterráneas a los valles. El agua de fusión de las nieves y de los hielos se infiltrará más cuando la fusión sea lenta (invierno) que, por ejemplo, en primavera o verano cuando los caudales aumentan bajo la acción de la radiación solar intensa.

La cobertura vegetal del suelo, que favorece la evaporación, facilita de pronto la infiltración a expensas de la circulación. Pero lo que queda por discutir es la fracción de las aguas de condensación interna y externa dentro de la ecuación del ciclo hidrológico. Se alude aquí a la pérdida de agua que sufren las masas de aire cargadas de vapor, al contacto con la superficie del suelo (nieblas de regiones húmedas y rocíos de regiones secas) o de masas de aire que circulan cavernas profundas aportando agua por condensación y no por adsorción (redes cársticas y macizos fisurados). Los bosques de páramo condensan grandes volúmenes de agua, cuya cuantía compite con la de la precipitación, en los caudales del arroyamiento.

**17.2.3 La erosión del suelo.** Todo suelo que no está protegido por un manto vegetal, natural o artificial, es presa de la erosión por los agentes atmosféricos y está amenazado de desaparición si nada detiene el agua que cae sobre el suelo, ésta discurre por las pendientes, las erosiona, provoca una crecida de los arroyos y los ríos se

desbordan. En estas circunstancias los mantos de aguas subterráneas no estarán alimentados porque no se absorbió parte del agua que cayó sobre el suelo, razón por la cual el nivel de los pozos baja y las fuentes se secan. Si queremos mantos de agua subterránea hay que mantener en el suelo una cubierta vegetal que impida la erosión.

Hay otra forma de erosión diferente a la que producen en los suelos los agentes atmosféricos, la lluvia y el arroyamiento. Se trata de la tendencia que tienen las corrientes de aguas pequeñas o grandes a profundizar su lecho, a llevar más lejos su nacimiento, y, por lo tanto, a modificar el relieve, a esculpirlo. Esta destrucción del material litológico puede tener consecuencias perjudiciales si el río, en período de crecida en lugar de depositar limos finos, viene a recubrir los campos de materiales gruesos, como arenas, guijarros e incluso pedruscos. Si el mismo fenómeno se produce aguas arriba de los grandes embalses, no tarda en cegarse el depósito de retención. Las curvas de distribución o concentración de aguas en el tiempo, de lluvias y caudales, sirven para el diagnóstico del estado de una cuenca, puesto que el descontrol hídrico y pluviométrico, van de la mano entre sí, y con el nivel y tipo de cobertura del suelo.

#### **17.2.4 La erosión en zonas de ambiente tropical andino.**

Los Andes son cordilleras jóvenes con suelos inestables, ambiente tectónico y volcánico. En el trópico predominan los suelos residuales y el clima húmedo con dos temporadas de lluvia al año. De acuerdo a las experiencias de la región, algunos de los factores de la erosión y prácticas de prevención son:

- **Factores físicos de la erosión.** La topografía abrupta, la roca blanda o con intensa alteración tectónica, los altos contenidos de humedad en el suelo por intensa precipitación o elevada humedad relativa, las pendientes fuertes de los cauces, la acción de las aguas de escorrentía en suelos sin

protección y la infiltración en temporada de invierno, el vulcanismo, el tectonismo y los terremotos.

- **Factores antrópicos de la erosión.** La tala y quema de la vegetación natural en zonas de ladera, la construcción de carreteras y caminos sin obras de drenaje, los taludes de lleno dispuestos sobre laderas no tratadas y empinadas, la concentración e infiltración de aguas lluvias sobre las laderas, la pérdida de vegetación y en especial la de sistemas radiculares profundos para laderas de fuerte pendiente, las aguas servidas y sin control sobre las laderas habitadas, los botaderos en zonas urbanas y suburbanas afectando drenajes artificiales y cauces, los cortes para adecuación de lotes sin manejo geotécnico, las explotaciones agropecuarias sin prácticas de conservación del suelo, la falta de programas de educación, capacitación y concientización para que las comunidades se apropien debidamente el territorio.

- **Estabilización de taludes.** Conformación de taludes por banqueo en módulos de tres a seis metros de altura con inclinación 1v:1h a 1v:4h. Entre talud y talud van terrazas con bermas con obras de drenaje que conducen las aguas a sistemas colectores. Obras complementarias como muros en concreto armados, en gaviones, en mampostería con malla eslabonada o en tierra armada. Drenaje subterráneo para disminuir la presión de poros del subsuelo y abatir el nivel freático; entre estas obras se destacan: el drenaje con zanjas filtrantes, los drenes horizontales de penetración, construidos con equipo especial o con palabarreno, el sellamiento de grietas utilizando suelos arcillosos e incluso cal, la impermeabilización de bermas, los empradizados.

**Control y manejo de aguas.** Canales en la corona de los taludes para captar escorrentías, conductos cerrados y alcantarillas para disipar y disponer las aguas en cauces y quebradas. Canales construidos en cauces y quebradas y a través de las laderas; pueden ser en concreto, en gaviones o

en mampostería. Presas correctoras construidas en gaviones para amortiguar la torrencialidad y proteger márgenes de cauces. Trinchos para corrección de cauces, construidos en guadua y tierra acomodada, acompañados de estacas vivas de sauce, caucho o quiebrabarrigo.

Estructuras de disipación a lo largo de alcantarillados de gran pendiente y en entregas de canales y colectores (resaltos, impacto, vórtice, de caída, rejillas, etc.), construidas en concreto o gaviones. Sumideros de varios tipos a saber: de rejillas de fondo en forma de L, transversales o simples, de captación lateral con o sin rejilla, combinados de rejillas de fondo y captación lateral. Pavimentos en placa de concreto o asfalto impermeable, en zonas peatonales las escalas son al tiempo canales de conducción.

### 17.3 CORRIENTES SUPERFICIALES

Los ríos van al mar y éste nuevamente los provee de agua. Un río es una corriente de agua continua o perenne, intermitente o no, que desemboca en el mar, en otro río (afluente) o en un lago (emisor) o que pierde por el terreno (endorreismo).

Los ríos se caracterizan por poseer en general un caudal más regular que los torrentes, a causa de la longitud superior de su recorrido y al aporte de las aguas subterráneas.

Como modeladores del relieve los ríos son los agentes geológicos más importantes, ya por la acción geológica que realizan, ya por la extensión de las áreas sobre las que actúan. Como las características de erosión y sedimentación van variando y en consecuencia también las formas erosivas y de acumulación, clásicamente se han dividido los cursos fluviales en tres partes: tramo superior, tramo medio y tramo inferior.

Tabla 21. Principales ríos del mundo con su cuenca.

Río	Longitud Km.	Area cuenca Km. <sup>2</sup> x 10 <sup>3</sup>	Ubicación	Desembocadura
Nilo	6680	3349	Africa	Mar Mediterráneo
Amazonas	6516	7050	América del Sur	Océano Atlántico
Mississippi-Missouri	6021	3221	América del Norte	Golfo de Méjico
Yenisei	5540	2580	Unión Soviética	Mar de Kara
Changyang	5490	1959	China	Mar de China oriental
Obi-Irtish	5410	2975	Unión Soviética	Mar de Kara
Congo	4700	3459	Africa	Océano Atlántico
Lena	4400	2490	Unión Soviética	Mar de Laptev
Mackenzie	4241	1841	América del Norte	Mar de Beaufort
Niger	4180	1890	Africa	Golfo de Guinea
Río de la Plata-Paraná	4000	4144	América del Sur	Océano Atlántico
Murray-Darling	3780	1057	Australia	Océano Indico

Río	Longitud Km.	Area cuenca Km. <sup>2</sup> x 10 <sup>3</sup>	Ubicación	Desembocadura
Volga	3690	1360	Unión Soviética	Mar Caspio
Zambeze	3540	1330	Africa	Canal de Mozambique
Río Grande del Norte	3040	445	América del Norte	Golfo de Méjico
Ganges-Brahmaputra	2897	1621	India y Bangladesh	Golfo de Bengala

La Tierra. Círculo de lectores, 1985.

El río principal con todos sus afluentes, constituye una red fluvial, también llamada cuenca hidrográfica. El caudal de un río depende de las fuentes que lo alimentan, de la cuantía de las precipitaciones y aguas de deshielo, del grado de permeabilidad de los terrenos que atraviesa -en regiones cársticas son frecuentemente los ríos subterráneos- del coeficiente de evaporación, etc.

Se llama régimen de un río a la evolución habitual del caudal de un río en el curso de un año (procedencia de las aguas que lo alimentan, régimen nival, pluvionival, periodicidad de sus aguas altas y bajas, grado de regularidad de su caudal, etc.).

Colombia es, después de Canadá, ex URSS y Brasil, el cuarto país en el mundo por la densidad de sus recursos hídricos continentales. Los grandes desniveles dan origen a rápidos y cascadas aprovechables para la producción de hidroelectricidad. La regulación y canalización permite hacerlos navegables en tierras más bajas, fijar su curso,

evitar la peligrosidad de sus crecidas, sanearlos, mejor y más constantemente utilización de sus aguas, etc. En Colombia pueden hacerse navegables el Magdalena desde La Dorada a Cartagena, el Atrato desde Quibdó a Panamá y también el Meta y el Amazonas.

**17.3.1 Partes de un sistema de drenaje.** Los ríos resultan de la unión de las aguas de los torrentes. Las líneas que forman los puntos más altos de relieve son las divisorias, quienes distribuyen hacia uno y otro lado las aguas de las precipitaciones. La zona geográfica que alimenta a un mismo río está limitada por dos divisorias y se denomina cuenca hidrográfica.

Un río de montaña se alimenta con el agua de los arroyos confluentes en las zonas de recepción, donde se forman torrentes que llevan agua rápida al valle principal. Aquí la velocidad disminuye y el sedimento se deposita en un cono aluvial o de deyección. En consecuencia, en los torrentes fluviales pueden distinguirse claramente el tramo alto, el medio y el inferior, los que reciben los nombres de cuencas de recepción, canal de desagüe y cono de deyección.

En la cuenca tributaria o de recepción, se concentran las aguas que provienen de la fusión de la nieve o de las tormentas. Como la pendiente es fuerte y la vegetación escasa, la erosión actúa con intensidad. La forma de la cuenca es triangular, con un vértice en la parte más baja y formada por numerosos barrancos que confluyen unos con otros hasta formar un único cauce, el canal de desagüe.

El canal de desagüe corresponde al recorrido más largo del torrente. La principal acción geológica es el transporte, pero también se producen erosión y sedimentación. Al final del canal se encuentra el cono de deyección. El cono de deyección se forma en el valle de salida, por los sedimentos que deja el río cuando pierde velocidad. Este cono inestable tiende a suavizar el cambio de pendiente entre la ladera de la montaña y el fondo del valle.

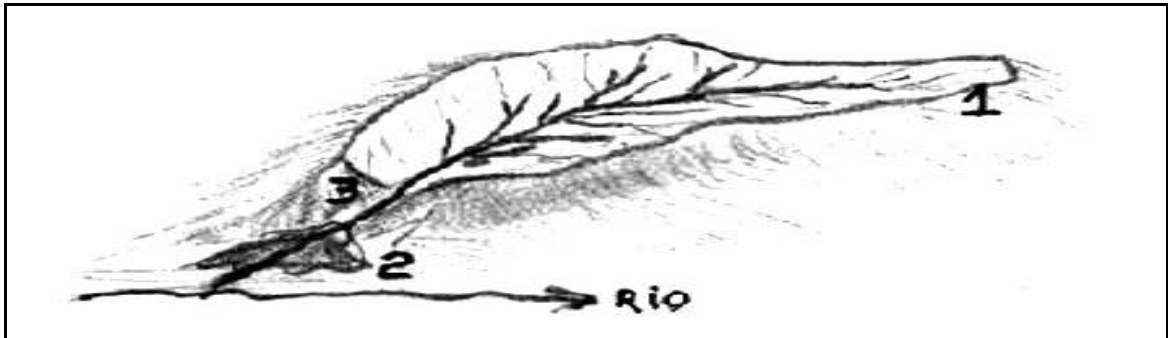


Figura 110. Sistema de drenaje. Se ilustra en 1 la cuenca tributaria o de recepción, en 2 el cono de deyección y en 3 el canal de conducto o desfogue uniendo las partes anteriores. Por orden de afluencia los arroyos forman quebradas y éstas, ríos. Adaptado de La Tierra, Salvat.

**17.3.2 Perfil de una corriente.** Longitudinalmente distinguimos tres zonas en dirección aguas abajo hasta llegar al nivel base; lagos y represas serán niveles bases temporales, pues el último nivel base es el mar.

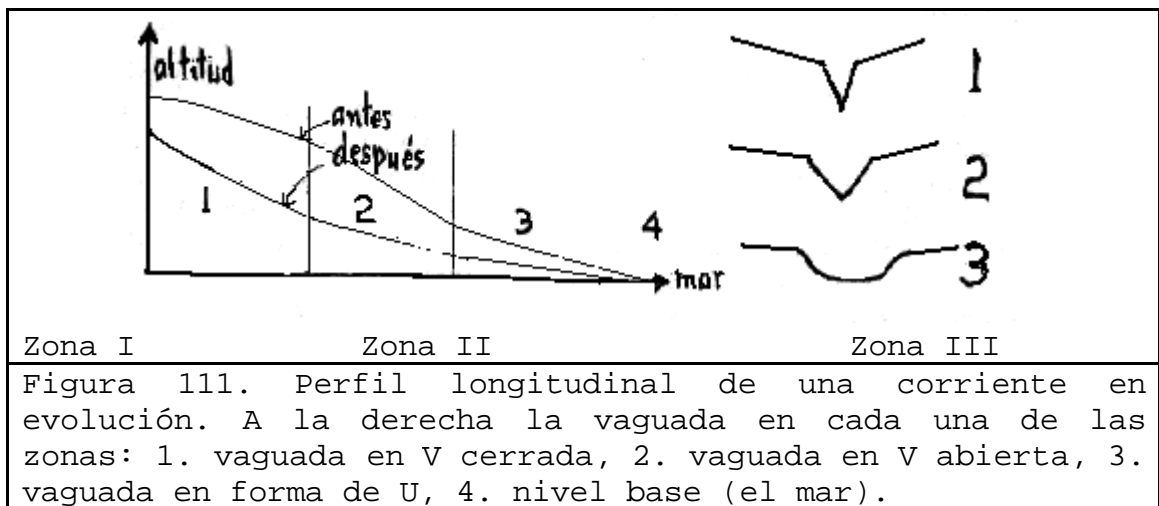
- **Zona I.** Localizada aguas arriba, es la zona de erosión, predomina la erosión de fondo sobre la lateral; es una erosión lineal vertical que se contrapone a la erosión de área. Es máxima la velocidad del flujo y este tiene características torrenciales; en la carga predominan arenas y guijarros, los alineamientos son bruscos, la vaguada es en V cerrada y los cañones son cerrados. Las estructuras que se producen son formas erosivas, las cascadas y los rápidos son típicos aunque no exclusivos de ésta zona.

**Zona II.** Localizada en la parte media de la corriente, es la zona de suspensión, muestra equilibrio entre la erosión de fondo y la lateral. La velocidad es moderada y la pendiente más suave; predominan limos y arenas en la carga; el lecho del río se va relleno con materiales que no puede arrastrar (agradación). Los alineamientos son suaves, el paisaje ondulado y la vaguada en V abierta.

Las llanuras de inundación se desarrollan tanto en el tramo medio como inferior de los ríos. Progresivamente la



agradación lleva a una situación de inestabilidad en la que la menor crecida propicia el desbordamiento de las aguas. En el desbordamiento la llanura de inundación recibe aluviones y a los lados del cauce se reconstruyen los umbrales. A partir de éste momento el río nuevamente encajado entre los umbrales recién formados permanece estable durante unos años hasta que el proceso de agradación le lleva a la situación anterior.



Hay características que determinan la formación de meandros en el tramo medio del cauce. El abandono de sedimentos aguas arriba del tramo medio produce depósitos de forma longitudinal denominados barras. El agua fluye entre las barras formando diversos canales que se bifurcan y unen, llamados cauces anastomosados. En la última porción del tramo medio y en el tramo inferior el río transporta sedimentos de grano más fino sobre una pendiente más suave y bajo un caudal más regular.

- **Zona III.** Localizada aguas abajo, es la zona de depósitos próxima al nivel de base o desembocadura. Como la velocidad es lenta, en la carga dominan limos y arcillas; predomina la erosión lateral sobre la de fondo, hay meandros, el paisaje es de valles amplios y la vaguada es en U abierta. La estructura más característica del tramo inferior es la que se origina en su arribada al mar; ésta puede ser libre de

sedimentos (estuario) o caracterizada por el abandono masivo, y entonces se produce una acumulación que se conoce con el nombre de delta. Que se origine uno u otro tipo de estructura depende de las características del río y de las zonas costeras, como son la amplitud de la plataforma continental, estabilidad o presencia de movimientos verticales, presencia de mareas corrientes y oleaje y cantidad de sedimentos que el río aporta.

**17.3.3 Evolución de la corriente.** El trazado de un río desde su nacimiento hasta su desembocadura está caracterizado por un descenso de la pendiente yendo de su nacimiento hasta su desembocadura. En el transcurso del tiempo la labor erosiva va variando el perfil, las pendientes decrecen y cada tramo va adquiriendo progresivamente las características del tramo inferior. Esta evolución hace que la energía del río disminuya hasta alcanzar una inclinación inapreciable, obteniéndose el denominado perfil de equilibrio.

El trabajo del río se efectúa en consonancia con un punto de energía potencial cero que es la altitud del nivel de base o lugar de la desembocadura. Además del nivel de base general que es el mar, los ríos pueden encontrar niveles de base locales, como lo son los embalses de agua de las presas.

- **El relieve también evoluciona.** En las áreas sometidas a la acción de torrentes y ríos, los relieves con el tiempo se van suavizando en función de los niveles de base hasta la situación hipotética en la que los ríos alcanzan sus perfiles de equilibrio y toda el área se transforma en penillanura (llanura erosiva suavemente inclinada hacia el mar).

Las aguas corrientes ejercen un papel en la preparación y evolución de las formas del relieve continental. Las formas elementales primitivas, de las zonas emergidas por orogénesis y epirogénesis, son atacadas inmediatamente por las aguas meteóricas y el arroyamiento. Las aguas salvajes ejercen una acción de erosión, de horadación, que determina

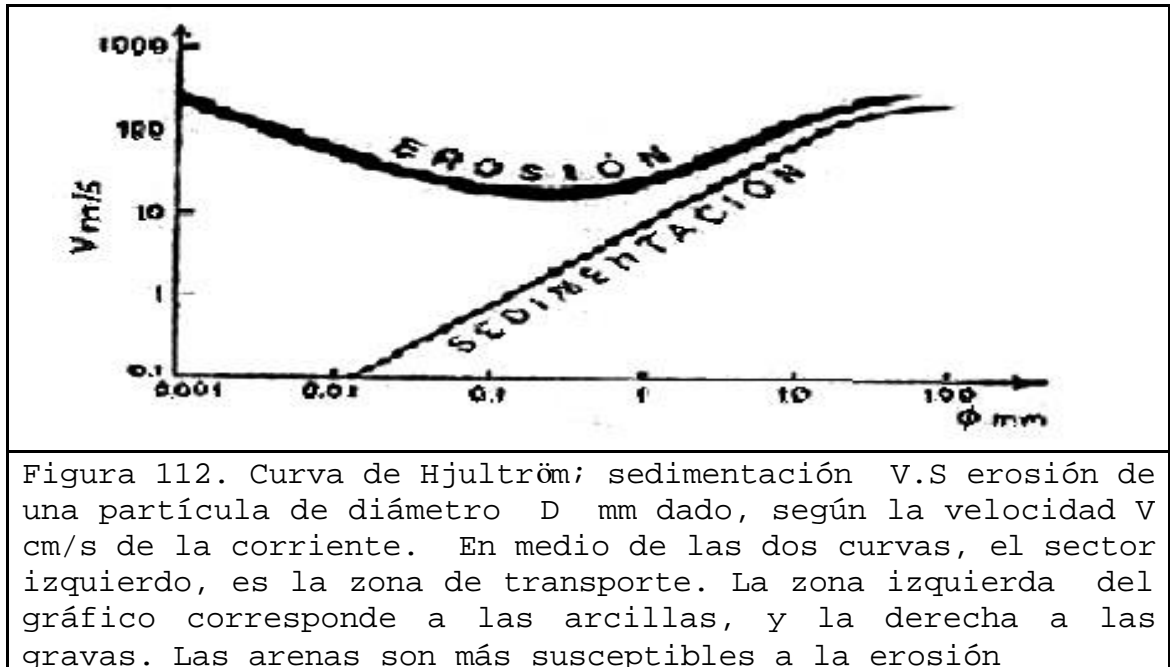
la constitución de una red hidrográfica que colecta las aguas de arroyamiento. Estas aguas corrientes transportan los materiales arrancados al relieve y terminan por depositarlos en el camino; los más finos en el mar.

- **Perfil de equilibrio de la corriente.** La erosión regresiva sigue teóricamente hasta que se establece un perfil de equilibrio, pero aquella no se detiene en la cumbre de una superficie inclinada ya que hace retroceder su nacimiento más allá, y al horadar su lecho alcanza la otra vertiente para que terminen por encontrarse las vaguadas y se provoque de éste modo una captura y el abandono de las gargantas. Este abandono y captura es muy notable en la cordillera de los Andes entre Chile y Argentina, donde el eje montañoso andino muy próximo al Pacífico ha sido duramente atacado por la erosión regresiva de los ríos de Chile, rechazando de éste modo la línea de los puertos hacia el Este, hacia Argentina. Este retroceso ha alcanzado a veces 200 Km. con consecuencias políticas entre los dos países, puesto que la frontera natural se hace móvil hacia Argentina.

- **Cambios de nivel de base de la corriente.** El nivel de base final de una corriente es el mar, que puede presentar cambios en el largo plazo por movimientos eustáticos, y por modificaciones del clima global. Pero también se pueden tratar cambios en niveles de base más altos que el nivel del mar; estos cambios pueden presentar dos posibilidades: descenso del nivel base por proceso erosivo como en el caso de fallas y elevación del nivel base por proceso de sedimentación como en el caso de presas.

En el primer caso la falla produce una catarata que se transforma en rápido, posteriormente el río suaviza su perfil descendiendo; en el segundo caso, el lago tras la presa termina sedimentado y transformado en depósito, para que la corriente fluya sobre él. Las Cataratas del Niágara han ido retrocediendo varios Km. en los últimos milenios, a

velocidades diferentes de acuerdo a la dureza de la roca en cada sector.



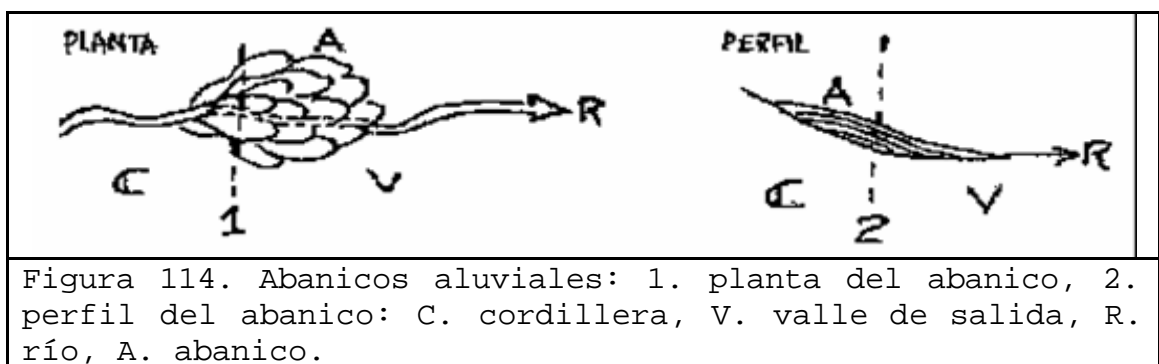
Intervenir una corriente, con un dique por ejemplo, supone modificar sus condiciones de sedimentación y transporte: aguas arriba se presentará un fenómeno de sedimentación remontante, a causa de la elevación del nivel de base, mientras aguas abajo se observará el cambio a una granulometría gruesa, por un fenómeno denominado acorazamiento del cauce.

**17.3.4 Deltas.** Los deltas se forman cuando un río penetra en el mar o en un lago y toda su carga se sedimenta formando un montículo extenso y de suave pendiente que al ir creciendo obliga al río a fluir sobre él para llegar a la desembocadura. Los deltas se presentan en regiones de regresión marina, donde el continente le gana espacio al mar, y no donde las corrientes se llevan los sedimentos.



Cuando las corrientes llegan al último nivel base (mar), los depósitos forman deltas, con canales distributarios que se orientan perpendiculares a la playa, o paralelos a ella, según la fuerza de la corriente del río, enfrentada a la fuerza del oleaje, sea mayor o menor respectivamente. Sobresalen en Colombia, el delta del Magdalena en la costa norte y del Patía en el Pacífico.

**17.3.5 Abanicos.** Los abanicos o conos aluviales son depósitos formados en la intersección de la montaña con el valle de salida de los ríos. Estos depósitos se dan cuando la fuerza de la corriente pasa bruscamente de fuerte a suave. Por ejemplo, el abanico de Ibagué se forma en el piedemonte de la cordillera Central, donde el río Combeima sale al valle del Magdalena.



**17.3.6 Valles.** Un valle se forma por dos procesos. El río va excavando la tierra arrancando una estrecha franja de roca de su lecho, y de éste modo produce un perfil en V. Posteriormente la meteorización ensancha el valle

transformando las rocas que forman los márgenes del suelo. Al disminuir la velocidad del agua la erosión lateral ensancha el fondo del valle. En su estadio avanzado el río discurre lentamente sobre un llano aluvial en el que el material depositado forma diques laterales.

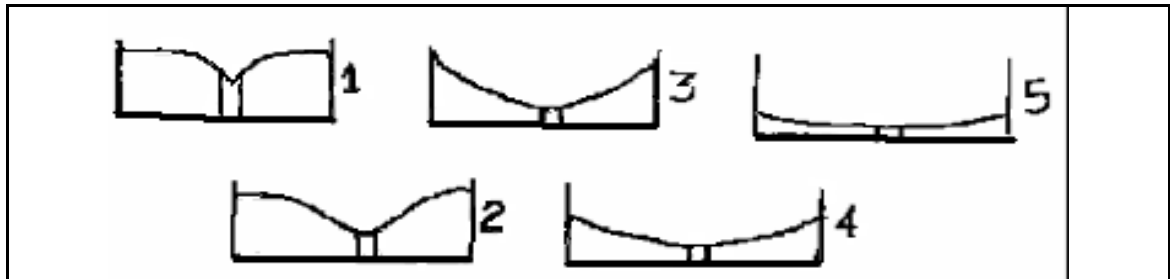


Figura 115. Formación de un valle. Se muestra en cinco etapas la evolución de un río en un macizo homogéneo, hasta formar un valle. De existir anisotropía oblicua, el perfil resulta de laderas asimétricas y la corriente emigra lateralmente. Según de La Tierra, Salvat.

**17.3.7 Terrazas.** Es una franja de tierra plana situada a lo largo de la pared del valle justamente sobre el valle de crecidas. Una terraza se forma cuando sube la tierra o baja el nivel del mar y el río empieza a cortar su llano de crecidas para formar otro nuevo a un nivel más bajo. El viejo llano de crecida se convierte así en terraza. Otro levantamiento producirá una nueva terraza y el paisaje se mostrará escalonado como en la fig. 116.

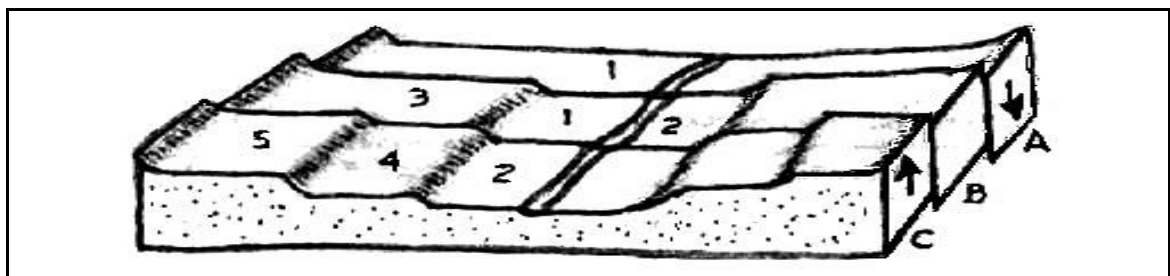


Figura 116. Formación de una terraza aluvial: A, B y C representan el valle del río desde antes hasta después de su elevación. 1 y 2 llanos de crecida, 3, 4 y 5 terrazas.

**17.3.8 Corrientes trenzadas y corrientes con meandros.**

Cuando los ríos encuentran los valles de salida, suelen presentar corrientes trenzadas, particularmente aquellos ríos que arrastran gran cantidad de sedimentos, cuyo cauce deriva de izquierda a derecha entre una u otra época de avenida. Es el caso de los ríos de la cordillera Oriental, en su llegada al llano.

Más adelante, cuando se encuentran en valles amplios, los ríos son lentos, se favorecen los depósitos, que hacen serpentear la corriente; los meandros se producen si hay poca pendiente, pero el agua puede romper los meandros dejando sus vestigios, los que marcan el área de influencia del río, para recuperar viejos canales. En una curva del río el agua va más lenta por la margen interior y erosiona por la contraria para acentuar el meandro, hasta que se produce una intersección de dos curvaturas que permitan al flujo seguir un camino más corto. El caso más significativos en Colombia en el de Mompós, el que ha quedado hoy a unos treinta km. por la margen derecha del Magdalena.

