



11 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

Salto del Laja, Chile. Maria Cecilia Reyes.

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.

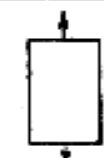
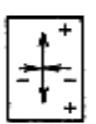

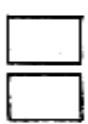
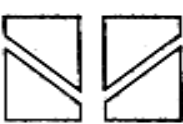

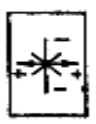

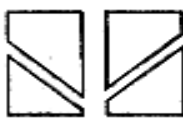


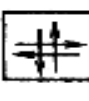


Cargas externas		Tensiones		Tipo de fractura durante la destrucción	
		$\pm \sigma_{m\acute{a}x}$	$\tau_{m\acute{a}x}$	de $+\sigma_{m\acute{a}x}$	de $\tau_{m\acute{a}x}$
Tracción					
Compresión					
Desplazamiento					

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 δ_0 . En caso contrario,

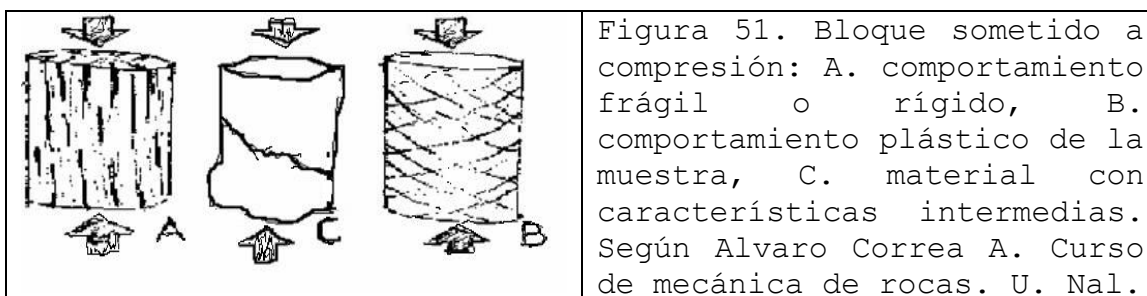
si seguimos cargando el material, en C se obtendrá su ruptura, después de superarse el límite plástico.

- **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 d_0 . 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.

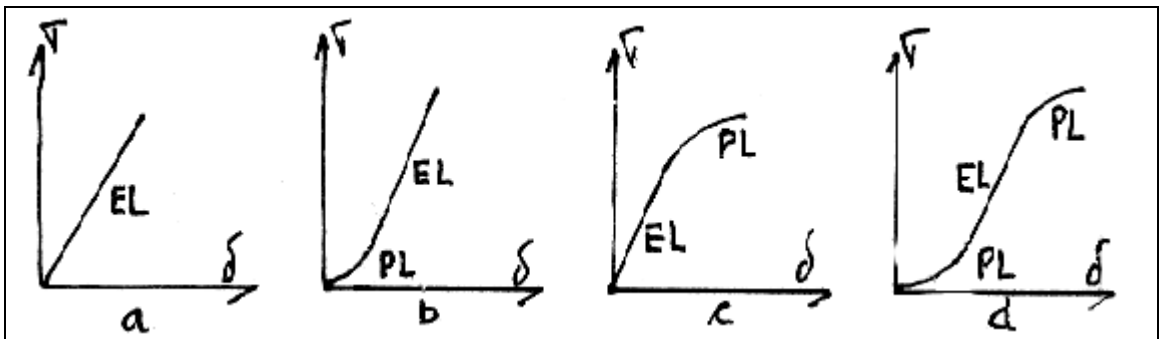


Figura 52. Relaciones esfuerzo (σ) - deformación (δ) de las rocas: A comportamiento elástico; B comportamiento plastoelástico; C comportamiento elastoplástico; D comportamiento plasto-elastoplástico. Según Alvaro Correa A. Curso de mecánica de rocas, U. Nal.