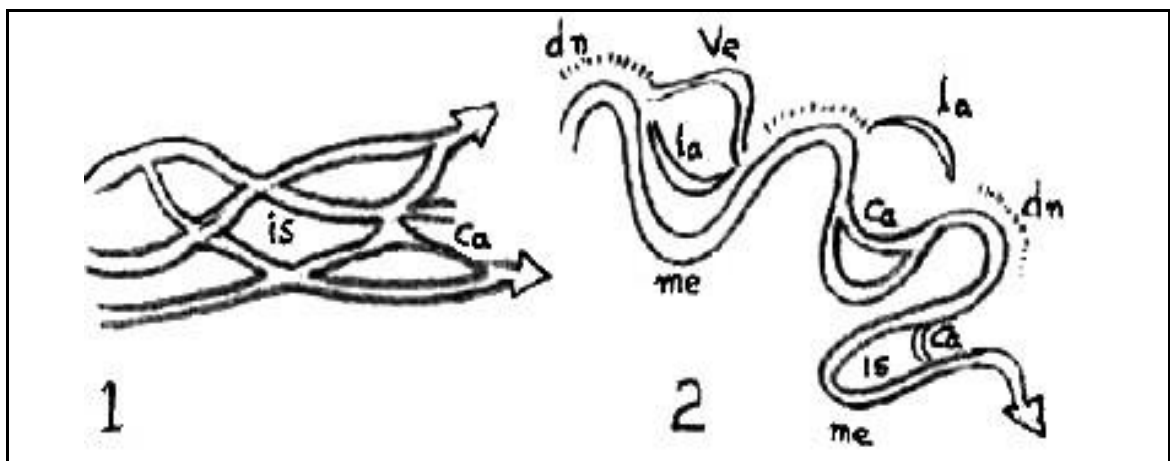
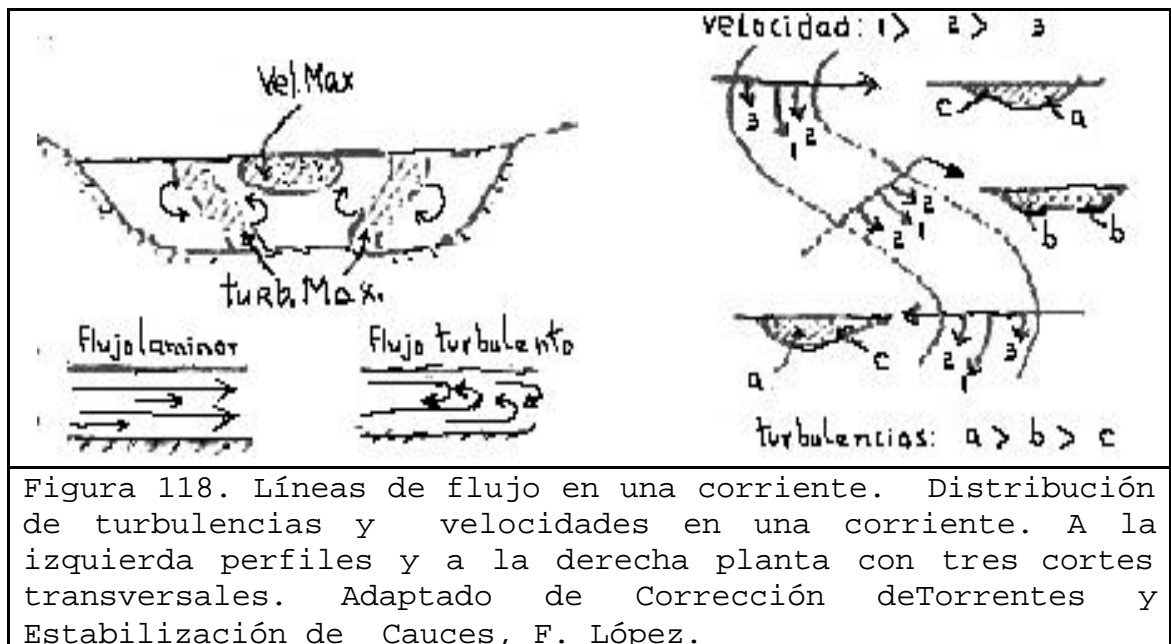


Figura 117. Corrientes aluviales. 1. Corrientes trenzadas, 2. Corriente con meandros. Para ambos dibujos, los códigos son: dn. Diques naturales, ca. Canales, ve. Vestigio de meandro, is. Isla de aluvión, la. Lago en medialuna, me meandro.

#### 17.4 DINAMICA FLUVIAL

La comprensión de los fenómenos erosivos del suelo y de las crecidas e inundaciones, como también de los fenómenos de disolución supone el conocimiento de ciertos procesos dinámicos de las corrientes de agua. Las obras de ingeniería no pueden diseñarse sin atender la naturaleza de estos procesos.

**17.4.1 Flujos.** Un flujo puede ser laminar o turbulento, en el primero las líneas de flujo son paralelas, ellas suponen que la velocidad de cada una de las partículas es la misma velocidad en las secciones transversales, y esa velocidad es relativamente constante.



En el flujo turbulento las líneas de corriente se cruzan; ello se puede deber a aportes o pérdidas en el flujo, a fricción lateral o de fondo, a variación en la sección del canal o a cambios en la pendiente o en la dirección del canal. Los flujos lentos, por regla general, son laminares, y los flujos rápidos, turbulentos.



### 17.4.2 Concepto de velocidad terminal

Es la máxima velocidad  $V_t$  que alcanza un cuerpo en caída libre dentro de un fluido en reposo, es decir, cuando su aceleración se hace nula debido a que la fricción contrarresta el efecto de la gravedad.

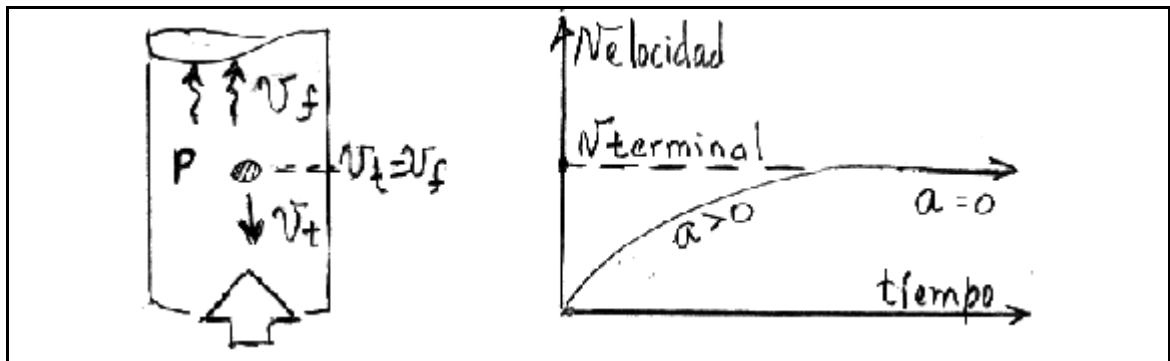


Figura 119. Velocidad terminal de una partícula. Izquierda: fluido ascendiendo por un tubo, con una partícula p en suspensión. Derecha: gráfica que ilustra la velocidad de una partícula que desciende por efecto de la gravedad, dentro de un fluido en reposo.

Si por un tubo asciende un flujo con velocidad  $V_f = V_t$ , cualquier partícula, que tenga por velocidad terminal  $V_t$  y que se encuentre dentro del tubo, quedará en suspensión y en reposo dentro del fluido, a menos que la velocidad del fluido cambie.

**17.4.3 Capacidad, carga y competencia.** Se entiende por carga la cantidad de material que lleva una corriente en un momento dado; por capacidad, la máxima carga que puede llevar la corriente, y por competencia el tamaño máximo de partículas que puede mover la corriente. El diámetro de las partículas levantadas por un flujo aumentará (y por lo tanto la competencia y la capacidad) con el cuadrado de la velocidad del flujo, y con su cubo, si el flujo es altamente turbulento.

La erosión es débil en las rocas duras y compactas. Sin embargo actúa con el tiempo y lo hace activamente sobre las

rocas blandas pero coherentes, como las arcillas, las arenas y los suelos de cultivo. Los granos arrastrados en primer lugar no son necesariamente los más finos. Los materiales arcillosos y coloidales, cuyas partículas miden de 1 a 100 micras, resisten mejor la erosión que las arenas homogéneas, cuyos granos tienen entre 200 micras y 2 mm. La erosión se ve facilitada si el material no es homogéneo como ocurre con los suelos cultivables

**17.4.4 Modos de transporte de una corriente.** Estos son disolución, suspensión y carga de fondo.

- **Disolución.** Al mar llegan por año 3000 millones de toneladas, expresadas en sales, carbonatos de Ca, Mg, etc. Los fenómenos de disolución en las calizas son muy clásicos y espectaculares, pero existen otros en el yeso que no son menos inquietantes al considerar la cimentación de las grandes obras.

- **Suspensión.** Por el concepto de velocidad terminal, pueden mantenerse partículas en suspensión dentro de un fluido en movimiento, levantadas por líneas de turbulencia del flujo.

- **Carga de fondo.** En el fondo del cauce predomina la carga depositada sobre la carga que va en suspensión; esas partículas se mueven por saltos, por deslizamientos o rodando, gracias a la presión y empuje del flujo.

**17.4.5 Formas de erosión en las corrientes**

- **Levantamiento directo.** Es el que provoca la turbulencia al colocar carga en suspensión. A mayor velocidad del flujo, mayores diámetros se levantan.

- **Abrasión.** Es el efecto de lija de la carga sobre las paredes y el fondo. Los materiales duros pulen el lecho, mientras los blandos resultan pulidos para explicar los cantos rodados.

- **Cavitación.** Desconchamiento de fragmentos de roca provocado por el hundimiento de vacuolas -colapso de burbujas de vapor en flujos turbulentos que generan presiones entre 100 y 150 atmósferas- en corrientes muy rápidas cuando la presión estática del líquido queda hundida bajo la presión del vapor.

En los túneles de carga de los proyectos hidroeléctricos, para evitar la cavitación, suele inyectarse aire bien distribuido a lo largo del flujo.

- **Impacto y disolución.** En la zona alta de un río (zona I), por la alta velocidad, o en las cascadas y rápidos, es frecuente el impacto del flujo. La disolución de las rocas, por donde transcurre la corriente, se favorece en calizas, mármoles y dolomías, también en concreto.

- **Denudación.** Erosión superficial de las aguas de escorrentía agravada por tala, quema y azadón; especialmente cuando las pendientes superan los 15 grados. Los terrenos desnudos quedan desprotegidos y a merced de la erosión superficial. Esta erosión tiene tres niveles, el laminar menos severo, el de surcos o intermedio y el de cárcavas o severo.

- **Epocas de avenida.** Por mal uso o mal manejo del suelo, se intensifican las avenidas de las corrientes. Primero se tala el monte, luego se siembra; deteriorado el recurso, el uso siguiente es el pastoreo; y deteriorado por erosión, finalmente entra el suelo al proceso de desertificación. El resultado es el descontrol hídrico y pluviométrico por el cual en el verano los ríos se secan y en el invierno se desbandan.

**17.4.6 Formación de aluviones.** Cuatro principios físicos explican la formación de los depósitos de corriente o aluviones.

- **Primer principio.** Para granos de la misma forma la acción de una corriente es función de su densidad y del diámetro y volumen de la partícula. Si son esferas menores que 1/10 mm, se asientan siguiendo la ley de Stokes, y si supera las 3/100 de mm, se aplica la ley del impacto. Esto es:

$$v = (2/9) gr^2 (d - d')/C \quad (\text{Stokes})$$

$$v = (d - d') r^2 \quad (\text{Stokes})$$

$$v = 2Kr (dd') \quad (\text{Impacto})$$

Donde  $v$  es la velocidad de caída,  $g$  la aceleración de la gravedad,  $r$  el radio de la partícula,  $d$  y  $d'$  las densidades de la partícula y el fluido, respectivamente;  $C$  es la viscosidad del líquido y  $K$  una constante. De ser las partículas de forma y tamaño iguales, se asentarán primero las más densas; pero la clasificación por tamaños y la selección por densidades actúan simultáneamente, no sólo en la vertical sino también a lo largo de planos inclinados.

- **Segundo principio.** Una partícula se desplazará más lejos cuanto más rápida sea la corriente. Al disminuir la velocidad de flujo, se asientan los granos más pesados. Si el flujo es turbulento, tiende a levantar las partículas sólidas. También pueden formarse depósitos donde una corriente rápida desemboca sobre otra más lenta.

- **Tercer principio.** Por el escurrimiento de los granos pesados entre los espacios de los cantos mayores, las concentraciones de materiales pesados tienden a ubicarse en el basamento y en sus rugosidades.

- **Cuarto principio.** El tamaño de los granos suele disminuir desde el fondo hacia la superficie. Dentro del desarrollo del ciclo fluvial de erosión y depositación, la corriente busca el perfil longitudinal de equilibrio. Las variaciones dentro del ciclo, originadas por cambios de clima o movimientos diastróficos, que afectan el perfil longitudinal de la corriente, pueden explicar superposición de ciclos

incompletos de sedimentación y presentar una serie de capas de gravas recubiertas por arenas y limos.

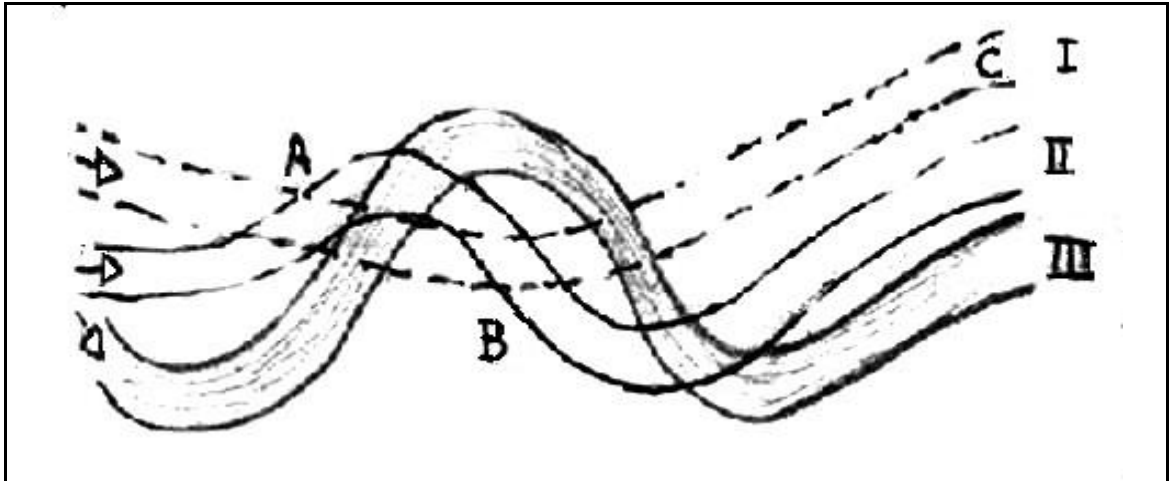
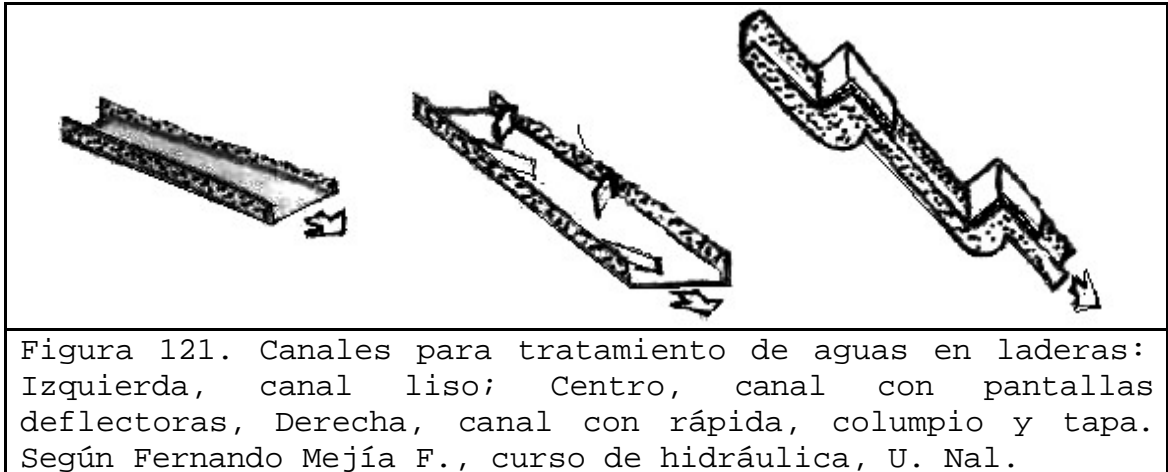


Figura 120. Meandros en cauce sinuoso y corriente rápida. Por migración lateral de la corriente, los depósitos formados en A, B y C, de la etapa I, se extienden lateralmente y corrientes abajo durante las etapas II y III. Según Geología Económica de los yacimientos minerales, H. Garcés-González, 1984.

**17.4.7 Control torrencial y fluvial.** Es importante conocer la capacidad de arrastre de las corrientes, pues tales valores están implícitos en los procesos erosivos de los suelos. Para mover guijarros en las corrientes se requieren velocidades de 30 cm/seg, para el arrastre de arena más de 3 cm/seg, y para limos más de 3 mm/seg.

- **Manejo en la ladera.** En las laderas es importante disipar la energía de los flujos, conduciendo las aguas tranquilamente a través de estructuras hasta entregarlas a las vaguadas. Para tal efecto se usan canales en las laderas, de conformidad con su inclinación, así: canal de fondo liso, si la pendiente es menor del 15%; canal con pantallas deflectoras para pendientes entre el 15% y el 35% colocadas las pantallas a modo de espolones en tresbolillo, y canales con columpio y rápidas con tapa para pendientes mayores del 35% y hasta el 100%. Los canales escalonados son útiles en pendientes más fuertes y las

paredes con dados pueden contribuir a la disipación de la energía en la contrahuella de estas estructuras.



- **En la vaguada.** Un cauce puede erosionar la vaguada de dos maneras: si hay erosión de fondo se profundiza el cauce y los taludes ribereños pierden estabilidad; en tal caso se recomienda estructuras escalonadas a modo de vertederos, que emulando cascadas permitan establecer perfiles de baja pendiente para que el agua los recorra sin velocidad.



Contrariamente, si hay deposición de materiales en el cauce, por sedimentación se eleva el lecho; así la corriente divaga se recuesta en ambas laderas, erosiona sus patas y las hace

inestables; en este caso se recomienda centrar la corriente utilizando espolones en tres bolillo, dispuestos conformes o contrarios a la corriente.

### 17.5 MORFOLOGIA Y RED DE DRENAJE

La red de drenaje y las formas que se producen están determinadas por la composición y disposición (estructura) de las rocas subyacentes. Los ríos exageran rápidamente cualquier diferencia de dureza de las rocas sobre las que fluyen. Aguas arriba de la corriente en el curso alto las bandas de rocas más resistentes forman cascadas y rápidos cuando los valles se estrechan y si la estratificación es horizontal la topografía estará dominada por colinas de cumbre plana, como ocurre en las vecindades de Honda, Tolima. Pero si están inclinadas las capas la topografía se escarpa y las capas más resistentes forman cuevas de laderas menos abruptas con una inclinación igual al buzamiento de los estratos, mientras que en los afloramientos de rocas más blandas se pueden desarrollar valles de fondo plano según la dirección de las capas.

La red de drenaje puede sufrir cambios menores. Un río determinado puede erosionar el fondo de su valle más rápidamente que su vecino para producir una captura, circunstancia que ocurre cuando en el origen del primer río se dan manantiales de mayor caudal o mayores escorrentías procedentes de las laderas de los valles o se tiene un curso más corto para llegar al mar. En regiones de rocas suavemente plegadas se puede desarrollar un relieve invertido, en caso de que los valles del río se erosionen en las crestas de los anticlinales y sus sinclinales queden colgados en la parte más elevada. Donde las capas están más plegadas o donde hay rocas ígneas en masas casi verticales se producen cerros escarpados por ambos lados para que los ríos erosionen los cinturones de los estratos más débiles o las líneas de fallas; éste paisaje suele ser visible en la región Supía-Riosucio, Caldas.

**17.5.1 Tipos de drenaje o avenamientos.** Como las venas de una hoja, los valles fluviales son el medio por el cual el agua se mueve a través de un sistema. El sistema de desagüe se llama cuenca y la separación entre éste y un valle adyacente, interfluvio o divisoria de aguas. Pero los valles individuales forman un sistema de ramificación que, en general, será aproximadamente del mismo tipo que las otras cuencas similares. Así, se pueden encontrar sistemas de corrientes que se escalan en órdenes, siendo los del primero los de aportes más pequeños y los segundos, la combinación de dos de los anteriores. Dos de segundo orden originan un sistema de tercer orden y así consecutivamente. Aunque estas relaciones topológicas tienden a ser constantes otros aspectos de la cuenca de desagüe varían de una cuenca a otra, y así el desarrollo de un sistema de drenaje se constituye en un complicado proceso.

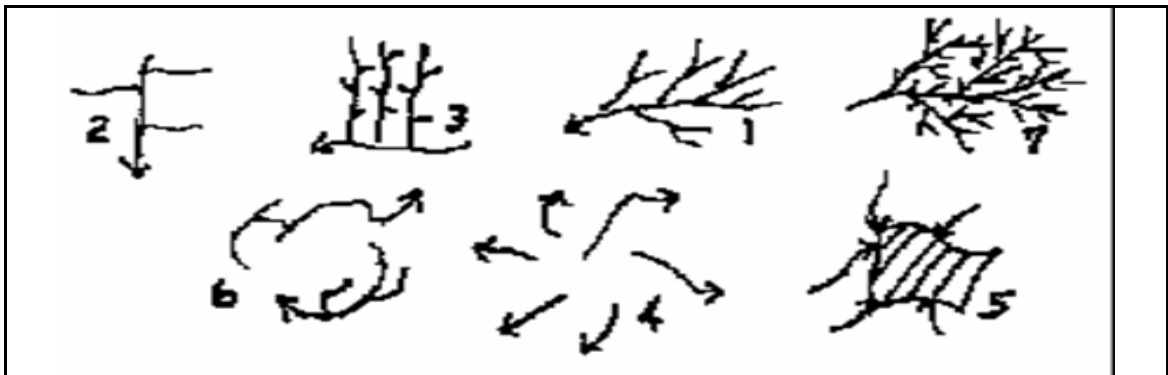


Figura 123. Formas de drenaje: 1. dendrítico, 2. Rectangular o angular, 3. Enrejado o trellis, 4. radial divergente, 5. radial convergente, 6. anular, 7. Arborescente o dendrítico intenso. Adaptado de Engineering Geology, C. Mathewson.

El drenaje se considera entonces así: el avenamiento dendrítico advierte capas no plegadas ni falladas, el arborescente es un caso especial de aquel, que anuncia una roca homogénea muy erosionada; el rectangular se desarrolla sobre rocas cristalinas con un fracturamiento definido; el enrejado advierte que el basamento está plegado, el radial divergente es típico de volcanes e intrusiones erosionadas, el radial convergente es típico de calderas y supone



hundimientos de la corteza, el anular anuncia domos salinos e intrusiones ígneas.

**17.5.2 Tipos de corrientes.** Las corrientes pueden ser consecuentes si su patrón está determinado por la pendiente de las estructuras del basamento; subsecuentes cuando los causes son paralelos al rumbo de los estratos del basamento; obsecuentes si fluyen en dirección opuesta al buzamiento del basamento; antecedentes si mantienen su curso cortando las estructuras geológicas del basamento (fallas y pliegues); insecuentes si el curso no obedece a las estructuras del basamento y al no incursionar en ellas el cauce es inestable; superpuestas las que habiéndose iniciado sobre una cubierta de rocas la erosionan para descender hasta el basamento y hacerse estables.

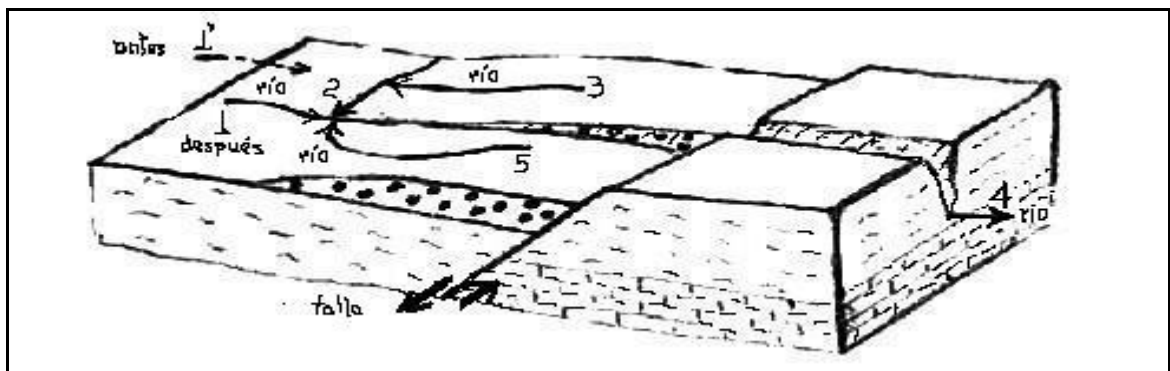


Figura 124. Tipos de corriente: 1. consecuente, 2. subsecuente, 3. obsecuente, 4. antecedente, 5. insecuente, 1 y 1' superpuestas. En la fig. Una falla ha desplazado los estratos y la corriente 1' ha descendido al nivel de la corriente 1. Adaptado de Diccionario Ilustrado de la Geología, Círculo de Lectores.

## 17.6 PRINCIPALES RIOS DE COLOMBIA

Los ríos colombianos de la vertiente del Atlántico son el Atrato, el Sinú, el Magdalena, el Ranchería o Calancala y el Catatumbo. En la del Pacífico se encuentran el Baudó, el San Juan, el Micay, el Patía y el Mira, entre otros. Los afluentes de la cuenca del Amazonas son el Caquetá y el

Putumayo y los afluentes de la cuenca del Orinoco son el Arauca, el Meta, el Vichada y el Guaviare.

- **El río Magdalena.** Es el principal río colombiano, cruza el centro del país y sirve de médula espinal a las comunicaciones de la Nación. Nace en el páramo de Letrero en el Macizo Colombiano y recorre 1538 km. hasta su desembocadura por las llamadas Bocas de Ceniza. Recibe un afluente de gran valía por la cuenca que baña y es el Cauca que riega una de las regiones más ricas de Colombia.

- **El Catatumbo.** Con 440 km. de largo es más importante para Venezuela que para Colombia. Nace en la Mesa de Ocaña y desemboca en el Golfo de Maracaibo.

- **El Atrato.** Cobra nombre en el proyectado Canal Interoceánico. Este río considerado como el más caudaloso del mundo en proporción a su cuenca y longitud, nace en el cerro Plateado y recorre 700 km. para morir en el Golfo de Urabá formando un delta de varias bocas.

- **El San Juan.** Nace en el cerro Caramanta, cruza una de las regiones más ricas en metales preciosos de América del Sur y una de las zonas más húmedas del mundo por la gran pluviosidad. Después de 380 km. en gran parte navegables lleva al Pacífico más de 1000 m<sup>3</sup> de agua por segundo, con lo que se mantiene en el mayor caudal de toda la vertiente del Pacífico Sur Americano.

- **El Patía.** Nace en el Sotará cerca del Macizo Colombiano, corre inicialmente por un surco intercordillerano que tal vez fue un antiguo lago y después de recibir las aguas del Guáitara que corre en sentido opuesto por el mismo surco, rompe la cordillera para buscar salida al océano a través de una llanura selvática llena de esteros y rica en oro. De sus 400 km. buena parte son navegables.

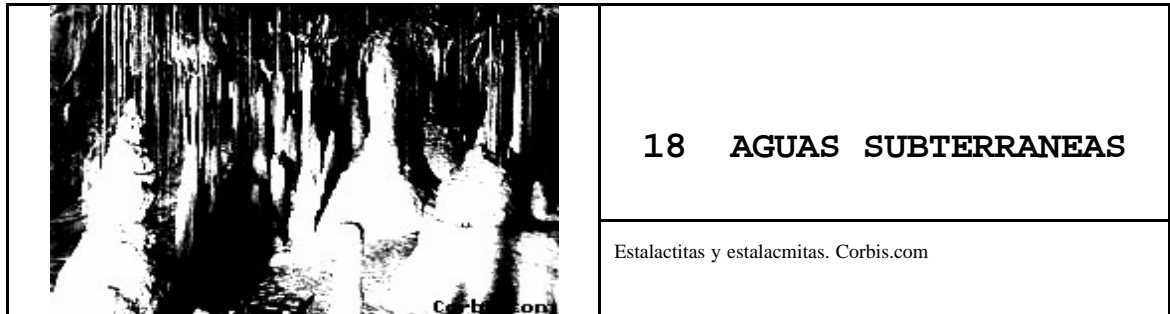
- **El Mirá.** Nace el nudo ecuatoriano de Ibarra y sirve de límite internacional en un corto trayecto. Después de 300

km. este río sumamente navegable llega al Pacífico bañando una zona deshabitada pero de tierra fértiles.

- **El Orinoco.** Con un recorrido de 2900 km., de los cuales 1670 son navegables, nace en la Sierra Parima en los límites con el Brasil. Por su curso y su cuenca es el tercer río de Sur América que corre primero en dirección occidental hasta la frontera colombo-venezolana donde tuerce hacia el norte. En los 420 km. fronterizos recibe el Guaviare de 1350 km. y que debiera considerarse como la verdadera fuente del río por su caudal y longitud, el Vichada de 720 km., el Meta de 1060 km., también fronterizo y el Arauca de 1000 km. casi totalmente navegable como el Meta. De los raudos de Maipures en adelante el Orinoco es perfectamente navegable, se desenvuelve por una llanura de pradera, pasa por Angostura y entra en su zona de delta que es selvática y pantanosa, para desembocar en el Atlántico por un delta de numerosos brazos.

- **El río Amazonas.** Es el mayor del mundo con una longitud de 6275 km. que lo colocan en el segundo puesto después del Nilo, tiene un curso navegable de casi 5000 km. (que incluyen los 115,5 kilómetro del trapecio amazónico), que lo sitúan en el primer lugar de la tierra, sin contar los innumerables afluentes navegables por grandes vapores en mucha parte de su curso. Cuenta con más de 1100 tributarios como el Caquetá de 2200 km. en Colombia.

Después de Leticia el ancho medio es de 50 km. y su profundidad media de 50 metros. Debido a lo plano y bajo de las tierras que recorre el río se ensancha en medio de la llanura, formando islas, caños, esteros, a veces mares interiores en los que no se mira la otra orilla y llega a tener oleaje; es en ésta parte en donde el Amazonas recibe los mayores afluentes. A pesar de desembocar por dos enormes brazos en medio de los cuales está la isla de Marajó las aguas del río entran con tanta fuerza en el Atlántico que se siente su flujo 300 km. mar adentro.



Las aguas subterráneas son las que se encuentran bajo la superficie del terreno o dentro de los poros o fracturas de las rocas, o dentro de las masas de regolito; en zonas húmedas a metros de profundidad, en desiertos a cientos de metros.

Cuadro 23. Origen de las aguas subterráneas

I AGUAS ESTABLECIDAS		Agua de porosidad, infiltración, percolación		Fuentes y capas
a) Aguas ocluidas en los minerales y las rocas		Aguas de fisuras, de cavernas y de abismación		Exsurgen- cias y resurgencias
b) Aguas de constitución y de cristalización		Aguas de fracturas (Nordenskjöld)		Capas
c) Aguas de hidratación		Aguas fósiles		Capas
		Aguas		Capas o

AGUAS SUBTERRANEAS

I AGUAS ESTABLECIDAS		Agua de porosidad, infiltración, percolación		Fuentes y capas
		vadosas o geotermales		fuentes
II AGUAS LIBRES		Aguas termales juveniles		
a) Aguas de penetración debidas a la circulación superficial o la presión de capas (lagos, mares, etc.)		Aguas magmáticas		
b) Aguas de condensación procedentes de las capas superficiales, de las capas profundas o del aire superficial		Aguas de reacción ( $2H_2 + O_2$ )		
c) Aguas de profundidad		Aguas volcánicas		Vapores o fuentes

Félix Trombe. Las aguas subterráneas, Orbis, 1986

## 18.1 PROCEDENCIA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Ellas proceden de la precipitación y la condensación, excepto otras como las aguas connatas o fósiles (sedimentarias) y las juveniles (magmáticas).