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

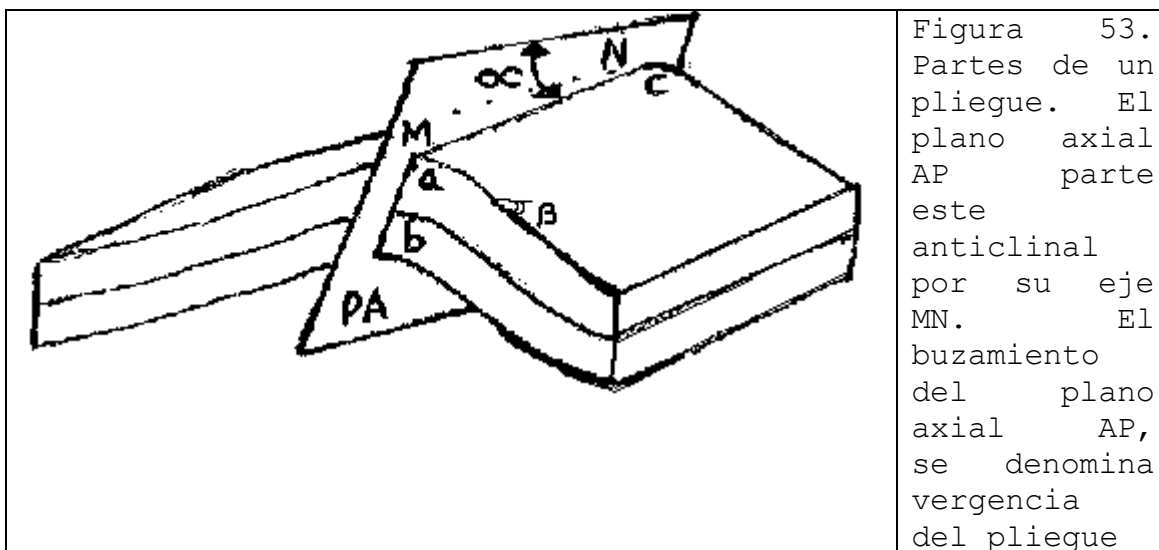
estratificación de sus metasedimentos bastante plegados y aún cuasiverticales.

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 (β) variable; y la cresta del pliegue (MN).

Se puede hablar del buzamiento a del eje (ac), del buzamiento de los flancos (β), 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).

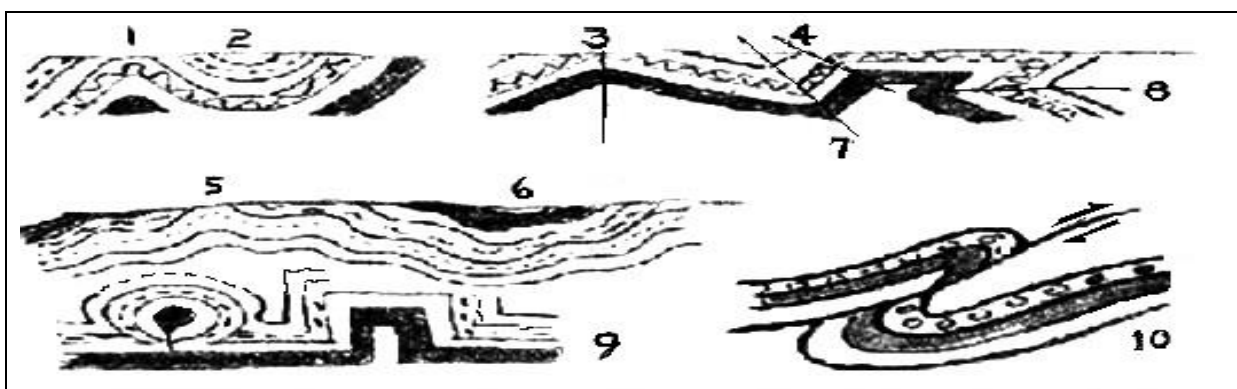


Figura 54. Tipos de pliegues. 1. Anticlinal; 2. Sinclinal; 3. Isoclinal derecho o simétrico; 4. Monoclinal o en rodilla; 5. Anticlinorio; 6. Sinclinorio; 7. Recostado inclinado o asimétrico; 8. Acostado tumbado o recurrente; 9. Abanico o encofrado; 10. Afallado o en cabalgadura.

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.