**18.1.1. Aguas de precipitación.** Las aguas de precipitación debidas al ciclo del agua, se originan principalmente en la superficie de los mares que poseen 365 millones de km. cúbicos de agua y el 73% de la superficie de la Tierra. Por otro lado el aporte calorífico de la radiación solar permite convertir en vapor de dos a tres litros de agua por metro cuadrado y por día, por lo que el agua evaporada sobre la Tierra en un día alcanza a  $10^{12} \text{ m}^3$ .

Bajo la acción de la radiación solar el agua de mares y continentes se transforma parcialmente en vapor que se eleva en la atmósfera y que posee en el aire una presión parcial que está condicionada, principalmente, por la temperatura de las superficies generadoras. La siguiente gráfica muestra para una temperatura determinada cuantos gramos de agua carga un metro cúbico de aire.

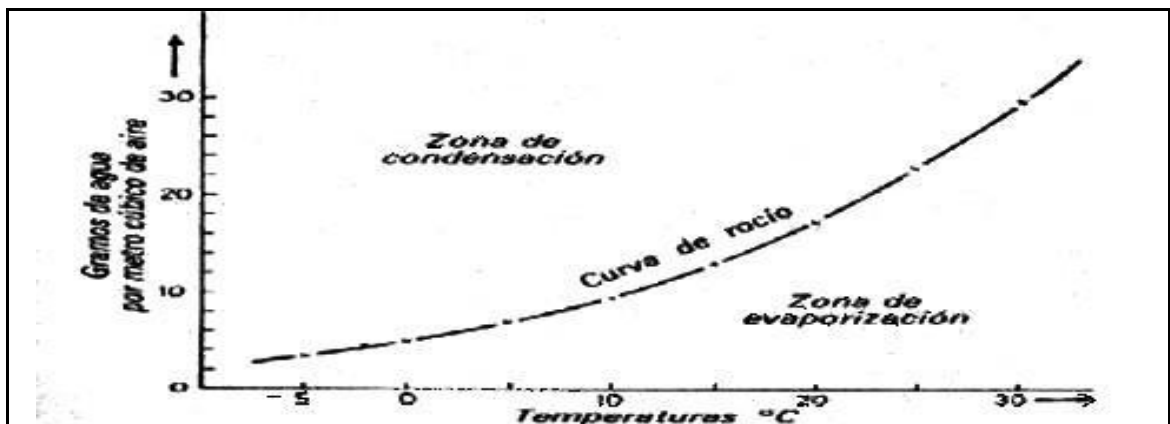


Figura 125. Curva de rocío: cantidad máxima de agua en gramos por metro cúbico de aire, a diferentes temperaturas en grados °C. I zona de condensación, II zona de evaporación. Las Aguas Subterráneas, Félix Trombe.

Se ve en la gráfica como el **punto de rocío** aumenta considerablemente cuando la temperatura se eleva. No es frecuente que se alcance el máximo de vapor de agua para una temperatura dada, en el mismo momento en que se evapora dicha cantidad de agua sobre una superficie líquida. Será solamente a continuación, cuando el aire se habrá enfriado, que se podrá observar la precipitación del agua en forma de lluvia o de nieve.

El aire ascendente se descomprime progresivamente, cayendo la temperatura a causa de la distensión en 1 °C por cada 100 metros de ascenso. Resulta de ello que, por esta simple descompresión la temperatura disminuye lo suficiente para que la cantidad de agua contenida en el aire se convierta en excedente. También a veces, las variaciones de presión atmosférica en un lugar determinado provocan precipitaciones sin que varíe la altitud de la masa de aire, cuando no corrientes de aire frío que encuentran corrientes de aire cálido fuertemente cargado de vapor de agua.

- **Lluvias artificiales.** Conviene además para provocar la formación de masas líquidas o sólidas la presencia de núcleos de condensación en la atmósfera. No es raro encontrar a gran altitud nubes sobresaturadas de vapor de agua que, bajo una acción local de condensación, pueden precipitar enormes cantidades de agua o de hielo. Este es el principio de las lluvias artificiales en donde decenas de kilogramos de gas carbónico solidificado aportadas desde un avión dentro de ciertas nubes sobresaturadas son suficientes para obtener una precipitación considerable.

#### **18.1.2 Balance hidrológico de una cuenca fluvial.**

Conociendo la superficie de la cuenca entera se mide el índice pluviométrico, el índice de salida de agua y el déficit de salida de agua. El índice pluviométrico, está dado por la altura de agua en milímetros que cae sobre la cuenca en un año. El índice de salida del agua está dado por la altura en milímetros que transportan cada año los ríos y varía con el índice pluviométrico. La diferencia entre estos

dos índices es el déficit de salida de agua y corresponde exactamente a la cantidad evaporada (evapotranspiración) y a la cantidad infiltrada en el suelo; éste índice es prácticamente constante pero varía mucho según la región y el clima.

Denominando  $d$  la masa de agua evacuada en el transcurso de un año y  $h$  el total de lluvia caída en la misma cuenca vertiente, la proporción  $d/h$  define el coeficiente de circulación aparente, mientras la diferencia  $h-d$  se corresponde con la suma de la evaporación y de la infiltración, cuyas proporciones son difíciles de determinar en una cuenca.

La relación  $d/h$  varía mucho y su valor se aproxima a cero para los ríos que se agotan totalmente durante su trayectoria; su valor es 27/1000 para el Nilo, 625/100 para el Ródano y 750/1000 para el Po. Mientras la infiltración, que es la que interesa acá, depende de las condiciones de precipitación (las lluvias finas y prolongadas se infiltran más que las de tempestad), de la naturaleza del terreno (en una red cárstica será total), de la cobertura vegetal del suelo (que favorece la evaporación y la infiltración a expensas de la escorrentía) y de otras circunstancias como ocurre con el agua de fusión de las nieves y de los hielos que se infiltra más cuando la fusión es lenta (invierno) que en verano, cuando los caudales aumentan bajo la acción de una radiación solar intensa.

**18.1.3 Las aguas de condensación.** Para muchos hidrólogos la condensación del vapor de agua en el interior del suelo desempeña una función poco importante en la formación de las aguas subterráneas, incluso consideran que los rocíos internos no deben intervenir en los caudales. Pero esta participación, la de las aguas de condensación internas y externas presenta características diferentes e importantes según se trate de un terreno abundantemente permeable (calizas fisuradas, por ejemplo) o de un terreno de escasa permeabilidad (arenas) o compuesto de capas porosas



impregnadas de arcilla coloidal cuya naturaleza permite la fijación de agua, incluso cuando el aire superficial no alcanza un 100% de humedad.

El aire exterior más o menos cargado de vapor de agua, pero conteniendo a menudo una gran parte de la totalidad del vapor que podría evaporar a una temperatura determinada, cuando penetra el suelo, puede encontrar en verano una temperatura inferior a la que posee en superficie. Si el enfriamiento es suficiente la temperatura alcanzada corresponde a un contenido máximo en vapor de agua por metro cúbico, menor que el del aire, dándose la condensación interna del vapor excedente.

También las nieblas en las regiones húmedas y los rocíos en las regiones secas y cálidas donde las noches son frías, desempeñan un papel en la alimentación en agua de los terrenos superficiales. Cuando los terrenos por su naturaleza permiten a bastante profundidad la circulación del aire, se provoca el aporte de agua interna, generalmente por condensación y no por adsorción. En los macizos fisurados, numerosos metros cúbicos de aire aportan en las zonas superficiales y profundas un agua de condensación que conviene tener en cuenta.

Cuando la permeabilidad de la roca es grande como en los terrenos fisurados de las calizas, se establecen a veces circulaciones de aire profundas de gran intensidad, a causa del gradiente térmico entre orificios interconectados con salidas a diferente altitud. Entre verano e invierno o entre día y noche se invierte el flujo de la corriente de aire, pues la presión motriz en uno u otro sentido está dada por la diferencia de masa para igual sección de las columnas de aire interior y exterior. En invierno el aire de las cavidades será por lo general más cálido y menos denso que el del exterior, dándose un flujo ascendente; en verano será lo contrario.

**18.1.4 Otros orígenes de las aguas subterráneas.** Después de los dos principales e indiscutibles procesos de formación de las aguas subterráneas que se acaban de señalar conviene señalar algunos otros.

Entre las aguas termales están las aguas juveniles que se habrán formado en profundidad sin haber estado antes en superficie. Estas representan el residuo de la consolidación de los magmas eruptivos próximos a la superficie, cuya exhalación sería una solución hidratada caliente, conteniendo gases a alta presión que contribuirían al rápido ascenso de las aguas.

Se ha calculado que una intrusión magmática potente de 1000 metros, conteniendo en peso un 5% de agua y enfriándose lentamente, producirá durante un período de un millón de años un caudal de 23,8 litros de agua juvenil por minuto y por kilómetro cuadrado de superficie de la tierra.

Las aguas de los pozos Nordenskjöld son aguas de destilación procedentes de las fisuras superficiales de rocas compactas (granitos y gneises) o bien de las profundidades, donde las fisuras superficiales de los pozos Nordenskjöld, alimentadas con agua dulce actúan como condensadores de vapor procedentes ya sea de zonas superiores o bien de zonas inferiores. El agua de mar participaría incluso en la alimentación de los vapores formados desde abajo hacia arriba.

Existen también las aguas llamadas fósiles que se encuentran actualmente en los pozos artesianos del Sahara, en regiones donde prácticamente no llueve, estas aguas, se habrían infiltrado y conservado desde largo tiempo dentro de los sedimentos. Puede también suponerse que su origen fuera debido a fenómenos de condensación vinculados con variaciones de temperatura y con variaciones de presión atmosférica.

Entre las aguas profundas se encuentran las aguas geotermales, cuyo origen no presenta ningún carácter hipotético. Las aguas superficiales que descienden, con la profundidad se recalientan y reascienden rápidamente a favor de accidentes tectónicos. A veces, esas aguas, atravesando a temperaturas relativamente elevada unos terrenos que ellas son susceptibles de atacar, se cargan con diferentes sales; son las aguas termales que se diferencian de las aguas subterráneas propiamente dichas por unas temperaturas y unas propiedades químicas características.

Los primeros 50 cm del volumen de tierra almacenan más humedad que la almacenada por la atmósfera sobre la misma porción de terreno. Después de las fuertes precipitaciones es posible, de existir bosques, que la cobertura vegetal retenga el agua y le permita al suelo abastecerse. De esta manera por la absorción del terreno, el tiempo de concentración de las aguas lluvias sobre las vaguadas de los ríos, se dilata ostensiblemente.

De existir bosques reguladores de agua, el caudal de los ríos puede ser relativamente constante en invierno y en verano. En Colombia, por la tala acelerada de bosques se han disminuido los volúmenes de agua disponible en los ríos. El río Sabandija, en el norte del Tolima, muestra unos caudales que varían de 2 a 200 m<sup>3</sup> por segundo, y el río Barbas en el Risaralda, muestra hoy sus aguas disponibles disminuidas al 30%. Si las corrientes de agua resultan descontroladas es por el estado de las cuencas. Podría advertirse que en tales circunstancias los acuíferos no están siendo alimentados por las aguas de escorrentía, pues no hay superficie vegetal de retención.

No existe agua subterránea a más de 16 km. de profundidad porque allí las rocas fluyen debido a la presión; a 6 Km. es escasa, pues los poros son pequeños y los intersticios no siempre están intercomunicados, razón por la cual no se establece el flujo; a 600 m de profundidad el agua ya resulta susceptible de recuperarse.

Se denomina agua freática el agua subterránea de la capa más cercana a la superficie, lo suficientemente próxima a ésta, para que sea posible hallarla con un pozo ordinario y extraerla manualmente, lo que supone una profundidad máxima de 30 metros.

#### 18.1.5 Propiedades de las aguas subterráneas

- **Temperatura.** Las aguas subterráneas gozan por lo general, de una constancia de temperatura que las aguas de circulación superficial no pueden poseer nunca, sometidas como están a evaporaciones, intercambios térmicos con el aire exterior y el terreno de superficie, radiación solar etc.

En las aguas de capas (porosidad primaria) tienen temperaturas que varían mucho con la extensión y penetración de la capa en el suelo. Si no hay influencia térmica de aguas superficiales, un agua de capa que circule muy lentamente por un estrato impermeable situado a 100 m de profundidad poseerá una temperatura superior en dos o tres grados a otra que se encuentre en un terreno compacto situado solamente a 30 m abajo de la superficie, según la ley del gradiente geotérmico.

En promedio por cada dos grados de latitud que nos alejemos del ecuador la temperatura disminuye 1 °C y por cada 150 m, en altitud, la variación de la temperatura es de 1 °C.

En las aguas de fisuras anchas (calizas y sistemas de porosidad secundaria), por la alta permeabilidad de los sistemas, las aguas perdidas o abismadas imponen rápidamente su temperatura a las paredes de las galerías subterráneas por las que circulan. Saliendo al aire libre por las resurgencias estas aguas siguen por lo general las fluctuaciones térmicas observadas en el nivel de las aguas perdidas. No ocurre lo mismo en el caso de las emergencias. El agua que circula por la superficie de las calizas penetra

en pequeñas cantidades por una infinidad de fisuras cuya función térmica sobre el agua es importante.

- **La radiactividad.** Otra característica es la radiactividad de las aguas subterráneas, fenómeno no exclusivo de las aguas termales. Se agrega que no son tampoco las aguas de origen más profundo las que poseen siempre mayor radiactividad.

- **La conductividad eléctrica.** Es variada según los intercambios químicos y aportes de agua exterior, e informa sobre su riqueza en electrolitos disueltos.

- **La turbidez y transparencia.** Estas propiedades de las aguas de circulación varían en muchas ocasiones con su caudal. Las aguas de capas, contrariamente permanecen transparentes casi siempre por la filtración del sistema. Las de calizas presentan características intermedias entre las aguas de circulación y las de capas, dependiendo de la evolución del terreno calcáreo.

Si el color es, por regla general, muy débil, salvo cuando están cargadas con sales de hierro, el sabor de unas aguas depende de las sales y de los gases en suspensión o solución. Y el olor de las no termales, resulta, por lo general, inodoro cuando son potables o fétido, similar al del hidrógeno sulfurado, cuando proceden de charcas por la descomposición de material orgánico.

- **Composición.** Desde el punto de vista químico cada fuente tiene una composición que depende de la constitución de las zonas subterráneas atravesadas y que le cede o con las que ha intercambiado sustancias.

Las sales alcalinas son muy frecuentes, el cloruro de sodio se encuentra casi siempre y en cantidad generalmente aceptable para la alimentación humana. Los sulfatos alcalinos son más raros. El carbonato de calcio, con el

sulfato de calcio es el elemento mineral más importante de las aguas subterráneas.

La dureza del agua por la presencia de sales alcalino-terrosas, como las de calcio y magnesio, se modifica en las diferentes regiones. Pero se puede distinguir acá la dureza temporal de la permanente, explicada la primera por la presencia de carbonatos y la segunda por sulfatos.

El hierro existe a menudo en las aguas subterráneas pero es inestable bajo la forma de bicarbonato ferroso. El manganeso sigue de cerca al hierro, eliminándose con menor facilidad.

El plomo y los nitratos o nitratos bastantes infrecuentes, indican habitualmente contaminación.

Desde el punto de vista bacteriológico las aguas de resurgencia (fisuras) siempre son sospechosas en su aspecto biológico, las aguas de exsurgencias (fisuras) pueden ser buenas pero conviene vigilarlas siempre. Las aguas de pozos (capas) deben estar bajo vigilancia y las de fuentes (capas) resultan buenas por lo general.

## 18.2 DINAMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

El nivel freático no es una superficie plana ni horizontal, trata de seguir la forma del relieve aunque en forma mucho menos pronunciada. Debido a ello el agua freática está muy comúnmente en movimiento, bajo el NAF, en la zona de saturación, fluye el agua.

El flujo es laminar si la porosidad es primaria y las partículas de suelo resultan finas; en caso contrario puede llegar a ser turbulento. Se inicia el flujo donde el nivel freático es alto y su descarga se produce donde el NAF es bajo, generalmente por las vaguadas.

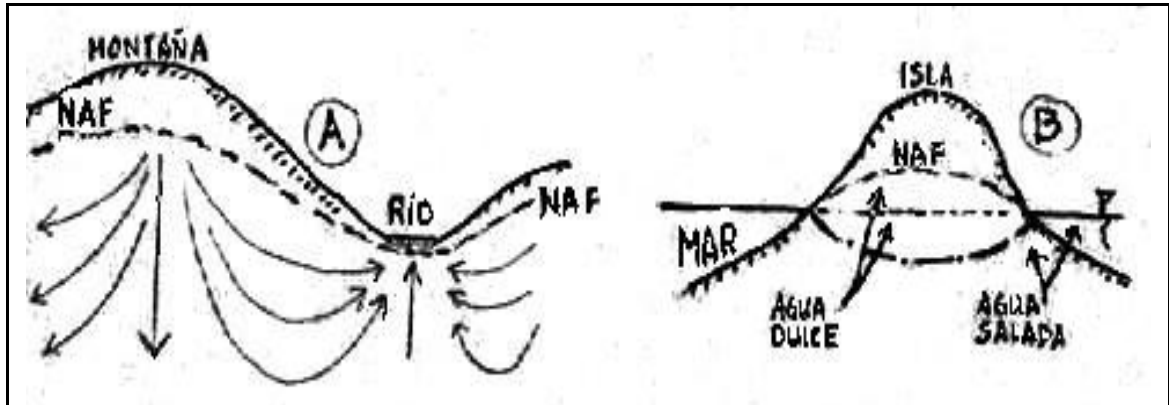


Figura 126. Nivel freático regional: A. bajo una montaña, B. bajo una isla. Se ilustran con flechas el flujo del agua y en línea punteada el NAF. Adaptado de Félix Trombe, Las Aguas Subterráneas.

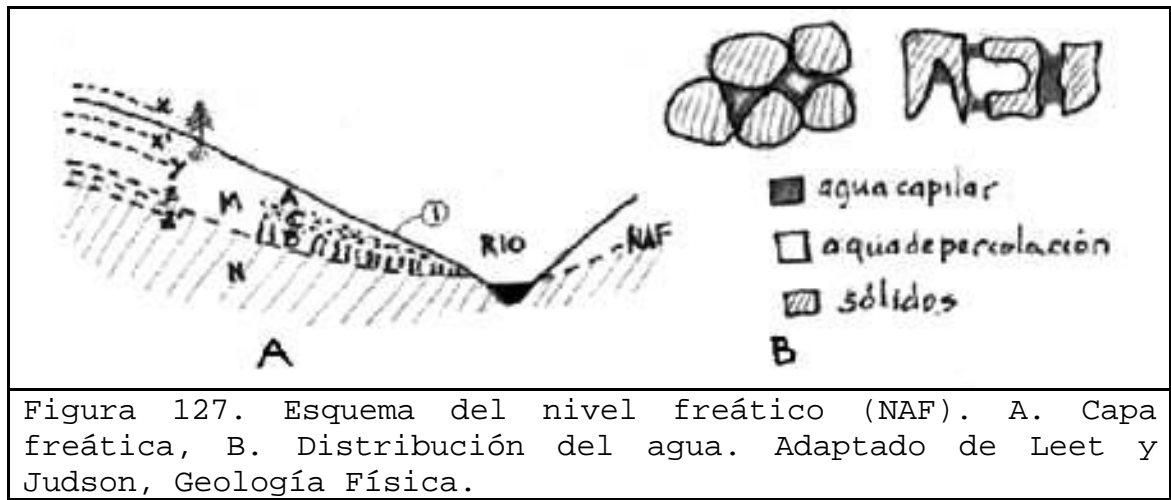
**18.2.1 El agua en el subsuelo y el nivel freático.** Hay tres formas de encontrar en agua en el interior del suelo:

- Agua gravitacional      agua freática
- agua no freática
- Agua retenida            agua absorbida
- humedad de contacto
- agua capilar
- agua higroscópica
- vapor de agua en los poros
- Agua de constitución    agua de la estructura mineral.

- **El agua gravitacional.** Se mueve por acción de la gravedad entre los poros e intersticios de los suelos, conformando los acuíferos. Una parte fluyendo en la zona de saturación y otra por encima de ella buscando la zona de saturación. Esta agua explica los manantiales o nacimientos de agua como se verá adelante.

- **El nivel freático (NAF)**

En la fig. 127 A encontramos las zonas M y N separadas por el nivel de aguas freáticas (NAF); la parte superior M es la zona de aireación y la inferior N es la zona de saturación.



La zona de aireación comprende, del NAF hacia arriba: la zona de fleco capilar B, la zona de goteo C y la llamada faja húmeda A, cuyo límite superior es la superficie del suelo (1), la región xx' es la zona de vegetación (follaje y raíz) y el límite de la zona de evaporación es la línea y que se extiende más abajo de la zona radicular. La zona zz a su vez muestra la variación del nivel de la capa freática.

En el dibujo de la derecha (distribución del agua en detalle) vemos la faja de agua colgada o de goteo; es el agua infiltrada o de precipitación que se filtra por las capas permeables del suelo y alimenta el agua subterránea. Puede quedar como agua retenida por los poros capilares (agua capilar) o descender a través de los poros o vacíos no capilares (agua de percolación).

- **El agua retenida.** Es el agua que queda retenida por encima de la zona de saturación del suelo gracias a fuerzas que se oponen a la acción de la fuerza de la gravedad, como la tensión superficial y la adsorción, y que no puede ser drenada.

El agua absorbida es el agua de la masa de suelo, ligada a la manera de película sólida a las partículas de suelo por fuerzas físico-químicas, que tienen propiedades físicas



diferentes a las del agua absorbida a la misma temperatura y presión.

Las moléculas de agua que rodean una partícula coloidal se polarizan, atrayéndose iones  $H^+$ . Así las propiedades físicas del agua cambian: la película de agua próxima a la partícula se comporta como un sólido, el agua un poco más alejada se muestra como un líquido viscoso y finalmente es agua libre.

El agua higroscópica es la que posee el suelo debido a la condensación del vapor de agua de la atmósfera sobre su superficie.

- **El agua de constitución.** Agua de la estructura de los minerales en cantidad muy pequeña que no se puede eliminar secando el material a  $110^{\circ}C$ . De ahí que las cerámicas hayan de ser fundidas a varios cientos de grados buscando un cambio fundamental no reversible en sus propiedades como la plasticidad.

**18.2.2 Tensión superficial y capilaridad.** Gran parte del agua retenida lo es por tensión superficial, que se presenta alrededor de los puntos de contacto entre las partículas sólidas o en los poros y conductos capilares del suelo, y que desempeña un papel muy importante en las formas de agua llamadas humedad de contacto y agua capilar.

- **Tensión superficial.** Se llama tensión superficial a la propiedad que poseen las superficies de los líquidos, por la cual parecen estar cubiertos por una delgada membrana elástica en estado de tensión. El fenómeno se debe a las fuerzas de cohesión moleculares que no quedan equilibradas en la inmediata vecindad de la superficie. Por esta vía se explica que una aguja horizontal o una cuchilla de afeitar en la misma posición, floten en el agua.

En los suelos de grano grueso, la mayor parte del agua retenida lo es por tensión superficial, que se presenta

alrededor de los puntos de contacto entre las partículas sólidas o en los poros y conductos capilares del suelo.

La cohesión aparente, que pueden presentar taludes de arena que se han mantenido estables, se explica por la humedad de contacto. Ella la ejerce la pequeña cantidad de agua que puede mantenerse, sin caer, rodeando los puntos de contacto entre los diminutos granos de arena, gracias a fuerzas de adherencia entre el líquido y el sólido y de tensión superficial, que se oponen a la gravedad.

- **Capilaridad.** La cohesión es la atracción entre las moléculas de una misma sustancia, mientras que la adhesión es la atracción entre moléculas de diferentes sustancias.

Si se sumerge un tubo capilar de vidrio en un recipiente con agua, el líquido asciende dentro de él hasta una altura determinada. Si se introduce un segundo tubo de mayor diámetro interior el agua sube menor altura. Es que la superficie del líquido plana en su parte central, toma una forma curva en la vecindad inmediata del contacto con las paredes. Esa curva se denomina menisco y se debe a la acción combinada de la adherencia y de la cohesión. Por la acción capilar los cuerpos sólidos hacen subir y mover por sus poros, hasta cierto límite, el líquido que los moja.

La altura típica que alcanza la elevación capilar para diferentes suelos es: arena gruesa 2 a 5 cm, arena 12 a 35 cm, arena fina 35 a 70 cm, limo 70 a 150 cm, arcilla 200 a 400 cm y más.

- **Meniscos.** Este fenómeno está relacionado con la tensión superficial y la atracción molecular. Si la atracción se efectúa entre moléculas de la misma sustancia, se habla de adherencia de cohesión en una fuerza intramolecular y la adherencia en una fuerza intermolecular. La relación entre ambas fuerzas depende de la forma del menisco y la posibilidad del ascenso capilar de un líquido.

Pero los meniscos pueden tener curvaturas positivas o negativas, e incluso nulas, dependiendo de la relación de fuerzas de atracción Inter- e intramoleculares, es decir, de la relación de fuerzas de adhesión y cohesión respectivamente

Ilustraremos tres meniscos, teniendo en cuenta recipientes, de vidrio y plata, con agua y mercurio como fluidos:

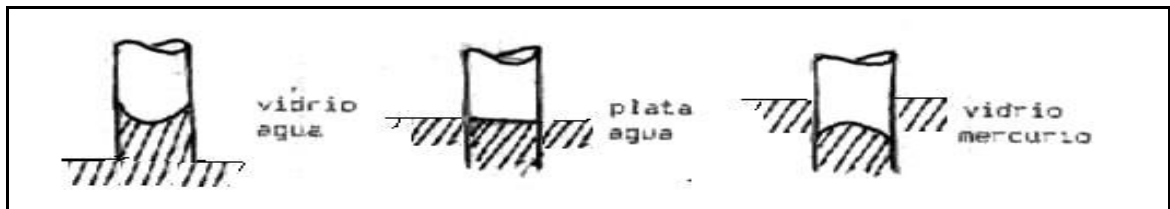


Figura 128. Meniscos. 1. Adhesión > cohesión, 2. adhesión = cohesión, 3. cohesión > adhesión. Tomado de Juárez y Rico. Mecánica de Suelos.

**18.2.3 Presiones intersticiales.** Si se considera un volumen infinitesimal de suelo, por debajo del nivel freático -es decir, en la zona de saturación- el agua que exista en su interior estará soportando una presión debida a su propio peso, igual al producto de su peso unitario por la profundidad del elemento medida desde el nivel freático. Al mismo tiempo, aunque no exista sobrecarga en la superficie del terreno, a causa del peso propio del suelo existe una presión, la presión intergranular, transmitida de grano a grano en su esqueleto sólido, mientras que la presión soportada por el agua se llama presión intersticial. La presión total que actúa sobre el infinitesimal sumergido será la suma de la presión intergranular y de la intersticial.

Las presiones intersticiales también pueden ser originadas por sobrecargas debidas a construcciones o por fuerzas debidas a vibraciones o sismos.

- **Ecuación de Terzaghi.** A la presión total se le denomina Esfuerzo normal total  $\sigma$ , a la presión intergranular se le

denomina Esfuerzo efectivo  $\sigma'$ , y a la presión intersticial se le denomina Presión neutra o de poros.

$$s = s' + u$$

Esta ecuación, donde esfuerzo y presión, sin ser sinónimos en la mecánica, pueden ser intercambiados mientras se refieran a la misma magnitud, dice que, en el caso general, la presión total en un punto determinado puede dividirse en dos: la presión transmitida de grano a grano por el esqueleto mineral desde la superficie hasta el infinitesimal y la presión soportada por el agua intersticial de ese punto.

Sólo las presiones intergranulares pueden producir cambios de volumen en una masa de suelo, o dar origen a resistencia por fricción interna en suelos y unidades de roca, por lo que se les denomina "efectivas", efectos que no puede producir las presiones en el agua presente en los poros por sí mismas, por lo que se les llama presiones neutras o de poros.

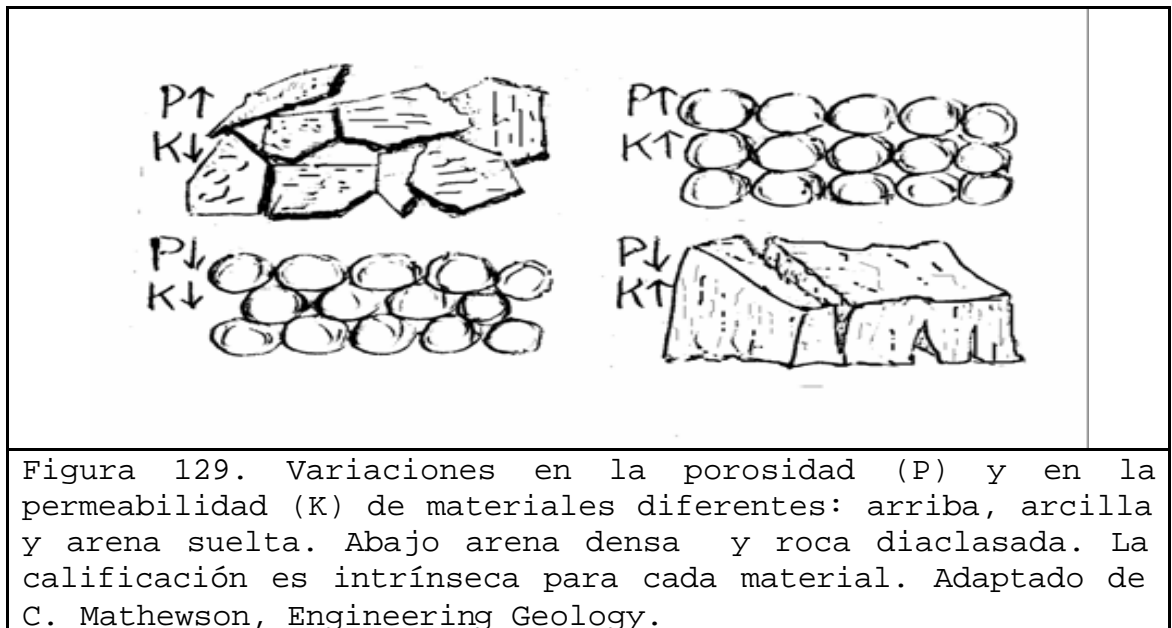
### 18.3 FACTORES DEL MOVIMIENTO DE AGUAS SUBTERRANEAS

Los factores del movimiento son porosidad, permeabilidad y filtración.

**18.3.1 Porosidad.** Alude a la cantidad de espacios vacíos dentro de la masa rocosa; la arcilla y la arena son porosas, igualmente una arenisca mal cementada o una roca fracturada o con planos de disolución, porque hay volumen de espacios vacíos en el seno de la roca. La porosidad varía con la dimensión de los huecos y el grado de cohesión de los minerales que lo limitan. Por ejemplo: una masa de arena cuyos lados son esféricos verá variar su porosidad según la colocación de esos granos.

Los poros pueden constituir del 1 al 45% del volumen total de una roca y se mide por la relación entre el volumen ocupado por los poros y el volumen total del cuerpo, en este

caso roca. La porosidad no depende del tamaño de los granos si estos son uniformes, pero si de la manera como estén arreglados o empacados y de la variedad de tamaño de los granos o selección. Si los granos son esféricos la porosidad teórica máxima es del 47,6% o de sólo 25,9% con el empaque más compacto.



Pero podemos distinguir entre porosidad primaria y porosidad secundaria; la primaria alude a los espacios existentes entre las partículas del material, es decir, los espacios entre los granos; la secundaria alude a los espacios por el fracturamiento o por la presencia de planos de disolución dentro del material. Por ejemplo, la arcilla y la arena tienen porosidad primaria pero un granito fracturado, y una caliza o un mármol, cuyos planos de debilidad han sufrido disolución, tienen porosidad secundaria.

**18.3.2 Permeabilidad.** La permeabilidad alude a la capacidad que tiene un material de permitir que se establezca el flujo de aguas subterráneas -o cualquier fluido- a través suyo. Ello dependerá de la porosidad y de la conexión entre las aberturas e intersticios, y del tamaño y forma de tales conductos. En otras palabras la

permeabilidad depende no sólo de la porosidad de la roca, sino del tamaño de los poros.

Así resulta asociado el concepto de permeabilidad al de porosidad. Una roca puede ser muy porosa y ser impermeable como la arcilla pues la permeabilidad depende no sólo del tamaño de los poros sino también de la conexión entre ellos. En una lava vesicular por grandes que sean las vesículas si no se interconectan no habrá permeabilidad. La relativa impermeabilidad de los materiales muy fino-granulares se explica por la gran cantidad de superficie expuesta con relación al volumen de poros.

Las vesículas son cavidades formadas por la salida de gases en las lavas. Si la roca está fracturada la permeabilidad se mejora. Las cavidades miarolíticas se dan en ciertas rocas ígneas y pegmatitas al quedar libres espacios antes ocupados por fluidos magmáticos. Las cavidades de solución se asocian a la disolución de rocas solubles por acción de aguas meteóricas. Las diaclasas pueden ser lugares apropiados para la deposición de minerales, ya en ambientes sedimentarios o ígneos, siendo más frecuentes en las primeras y menos en las segundas.

Por ejemplo, si la arena y la arcilla son porosas, sólo la primera es permeable; si las fracturas en un granito no están interconectadas, el flujo no se establece resultando la roca impermeable.

- **La arena es porosa y permeable.** En la arena los granos son seudoesféricos resultando los intersticios con sección transversal romboidal. Ello significa mayor eficiencia hidráulica en los conductos, por tener secciones transversales con poco perímetro para cualquier área transversal de flujo, en cada intersticio o en cada línea de flujo. Al tiempo, como los granos de arena son relativamente grandes, en la sección transversal de los intersticios o conductos, el área que ocupa el agua absorbida y el agua de la humedad de contacto no resulta significativa, quedando el

área transversal disponible para el libre movimiento del agua subterránea.

- **La arcilla es porosa e impermeable.** Contrariamente, los granos de arcilla tienen forma de lentejuela, por ello los intersticios ya tienen poca eficiencia hidráulica. Si comparamos dos tubos o conductos con la misma área transversal, tendrá mayor eficiencia hidráulica el que menos resistencia oponga al fluido. Pero, en la arcilla, los granos adicionalmente son muy pequeños, haciendo que la atracción molecular, ejercida por las partículas sólidas sobre el agua, frene el flujo.

- **Las rocas porosas y permeables.** Son por excelencia aquellas en las que las aguas subterráneas adquieren su verdadero carácter de capa. Las areniscas, las arenas de diferentes naturalezas, presentan ésta forma de permeabilidad. En las rocas verdaderamente permeables podemos distinguir terrenos escasamente permeables como las areniscas y terrenos altamente permeables como las calizas. Los terrenos como la creta y areniscas moderadamente cementadas pueden presentar características intermedias.

- **Las rocas porosas e impermeables.** Son dúctiles y se caracterizan por una gran finura de sus granos y por una capacidad particular de absorción del agua, como ocurre con las arcillas, silicatos de alúmina hidratados, que son materiales higroscópicos. Las margas y los limos presentan cualidades intermedias entre las de las arcillas y las de las arenas; conservan sin embargo y en general una impermeabilidad a la corriente.

- **Las rocas no porosas e impermeables.** Son rocas compactas y coherentes, cuyas fisuras resultan rápidamente rellenas por su propia descomposición. Los granitos no fisurados y los feldspatos se comportan como rocas impermeables, aunque en los granitos y los gneises se pueden acumular importantes cantidades de agua.

Son numerosos los terrenos escasamente permeables, como las arenas de diferente dimensión de granos, cuya naturaleza es muy variable: arenas glauconiosas, dolomíticas, silicosas, etc., las que a menudo son el resultado de la desaparición del cemento calcáreo de una arenisca, por ataque químico del agua carbónica.

**18.3.3 Filtración.** La filtración varía mucho, según la naturaleza del suelo, la vegetación y la estación.

Un suelo arenoso y desnudo puede absorber del 30 al 60 % del agua lluvia caída. El mismo terreno arenoso recubierto de vegetación, sólo deja filtrar un 10 %, exclusivamente durante el otoño y el invierno.

Un suelo calizo con muchas fisuras y desnudo es muy permeable; absorbe directamente el agua de escorrentía y el coeficiente de filtración oscila entre el 33 y el 90 %, con una media del 70 %. Un terreno arcilloso por el contrario, es impermeable y no deja que el agua filtre.

Además de los poros están las fisuras, diaclasas, huecos, que representan posibilidades de filtración rápida. Las rocas consideradas muy permeables son las calizas. Las rocas que simplemente son porosas y permeables podrán producir mantos de agua subterránea. Las rocas con fisuras y muy permeables podrán dar lugar a corrientes de agua subterráneas.

**18.3.4 Clasificación de los espacios vacíos preexistentes en las rocas.** Las aberturas o espacios vacíos en las rocas se clasifican por su tamaño o por su origen.

- **Por su tamaño.** Pueden ser supercapilares, capilares y subcapilares.

Los supercapilares son huecos de más de medio milímetro de diámetro o grietas de más de un cuarto de milímetro de



ancho. En estos espacios el movimiento del agua obedece a las leyes hidrostáticas.

En los capilares el diámetro varía de 0,002 mm a 0,508 mm. El agua que está afectada por atracción capilar no responde a las leyes hidrostáticas.

El diámetro en los subcapilares es inferior 0,002 mm, espacio en el cual el agua puede entrar pero tendiendo a fijarse a las paredes e impidiendo el flujo.

- **Por el origen.** Los espacios se denominan aberturas primarias o secundarias. Las primarias son las formadas simultáneamente con la roca misma y sus denominaciones son poros, vesículas, planos de estratificación y cavidades miarolíticas. Las aberturas secundarias se forman después de la consolidación de las rocas y las principales son cavidad de solución, grietas de contracción (por enfriamiento, deshidratación, etc.), grietas de diastrofismo (asociadas a fallas, plegamientos y repliegues), y grietas asociadas a fuerzas de cristalización.

**18.3.5 La Ley de Darcy.** El caudal y velocidad del flujo, según la ley de DARCY dependen de la permeabilidad  $k$  del material, expresada en metros lineales sobre segundo o unidades homólogas, y de las propiedades del fluido.

Tomamos la fig. 130 en detalle como modelo. El agua fluye de un tanque alto a otro bajo, atravesando un material de permeabilidad  $k$ , por ejemplo arena, que ocupa el tubo de unión. Sea  $A$  el área transversal del tubo,  $L$  la longitud del tubo, y  $H$  la diferencia de nivel piezométrica o cabeza hidráulica entre los tanques, que es la causa de la filtración por el camino  $L$  a través del suelo. La velocidad del flujo será:

$$v = K H/L$$

$$v = K i$$

Y el caudal es

$$Q = A v$$

$$Q = A K i$$

En la fórmula,  $i$  se denomina gradiente hidráulico y resulta de dividir la cabeza hidráulica  $H$  por la longitud del flujo  $L$ . Es cantidad adimensional. El coeficiente de permeabilidad  $k$  viene a ser el factor de proporcionalidad entre el gradiente hidráulico y la velocidad de descarga del agua.

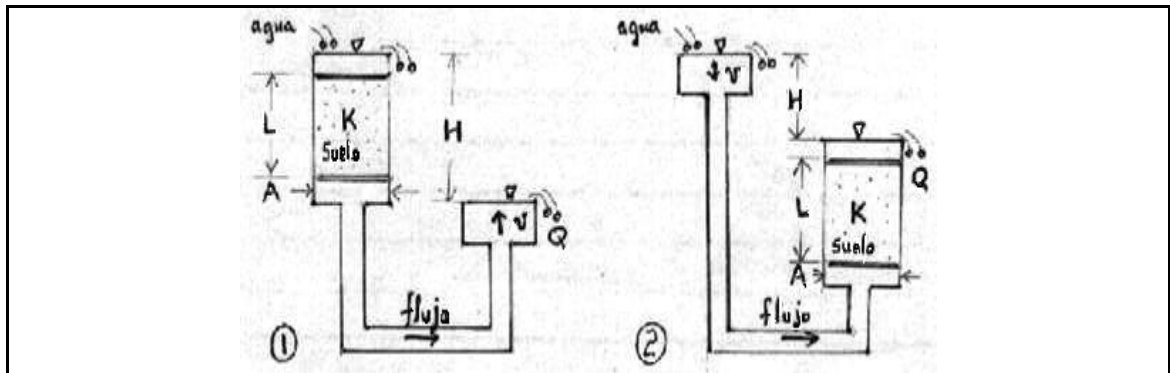


Figura 130. Ley de Darcy para un flujo que se establece a través de un material permeable. Se evalúa la permeabilidad del suelo en el laboratorio, utilizando permeámetros. A la izquierda permeámetro con flujo descendente y a la derecha, con flujo ascendente. Según Félix Hernández, curso de flujos en medios porosos, U. Nal.

La ley es aplicable sólo a partículas no muy gruesas, pues exige la condición de flujo laminar.

#### 18.4 MANTOS

El agua filtrada puede aparecer en forma de mantos acuíferos, que pueden ser mantos libres y mantos cautivos. Como roca porosa y poco permeable, la arena es la más idónea y sobre ella el agua tiende a bajar, teóricamente, hasta los 12 Km. de profundidad, donde la temperatura cercana a los 365 °C, es suficiente para que se alcance el punto crítico del agua. Hacia arriba del lado de la superficie, la zona

superficial no está generalmente saturada debida a la evaporación.

Sólo a determinada profundidad, variable por cierto, una roca puede estar permanentemente saturada de agua formando así un manto acuífero, y es aquí en donde los pozos encuentran agua y donde se establece el nivel freático de la capa de filtración. Por encima del nivel hidrostático o de la superficie piezométrica de esa capa freática, las aguas circulan sin cesar, y por estar cargadas de oxígeno y ácido carbónico pueden disolver diversas sustancias encontradas en el camino y modificar la composición química de la zona superficial denominada horizonte de alteración.

Hay que observar que la superficie de la capa freática es horizontal en regiones de llanura pero que tiende a seguir las ondulaciones del terreno accidentado, que la profundidad de la capa freática varía con la roca, la vegetación y el clima y que en profundidad está limitada por un nivel impermeable y en ella se puede también encontrar varias capas sucesivas libres o cautivas.

**18.4.1 Acuíferos libres y confinados.** Son mantos permeables a través de los cuales se ha establecido el flujo de aguas subterráneas. Un acuífero puede ser libre o confinado.

En un manto acuífero se distingue una zona de alimentación directa que permite la filtración de las aguas lluvias, una zona de circulación de las aguas filtradas y una zona de evacuación que permite al manto verterse en otro o simplemente salir al aire libre bajo la forma de manantiales.

El agua subterránea o de fondo llega al subsuelo por infiltración (vadosa) o liberada de magmas pétreos ascendentes (juvenil), para llenar los espacios vacíos de la tierra muerta y de la roca viva. Hay capas que conducen el agua de fondo (acuíferas) y otras inferiores que la

almacenan (acuífugas, impermeables). La superficie del agua de fondo es el nivel freático, frecuentemente rebajado por la intervención humana.

Buenos acuíferos son los depósitos de arenas y gravas, las capas de arenisca mal cementadas, las masas de granito intensamente fracturadas, los contactos mal sellados entre lavas de diferentes series, y las lentes de calizas con planos de disolución. Y malos acuíferos son los depósitos de arcillas y capas de lutitas, al igual que las rocas metamórficas por elásticas, y las rocas cristalinas sanas como las masas de granito no afectadas por esfuerzos tectónicos.

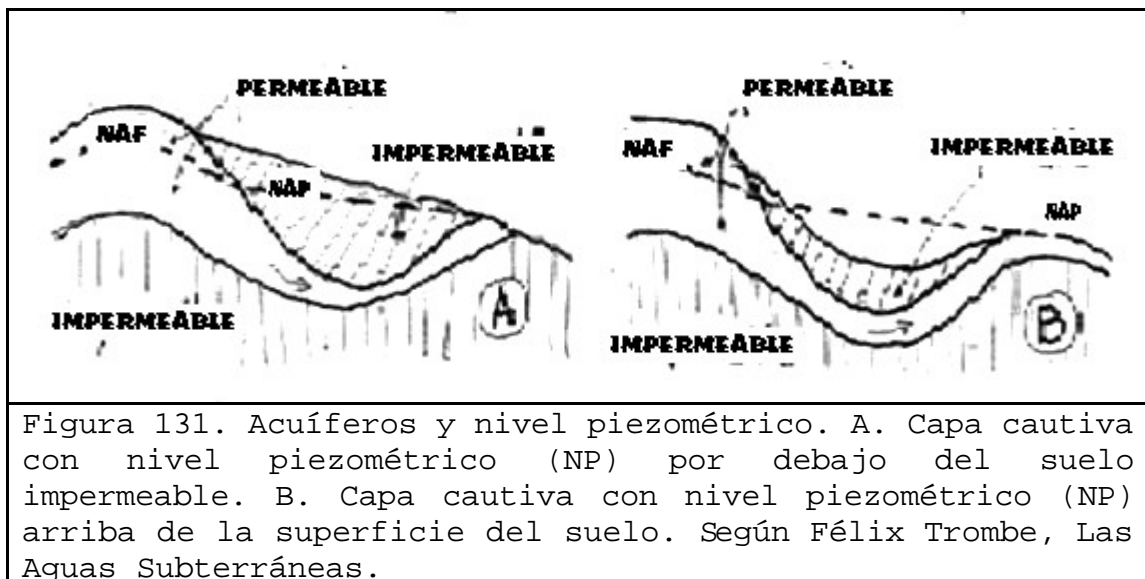
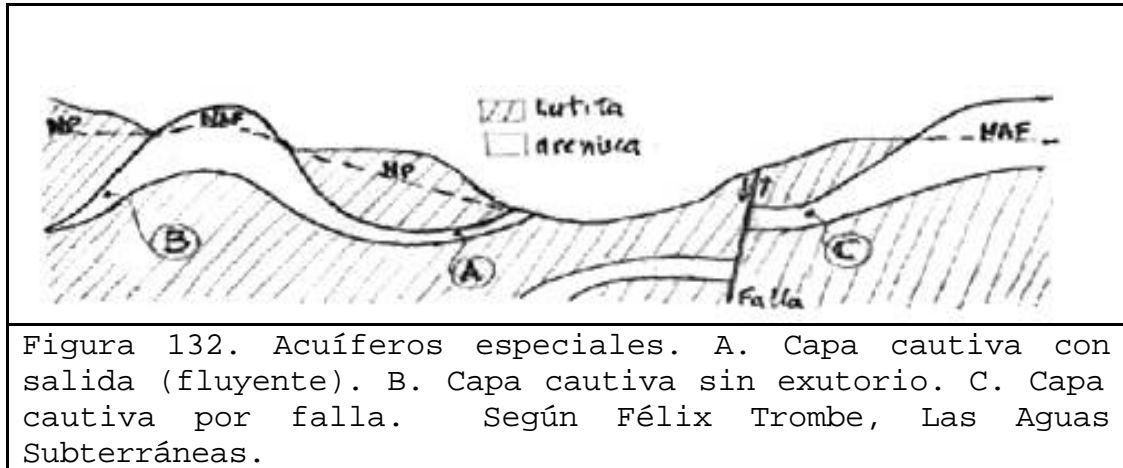


Figura 131. Acuíferos y nivel piezométrico. A. Capa cautiva con nivel piezométrico (NP) por debajo del suelo impermeable. B. Capa cautiva con nivel piezométrico (NP) arriba de la superficie del suelo. Según Félix Trombe, Las Aguas Subterráneas.

En los acuíferos libres, el agua fluye por gravedad y la línea de gradiente piezométrica coincide con el NAF. En los acuíferos confinados, el agua fluye a presión y la línea de gradiente piezométrica suele estar por encima del NAF.



La velocidad de la corriente de las aguas de fondo varía desde algunos centímetros hasta varios km. por día. La superposición de diversos estratos impermeables, con capas permeables supone la existencia de diversos niveles de agua de fondo. Cuando el agua almacenada en una capa impermeable entra en contacto con agua de una capa superior, se encuentra bajo presión hidrostática. Al ser perforada da lugar a pozos artesianos. Los espacios con agua de fondo en reposo y sin posibilidad de escorrentía se denominan cuencas de agua de fondo.

**18.4.2 Manantiales y lagos.** A los manantiales, vulgarmente se les conoce como nacimientos de agua; ellos son solamente el afloramiento del nivel freático a la superficie.

Cuando el nivel freático, de aguas relativamente quietas, queda por encima del terreno natural, se forman lagos y lagunas. Cuando uno y otro tienen aproximadamente la misma elevación se forman las ciénagas.

El NAF tiene su propia dinámica dependiendo si es época de invierno o verano, de ahí que los manantiales también puedan

cambiar de posición y los lagos de nivel en estas temporadas.

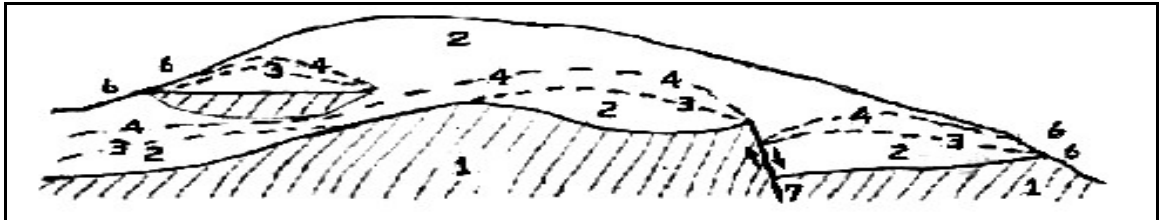


Figura 133. Esquema del NAF en un macizo. 1. Lutita impermeable, 2. Arenisca permeable, 3. NAF de verano, 4. NAF de invierno, 5. NAF colgado, 6. Manantial, 7. Falla. Adaptado de Leet y Judson, Geología Física.

Vemos en la fig. 133 de la izquierda una lutita impermeable como basamento de una arenisca saturada, con su respectivo NAF; adicionalmente, entre la arenisca, aparece una lente de lutita que explica un nivel freático colgado.

En la fig. 133 de la derecha vemos una falla afectando el basamento impermeable y el aspecto de la capa freática a causa de la discontinuidad.

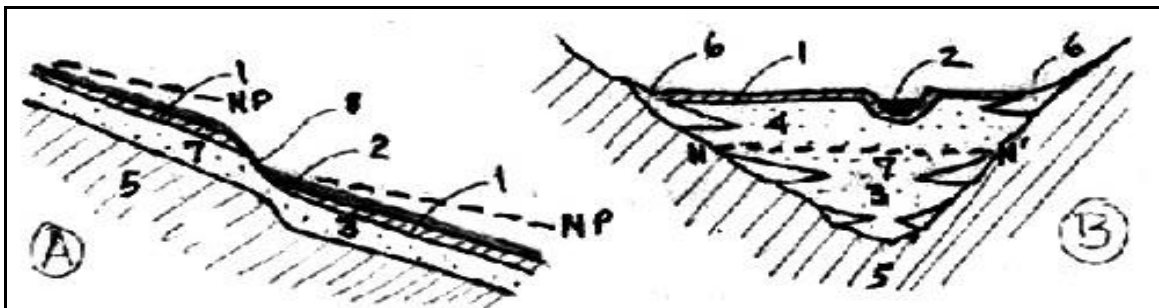


Figura 134. Corriente subterránea de un torrente. A. Perfil longitudinal, B. Perfil transversal. 1. nivel impermeable (capa sello), 2. Curso fluvial, NN' capa libre de nivel variable o cautiva, 3. Aluvión saturado (capa cautiva), 4. Aluvión seco (capa cautiva), 5. Basamento, 6. Derrumbamientos permeables que dan acceso hacia la corriente subterránea a las aguas que circulan por la ladera, 7. Río subterráneo (a veces bajo presión), 8. Encuentro de la corriente superficial y la subterránea. Según Félix Trombe, Las Aguas Subterráneas.

Algunos ríos construyen sobre los aluviones verdaderos mantos impermeables de material fino, en extensiones considerables. Aguas abajo la capa subterránea volverá a reunirse con el cauce principal; puede darse la emergencia turbulenta de la corriente subterránea o también el que la corriente subterránea profunda sustraiga a embalses y remansos una parte considerable de su caudal superficial.

**18.4.3 Pozos.** Un pozo es una perforación o excavación cuasivertical o vertical, que corta la zona de agua freática. Un pozo artesiano se da donde el agua captada a profundidad se encuentra a una presión hidráulica suficiente para obligarla a subir hasta rebasar la superficie del terreno.

- **Extracción en acuíferos libres.** Se muestra en la fig. 135 un acuífero libre sobre una arenisca mal cementada (con los NAF de invierno y verano).

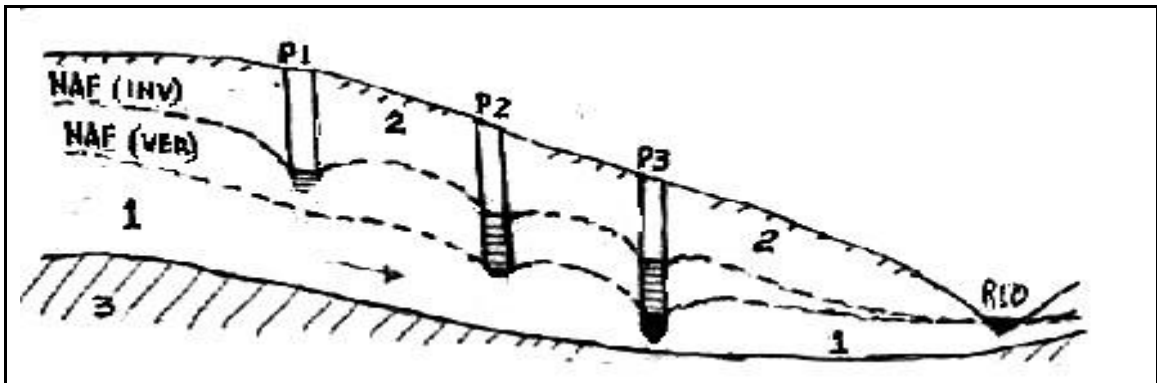


Figura 135. Pozos en acuífero libre: 1. arenisca saturada, 2. arenisca seca, 3. basamento de lutita impermeable. P1, P2 y P3 pozos que penetran de manera diferente la zona en donde se puede establecer el NAF, dependiendo de la temporada de lluvias. Obsérvense los conos de depresión de los niveles freáticos, ocasionados por la extracción de agua. Según Leet y Judson, Geología Física.

En este caso fig. 135, el pozo 1 sólo producirá en invierno, cuando el NAF ascienda y posiblemente su vida útil sea

corta; el pozo 2 aparentemente lo hará en invierno y difícilmente en verano, pues la extracción de invierno dependerá de la operación del pozo en verano, ya que la extracción de fluido en la temporada seca puede generar turbulencias que hagan impermeable el suelo vecino a la zona de alimentación del pozo, y el pozo 3 es el único que está correctamente instalado, porque la granada de extracción se aleja del cono de depresión que se forma sobre la superficie saturada, durante la extracción de agua.

- **Extracción en acuíferos confinados.** Se muestra en la fig. 136 un acuífero confinado, conformado por una lente de arenisca mal cementada, que se intercala sobre un basamento y bajo una capa sello, ambas unidades de lutita.

En el segundo caso, el del acuífero confinado, el pozo A está mal instalado porque el agua no vierte a la superficie, en el pozo B el agua llega justo a la superficie del terreno, la que se cruza con la superficie de gradiente piezométrica, y en el pozo C se tiene el pozo artesiano, donde brota el agua con una presión equivalente a la diferencia de alturas entre el terreno y la superficie de gradiente piezométrica (J).

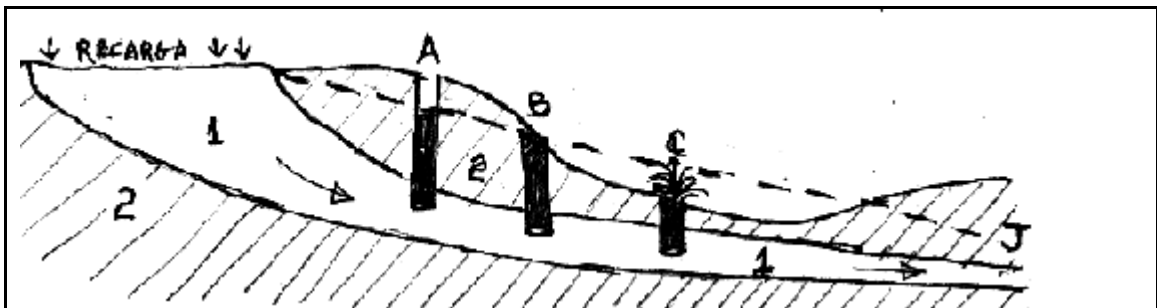


Figura 136. Pozo en acuífero confinado: 1. arenisca, 2. lutita, A., B. y C. pozos (el C es artesiano) J. nivel piezométrico (no coincide con el NAF que está en el techo de la capa 1). Según Leet y Judson, Geología Física.

Si en algún momento la velocidad del flujo es 0, la superficie piezométrica J, en el acuífero se vuelve horizontal; pero como hay flujo subterráneo se dan pérdidas



de energía por fricción del flujo y ello hace que la superficie piezométrica  $J$  se incline perdiendo altura en la dirección del flujo, conforme pierde energía el sistema.

**18.4.4 Otros mantos.** Se pueden considerar acá mantos de agua fósil y mantos flotantes.

- **Mantos de agua fósil.** Se trata de mantos cautivos aunque tengan una zona de alimentación en afloramiento. Son depósitos que contienen aguas filtradas hace miles o decenas de miles de años, en los que no circularía agua de no provocarse cierto movimiento por la extracción a través de pozos. Estas estructuras no se deben explotar o que exigen mucha prudencia, por tratarse de un capital renovable cuando carecen de alimentación anual. Generalmente poseen determinada riqueza en sales minerales y no pueden ser explotados durante mucho tiempo.

- **Mantos flotantes.** Se trata de agua dulce sobre agua salada; es un caso particular que se observa muy a menudo al borde del mar sobre todo cuando existe un cordón de dunas. El agua de lluvia se filtra en parte en las arenas para constituir un manto de agua libre que literalmente flota sobre el agua salada más pesada, después de filtrarse en el borde del mar. Algunas de estas aguas son nocivas e inutilizables, tanto para la bebida como para la industria, otras, por el contrario tienen virtudes curativas y se emplean para bebida y baños.

## 18.5 PAISAJE KARSTICO

La palabra Karst (o carst) alude a suelo rocoso estéril. Estos paisajes son muy notables por sus formas diferentes y espectaculares, se desarrollan en grandes rocas solubles (calizas, dolomías, mármoles), en las que la acción disolvente del agua tiene un papel fundamental en la evolución del paisaje. Las calizas ideales para los Karst se producen cuando las calizas son abundantes, están bien unidas y son impermeables, permitiendo el desarrollo de una

permeabilidad secundaria; cuando el relieve es alto, para permitir un rápido desagüe vertical, y cuando la pluviosidad es alta, para proporcionar agua abundante que actúe como disolvente. No todas las calizas dan origen a un relieve kárstico. Las calizas están formadas de carbonato cálcico, que es sólo muy ligeramente soluble en agua pura; pero cuando el agua contiene dióxido de carbono, como sucede con el agua de lluvia, el carbonato cálcico se convierte en bicarbonato cálcico, que de ser soluble la reacción es reversible; la pérdida de dióxido de carbono trae la reprecipitación de carbonato cálcico.

El dióxido de carbono disuelto en agua es, por lo tanto, el agente más importante en la disolución de las calizas: se obtiene tanto de la atmósfera como de fuentes biológicas. Los accidentes por disolución de la superficie son comunes en todos los paisajes cársticos y deben ser previstos por los ingenieros constructores. Estos paisajes tienen escalonamientos, arroyuelos y fosos excavados en la roca de hasta 2 o 3 metros de longitud llamados karren o lapiaz.

La solución penetra en la roca por las diaclasas y las grietas acelerándose bajo el suelo y la vegetación. En las intersecciones de las fracturas la solución forma cavidades en forma de túneles que se autoperpetúan al formar fosas para las aguas pluviales creciendo hasta 100 metros de profundidad y 300 metros de diámetro. En el lugar en que las corrientes desaparecen por las fracturas verticales pueden formarse profundos abismos o túneles conocidos como potholes. Los manantiales kársticos están entre los mayores del mundo y se presentan en dos tipos principales: uno en los que el agua surge mediante un flujo libre, y otro en los que el agua surge de manera forzada o artesiana.

El agua de escorrentía aprovecha el sumidero (dolina) y llega al túnel (río subterráneo), enriquecida de  $\text{CO}_2$ , convierte el carbonato cálcico de la roca (gracias al ácido carbónico) en bicarbonato soluble; pero del túnel a la caverna continua la filtración; en la última al contacto con

el aire se libera el  $\text{CO}_2$ , el agua se evapora y queda como residuo carbonato insoluble petrificado en forma de concreciones. En el techo conforme las gotas se evaporan se va formando la estalactita y de las gotas que caen al piso la estalagmita; cuando ambas construcciones se juntan se forma la columna.