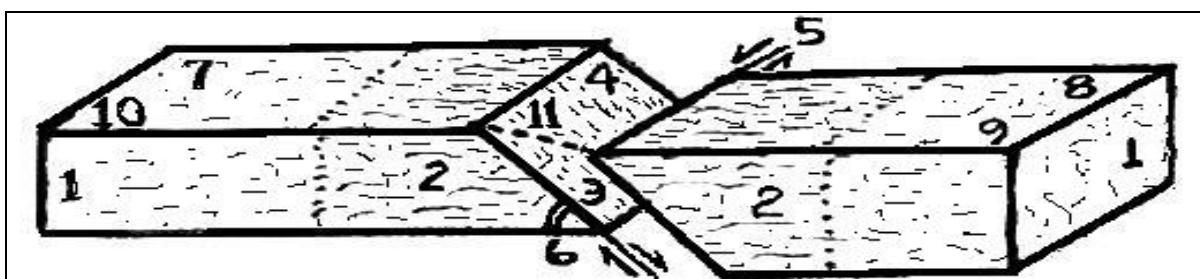


Figura 55. Partes de una falla. 1. Bloques; 2. Labios de falla; 3. Plano de falla; 4. Espejo de la falla; 5. Línea de falla; 6. Ángulo de buzamiento (a); 7. Bloque levantado; 8. Bloque hundido; 9. Techo; 10. Piso; 11. Salto real.

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.

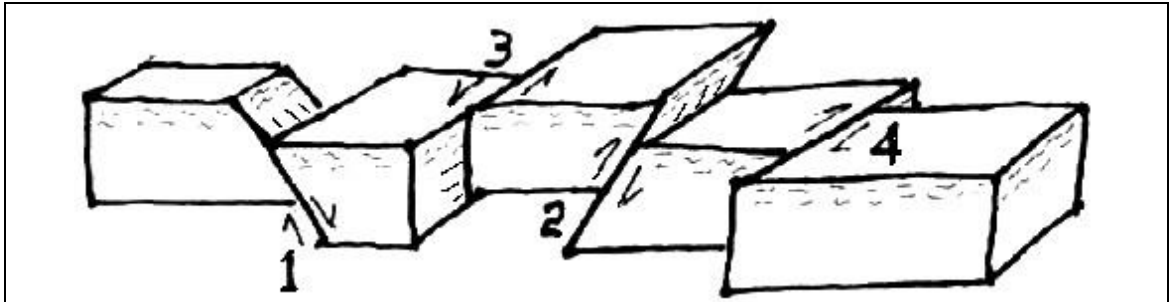


Figura 56. Tipos de fallas. 1. Falla normal o de tensión aparente; 2. Falla inversa o de compresión aparente; 3. Falla de rumbo izquierdo; 4. Falla de rumbo derecho.

- **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 destrozan 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 horsts 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.

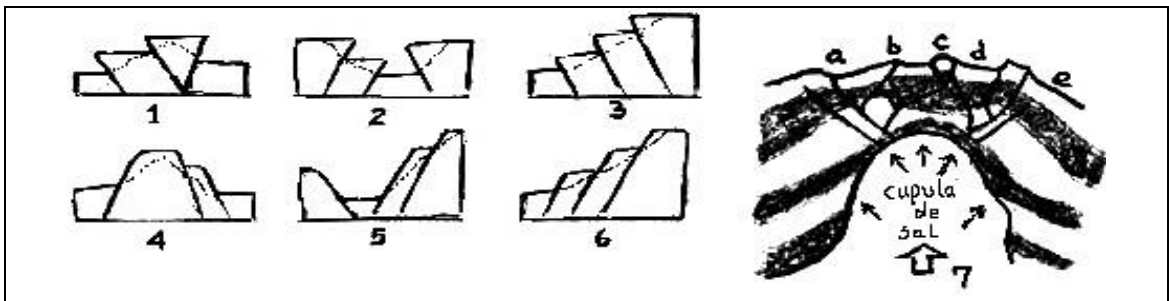


Figura 58. Sistemas compuestos de fallas. 1. Pilar inverso; 2. Fosa inversa; 3. Escalonamiento inverso; 4. Pilar normal; 5. Fosa normal; 6. Escalonamiento normal; 7. Diapiro generando a) falla normal, b) falla inversa, c) horst, d) graben, e) bloque inclinado. Adaptado de La Tierra, Círculo de Lectores.

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.