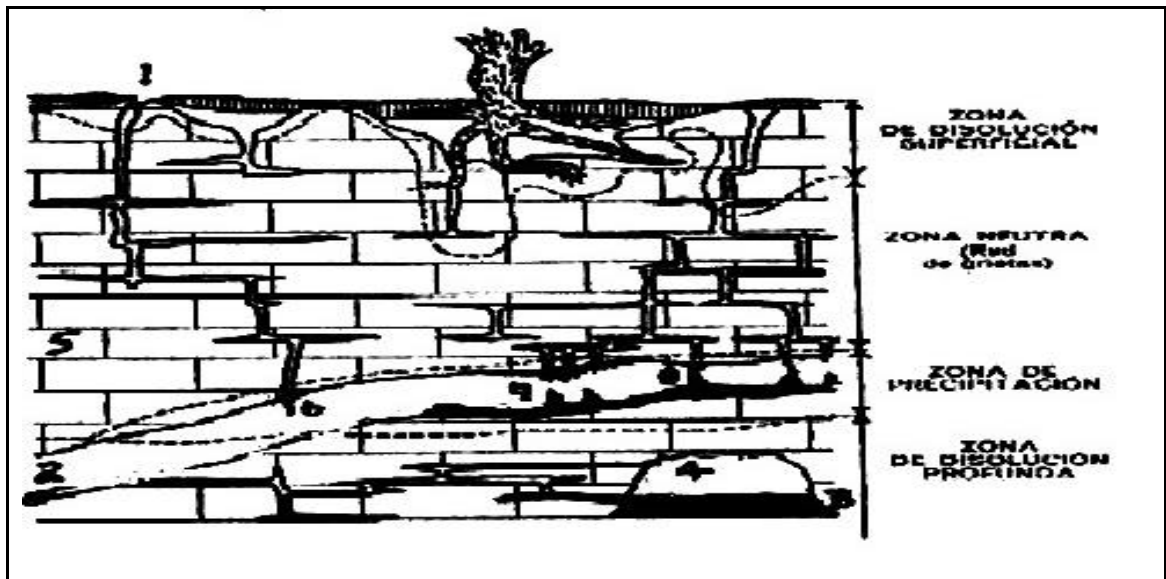
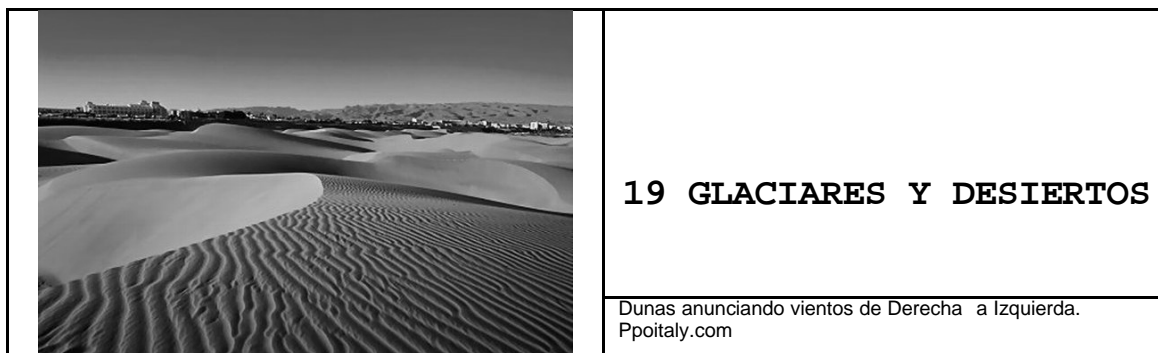


Figura 137. Paisaje Kárstico. Se señalan las zonas geoquímicas en el subsuelo del Karso; además, los elementos del paisaje: 1. Sumidero (dolina), 2. Túnel, 3. Río subterráneo, 4. Caverna, 5. Discontinuidades, 6. Estalactita, 7. Estalagmita, 8. Columna. Tomado y adaptado de Philippe Renault, La Formación de las Cavernas.

- **Espeleología.** Al haberse ensanchado las fisuras y las diaclasas de los paisajes calizos, los arroyuelos subterráneos descienden hasta 20, 30 o 50 metros bajo tierra, donde se vuelven a agrupar para formar una verdadera corriente de agua que discurre en una galería de suficiente tamaño para permitirle el paso a un hombre. También se constituyen sistemas subterráneos complicados que deben ser accedidos para reconocer la red hidrológica, cuya salida al aire libre en el valle generalmente se conoce. Habrá de determinarse el perímetro de alimentación de los ríos subterráneos en los paisajes cársticos.

Además de determinar la relación entre desaparición y reaparición de un río, de buscar para una salida de aguas determinada una exsurgencia y las zonas subterráneas de formación de las corrientes de agua tributarias, el espeleólogo examina los datos geológicos, mide las temperaturas, el pH, el sentido de la circulación del aire, los sedimentos, etc. y sobre todo define los límites de la cuenca real empleando indicadores o trazadores coloreados o radiactivos.

- **Procesos de fosilización.** Estos son procesos de cementación y reemplazamiento, se trata de hierro y sílice en solución, traídos por las aguas subterráneas de las zonas de saturación e intemperismo; otro cementante común es el bicarbonato cálcico en solución traído por aguas que transitan por calizas, mármoles y dolomías, los cementantes llegan hasta depósitos no consolidados en forma de material disuelto útil para la litificación de aquellos, más sin embargo, la fosilización se da cuando cementantes como los descritos en forma gradual reemplazan a otros materiales de naturaleza orgánica a medida que estos se degradan, como ocurre con maderas en depósito caso en el cual esta se sustituye por un material pétreo e inorgánico llamado por su apariencia "madera petrificada" sin que sea esto, pues la madera primitiva sólo ha servido de molde y es el material cementante fósil quien ha reproducido la estructura leñosa original que ya se conserva en cuarzo, etc.



Hoy en día el 10% del área emergida de la tierra está cubierta por hielo, con un volumen total de 26 millones de  $\text{Km}^3$  y hace 18 mil años dicha superficie era casi del 30%, con un volumen de alrededor de 76 millones de  $\text{Km}^3$ . Un 75% del agua dulce del planeta está presente en la actualidad en forma de hielo. El hielo glaciar se forma en las áreas frías de la Tierra donde la caída de nieve anual supera la cantidad de nieve que se derrite durante el año. La nieve recién caída tiene una densidad de  $0,05 \text{ gr/cm}^3$ , pero al irse enterrando progresivamente los granos simples se comprimen y el agua de deshielo recongelada rellena los espacios entre ellos. Cuando la densidad ha aumentado hasta  $0,83 \text{ gr/cm}^3$  tenemos hielo.

### 19.1 GLACIARES

Un glaciar es una masa de hielo que se forma por recristalización de nieve (previo paso por neviza) y que fluye hacia adelante gracias a la energía que le provee la gravedad en forma de río lento; esa dinámica depende, no solo de la pendiente, sino de la relación entre carga y pérdida; el clima condiciona el límite de nieve, el que a su vez condiciona la longitud del glaciar, pues aunque aquel este en movimiento si el límite es estable la longitud no se modifica, lo contrario ocurrirá cuando se modifique el clima, el glaciar avanzará o retrocederá.

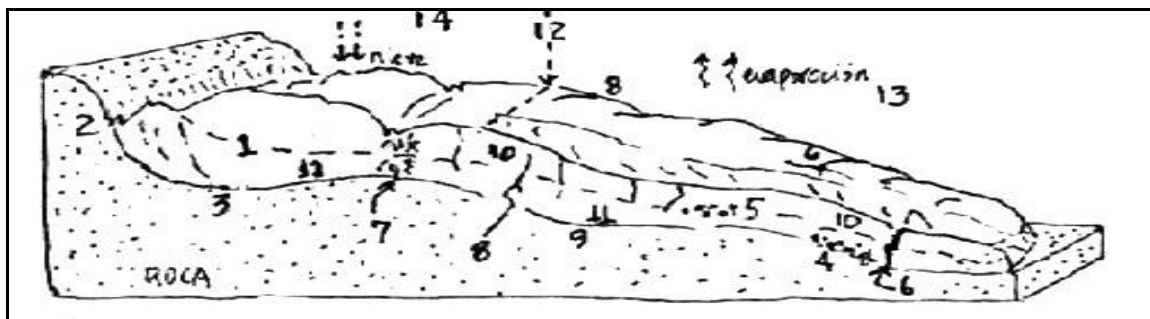


Figura 138. Estructura de un glaciar. 1. Hielo compacto, 2. Rimaya (grieta maestra), 3. Circo, 4. Morrena de fondo, 5. Morrena interna (material que remonta la masa), 6. Pozo de drenaje, 7. Cascada de hielo, 8. Grieta transversal, 9. Cuenca de depresión, 10. Zona de fracturamiento, 11. Zona de flujo plástico, 12. Límite de nieve., 13. Zonas de pérdidas por evaporación (ablación), 14. Zona de acumulación. Adaptado de Longwell -Flint y de Leet-Judson, Geología Física.

**19.1.1 Grietas.** El hielo es un sólido cristalino, pero sometido a una presión permanente, puede deformarse y fluir. En los glaciares éste movimiento se produce por un deslizamiento de cristales de hielo, lubricados en sus bordes por una delgada película de agua líquida, fundida a causa de la presión. El movimiento hacia abajo del glaciar se puede observar en sus inicios, donde queda separado de la zona de nieves perpetuas por una profunda grieta llamada rimaya. El movimiento del hielo es diferencial, avanza más rápidamente en el centro del glaciar que en sus bordes laterales donde lo frena la fricción. En un perfil vertical la velocidad es mayor en la zona superficial que se comporta como rígida y se rompe formando grietas, y disminuye hacia el fondo.

Las grietas longitudinales se explican por el aumento de la velocidad hacia el eje de la lengua del glaciar y también por el ensanchamiento de éste, mientras las grietas transversales se forman donde la pendiente bruscamente se empina. En las zonas de intersección de grietas longitudinales y transversales la topografía es espectacular

por la formación de bloques o pináculos de hielo llamados séracs.

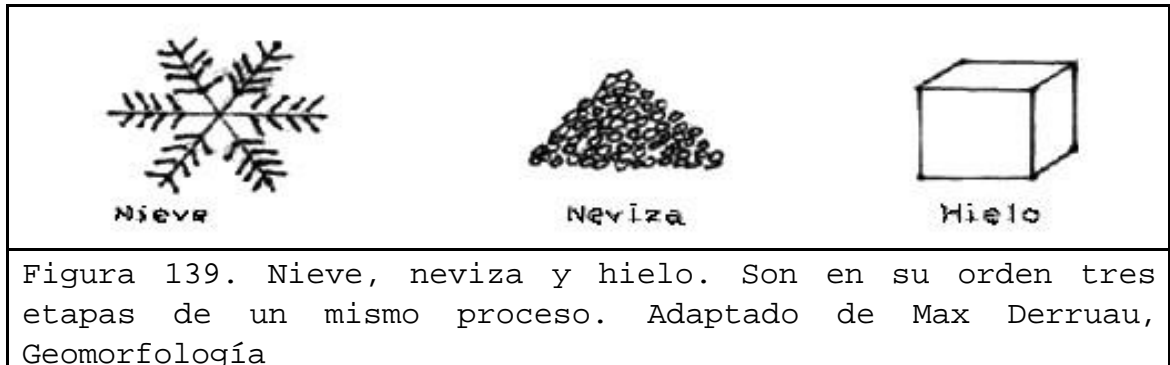
**19.1.2 Velocidad del glaciar.** La tasa de movimiento de un glaciar varía considerablemente y el movimiento diario puede variar entre los centímetros y las decenas de metros. Esto depende de la pendiente, espesor, área de la sección transversal, perímetro mojado, rugosidad del fondo y temperatura. En un glaciar puede distinguirse un curso alto donde la temperatura impide la fusión y se forma más hielo y un curso bajo donde la temperatura es mayor y se pierde hielo por fusión.

La longitud del glaciar se mantiene estacionaria cuando las caídas de nieve igualan a la ablación y en éstas condiciones del frente del glaciar no se desplaza.

**19.1.3 Nieve, neviza, hielo.** La nieve es una masa ligera y esponjosa con cristales hexagonales individuales siendo cada uno de forma caprichosa; no es lluvia congelada sino condensación del vapor de agua por debajo del punto de congelación. La neviza es una masa de estructura granular fruto de la desublimación de la nieve (paso de vapor a sólido), ella se forma a partir del vapor de agua que escapa de los bordes de las partículas de nieve, para unirse al centro del copo de nieve y aumentar el tamaño de los granos de ceniza. El hielo se produce del siguiente modo (a partir de la neviza), aumentando el espesor de la capa de neviza, la del fondo queda sometida a presión y lo obliga a su fusión obteniéndose agua, que luego se congela formando un sólido con cristales interconectados llamado hielo cuyo color gris, azul o verde se explica por polvo y aire contenido en la masa.

En consecuencia los copos de nieve son agregados de cristales de hielo de muy baja densidad (0,1 de la del agua). La presión causada por el peso de nuevos aportes hace que a expensas de los primitivos cristales se origine la neviza con mayor tamaño, menos espacios huecos y mayor

densidad (0,5 la del agua). El aumento de la presión hace que por debajo de la neviza se forme hielo blanco menos poroso y más denso, y más abajo donde los espesores superan los 60 metros, se forma el hielo glaciar de color azulado, comportamiento plástico y mayor densidad (0,92 la del agua).



Si el agua se congela aumenta de volumen, por lo tanto si el hielo se presiona se convierte en agua para poder reducir su volumen.

**19.1.4 Tipos de glaciares.** Hay 4 tipos principales de glaciares:

- **Casquete Helado.** Como el Vatna (Islandia) con una longitud de 150 km. y un espesor de 230 m...
- **Polar.** Típico del Polo Norte donde no hay continente, allí el sustrato es agua, el espesor es de 2 a 4 m., su papel es proteger el fondo marino. El agua fósil congelada es fundamentalmente de origen marino.
- **Continental.** Típico del Polo Sur y Groenlandia, allí el sustrato es tierra (la Antártida y Groenlandia) por lo que el espesor máximo llega a 4 1/2 y 3 km. respectivamente; las aguas son combinadas y de los témpanos desprendidos y en deriva primero se fusiona el agua dulce, quedando registrados en el hielo de agua salada paleoambientes de playa.



- **Glaciares de montaña.** Los tres primeros son el 96% de los glaciares, éste tipo de glaciar es sólo el 4%. Los de montaña aparecen en latitudes bajas sobre altas montañas, se subdividen en glaciar de valle (como un río), glaciar de pie de monte (como la unión de dos ríos) y manto de hielo (estructura radial). El VN del Ruiz, es un manto de hielo de 11 km.<sup>2</sup> de superficie, 9 km.<sup>2</sup> menos que en la década de 1970s. El espesor medio es del orden de los 50 m. y los máximos espesores, hasta tres veces mayores, se localizan en los circos de los glaciares de salida.



Figura 140. Glaciares de montaña: 1. glaciar de valle, 2. glaciar de pie de monte, 3. manto de hielo. Según Longwell y Flint, Geología Física.

## 19.2 EROSION GLACIAR

**19.2.1 Formas de erosión glaciar.** Las formas de erosión pueden ser:

- **Arranque.** Cuando la masa de hielo en movimiento saca bloques del sustrato fracturado.

- **Desgaste interno.** Cuando el material de arrastre que remonta la masa de hielo sufre el efecto de molino, sufriendo una trituración en la zona plástica del glaciar; así el material se convierte en harina de roca.

- **Abrasión.** Es el efecto de lija del glaciar; no es el hielo el que pule el lecho y las paredes del sustrato rocoso sino el material rocoso más duro embebido dentro de la masa de hielo; estos fragmentos pétreos, cuando tienen dureza

suficiente dejan estrías sobre las rocas de las paredes y del fondo advirtiéndolo el sentido y la dirección del movimiento del glaciar.

**19.2.2 Movimiento de partículas dentro de la masa de hielo.** Los glaciares pueden acarrear enormes cargas de cantos o morrenas y las que se despeñan por las laderas del glaciar forman morrenas laterales. Las morrenas centrales surgen donde convergen dos glaciares aunando sus morrenas laterales de los costados internos. Algunos cantos caen en las grietas formando morrenas internas, las que pueden seguir descendiendo hasta el fondo para sumarse a las rocas arrancadas y constituir las morrenas de fondo.

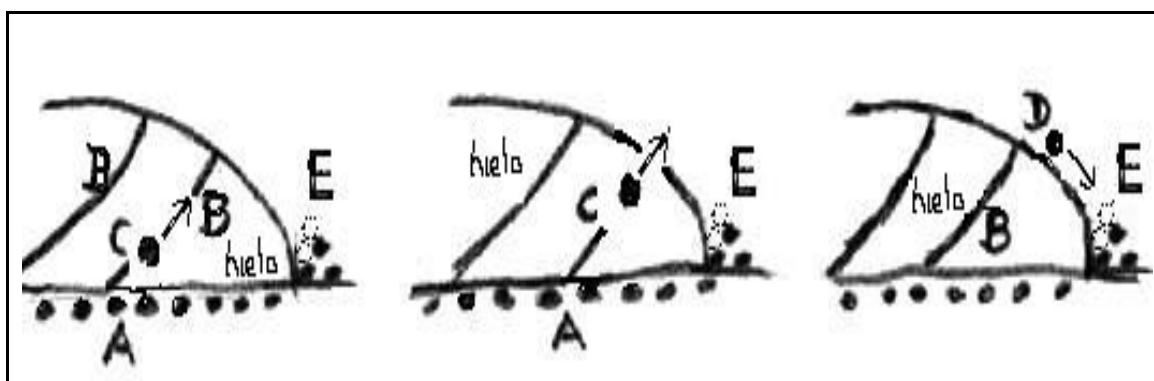


Figura 141. Movimiento de partículas en el glaciar A. Material de arrastre, B. Plano de deslizamiento, C. Partículas en movimiento, D. Fase de deposición, E. Morrena frontal. Adaptado de Leet y Judson, Geología Física.

Los derrubios del glaciar pueden depositarse en su frente formando una morrena frontal, constituida por material de todos los tamaños, desde arcilla a bloques enormes. Si el glaciar retrocede, la morrena frontal abandonada, suele formar un dique que retiene un lago, mientras otros lagos aparecen más arriba en las depresiones de roca resistente excavadas por el glaciar. Los glaciares que retroceden aprisa van dejando su carga amontonada y las rocas mayores quedan como indicio de su extensión primitiva. Estos depósitos frontales aportan información valiosa sobre glaciaciones anteriores.

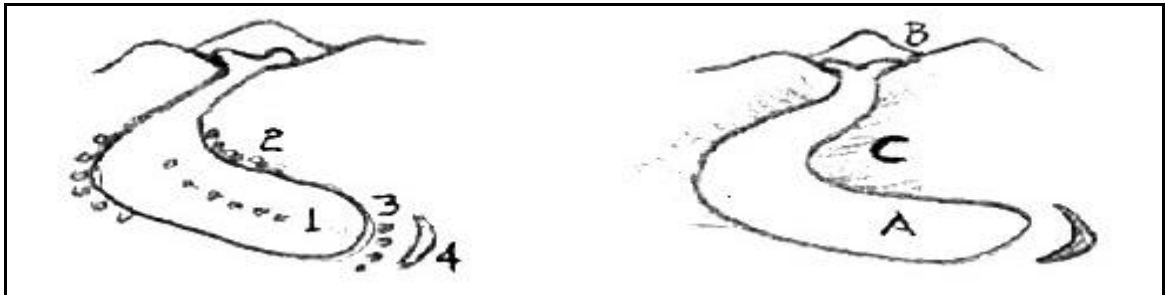
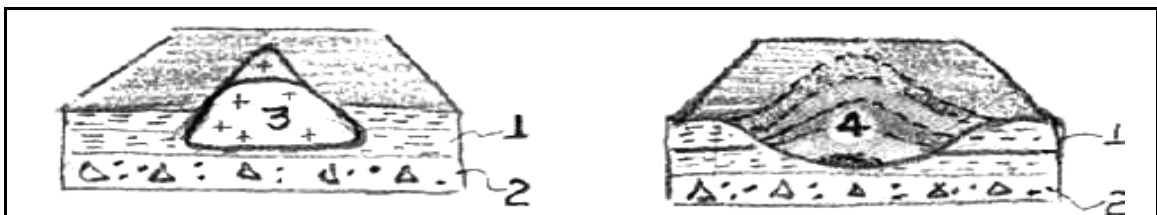


Figura 142. Morfología glaciar. En el glaciar de valle se tiene: 1. Morrena central, 2. Morrena lateral, 3. Morrena frontal, 4. Lago en media luna, A. Lengua del glaciar, B. Circos de erosión glaciar, C. Valle en U. Adaptado de Longwell y Flint, Geología Física.

**19.2.3 Depósitos de glaciación.** Pueden ser estratificados y no estratificados; los primeros se llaman depósitos fluvioglaciares y se explican porque es el agua de fusión de hielo quien toma, transporta y clasifica los materiales de depósito dejándolos en capas o estratos, los no estratificados se explican por el efecto de "aplanadora" de los glaciares y pueden ser Till si no están consolidados y Tillitas cuando están consolidados.

Las morrenas son camellones de tillita ordenados por el glaciar.

Las marmitas son depresiones en depósitos fluvioglaciares producidas cuando se funde el hielo que antes había quedado atrapado por el depósito.



Durante la glaciación

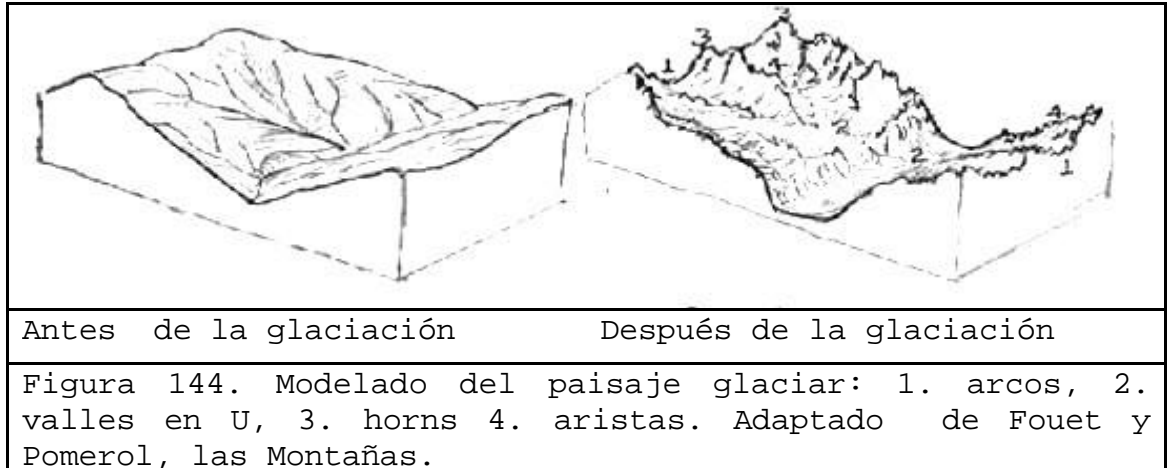
Después de la glaciación

Figura 143. Formación de una marmita: 1. Depósito fluvioglaciar, 2. Tillita, 3. Masa de hielo (antes de la fusión), 4. Marmita (después de la fusión del hielo). Según Leet y Judson, Geología Física.

**19.2.4 Evolución del paisaje glaciar.** Un glaciar es uno de los más potentes agentes de erosión. Su hielo erosiona el fondo por abrasión y arrancándole rocas. Los bloques embebidos en el hielo son arrastrados por el fondo y marcan estrías en las rocas, que pueden quedar pulimentadas formando rocas aborregadas.

La zona de origen es ensanchada en forma de un anfiteatro llamado circo, que si se junta con otro lo hace a través de una arista o umbral de paredes cortadas a pico. Si los glaciares moldean aristas y horns o picos, también esculpen valles profundos de paredes abruptas.

Los glaciares de montaña excavan sus profundos valles en forma de U siendo más profundos los de los glaciares mayores que los de sus afluentes menores, los que aparecen en forma de valles colgados. Así los valles en U tributarios al quedar colgados drenan a menudo por una cascada.



Los fiordos con características de las costas que han sufrido glaciación reciente, como las del oeste de Escocia, las de Noruega, las del sur de Chile, Columbia Británica, sur de Nueva Zelanda y Groenlandia. Son bahías largas y estrechas como rías de abruptas laderas y gran profundidad. Su profundidad se explica porque los glaciares llegaban

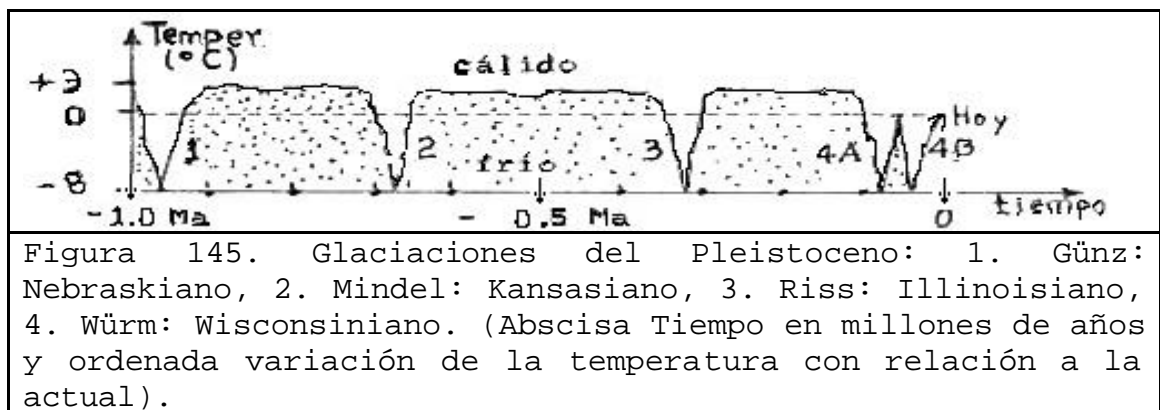
hasta el mar, cuando entonces su nivel era mucho más bajo que ahora.

### 19.3 TEORIA DE LA GLACIACION MULTIPLE

Los casquetes polares Antártico y groenlandés son los últimos restos de una glaciación que en latitudes medias terminó hace unos 12 mil años, y en Colombia hace más. Durante los últimos 2,5 millones de años han sido cinco los avances y retrocesos del hielo, el último de los cuales es el período actual, el Holoceno.

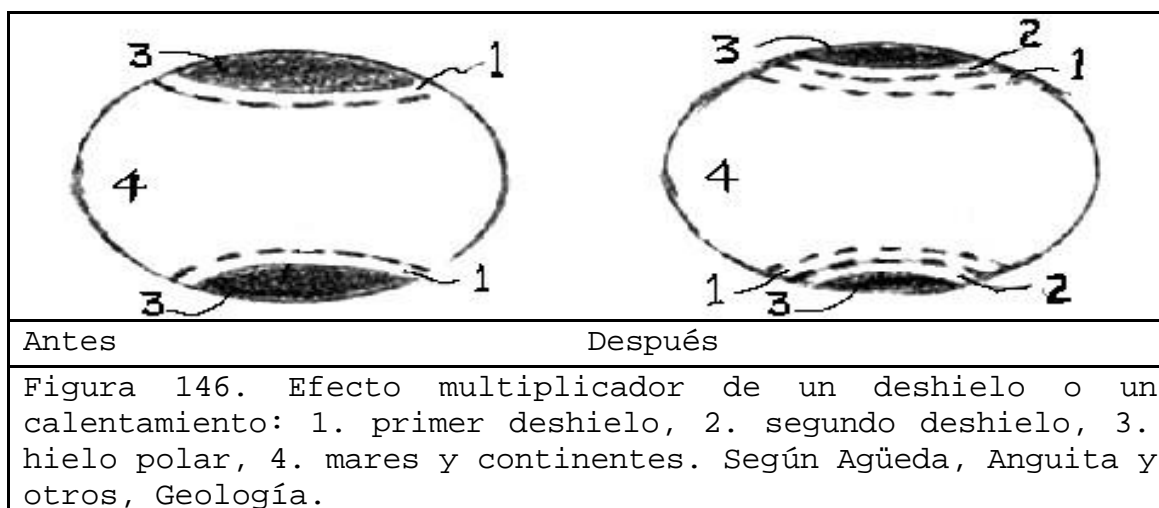
Durante la glaciación del Pleistoceno el macizo volcánico Ruiz-Tolima estuvo cubierto por 800 Km.<sup>2</sup> de hielo, contra 30 Km.<sup>2</sup> que se tenían en 1970. Los actuales arenales del Ruiz se explican por los hielos de la Neoglaciación que terminó en Colombia hace 1500 años.

Los más antiguos indicios del avance de los glaciares fueron encontrados en Europa en sedimentos de hace 2,5 millones de años. A estos le siguen los cuatro períodos del Pleistoceno Günz, Mindel, Riss y los cuatro estadios glaciares del Würm. Sus equivalentes americanos en orden son Nebraskiano, Kansasio, Illinoisiano y Winconsiniano. Respecto a las cuatro del Pleistoceno todas se han reconocido en Norteamérica; en Europa hay evidencias de tres en Alemania y de una en el Elba.



Depósitos glaciares y rocas pulimentadas por el hielo se han identificado también en formaciones geológicas más antiguas, lo que ha permitido deducir la existencia de anteriores glaciaciones. Se conocen tres del final del Precámbrico (hace 940, 770 y 615 millones de años), una del Devónico (hace 400 millones de años) y una del Permo-Carbonífero (hace 295 millones de años).

**19.3.1 Causas de las glaciaciones.** Para que se dispare el mecanismo de una fase glaciár, o su contraria, la megatérmica, es suficiente un pequeño retroceso de los hielos pues él sólo puede provocar un efecto multiplicador.



Con un pequeño avance de hielo la radiación llegará a la Tierra regresa de nuevo al espacio en mayor cuantía y ello ocasiona disminución de la temperatura por lo cual los hielos avanzarán de nuevo, se reflejará más radiación y caerá por segunda vez la temperatura repitiéndose de nuevo el proceso; si el hielo retrocede, de la radiación que recibe la Tierra poco se refleja, se calienta el clima, viene un segundo deshielo, disminuye la reflexión, se da un segundo calentamiento y el efecto multiplicador continuará.

Es suficiente que caiga, entre 8 y 12 C° la temperatura del planeta para que los hielos avancen como en el Pleistoceno.

Algunos argumentan causas externas (astronómicas) y otros, causas internas (terrestres) que puedan modificar el clima. Es claro que no se explica el fenómeno en estudio como debido a enfriamiento interno del planeta y además que se trata de un efecto global y no local.

**19.3.1.1. Causas externas.** Entre las causas externas o astronómicas tenemos:

- **Cambios en la constante de radiación solar.** Se ha demostrado que la constante solar no es tan constante; las variaciones están asociadas a los ciclos de manchas solares de largo período.

- **Cambios en el sistema Tierra-Sol-Luna.** Son fenómenos de carácter periódico, como la modificación en la excentricidad de la órbita terrestre, la variación en la inclinación del eje terrestre respecto a la eclíptica y la precesión de los equinoccios.

- **Paso del sistema solar a través de nubes de polvo.** Se trata de polvo interestelar de algunos de los dos brazos espirales de la Galaxia que invade el espacio de radiación solar. Cada 250 millones de años el Sol revoluciona la galaxia y el paso por un brazo dura pocos millones de años.

**19.3.1.2 Causas internas.** Entre las causas internas o terrestres tenemos:

- **La deriva continental.** Los continentes se desplazan a lo largo de las eras geológicas. Cuando los continentes están más cercanos a los polos la Tierra recibe más radiación solar sobre el océano que está dominando el Ecuador. Como el océano tiene más capacidad reflectora que los continentes el planeta se enfría.

- **El Vulcanismo.** El aporte de ceniza a la atmósfera aumenta las pérdidas de radiación solar de la Tierra por reflexión y por ello sobreviene el enfriamiento; debe tenerse en cuenta

como efecto contrario que el CO<sub>2</sub> volcánico produce efecto de invernadero (contrario), de tal manera que es el balance de uno y otro el que define hacia donde se dirige el clima.

- **Cambios en las corrientes oceánicas.** Por la deriva continental se condiciona la dirección de las corrientes oceánicas y en consecuencia la dirección de los vientos productores de lluvia; pues hay corrientes oceánicas frías y calientes, sobre las cuales se generan zonas de alta y baja presión atmosférica. El viento se desplaza de las primeras a las segundas, y es en las segundas en donde sobrevienen las lluvias.

**19.3.2 Efectos.** Si se derriten los hielos actuales, el nivel medio del mar sube entre 21 y 61 metros. Antes de 1920 subía 9 cm por siglo, después 60 cm por siglo. Es evidente que un actual aumento del nivel del mar traería problemas severos en las ciudades portuarias, incremento de las fronteras de los desiertos y desplazamiento de las áreas agrícolas.

- **Épocas glaciares.** En épocas de glaciación hay intensos períodos fluviales; hay menos evaporación, menos desiertos, más vegetación, más lagos; los vientos productores de lluvia prefieren el Ecuador, el área cubierta por hielos se duplica o cuadruplica, el nivel del mar baja entre 30 y 130 m., se despeja la plataforma continental, hay movimientos eustáticos en el fondo oceánico (ascenso y descenso) predominio de la pradera, del mamífero pequeño de parto múltiple.

- **Épocas megatérmicas.** En las megatérmicas todo lo contrario, el océano invade las costas por el aumento del nivel del mar, se derriten los hielos, es la época de árboles y grandes mamíferos de un solo parto, las plantas tropicales invaden latitudes altas, se extienden los desiertos y en donde existía hielo sobre el continente por la zona de playa quedan como evidencia los "fiordos".



#### 19.4.EL VIENTO

Es el aire en movimiento. A gran escala, los movimientos horizontales y verticales, son importantes en la configuración del tiempo y del clima. Las principales fuerzas que afectan al movimiento horizontal del aire son los gradientes de presión, el efecto de Coriolis y la fricción.

Los gradientes de presión los provoca el desigual calentamiento de la atmósfera por el sol y el efecto Coriolis es debido a la rotación terrestre. Los movimientos horizontales del aire son importantes alrededor de los sistemas ciclónicos (baja presión) y anticiclónicos (alta presión).

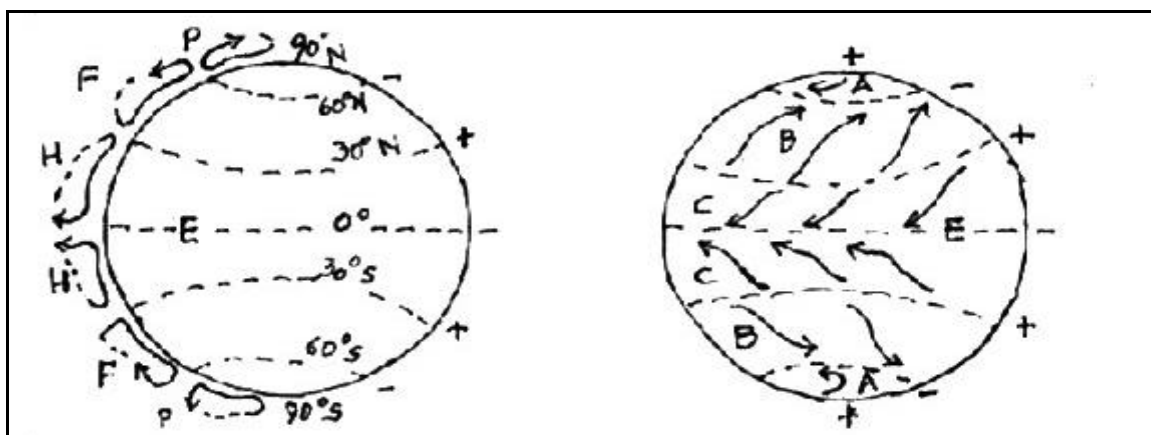


Figura 147. Esquema de la máquina atmosférica del planeta. A. vientos polares del este, B. contralisios del occidente, C. alisios del Noreste y Sudeste, E. Ecuador, H. célula de Hadley, F. célula de Ferrel, P. anticiclón polar. Según A. Bialko, nuestro Planeta La Tierra.

La combinación de movimientos horizontales y verticales crea un patrón de vientos predominantes. A lo largo del ecuador está la llamada región de las calmas ecuatoriales, donde el calor solar calienta el aire ascendente que se dispersa alejándose del ecuador para fluir hacia el norte y al sur y caer a las latitudes de 30° norte y sur para alimentar los vientos alisios que regresan hacia el ecuador y los vientos

ponentes que fluyen hacia las latitudes medias de la Tierra.

**19.4.1 Efecto Coriolis.** La circulación que se muestra en el planeta se explica porque en la Tierra es conveniente relacionar el sistema de referencia inercial que se considera en las leyes de Newton, con la superficie de nuestro planeta. Eso es precisamente el sistema de coordenadas geográficas. Dicho sistema no es inercial, por cuanto la Tierra gira. La segunda ley de Newton puede escribirse de una forma tal que sea válida en un sistema de referencia rotacional. Pero en este caso, a su segundo miembro es necesario añadirle una fuerza complementaria, la cual se denomina fuerza de Coriolis.

La fuerza de Coriolis ( $f$ ) es perpendicular a la velocidad ( $v$ ) del punto material y proporcional a la velocidad angular ( $\omega$ ). Además, esta fuerza depende de la latitud ( $\phi$ ) del lugar, en función de  $\text{sen } \phi$ . La expresión general de la fuerza en un cuerpo de masa  $m$ , es:

$$f = 2 m \omega v \text{ sen } \phi$$

Por la fuerza de Coriolis, los ríos erosionan más la orilla derecha en el hemisferio norte y la izquierda en el hemisferio sur. También, en el hemisferio norte los remolinos son dextrógiros y en sur sinixtrógiros. De ahí que los ciclones o tifones en el Atlántico Norte giren en el sentido de las manecillas del reloj y en el Pacífico sur sean levógiros. Todo porque la fuerza centrífuga que en el Ecuador es mayor, decrece con la latitud hasta hacerse mínima (0) en los polos.

**19.4.2 Circulación general de los vientos.** Siempre los vientos van de las zonas de alta presión (+) a las de baja presión (-). Los polos, donde el aire se enfría y se asienta, son zonas de alta presión. También los son los paralelos vecinos a los trópicos de Cáncer y Capricornio.

La zona de interconfluencia tropical, ZICT, vecina al ecuador, como las latitudes templadas de los  $\pm 60^\circ$ , son las zonas de baja presión a donde convergen los vientos venidos de los paralelos de Cáncer y Capricornio (desiertos tropicales) y de los círculos polares de la Tierra.

Como sabemos la causa del transporte de las masas aéreas es la convección, o sea, el ascenso del aire caliente ligero y su sustitución, desde abajo, por el aire frío. Las zonas que se calientan al máximo durante el día son las tropicales, donde los rayos solares inciden sobre la Tierra casi verticalmente. El gradiente de temperatura y su reducción en función de la altura cerca de la superficie, se hace mayor que el adiabático de equilibrio, lo cual provoca, precisamente, el origen de un flujo de aire vertical. El aire asciende cerca del ecuador, en la ZICT, elevando el límite superior de la troposfera, al doble de su altura en los polos. Pero, ¿dónde debe meterse el aire? Es fácil comprender que a grandes alturas el aire fluye del ecuador, ya a las latitudes septentrionales como a las meridionales. Así marcha enfriándose parcialmente en la troposfera superior, para descender en las latitudes medias y dirigirse de regreso al ecuador.

**19.4.3 Ciclones y anticiclones.** A lo largo del frente polar del hemisferio norte el aire cálido de los ponientes (del oeste) choca con los levantes (del este) árticos. En éste mismo frente polar se desarrollan ondas, algunas de las cuales aumentan de tamaño rápidamente. El aire cálido fluye hacia ellas mientras que el frío fluye por detrás de ellas. El aire cálido liviano se eleva sobre el frío a lo largo del frente cálido. Por detrás el aire frío se abre camino bajo el cálido a lo largo del frente frío. Gradualmente el segundo frente alcanza al primero que es empujado, para formar una oclusión. En el frente cálido se forma un cordón de nubes que trae lluvias y a veces tormentas. En los anticiclones la circulación del aire es inversa a la de los ciclones.

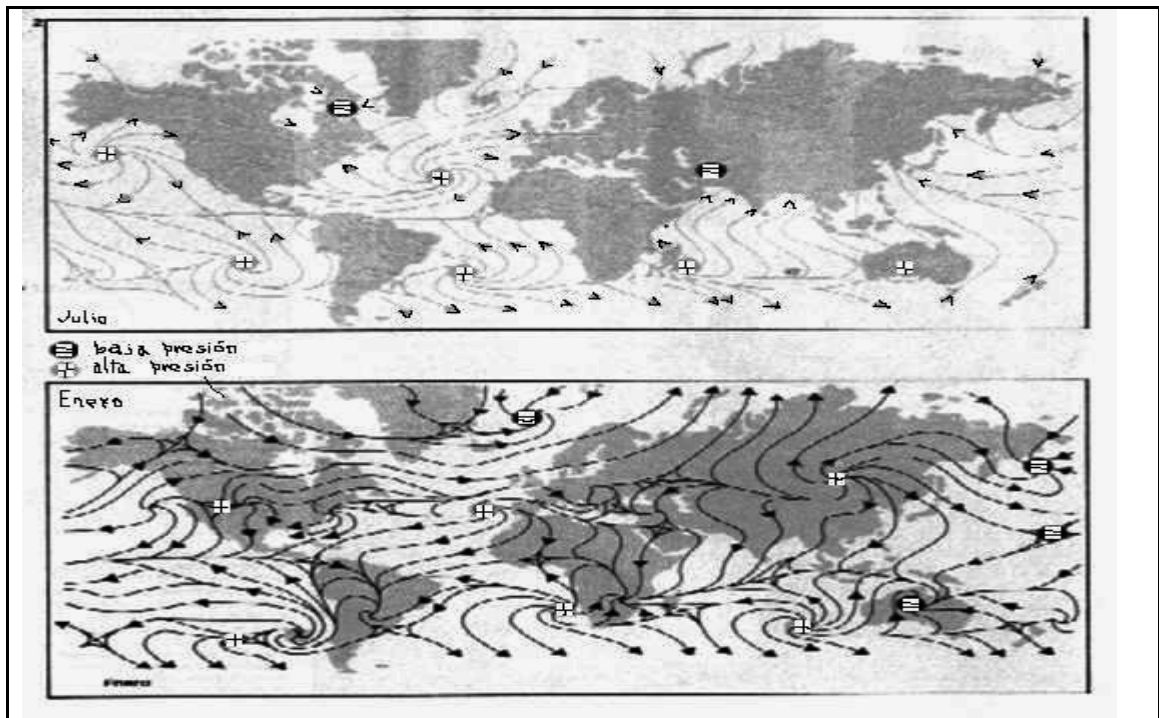


Figura 148. Circulación de los vientos en dos temporadas. Julio en la parte superior y enero, en la inferior. Las corrientes se establecen de las zonas de alta presión (círculos oscuros) a las de baja presión (círculos claros). Se muestra el flujo en julio y en enero, afectado por la aceleración de Coriolis, gracias a la rotación del planeta.

**19.4.4 Los monzones.** Son inversiones estacionales de la dirección del viento. Los más famosos ocurren en la India donde los vientos del norte propios del invierno son reemplazados por los del sur durante el verano. Los del sur están muy cargados de vapor de agua que se precipita en forma de lluvias torrenciales. Otra inversión de vientos a escala local, son las brisas terrestres y marinas.

**19.4.5 Fenómeno de brisa.** Cuando el Sol calienta en la costa, dado que el agua y la Tierra tienen diferente calor específico, el océano permanece frío y el continente caliente; la zona de alta presión estará sobre el mar y durante el día soplará a la costa. En la noche la brisa se invierte, irá al mar el cual por razones de calor específico, almacenará el poco calor que recibió mientras

que la Tierra que había almacenado más calor, ya se encuentra fría.

**19.4.6 Tormentas, huracanes y tornados.** Las tormentas más comunes son las tronadas que en regiones templadas y tropicales se producen a diario con el requisito de fuertes corrientes de aire ascendente que al elevarse se enfría liberando calor conforme se da la condensación del vapor de agua. La liberación de calor aporta energía para intensificar el ascenso del aire y el desarrollo de la tormenta. La condensación del aire produce cúmulos-nimbos que llegan a alcanzar una altura mayor de 5 Km. Estas lluvias traen lluvia y granizo y en ocasiones truenos y relámpagos.

Los huracanes también llamados tifones o ciclones tropicales se forman sobre océanos cálidos. Producen vientos espirales de hasta 250 a 350 Km./hora. El ojo contiene aire caliente descendente y ocupa 5 a 50 Km. de los 500 Km. de diámetro del huracán. Alrededor del ojo ascienden espirales de aire cálido y húmedo. La condensación crea cumulonimbos y libera calor latente que aumenta el ascenso en espiral del aire. Los huracanes son destructivos sobre todo en zonas costeras por el efecto de las olas, la lluvia torrencial y los vientos. Los tornados son torbellinos violentos, pero cubren un área mucho menor que los huracanes. Se forman cuando un cumulonimbo empieza a crecer hacia abajo y la prolongación de la nube en forma de cuello de embudo toca el suelo. Su ancho varía entre 50 y 200 m., el desplazamiento varía de 30 a 65 Km./hora y el fenómeno se desvanece después de 30 Km. de recorrido. Algunos han llegado a desplazarse hasta 500 Km.

**19.4.7 Fenómeno del Niño.** Todos los años en diciembre una corriente de agua cálida recorre el Pacífico sur desplazándose hacia la costa de Ecuador y el norte del Perú, por encima de la fría y profunda corriente de Humboldt, que fluye hacia el norte. Cada tres o cuatro años se produce un calentamiento más intenso y extendido en toda la zona ecuatorial central y el Pacífico oriental. Este

calentamiento que suele durar de 14 a 18 meses tiene efectos acusados en el clima mundial.

En diciembre, por lo general la presión atmosférica sobre el sudeste del Pacífico es bastante alta, lo cual indica que el aire desciende, mientras que sobre Indonesia es baja lo que indica que el aire se eleva.

Cuando se produce el Niño, es porque en la Navidad la situación se invierte; la presión atmosférica desciende en el sudeste del Pacífico y aumenta en Indonesia y Australia. Los vientos que antes soplaban desde América y con su fricción elevaban cerca de un metro el océano Pacífico en Indonesia, dejan de soplar para que el mar retorne con coletazos afectando nuestras costas. Además con el Niño se produce un movimiento de las aguas superficiales cálidas del Pacífico que se desplazan hacia el este.

Este fenómeno parece deberse aun cambio de dirección de los vientos ecuatoriales del este que también se invierte trayendo las aguas superficiales hacia América donde se acumulan las aguas cálidas y se impide el afloramiento de las profundas y frías aguas de la corriente de Humboldt ricas en nutrientes. La falta de estas aguas que traen el plancton de la Antártida tiene efectos catastróficos en la industria pesquera.

### **19.5 DESIERTOS**

Los desiertos se forman en regiones en las que la tasa de pérdida de agua por evaporación es mayor que la de ganancia por precipitación. La temperatura, al igual que la lluvia, es importante; en latitudes frías crecen bosques aún con precipitaciones escasas que en los trópicos sólo explicarían montes bajos y condiciones semiáridas. Aproximadamente el 25% de la superficie terrestre se caracteriza por climas secos, y los desiertos propiamente dichos cubren gran parte de la tierra comprendida entre las latitudes de 10° y 35° norte y sur.

**19.5.1 Clases de desiertos.** Hay tres tipos de desiertos: los desiertos topográficos y tropicales en las latitudes bajas y medias, y los desiertos polares en las latitudes altas. Los dos primeros son cálidos y los terceros fríos. Todos se ubican en zonas de baja presión. Este aparte se centrará en los desiertos cálidos.

- **Desiertos topográficos.** Se explican por barreras naturales que detienen los vientos húmedos y provocan la sequedad; por ejemplo La Candelaria en Villa de Leiva y la Tatacoa en el Huila, explicados por unos microclimas particulares. También se incluye aquí la península de la Guajira afectada por una corriente caribe

- **Desiertos tropicales.** Son los que se ubican en las latitudes de 30° norte y sur, como el Sahara al norte y el desierto de Nueva Zelanda al sur; se explican por la circulación general de los vientos en la máquina atmosférica del planeta. Como los desiertos son zonas de alta presión y el ecuador está a baja presión, el viento inicia su recorrido en los 30° norte y sur en estado seco y frío; yendo al Ecuador se va calentando, se dilata, aumenta la relación de espacios vacíos, recoge en su trayectoria la humedad para almacenarla en forma de vapor. La masa de aire cargada de vapor llega al Ecuador, sube, se enfría, libera la humedad en forma de lluvia y regresa por lo alto, para descender nuevamente sobre las latitudes de 30° e iniciar de nuevo su recorrido en el cual roba la humedad de los desiertos.

- **Desiertos polares.** Son los que se ubican en los polos geográficos del planeta a latitudes de 90° norte y sur. El polo norte tiene por sustrato el océano Ártico y el polo sur tiene por sustrato el continente de la Antártida. Ambas se constituyen en desiertos por ser regiones de alta presión.

Otra trayectoria similar de circulación de vientos se sucede entre los polos y las latitudes de los 60° norte y sur. En

el polo el viento recoge la humedad de esta región y la lleva a latitudes de 60° donde se provocan las lluvias. En los polos el frío ocasiona el asentamiento del aire y por ello hay una zona de alta presión.

**19.5.2 La lluvia.** En el desierto va de 250 a 375 mm por año, no es predecible se concentra en cortos períodos, pueden darse 4 años de sequía. Debido al severo déficit de agua, la vegetación del desierto está limitada en su desarrollo y las tierras vegetales se caracterizan por horizontes de tierra; el contenido de arcilla y materia orgánica es bastante diferente del de las tierras húmedas. Estos dos factores vegetación y tierra vegetal combinados con la naturaleza limita y esporádica de las lluvias, se reflejan en los procesos geomorfológicos y por ello en diferentes paisajes.

**19.5.3 Temperatura.** Hay una gran fluctuación diaria así: en los tropicales, día 37°C y noche -1 °C a la sombra; lo anterior es lo mismo en invierno que en verano. En los topográficos el invierno es severo, con temperaturas que oscilan entre 17 y -27 °C.

Las primeras investigaciones consideraban que las fuertes variaciones diarias de la temperatura en la superficie desértica, de hasta 74 °C provocaban suficiente dilatación y contracción de la masa de roca como para causar desintegración por insolación. Los experimentos de laboratorio sugieren que éste proceso es relativamente imposible

**19.5.4 Intemperismo.** Predomina el mecánico por la sequedad; el agua aunque escasa es el principal agente modelador del paisaje, le sigue el viento; el cambio de temperatura ocasiona vientos fuertes con arenas.

El agua subterránea aparece a cientos de metros, es poca y de poca confianza para abastecimientos; en desiertos semiáridos la extracción para recarga de pozos debe ser



cuidadosa; un oasis es un acuífero que funciona como pozo artesiano, tiene poca agua y puede ser salada.

**19.5.5 El viento.** La velocidad aumenta con la altura sobre el suelo, el viento oscila de izquierda a derecha, hacia arriba y hacia abajo pero su tendencia general es el ascenso, al  $1/30$  del diámetro de las partículas por encima del suelo no se mueve el aire, construyéndose así una barrera que impide la erosión, hay dos tipos de tormentas: de arena y de polvo.

Las de arena tienen un metro de altura, casi toda la carga en los primeros 45 cm, los granos van en saltación y rodamiento. En las tormentas de polvo, el polvo viaja en suspensión porque el aire es turbulento; el tamaño de las partículas depende de las velocidades terminales de los granos levantados.

## 19.6 EROSIÓN EN EL DESIERTO

En los climas áridos predominan dos procesos, abrasión (corrasi3n) y deflaci3n. La energí3 del viento determina el tamaíno máx3mo de las partículas a transportar; de esta manera se realiza una selecci3n y un transporte de materiales denominado deflaci3n, mientras que las partículas que viajan en suspensi3n al chocar contra masas rocosas realizan una labor erosiva que se denomina corrasi3n. La corrasi3n o abrasi3n origina superficies pulidas, corredores, rocas en forma de hongo y cantiles a contraplomada. Adem3s remarca las diferencias de litologí3, cementaci3n, etc. existentes en las rocas.

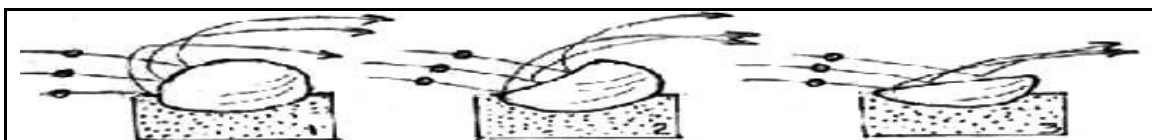


Figura 149. Formaci3n de un ventifacto. Los ventifactos son bloques labrados, con brillos, facetas y formas caprichosas, por los granos que arrastra el viento. Adaptado de Longwell-Flint y Leet-Judson, Geologí3 Física.

**19.6.1 Abrasión (corración).** Es el fenómeno de lija, para las tormentas de arena esa lija tiene 45 cm de espesor, los principales productos de ese proceso son los yardang y ventifactos; los yardang son minúsculos valles en U (ver figura 155) a modo de surcos pulidos en la roca al piso.

**19.6.2 Deflación.** Es la acción erosiva en la cual el viento transporta y clasifica depósitos no consolidados; los productos del proceso son dos: las cuencas de deflación y los pedestales. Estos últimos se explican por la acción combinada del viento y la lluvia (ver figuras 151 y 155).

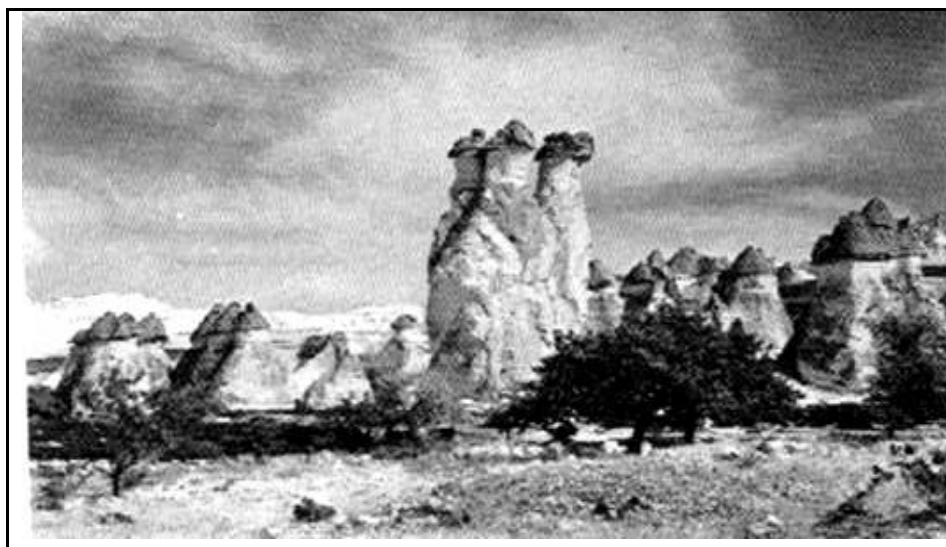
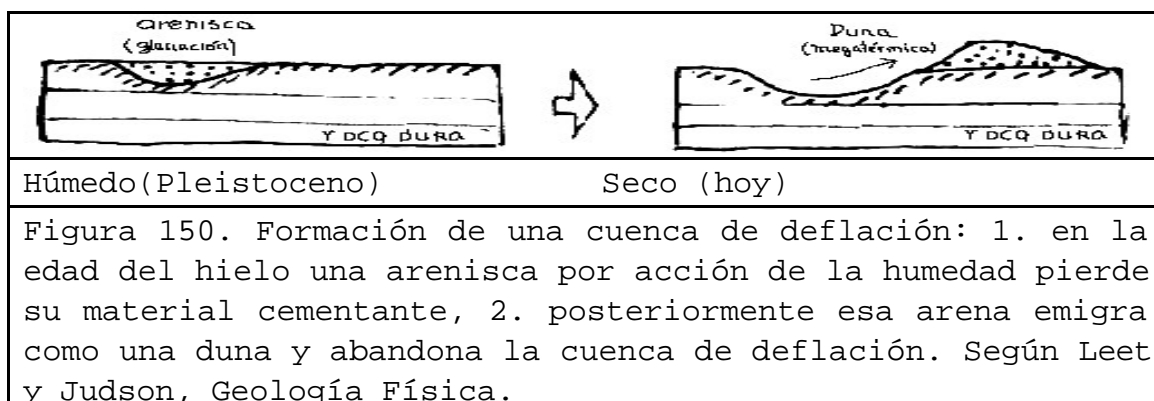


Figura 151. Pedestales: son pilares en forma de hongo, resultado de la erosión diferencial de la lluvia y el viento en paisajes áridos. Tomado de La Tierra Planeta Vivo, Salvat.

**19.6.3 Depósitos de viento.** Son de dos tipos: loess y Dunas.

- **Loess.** Son depósitos no consolidados de limos que no emigran, cuyos espesores van desde los centímetros hasta los 10 metros. Originalmente las partículas se formaron en antiguos pantanos cuando las condiciones climáticas del lugar fueron afectadas por procesos de glaciación. Posteriormente quedaron ubicadas en zonas desérticas y de éstas fueron sacadas por el viento. El polvo más fino de los desiertos, puede ser elevado miles de metros de altura y transportado centenares de km., de tal manera que si éste sale del desierto puede formar un loess, suelo agrícola muy fértil por no haber estado sometido a un deslavado de bases.

- **Dunas.** Son depósitos de arena móviles que al emigrar sepultan objetos, y cuya altura varía entre los 30 y 200 metros mientras su base es 5 veces mayor. El avance de la duna se da en la dirección del viento y los métodos para fijarla son: a) colocación de empalizadas en la cresta de la duna con lo que se detiene el aporte de partículas procedentes de barlovento hacia el frente de la duna; b) instalación de plantas arbustivas cuyas raíces traban las partículas; c) incrementar la humedad de la zona con la finalidad de aumentar la cohesión entre las partículas

**19.6.4 Clases de dunas.** Las dunas pueden ser de cuatro clases, así:

- **Barjanas.** Depósitos en forma de luna creciente, cuyos cuernos en la dirección del viento anuncian suelo duro y plano. Los barjanas suelen encontrarse en el borde del desierto donde hay una menor cantidad de arena y algo de vegetación.

- **Longitudinales.** Camellones en la dirección del viento; anuncian viento fuerte o poca arena. Estas dunas cubren una extensión mucho mayor y los largos cordones de arena están

separados por bandas de roca o piedras libres de arena por la acción de los remolinos del viento.

- **Transversales.** Semejan olas transversales al viento; anuncian viento suave pero oscilante ya sea por irregularidades en el suelo o variaciones dinámicas en la masa del aire. Un tipo particular es la duna de playa donde los camellones son paralelos a la playa y transversales a la dirección del viento.

- **En U.** Dunas dispuestas al contrario de los barjanes y que anuncian obstáculos longitudinales. Se diferencian de aquellos por tener la cara de deslizamiento en la parte convexa.

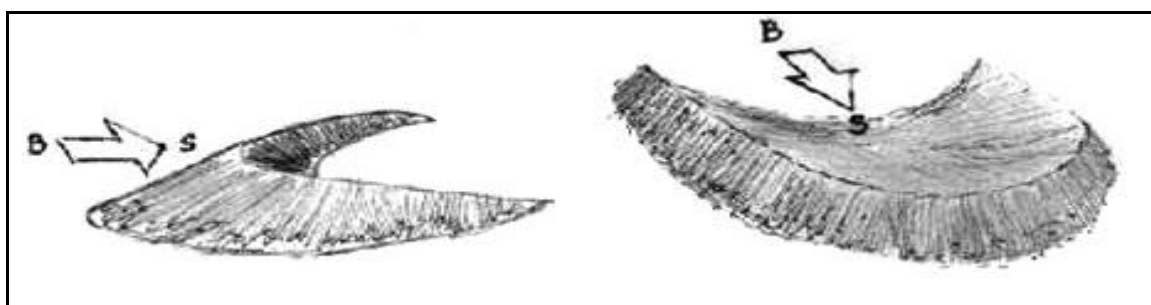


Figura 152. Barján y duna en U. La dirección del viento en una duna cualquiera la da su cara de deslizamiento. En el dibujo se ilustra un barján ( derecha) y una duna en U (izquierda), ambas con la cara de deslizamiento en sotavento (S) y no en barlovento (B). Adaptado de Leet - Judson y Longwell- Flint, Geología Física.

**19.6.5 Dinámica de las dunas.** La fig. 153 A muestra el efecto de un obstáculo que explica la acumulación del depósito en la sombra del viento, las partículas pierden energía y se genera la turbulencia detrás del obstáculo. La fig. 153 B muestra la dinámica en el desarrollo de la duna, por la forma como evolucionan las pérdidas de energía y turbulencias señaladas. La fig. 153 C ilustra en su conjunto, como se forma la cara de deslizamiento de una duna, la que siempre aparece en sotavento, sin lo cual no podríamos diferenciar el barján de la duna en U.

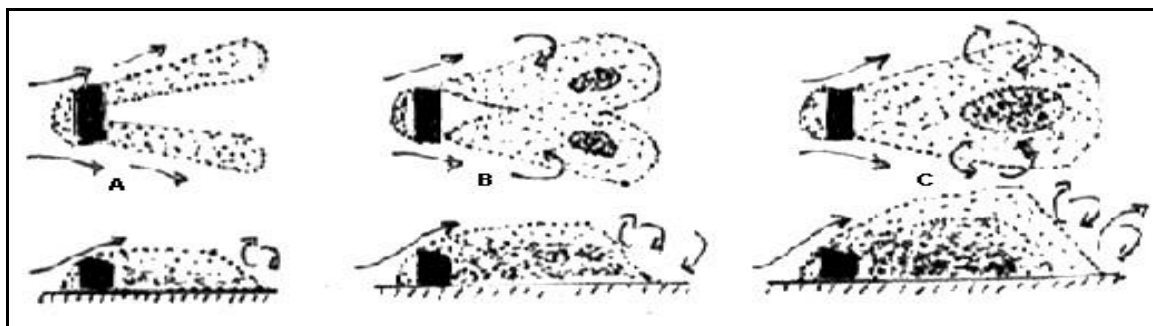


Figura 153. Dinámica de las dunas. De izquierda a derechas se muestra la secuencia temporal en el proceso de formación de una duna, a partir de un obstáculo. Arriba plantas y abajo perfiles, con líneas que muestran la trayectoria en viento y zonas de turbulencia; además de áreas oscuras en zonas de mayor concentración de material. Adaptado de Leet y Judson, Geología Física.

**19.6.6 Evolución del paisaje.** El paisaje árido evoluciona diferente al húmedo; en el primero se obtienen ríos escasos en meandros, una tendencia al drenaje enrejado; en el húmedo se tienen peniplanos, es decir, valles de poca inclinación, por lo tanto de ríos con meandros y con un drenaje que se inicia como dendrítico.

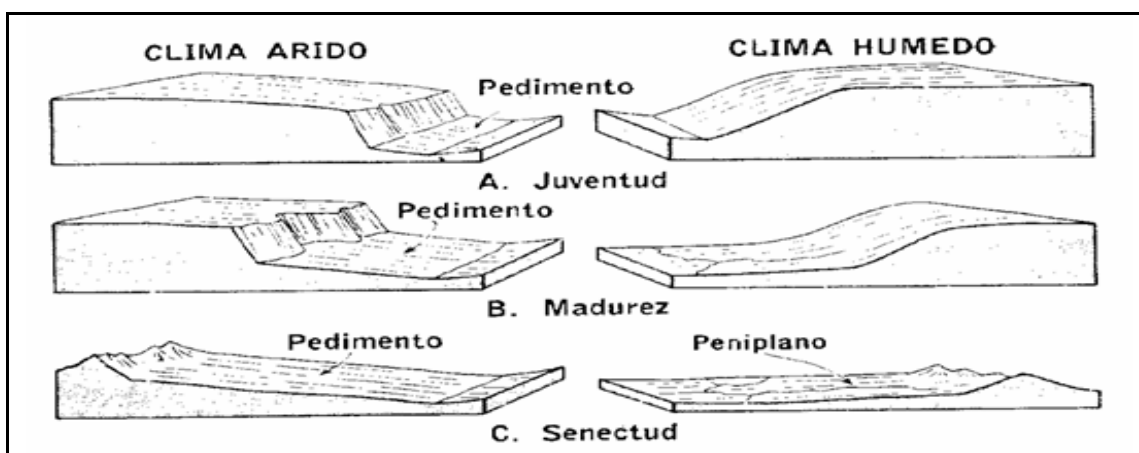


Figura 154. Evolución del paisaje húmedo y seco. A la izquierda la forma como evoluciona un paisaje árido formando un pedimento y desarrollando un drenaje paralelo; a la derecha la evolución de un paisaje formando un pedimento y desarrollando un drenaje dendrítico. Tomado de Leet y Judson, Geología Física.

### 19.7 DESIERTOS EN AMERICA

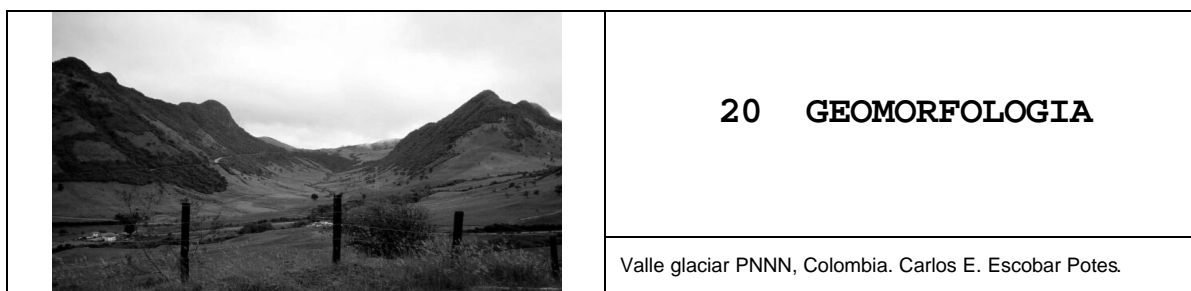
En América llueve todo el año en la cuenca amazónica y en las Guayanas y el Chocó. No llueve nunca en Atacama y en los desiertos de Arizona y Nevada de los Estados Unidos y Norte de Méjico. Por supuesto tampoco llueve en los polos.

En la región NW de Sur América, Colombia y Venezuela, además de los climas derivados de la latitud y la altitud, hay en la región clima tropical húmedo y tropical seco. El primero es el resultado de las influencias marinas del Atlántico, en la parte oriental y del Pacífico en la parte occidental.

La corriente ecuatorial del Atlántico empuja hacia las costas orientales de Venezuela y cuenca del Orinoco, vientos cálidos cargados de vapor de agua, los que al tomar altura sobre el continente condensan toda la humedad produciendo alta pluviosidad.

La corriente ecuatorial del Pacífico entra de frente a las costas colombianas en donde se encuentra con los aires fríos de la corriente de Humboldt, de lo cual resulta la gran pluviosidad de ésta zona.

Las zonas de clima tropical seco como es la costa norte y los llanos Orientales y de Apure, son el resultado de los vientos alisios que soplan durante medio año produciendo una estación lluviosa y otra seca. Los extremos del norte de la región, la Guajira y Coro, no alcanzan a recibir lluvias y son desérticos.



La geomorfología es la ciencia que estudia las formas de la Tierra. Se institucionalizó a finales del siglo XIX y principios del XX y sus haberes se asientan en los saberes acumulados por las demás ciencias de la Tierra que se sistematizaron a partir de la actitud ilustrada respecto de la naturaleza y sus complejas consecuencias en nuestra cultura.

Pero la Tierra es amplia, diversa y desigualmente conocida, lo cual plantea problemas a los científicos por la gran variedad y aparente dispersión de hechos y procesos, por su dependencia de múltiples factores y por la dificultad de encontrar en su generalidad las leyes que los rigen.

Estos hechos y procesos pueden ser microscópicos y aparecer aislados, pero las formas del relieve sólo pueden entenderse de modo global como pertenecientes a la totalidad del planeta e integradas en la totalidad de la naturaleza donde participan de múltiples relaciones. Conocer las causas es explicar las geoformas, pues la geomorfología tiene que dar cuenta de la génesis del relieve y tipificar sus geoformas: explicar fuerzas y procesos y clasificar resultados.

### **20.1 LA GEOMORFOLOGIA COMO CIENCIA**

La geomorfología se especializa en estructural (que atiende a la arquitectura geológica) y climática (que se interesa por el modelado), incorpora las técnicas estadísticas sedimentológicas, en laboratorio y, sobre todo, pierde su aislamiento para convertirse en una ciencia que atiende múltiples factores e inserta el estudio del relieve al

conjunto de relaciones naturales que explica globalmente la geografía física.

**20.1.1 Conexión con geología, climatología, hidrología y biogeografía.** La geomorfología tiene que contar prioritariamente con el factor geológico que explica la disposición de los materiales. Las estructuras derivadas de la tectónica y de la litología configuran frecuentemente los volúmenes del relieve de un modo más o menos directo.

El clima introduce modalidades en la erosión y en el tipo de formaciones vegetales, de modo que la morfogénesis adquiere características propias en cada zona climática. La elaboración de geoformas también depende de los paleoclimas que se han sucedido en un determinado lugar.

De las condiciones climáticas, biogeográficas, topográficas y litológicas, depende la eficacia erosiva de los cursos de agua y de otros modos de escorrentía. Aquí habrá que considerar el conjunto de la red hidrográfica.

La cobertura vegetal introduce un tapiz protector en la interfase atmósfera-litosfera, razón por la cual la biogeografía da claves importantes en el análisis de las geoformas y de los procesos que las modelan. Pero esta cobertura no depende sólo del clima y del sustrato rocoso, sino también de la acción antrópica.

**20.1.2 Geoforma.** Una geoforma es un cuerpo tridimensional: tiene forma, tamaño, volumen y topografía, elementos que generan un relieve. Se han clasificado treinta y seis (36) geoformas; el primer paso es identificar las geoformas con su topografía, drenaje, textura, tono, vegetación natural y uso del suelo.

Una geoforma está compuesta por materiales que le son característicos: como arenas, gravas, arcilla o cuerpos masivos; tiene una génesis y por lo tanto una dinámica que explica los materiales que la forman.



Como geofomas las rocas son lechos rocosos; los deltas, abanicos, terrazas y llanuras de inundación, son materiales transportados. Los suelos residuales están asociados a los lechos rocosos.

Utilizando fotografías aéreas se puede inferir que el tono y la textura dependen de la vegetación, que el uso del suelo permite hacer asociaciones con aptitudes, que las formas de erosión anuncian si el material es arenoso o rocoso. La topografía a su vez, está relacionada con la pendiente, y puede ser: plana, ondulada, quebrada o escarpada; donde existen entrantes o salientes del terreno son factibles los cambios litológicos.

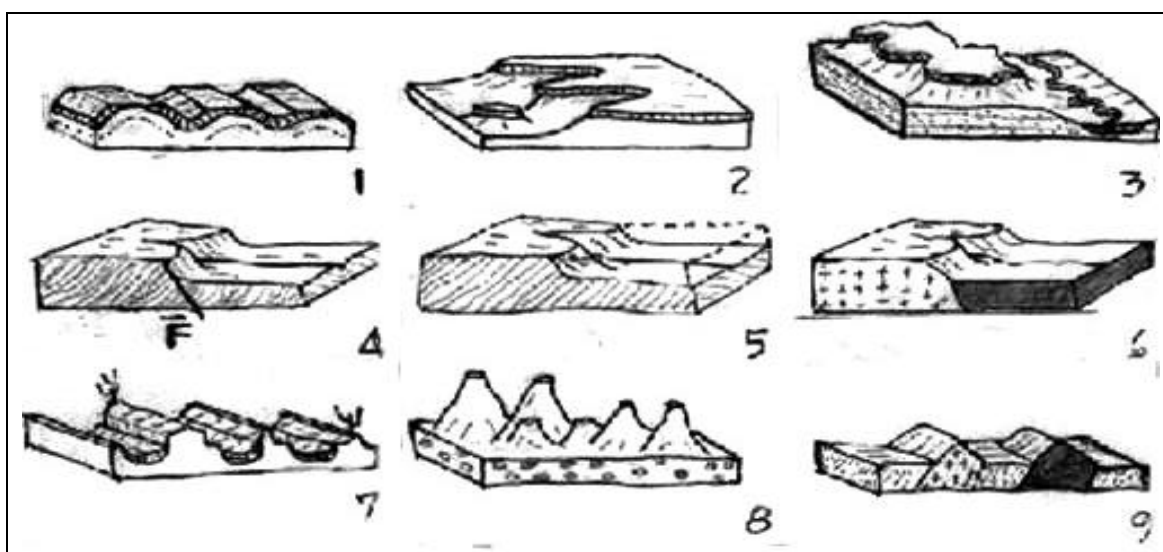


Figura 155. Paisajes con diferentes situaciones litológicas, estructurales y ambientales: 1. Relieve apalachinado (plegamiento erosionado), 2. Aspecto de una cuesta estructural subhorizontal. 3. Relieve aluvial invertido, (construcción y destrucción de un valle), 4. Escarpe tectónico (falla normal), 5. Escarpe de erosión m(obsérvese el descenso del relieve), 6. Escarpe litológico (el escarpe marca el contacto), 7. Paisaje árido en suelo fino (formación de yardang), 8. Paisaje árido en conglomerado (formación de mesas basculantes y pilares), 9. Afloramientos duros (diques intruyendo rocas más blandas). Adaptado de Max Derruau, Geomorfología.

El drenaje está caracterizado por una forma o patrón modelo, donde el índice de erosión o remoción es muy importante y la textura es el grado de espaciamento entre los canales del drenaje. La textura en rocas puede ser gruesa, media o fina, y la erosión, laminar, por surcos o por cargas.

La vegetación puede ser natural y su altura anuncia la profundidad del suelo, cuando hay densidad. Las variaciones en la densidad de la vegetación se asocian con presencia de aguas subterráneas. Si es artificial se considera ya un uso del suelo. En un abanico aluvial los bosques de galería anuncian el drenaje y la vegetación es más alta en su pie que en el ápice a causa del nivel freático.

A continuación se presenta una tabla de claves fotogeológicas para la identificación de las diferentes rocas y fallas, de acuerdo a tres aspectos fundamentales: tonos, texturas y drenaje.

### **20.1.3 Conceptos básicos de geomorfología**

1. Los procesos físicos de hoy operaron en el pasado geológico.
2. La estructura geológica condiciona las formas del relieve.
3. El proceso geológico se expresa en la geoforma.
4. Cuando los diferentes agentes modelan la corteza se produce la secuencia que evidencia tales etapas.
5. La complejidad es más común que la simplicidad en las geoformas.
6. La geología del cuaternario domina la topografía.
7. La adecuada interpretación del paisaje exige conocer los cambios geológicos y climáticos pasados.

8. La presión y temperatura del clima regional son necesarias para entender los procesos geológicos.

9. Se debe mirar la geomorfología de hoy en el contexto de las geoformas pasadas.

## 20.2 CLAVES DE FOTOINTERPRETACION

Se mostrará en el siguiente cuadro las claves fotogeológicas atendiendo como aspectos relevantes, tonos, texturas y drenajes, tanto de las rocas como de las estructuras geológicas.

Cuadro 24. Claves fotogeológicas.

ASPECTOS	ROCAS INTRUSIVAS	ROCAS VOLCANICAS	ROCAS CLASTICAS
TONOS	- Claros salvo humedad (gris) - Oscuros en ultramáficas - Claros a oscuros en hipoabisales y diques	- Oscuro en las jóvenes, en las meteorizadas es claro. - Claros en conos de ceniza y lavas viejas, secas y sin cobertura	- Claros en conglomerados, areniscas maduras y lodolitas de desiertos. - Oscuro en areniscas maduras y lodolitas, por humedad. - Oscuros en estructuras
TEXTURAS	- Homogéneas masiva	-Finas en tefras (tobas, cenizas). - Rugosas en lavas, flujos o bloques	- Gruesas en conglomerados y areniscas. - Finas en lodolitas (dan flatiron)
DRENAJE	- Dendrítico, pinzado o radial y puede variar con el	- Paralelo en basaltos. - Dendrítico en tobas y	- Rectangular, paralelo y subparalelo en conglomerados y

ASPECTOS	ROCAS INTRUSIVAS	ROCAS VOLCANICAS	ROCAS CLASTICAS
	<p>diaclasamiento y la composición</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Radial-anular en hipoabisales</li> </ul>	<p>depósitos piroclásticos</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Anular en domos.</li> <li>- Radial en volcanes</li> <li>- Anómalo en lagunas y canales discordantes</li> </ul>	<p>areniscas maduras</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Subparalelo y subdendrítico en areniscas inmaduras</li> <li>- Subparalelo a dendríticas en lodolitas</li> </ul>

ASPECTOS	ROCAS NO CLASTICAS	ROCAS METAMORFICAS	FALLAS
TONOS	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Claros casi siempre</li> <li>- Oscuros si hay materia orgánica o humedad, bandeados si hay interestratificación</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Oscuros generalmente pero no intensos</li> <li>- Claros en cuarcita</li> <li>- Claros a semioscuros en gneises</li> </ul>	<p>Cambios bruscos y oscuros por agua o claros si hay exceso de drenaje</p>
TEXTURAS	<p>El del relieve (ejemplo paisaje cárstico). No da flatiron</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Finas pizarras</li> <li>- Medias a gruesas, gneises.</li> <li>- Esquistosidad</li> </ul>	<p>Cambios, anomalías e irregularidades</p>
DRENAJE	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Discontinuo y con sumideros en karst.</li> <li>- Controlado por fracturas subterráneas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Dendrítico a rectangular en pizarras y filitas.</li> <li>- Variable en esquistos</li> <li>- Colector con poco drenaje secundario en</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Desviación sistemática</li> <li>- Controles anómalos.</li> <li>- Alineado y con dirección perpendicular</li> </ul>

ASPECTOS	ROCAS NO CLASTICAS	ROCAS METAMORFICAS	FALLAS
		cuarcitas - Dendrítico a rectangular en gneis	

Mónica Dunóyer. Posgrado de Geotecnia, Universidad Nacional, 1995.

### 20.2.1 Claves de fotointerpretación de rocas plutónicas

- Los contactos de intrusiones graníticas con rocas encajantes son discordantes, nítidos y sencillos.
- Los cuerpos graníticos tienen grandes dimensiones.
- Los tonos son claros (buena reflectancia), salvo en condiciones de humedad.
- La textura es homogénea, pues su aspecto es masivo.
- El drenaje es normalmente dendrítico-pinzado o radial, en caso de domos.
- Si hay muchas diaclasas el patrón es rectangular.
- El tono y drenaje puede variar con la composición, densidad de diaclasas y humedad.
- La topografía se presenta en cerros con forma de A o macizos redondeados.
- Presentan más fracturamiento cuando tienen mayor antigüedad.
- En el trópico desarrollan saprolito profundo.

### 20.2.2 Claves de fotointerpretación de rocas volcánicas

- Son reconocibles si no están erosionadas.

- Las geoformas dependen del tipo de lava y su actividad.
- Los basaltos presentan columnas, drenaje paralelo grueso y suave topografía.
- Los cráteres de ceniza son claros y con pendientes altas (ángulo de fricción  $f = 35^\circ$ ).
- Las lavas viscosas son lenguas de pared abrupta y tienen formas en pata de elefante.
- Los depósitos lávicos forman colinas de cresta aguda.
- Muy disectadas por drenaje dendrítico y fino cuando son recientes, además presentan tonos claros y laderas verticales y uniformes.
- Presentan tonos oscuros en lavas jóvenes, aunque la vegetación las aclara algo.
- Los patrones de drenaje son dendríticos en depósitos piroclásticos y tobas; anular, en edificios volcánicos; radial, en la base de los volcanes, anómalo con lagunas y canales discontinuos, en los flujos.
- La vegetación es escasa si el material es reciente, y la porosidad y permeabilidad son altas, aunque disminuyen con la meteorización.

### **20.2.3 Claves de fotointerpretación de rocas sedimentarias clásticas**

- Estas rocas son las que más información arrojan.
- Las rocas sedimentarias forman estructuras secundarias (pliegues, fallas, diaclasas) que se evidencian por alineamientos de cualquier tipo (tonos más oscuros, drenajes controlados, cordones vegetales).

- Las geoformas que más las delatan son los flatiron (planchas), que se desarrollan sobre las rocas sedimentarias duras (areniscas compactas) y son las geoformas fruto de la erosión diferencial.
- Generalmente la pendiente topográfica corresponde a la pendiente estructural que es larga y suave.
  
- En la contrapendiente hay escalonamientos por el contraste entre estratos duros y blandos que se alternan.
  
- Los conglomerados muestran tono claro a medio; textura gruesa; a muy gruesa, drenaje rectangular, subparalelo o paralelo; vegetación escasa y arbustiva; escarpes verticales en la contrapendiente, y crestas agudas rectilíneas y de gran continuidad.
  
- Las areniscas pueden ser maduras o inmaduras; las intermedias tienen rasgos que oscilan entre los extremos de estas.
  
- Las areniscas maduras muestran tono claro a medio, textura gruesa a media, drenaje rectangular a subparalelo, canales en V cerrada, vegetación escasa a media, escarpes escalonados y excelentes niveles guías.
  
- Las areniscas inmaduras son oscuras y de textura gruesa, drenaje subparalelo o subdendrítico, vegetación buena a excelente y morfología ligeramente escarpada a suave en la contrapendiente estructural y ondulada en la pendiente.
  
- Las lodolitas son de tono oscuro en clima húmedo y claro en desiertos, textura fina, drenaje dendrítico o subparalelo y vegetación exuberante si el clima es húmedo, morfología deprimida con desarrollo lineal extenso, excelente contraste con unidades duras y malos niveles guías.

En la fig. 156 se dibujan tres geoformas, con elementos explicativos, típicas en rocas sedimentarias.

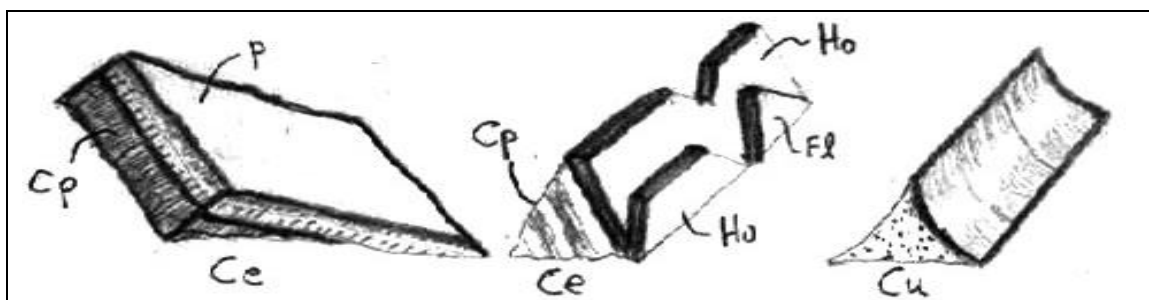


Figura 156. Geformas en rocas sedimentarias: Ce. Cuesta estructural (asimétrica), Cp. contrapendiente, P. pendiente, Ho. y Fl. Hogback y flatiron (desarrolladas sobre la pendiente estructural), Cu. Cuchilla estructural (cóncava). El Hogback es un estrato en altorelieve, con forma trapezoidal, formado sobre la pendiente estructural. Según Mónica Dunóyer y Antonio Manrique, curso de fotointerpretación U. de Caldas.

#### 20.2.4 Claves de las rocas sedimentarias químicas

- No dan flatiron (estratos en altorelieve triangular sobre la pendiente) y muestran fracturas bien desarrolladas que controlan la vegetación y dolinas y sumideros cuando siendo carbonatadas resultan afectadas por la disolución.
- Normalmente la vegetación es poca y alineada con las fracturas. En el trópico ésta puede ser densa.
- El relieve es función del clima y de la composición de la caliza. Los tonos son claros.
- En clima árido se presentan crestas empinadas y tonos claros, nunca oscuros.
- En climas húmedos el paisaje es cárstico: bosques de mogotas o colinas puntiagudas. Además se desarrollan dolinas, poljes (depresiones cerradas) y sumideros.
- El drenaje se pierde por los sumideros resultando interrumpido.



- El relieve es más suave que en zonas áridas y entre más pura y cristalina sea la roca, más abrupto resulta el relieve.
- Si se encuentra materia orgánica y humedad, los tonos son oscuros.

#### **20.2.5 Claves de fotointerpretación de rocas metamórficas**

- Son las rocas más difíciles de identificar.
- A mayor grado de metamorfismo, más desaparecen los rasgos litológicos y estructurales.
- El metamorfismo iguala la resistencia de la roca, resultando una topografía más masiva.
- La esquistosidad es el principal elemento de fotoidentificación; le da al paisaje una sensación de paralelismo (control de cárcavas, drenaje, etc.).
- En rocas metasedimentarias se alcanza a insinuar la estratificación con algo de flatiron.
- El tono es generalmente oscuro pero no intenso.
- El drenaje tiende a ser uniforme y constante tendiendo a dendrítico o rectangular.
- Cuando provienen de rocas ígneas, su aspecto es masivo y no presentan foliación.
- Desarrollan relieve de cualquier tipo por lo que aquél no es guía.
- Muestra colinas alineadas con crestas o cuchillas.
- Las pizarras y filitas muestran textura fina, drenaje dendrítico rectangular, vegetación escasa (y a veces alineada), y no muestran estructuras falladas aunque conservan

la estratificación de la roca madre. En la morfología se presentan crestas agudas y laderas empinadas no muy altas.

- Los esquistos tienen clara orientación, buena foliación, tono gris uniforme (de medio a oscuro), drenaje variable, según el clima, pero controlado por la foliación, morfología con planos de esquistosidad planos y cóncavas paralelas.

- Las cuarcitas dan tonos claros, crestas empinadas, drenajes colectores, poco drenaje secundario, crestas filudas, fracturas controlando el drenaje, los contactos con otras rocas tienen fuerte contraste y la vegetación es escasa, está alineada y es de tipo arbustivo.

Los gneises tienen aspecto masivo y muestran fracturas bien desarrolladas (fallas) que controlan el drenaje. Las lomas son alargadas con cimas suaves pero altas y pendientes. Su tono es claro a semioscuro y la textura rugosa.

El drenaje es dendrítico a rectangular con textura media a gruesa. Las lomas desprovistas de capa vegetal desarrollan poco suelo y poca vegetación dando posibilidad a la observación de los diques que las cortan.

#### **20.2.6 Claves diagnósticas para caracterizar movimientos en masa**

- **Características morfológicas.** Pendientes cóncavas y convexas, nichos semicirculares, pendientes escalonadas, bloques inclinados, relieve irregular (hummocky), formación de grietas y cambio súbito de pendiente.

- **Características de la vegetación.** Vegetación desordenada y parcialmente muerta, cambios en la vegetación coincidentes con escalones morfológicos, zonas con vegetación menos abundante, (elongadas y claras), diferencia de vegetación dentro y fuera del deslizamiento y cambios de vegetación asociados a condiciones de drenaje.

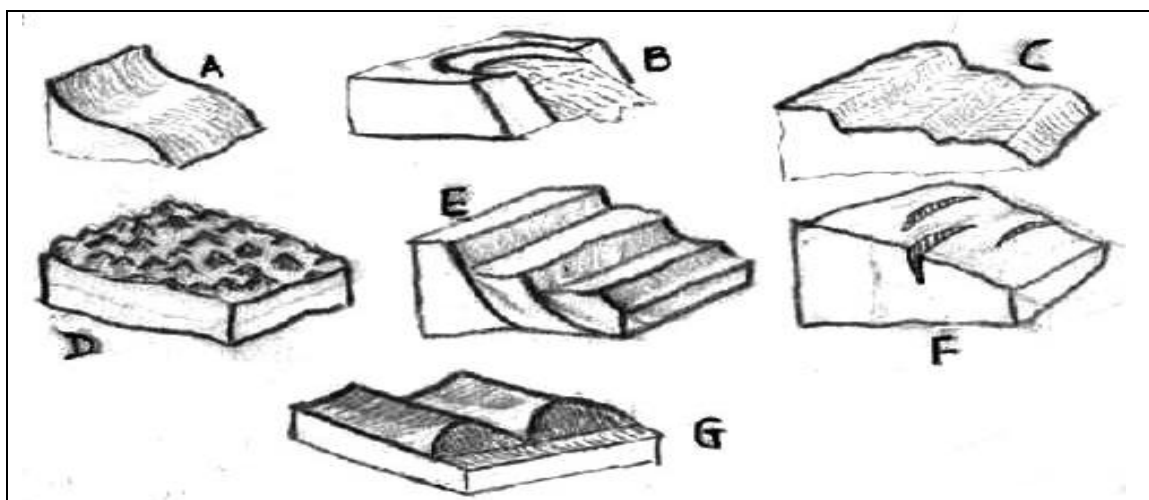


Figura 157. Morfología para diagnóstico: A. formas cóncavas y convexas, B. nichos semicirculares, C. pendientes escalonadas, D. relieve irregular (hummocky), E. bloques inclinados, F. grietas, G. cambios abruptos de pendiente. Según Mónica Dunóyer y Antonio Manrique, curso de fotointerpretación U. de Caldas.

**- Características del drenaje y medidas de estabilización.**

Drenaje desordenado con líneas interrumpidas, anomalías en los patrones de drenaje, zonas de acumulación de agua, zonas de infiltración o nacimientos (tonos oscuros), zonas excesivamente drenadas (tonos claros). Si hay intervención, canalización de aguas y terracetas en pendiente con canales en curvas de nivel.

**- Otras características o elementos.**

Ausencia de vegetación, escarpes en forma de pinza, concavidades elongadas, depósitos elongados, acumulaciones en quiebres de pendiente, facetas triangulares, cuerpos coalescentes (masas contiguas dislocadas), escarpes elongados y lóbulos de flujo.

**20.2.7 Claves para identificación de rasgos estructurales**

**- Monoclinales.** En la cuesta (pendiente suave), el drenaje es dendrítico o paralelo, el suelo es grueso o potente, hay buen desarrollo de la vegetación y drenaje es poco denso. En la contrapendiente el drenaje es denso, subdendrítico, se presentan movimientos en masa y a veces la topografía es

cóncava, el suelo es casi nulo y es notoria la poca acumulación de agua y poca la vegetación.

- **Hogback y cuchillas estructurales.** El hogback es un bloque donde la pendiente y la contrapendiente tienen la misma inclinación. Uno de los estratos conforma en la pendiente una capa de cubierta dura que presenta erosión en cárcavas con pobre desarrollo de la vegetación, poco suelo y poca agua.

La cuchilla estructural es una forma masiva que corresponde a un afloramiento de capas duras. La pendiente y la contrapendiente son simétricas y el drenaje por ambos lados es paralelo; las superficies muestran cárcavas y no se desarrolla suelo ni vegetación en ningún flanco.

- **Pliegues.** Los anticlinales muestran drenaje radial poco denso (según la litología expuesta); si está erosionado, muestra el núcleo y la roca es estratificada, además hay poco suelo por la pendiente de la geoforma y poca agua, pues es mal acuífero. El sinclinal muestra drenaje centrípeto, núcleo deprimido, estratos que buzan hacia el centro del pliegue y humedad y vegetación buena en su núcleo, pues se trata de un buen acuífero.

- **Fracturas.** Las diaclasas muestran un drenaje cuya intensidad depende de la roca. En la diaclasa hay agua, vegetación y erosión. El suelo es profundo si la vegetación es intensa y la pendiente favorece su estabilidad.

Las fallas muestran fuerte meteorización y suelos pobres en los escarpes, aunque buenos en los pies. En el escarpe no hay vegetación pero sí en los bajos donde se almacena la humedad.

Los indicadores de las fallas son los desplazamientos de las capas horizontales o verticales, los cambios abruptos en el rumbo y buzamiento, los escarpes, facetas triangulares y cañones en V cerrada, los cambios bruscos de tono y vegetación, los tonos oscuros por agua y drenaje alineado, las

desviaciones sistemáticas del drenaje, el diaclasamiento intenso o brechamiento y los movimientos en masa sistemáticos.

### **20.3 GENERALIDADES DEL AREA DE MANIZALES Y CHINCHINA**

Por la importancia la precisión de los resultados, se hace una presentación sumaria de los aportes del Dr. Antonio Flórez, 1986 consignados en su estudio del medio ecosistémico de esta región.

**20.3.1 Localización.** El área se ubica sobre la Cordillera Central, entre los 4° 58' N y los 5° 18' N y entre los 75° 10' W y los 75° 45' W. La superficie es de 2430 Km.<sup>2</sup>, 2/3 de los cuales se localizan en el flanco occidental de la cordillera desde los 4150 a los 700 msnm en el río Cauca, y el 1/3 restante sobre el flanco oriental hasta los 1500 msnm en la vertiente del Magdalena. Administrativamente la mayor parte del territorio pertenece al departamento de Caldas y en menor extensión al del Tolima.

**20.3.2 Geología y geomorfología.** Entre las cordilleras de los Andes colombianos aparecen depresiones tectónicas como las del Magdalena y el Cauca. El área de Manizales-Chinchiná se ubica sobre la vertiente occidental de la Cordillera Central.

Las formaciones geológicas se distribuyen de norte a sur en bandas paralelas al sistema de Romeral, umbral entre las cortezas continental y oceánica y cicatriz de una antigua zona de subducción.

La cordillera, que constituye básicamente el conjunto continental, está compuesta por un núcleo de esquistos principalmente Paleozoicos entre los cuales se intruyeron batolitos y stocks mesocenoicos. Al norte del área se encuentra una cobertura continental Jurásica. En la fosa del Cauca se presenta un conjunto oceánico, a ambos lados del sistema Romeral, que incluye las formaciones del complejo del Cauca del Cretáceo inferior, además de los esquistos y la formación metasedimentaria volcánica relacionada con el

emplazamiento del complejo ofiolítico y el cinturón magmático mio-plioceno de la fosa del Cauca. Según A. Flórez, a partir del Mioceno medio se cubrieron los conjuntos continental y la parte inferior Cretácea del oceánico, con una cobertura sedimentaria y volcánica de edad Terciaria y Cuaternaria.

También se da un levantamiento principal en el Plioceno asociado a fallas inversas que generan un escalonamiento de bloques.

Antes del levantamiento principal de la cordillera por sus dos flancos, se modelaron superficies de aplanamiento que resultaron disectadas por los movimientos del Plioceno. El levantamiento y vulcanismo evidencian actividad reciente.

De las nieves perpetuas hacia los cañones de los ríos mayores se diferencia un eje volcánico con modelado glaciar, alvéolos de disección en rocas metamórficas y plutónicas, un sistema de cuchillas residuales de superficies de aplanamiento antiguas y la depresión del Cauca con su relleno vulcano-sedimentario. Las características más sobresalientes del área de estudio son su relieve montañoso con un modelado de disección profunda, activa y controlada estructuralmente, aspectos que influyen la fuerte inestabilidad de las vertientes manifiesta en los abundantes movimientos en masa.

**20.3.3 Desarrollo morfoestructural.** Según A. Flórez, el basamento es un conjunto metamorfoseado en varios eventos desde el precámbrico hasta el mesozoico. Los esquistos del núcleo de la cordillera resultan de los movimientos tectónicos del paleozoico durante la orogenia herciana. Durante el Jurásico-Cretácico intruyen varios stocks y batolitos causando un levantamiento de la cordillera.

En la observación de los diferentes elementos estructurales del actual relieve infieren eventos tecto-orogénicos del cretáceo-cenozoico, A Flórez identifica cuatro fases, así:

En la **fase I**, partiendo de un plegamiento y de la depresión del Cauca limitada por fallas inversas, ocurre el movimiento principal de las grandes fallas de rumbo de los sistemas Romeral y Palestina. Por el plegamiento de los esquistos y materiales sedimentarios se forma un relieve en crestas monoclinales, el graben se convierte en una cuenca de sedimentación intramontaña y sobre la superficie se desarrolla luego una red de drenaje que transporta detritus hasta el graben del Cauca.

En la **fase II**, hacia el mioceno medio, se presenta vulcanismo inicial cuyo detritus y cuyo piroclastos cubren las superficies de aplanamiento a ambos lados de la cordillera.

En la **fase III**, un evento tecto-orogénico de gran importancia sucede al vulcanismo. A este evento se asocia el plegamiento de los sedimentos, un fuerte desplazamiento horizontal de la falla Romeral y un escalonamiento de fallas inversas en la cordillera. También hay intrusión de stocks porfidíticos sobre los sedimentos oligo-miocénicos de la fosa del Cauca para formar relieves piramidales.

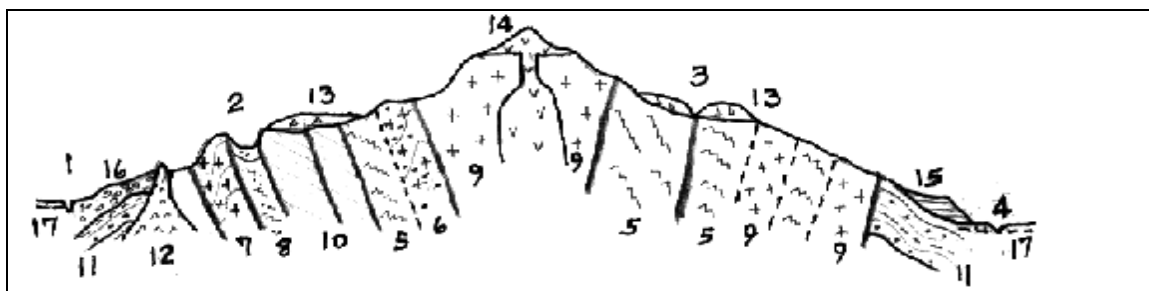


Figura 158. Perfil morfoestructural (esquema según Flórez, 1986). 1. Río Cauca; 2. Sistema Romeral; 3. Falla Palestina; 4. Río Magdalena; 5. Esquistos Pz; 6. Gneises intrusivos Pz; 7. Complejo ofiolítico K; 8. Esquistos K; 9. Stock granítico Mz-T; 10. Complejo metasedimentario volcánico K; 11. Sedimentos oligo-mioceno; 12. Stock andesíticos mio-plioceno; 13. Formación Manizales mioceno medio; 14. Rocas volcánicas Tq; 15. Sedimentos pliocenos; 16. Terraza poligénica de Chinchiná; 17. Piedemonte aluviotorrencial Q. Según Antonio Flórez, Cartografía del medio ambiente de Manizales-Chinchiná.

- En la **fase IV**, después del levantamiento señalado, el vulcanismo tiene su mayor auge y permite la formación de la cobertura de lavas en el eje de la cordillera. Este vulcanismo, aunado al potencial de disección generado por el levantamiento y los cambios climáticos hacia condiciones más húmedas, según Flórez, convergen para facilitar las formaciones vulcano-sedimentarias plio-cuaternarias.

Con relación al relieve volcánico, característica principal del paisaje geomorfológico de la cordillera Central, las formas constructivas se sitúan sobre su eje y los flancos superiores, para constituir una cobertura resistente con relación al basamento metamórfico y granítico fracturado y alterado. Los flujos de lavas procedentes de los estratovolcanes, forman patrones radiales divergentes que en ocasiones presentan coalescencias (choques) con flujos de otras fuentes. Flórez señala nuevas estructuras vulcanogénicas al norte del Ruiz, como los volcanes Romeral, El Retiro, La Ermita, Santa Cecilia, La Cumbre, La Plazuela, El Colmillo, El Ciervo, Peñas Blancas, El Gualí y la Tribuna, al lado de los ya conocidos, El Contento y Cerro Bravo.

**20.3.4 Consecuencias del desarrollo morfoestructural.** El desarrollo de la cordillera imprimió las principales características de los relieves actuales y condicionó gran parte de los procesos externos y de la dinámica de las vertientes. Tales características, según Flórez, son:

- La dinámica de compresión entre las placas tectónicas generó bloques levantados y hundidos separados entre sí por escarpes tectónicos con pendientes abruptas generalizadas.

- El levantamiento de la cordillera generó un enorme potencial gravitatorio.

- Los diferentes eventos tectónicos causaron fallamiento y fracturamiento generalizado de las rocas y una fuerte



actividad hidrotermal, hechos que han facilitado la alteración del sustrato para facilitar su disección.

- El área continúa afectada por una tectónica activa y una reconocida actividad sísmica.
- La cobertura volcánica reciente que cubre el sustrato fracturado y alterado se constituye en un factor de resistencia diferencial de las rocas.
- Las reactivaciones volcánicas son factores actuales que modifican el paisaje.
- La espesa cobertura piroclástica, dados su peso, las fuertes pendientes y el clima húmedo, contribuye a la inestabilidad de las vertientes.

**20.3.5 Clima.** La localización del área, sobre los 5° de latitud norte, se ajusta a la posición media de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), lo que explica lluvias abundantes con un régimen de distribución bimodal, alto contenido de humedad del aire y un régimen térmico poco contrastado, todas ellas características de un clima ecuatorial típico.

Los parámetros climáticos que varían con la altitud son, gradientes térmicos en las vertientes occidental y oriental de 0,54 y 0,62 °C para la temperatura estabilizada del suelo y de 0,60 y 0,64 °C para la temperatura media anual del aire (Flórez). Hay una disimetría térmica entre las dos vertientes siendo mayor la temperatura media anual del aire en el occidente en menos de 1,5 °C. Las isotermas de 0° para el suelo y el aire están localizadas a 5000 y 4500 msnm respectivamente.

La precipitación es inferior en la vertiente occidental donde los máximos se dan sobre los 1500 msnm con 2900 mm anuales y los 2750 msnm con 2500 mm anuales, pues por el oriente los

máximos se localizan a 1150 msnm con 4100 mm y a 2400 msnm con 3200 mm.

La humedad relativa varía entre el 80 y 85% por debajo de los 1700 msnm y entre el 85 y 90% para alturas superiores. La evapotranspiración potencial ETP es excedida por la precipitación, aunque a nivel mensual puede presentarse un balance negativo en julio o agosto. Junto al río Cauca enero también es un mes seco.

Lo anterior permite deducir que el clima es cálido-húmedo en el área, con una precipitación distribuida que permite permanente humedad de las formaciones superficiales para favorecer los procesos hidrogravitatorios. Sólo una pequeña área al norte del río Guacaica y junto al Cauca, por debajo de los 1000 msnm según Flórez, presenta características ambientales de estacionalidad marcada. Como de diciembre a marzo y julio a septiembre son secos, los procesos hidrogravitatorios son escasos y dominan los de escurrimiento superficial y difuso concentrado.

El clima lluvioso genera una red de drenaje densa, caudalosa y permanente durante todo el año, dominada, por la red estructural. Los ríos mayores avanzan de sur a norte ocupando las depresiones tectónicas a los dos lados de la cordillera, mientras sus afluentes drenan el agua controlados en gran parte por un fallamiento E-W cuasiperpendicular a las fosas tectónicas. Hacia el Magdalena fluyen los ríos Guarinó, Aguacatal, Cajones, Gualí y Azufrado, y hacia el Cauca los ríos Chinchiná, Guacaica, Tapias, Tareas y La Honda.

**20.3.6 Suelos.** La mayoría de los suelos están desarrollados a partir de piroclastos que muestran una diferenciación alrededor de los 2000 msnm, pues a mayores alturas se da una alternancia de capas de pómez, lapilli, arenas y cenizas mientras por debajo domina la fracción ceniza. Se exceptúan de lo anterior los flancos abruptos de los valles en V del drenaje principal donde aflora el sustrato y los suelos son líticos, y las vertientes bajas, por debajo de 1200 msnm donde

las cenizas han desaparecido o están en avanzada meteorización y los suelos de carácter vértico (por su aspecto arcilloso y el agrietamiento que presentan al secarse) se han desarrollado a partir de alteritas (suelos alterados) asociadas al sustrato o a cenizas.

Entre 4000 y 1800 msnm dominan los andosoles húmíferos, de 1800 a 1200 msnm los ferrisoles ándicos y por debajo de los 1200 msnm los suelos ferralíticos de carácter vértico. El contenido de materia orgánica aumenta con la altitud y la cantidad de arcilla disminuye con ésta. La densidad aparente disminuye con la altura mientras la porosidad y permeabilidad aumentan debido a la disminución de arcilla en los suelos.

**20.3.7 Efectos de la antropización.** Por la inestabilidad potencial del área las formaciones superficiales son susceptibles a la pérdida del equilibrio dinámico por la acción humana. Los efectos más visibles y evidentes se relacionan con la generación o aceleración de movimientos en masa superficiales, para propósitos de construcción de vías o urbanizaciones, y por la deforestación.

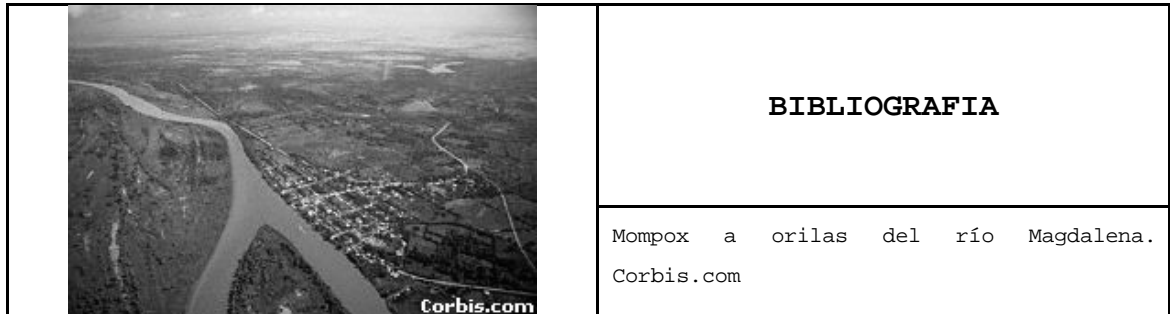
Los suelos tropicales andinos son jóvenes. Las laderas, que son las cuestas naturales del terreno, a pesar de su frágil equilibrio, están adaptadas a las condiciones pluviométricas y tectónicas extremas del medio ecosistémico, como las lluvias y sismos de gran intensidad. No obstante, la acción antrópica ha logrado acelerar los ritmos de degradación, por lo que los desastres asociados a amenazas naturales se hacen más viables en los escenarios urbanos. A las lluvias excepcionales o a los sismos intensos suceden escurrimientos superficiales y deslizamientos de tierra, y a estos los flujos de escombros y de lodo.

Ya en el área de estudio, para Flórez resultan de especial importancia las microformas en graderías generalizadas, porque afectan específicamente a los suelos. Aunque las graderías ocurren en condiciones naturales, éstas se intensifican como consecuencia de la deforestación y posterior actividad agropecuaria.

La construcción de vías en la zona se ha caracterizado por la entrega defectuosa de aguas. Dominan los cortes a media ladera afectando estratos de bajo nivel de cohesión. En el caso de los rellenos en zonas urbanas, los hidráulicos han mostrado mejor comportamiento y más adecuadas prácticas, pero la magnitud de los mismos puede estar causando modificaciones importantes en los esfuerzos asociados al flujo de aguas subterráneas. La tala completa de la vegetación arbórea para establecimiento de pastos y cultivos genera una inestabilidad de las formaciones superficiales que se expresa por la gran cantidad de movimientos masales del tipo golpe de cuchara.

Son frecuentes otros movimientos, desde deslizamientos y derrumbes, hasta flujos. El efecto de la tala del café con sombrero, para sembrar en su reemplazo variedades como el Caturra y la Colombia, se inició en las pendientes suaves de la terraza poligénica de Chinchiná, en las cuchillas convexas y en los sectores convexo-cóncavos, para avanzar luego a las vertientes abruptas del sector cóncavo de la región.

La consecuencia de este proceso de tala fue la generación de abundantes movimientos en masa superficiales, del tipo golpe de cuchara, desencadenados en los períodos lluviosos entre dos y cinco años después, siendo más intensos donde la pendiente supera los 25°.



**ACOSTA, Carlos E.** Sísmica y Tectónica de Colombia y Bucaramanga. Primera Conferencia Regional de Geotecnia del Oriente Colombiano. Bucaramanga, 1977.

**ALVAREZ, Alberto Jairo.** Geología de la Cordillera Central y el Occidente Colombiano y Petroquímica de los Intrusivos Granitoides Mesocenoicos. Boletín Geológico del Ingeominas. Volumen 26. Santafé de Bogotá, 1983.

**BATLE-GUMUZZIO.** La química, ciencia de la materia y el cambio. Colección Salvat. España, 1985.

**BEGUERY, Michel.** La explotación de los océanos. Editorial Orbis. España, 1986.

**BELL, F. G.** EngIneering geology and geotechnics. Londres, 1980.

**BELOUSOV.V. V.** Geología Estructural. 2 ed. Moscú, 1979.

**BIALKO, A.** Nuestro planeta la Tierra. Editorial MIR. Moscú, 1985.

**BOOTH-FITCH.** La inestable Tierra. Biblioteca Científica Salvat. España, 1986.

**BORRERO, Carlos; TORO, Luz Mary; HINCAPIE, Gustavo.** Caracterización de depósitos volcánicos en la Cordillera

Central. III conferencia colombiana de geología ambiental. Armenia, 1994.

**BORRERO, Carlos.** Mapas y Notas Geológicas del Gran Caldas. Formaciones del Basamento y Superficiales. Conferencia Sobre la Geología Regional de Caldas, Universidad Nacional de Colombia Sede Manizales. Manizales, Marzo 26 de 1993.

**BREUER, George.** El aire en peligro. Biblioteca Científica Salvat. España, 1987.

**CASTELLANOS A. Sebastián.** Nociones de Geología. Editorial Norma. Santafé de Bogotá, 1980.

**CASQUET-MORALES, Et al.** La Tierra planeta vivo. Colección Salvat. España, 1985.

**CEBALLOS, Jorge Luis; CASTAÑEDA, Alvaro; ROBERTSON, Kim.** Análisis geodinámico de la actividad volcánica de Colombia. III conferencia colombiana de geología ambiental. Armenia, 1994.

**CELIS, Armando.** Nociones Geológicas Básicas sobre rocas para Ingenieros. Universidad Nacional. Santafé de Bogotá, 1988.

**CEPEDA, Héctor.** El Vulcanismo Moderno de los Andes de Colombia. Medellín, 1987.

**CORNELIUS-CORNELIS.** Manual de Mineralogía de DANA. 3 edición. Ed. Reverté. España, 1985.

**CORREA, Alvaro.** Clasificación de Roca Intacta, Universidad Nacional de Colombia. Santafé de Bogotá, 1992.

**CORREA, Alvaro; MONTERO, Juan; HERNANDEZ, Pedro.** Curso de geología del posgrado en geotecnia. Universidad Nacional de Colombia. Manizales, 1993.

- CORREA, Alvaro; HERNANDEZ, Félix; GONZALEZ, Alvaro.** Curso de mecánica de rocas. Universidad Nacional de Colombia. Manizales, 1994.
- DERRUAU, Max.** Geomorfología. Ediciones Ariel. Barcelona, 1966.
- DON-LEET.** Earthquake. Editorial Dell Publishing. U.S.A. 1964.
- DUQUE ESCOBAR, Gonzalo.** Guía Astronómica Universidad Nacional de Colombia. Manizales, 2003.
- DUQUE CARO, H** Geología del Noroccidente de Colombia Bol. Geológico #23. Ingeominas, 1980.
- ESCOBAR POTES, Carlos Enrique.** Control de la Erosión y Corrección de Torrentes. VII Congreso Nacional de Geotecnia. SCG. Santafé de Bogotá, 1998.
- ERICKSON, Jon.** La exploración de la Tierra desde el espacio. McGraw Hill. España, 1991.
- ESTEVA, L., RASCON, O y GUTIERREZ, A.** Lessons from Some Recent Earthquakes in Latin America. IV Conferencia Mundial de Ingeniería Sísmica .1969
- FONT-ALTABA, M.** Mineralogía. Editorial Marabout Université. Bélgica, 1965.
- FOUET-POMEROL.** Las montañas. Editorial Orbis. España, 1986.
- FLOREZ, Antonio.** Cartografía del Medio Ambiente del Area Manizales-Chinchiná, Cordillera Central-Colombia. Vol. 8 y Geomorfología del Area Manizales-Chinchiná, Cordillera Central-Colombia. Vol. 9. Análisis Geográficos, IGAC. Santafé de Bogotá, 1986.

**FURON, Raimond.** El agua en el mundo. Editorial Alianza. Madrid, 1967.

**GARCIA, Manuel; BELTRAN, Lisandro; GONZALEZ, Alvaro.** Curso de estabilidad de taludes. Posgrado en geotecnia Universidad Nacional de Colombia. Manizales, 1993.

**GARCIA, Manuel; DUQUE Gonzalo.** Diagnóstico del Estado del Poliducto de Puerto Salgar-Cartago. Ecopetrol-Ingeniería y Geotecnia Limitada. Santafé de Bogotá, 1991.

**GONZÁLEZ, Humberto.** Conceptos de Metamorfismo Dinámico y su Aplicación a la zona de Falla de Romeral. Boletín de Ciencias de la Tierra. N° 2. Medellín, 1977.

**GONZALEZ G. Alvaro Jaime.** Metodología y Criterios de Clasificación para Inventario de Movimientos. I Simposio Suramericano de Deslizamientos. Paipa, 1989

**GRAND, Mónica; HANDSZER, Adriana.** Naturaleza y Dinámica de un flujo piroclástico en la zona de Nereidas. Caldas. V Congreso Colombiano de Geología. Tomo I. Bucaramanga, 1989.

**GRISALES, Alfonso.** Suelos de la Zona Cafetera, Clasificación y uso. Fondo Cultural Cafetero. Medellín, 1977.

**GRIBBIN, John.** La Tierra en movimiento. Biblioteca Científica Salvat. España, 1986.

**GRISALES, Alfonso.** Suelos de la zona cafetera. Fondo Cultural Cafetero, Volumen 4. editorial Bedout S. A. Santafé de Bogotá, 1977.

**HAKEN, Hermann.** Fórmulas del éxito en la naturaleza. Biblioteca Científica Salvat. España, 1986.

**HARDY-WRIGHT. Et al.** El libro del clima. Editorial Orbis. España, 1985.



- HARVEY, J.C.** Geología para Ingenieros Geotécnicos. Editorial Limusa. Méjico, 1987.
- HERD, Darrell.** Glacial and Volcanic Geology of the Ruiz-Tolima Volcanic Complex, Cordillera Central-Colombia. Washington, 1974.
- HERNANDEZ, Félix; BELTRAN, Lisandro.** Curso de flujo en medios porosos. Posgrado en Geotecnia. Universidad Nacional de Colombia. Manizales, 1995.
- HERNANDEZ, Pedro;** Conceptos de Geología Estructural. Universidad Nacional de Colombia. Santafé de Bogotá, 1992.
- HERMELIN, Michel.** Bases de Geología Ambiental. Universidad Nacional. Medellín, 1987.
- HOEK, Evert and BRAY, John.** Rock Slope Engineering. IMM. London, 1977.
- IRWING, Earl.** Evolución Estructural de los Andes más Septentrionales de Colombia, Boletín Geológico, Vol. XIX, N° 2, Ingeominas. Santafé de Bogotá, 1971.
- JUAREZ BADILLO - RICO RODRIGUEZ.** Mecánica de suelos. Editorial Limusa. Méjico, 1995.
- LEET-JUDSON.** Fundamentos de geología física. Ed. Limusa. Méjico, 1980.
- LOBO-GUERRERO, Alberto.** La Infraestructura de Colombia. Santafé de Bogotá, 1984.
- LONG WELL, Flint.** Geología Física. Editorial Limusa. Méjico, 1981.
- LOPEZ CADENAS de LLANO, F.** Corrección de Torrentes y Estabilización de Cauces. F.A.O. Roma, 1998.

- MANRIQUE, Antonio; DUNOYER, Mónica.** Curso de fotoidentificación del posgrado en geotecnia de la Universidad Nacional de Colombia. Manizales, 1994.
- MARQUEZ, Gabriel.** Propiedades ingenieriles de los suelos. U.Nal.de C. Medellín, 1978.
- MARTINEZ DE PISON, Eduardo.** El relieve de la Tierra. Colección Salvat. España, 1985.
- MARTINEZ, Alberto.** Geotecnia para ingenieros, principios básicos. Lluvia Editores. Perú, 1990.
- MATHEWSON, Christopher.** Engineering Geology. TA & MU. Charles E. Merrill, Publishing Co. USA 1981.
- MOJICA, Jairo.** Características del flujo de lodo ocurrido el 13 de noviembre de 1985 en el Valle de Armero (Tol. Col.). Geología Colombiana N° 14. Santafé de Bogotá, 1985.
- MONTERO, Juan.** Curso de Estabilidad de Taludes, Procesos Factores y Causas de Inestabilidad de Taludes y Laderas, U. Nal- MOPT. Santafé de Bogotá, 1992.
- MOSQUERA, Darío et al.** Mapa Geológico del Cuadrángulo K-8. Ingeominas. Ibagué, 1977.
- NARANJO, José Luis.** Geología de Manizales y sus alrededores, y su influencia en los riesgos geológicos. Revista, Ude C, volumen X. Manizales, 1989.
- NIETO, Alberto.** Caracterización geotécnica de macizos de roca blanda. I Congreso Suramericano de Mecánica de Rocas. Sociedad Colombiana de Geotecnia. Bogotá, 1982.
- PARIS, Gabriel.** Manual de mineralogía óptica. Boletín Geológico Vol. 26. Ingeominas. Santafé de Bogotá, 1983.

- PEREZ ALVAREZ.** Los volcanes. Editorial Norma. Santafé de Bogotá, 1979.
- PUIG, Juan B.** Geología aplicada a la ingeniería civil y fotointerpretación. Ed. Lito Juventud. Méjico, 1970.
- RAMSAY, John G.** Plegamientos y fracturamiento de rocas. Editorial H. Blume. España, 1977.
- RAMIREZ, Jesús Emilio.** Historia de los Terremotos en Colombia. Instituto Agustín Codazzi. Editorial Andes. Santafé de Bogotá, 1975.
- RENAULT, Philippe.** La formación de las cavernas. Editorial Orbis. España, 1986.
- ROBLEDO, Julio.** Mecánica de suelos, T 1 y 2. Universidad Nacional de Colombia. Manizales, 1990.
- SARRIA, Alberto.** Ingeniería Sísmica. Ed. Uniandes. Bogotá, 1990.
- SCHAUFELBERGER, Paul.** Los problemas de los suelos tropicales y su solución. Revista Cenicafé. (14).Caldas, 1963.
- SUAREZ DIAZ, Jaime.** Deslizamientos y Estabilidad de Taludes en Zonas Tropicales. Ingeniería de Suelos Ltda. Bucaramanga, 1998.
- TAKEUCHI-UYEDA-KANAMORI.** ¿Qué es la Tierra? Editorial Orbis. España, 1986. **THOURET, Jean-Claude.** Geodinámica Actual y Reciente de las Vertientes de la Cordillera Central. Revista CIAF, No 6. Cali, 1981.
- TOHARIA, Manuel.** Tiempo y Clima. Colección Salvat. España, 1985.

**TOUSSAINT, Jean Francois.** La neotectónica regional del territorio colombiano y su relación con algunas amenazas geológicas. III conferencia colombiana de geología ambiental. Armenia, 1994.

**TOUSSAINT; RESTREPO.** Desarrollo Mesocenoico de los Andes Noroccidentales de Colombia, V Congreso Colombiano de Geología, Memorias Tomo I. Bucaramanga, 1989.

**TROMBE, Félix.** Las aguas subterráneas. Editorial Orbis. España, 1986.

**VARGAS, Milton.** Estabilidad de Taludes. I Congreso suramericano de mecánica de rocas. Sociedad colombiana de geotecnia. Santafé de Bogotá, 1982.

**VARNES, D. J.** Landslides types and processes. Res. Board Washington. Report 29; NAS-NRC Public. 544. U.S.A., 1958.

**VOLFSON-YAKOVLEV.** Estructuras de los campos y yacimientos metalíferos. Ed. MIR. Moscú, 1982.

**WATT, Alec.** Diccionario Ilustrado de la Geología. Círculo de Lectores. Santafé de Bogotá, 1987.

**WESLEY, L. D.** Engineering Classification of Residual Soils (Lectura), University of Oakland. New Zealand, 1986?.  
Atlas de Geología. Durán, Gold y Taberner. Edibook S. A. Barcelona, 1992.

Atlas de lo Extraordinario. Fenómenos Naturales. Ediciones del Prado. Barcelona, 1994.

Boletín de Vías. ISSN 0120-2251. Universidad Nacional de Colombia. Manizales. Varios números.

Boletines Meteorológicos. Centro Nacional de Investigaciones del Café, CENICAFE. Chinchiná, Períodos a partir de 1975.

## BIBLIOGRAFIA

Diccionario temático Geología y Mineralogía. Taller de Gráficas Reunidas S. A. Madrid, 1974.

Diccionario de Mineralogía y Geología. Lexis 22. España, 1983.

Diccionario Rioduero. Física del Espacio. Editorial Rioduero. España, 1978.

Diccionario Ilustrado de la Geología. Alec Watt. Círculo de Lectores. Santafé de Bogotá, 1987.

Enciclopedia de las Ciencias Naturales, Geología. Vol. V y VI. Ediciones Nauta. Barcelona, 1984.

Estudios Geológicos y Paleontológicos Sobre la Cordillera Oriental de Colombia, Departamento de Minas y Petróleo. Santafé de Bogotá, 1937.

Gran Enciclopedia Didáctica Ilustrada, La Tierra. Vol. IV. Salvat Editores. S. A. Méjico, 1985.

Geología. Enciclopedia de las Ciencias Naturales., tomos 5 y 6. Editorial Nauta, España, 1984.

Geología Colombiana N°22. Revista del Departamento de Geociencias. U. Nal de Col. Oct. 1997.

Investigación del Potencial Geotérmico del Macizo Volcánico del Ruiz, CHEC . Manizales, 1983.

La Tierra. Edición Especial del Círculo de Lectores. Editorial Printer. Santafé de Bogotá, 1985.

Manejo de emergencias volcánicas. Naciones Unidas. UNDR0. U.S.A., 1987.

Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas. Santafé de Bogotá, 1986.

## BIBLIOGRAFIA

Mapa geológico generalizado del Departamento de Caldas. Geología y recursos minerales. Memoria explicativa. Ingeominas. Santafé de Bogotá, 1993.

Memorias del I seminario sobre manejo y conservación de suelos. Comité Nacional de Manejo y Conservación de Suelos de la Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. Cali, 1984.

Memorias del VIII Congreso Colombiano de Geología. U de Caldas. Manizales, Agosto de 2001.

Memorias del VI Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo III, Octubre de 1985. Bogotá, 1985.

Monografía del Departamento de Caldas, IGAC. Santafé de Bogotá, 1974.

SODEIC Limitada. Estudio de la Subcuenca del Río Chinchiná. Geología, Geomorfología, Hidrología y Clima. Santafé de Bogotá, 1988.