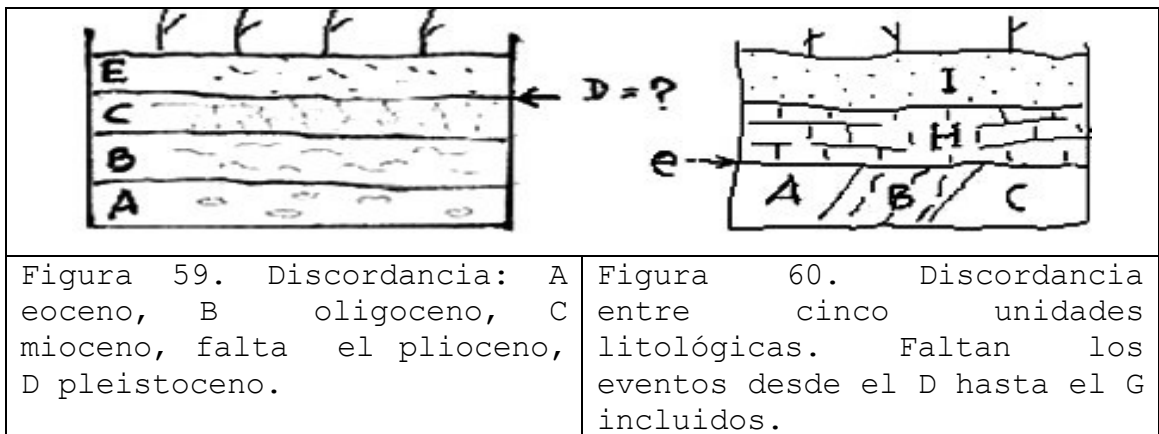
11.6.2 Mantos de corrimiento. Se asocian a procesos orogénicos cuando las presiones laterales que provocan los pliegues son muy fuertes, pues estos se pliegan y se desplazan sobre la base. En este proceso interviene la fuerza de la gravedad responsable junto al mecanismo tectónico, de la inclinación 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.

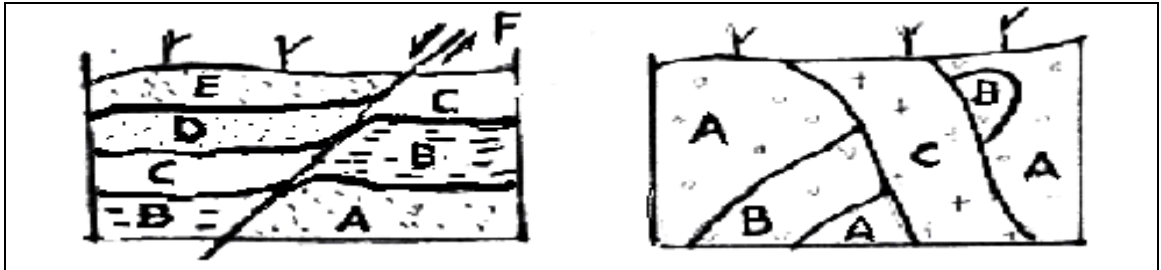


Figura 61. Correlación entre formaciones sedimentarias (izquierda) e ígneas (derecha).

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.

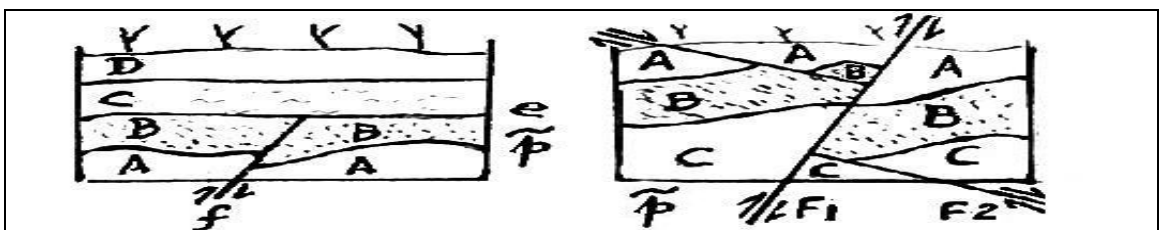


Figura 62. Correlación con eventos tectónicos : con una falla(izquierda) y con dos fallas (derecha)

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.

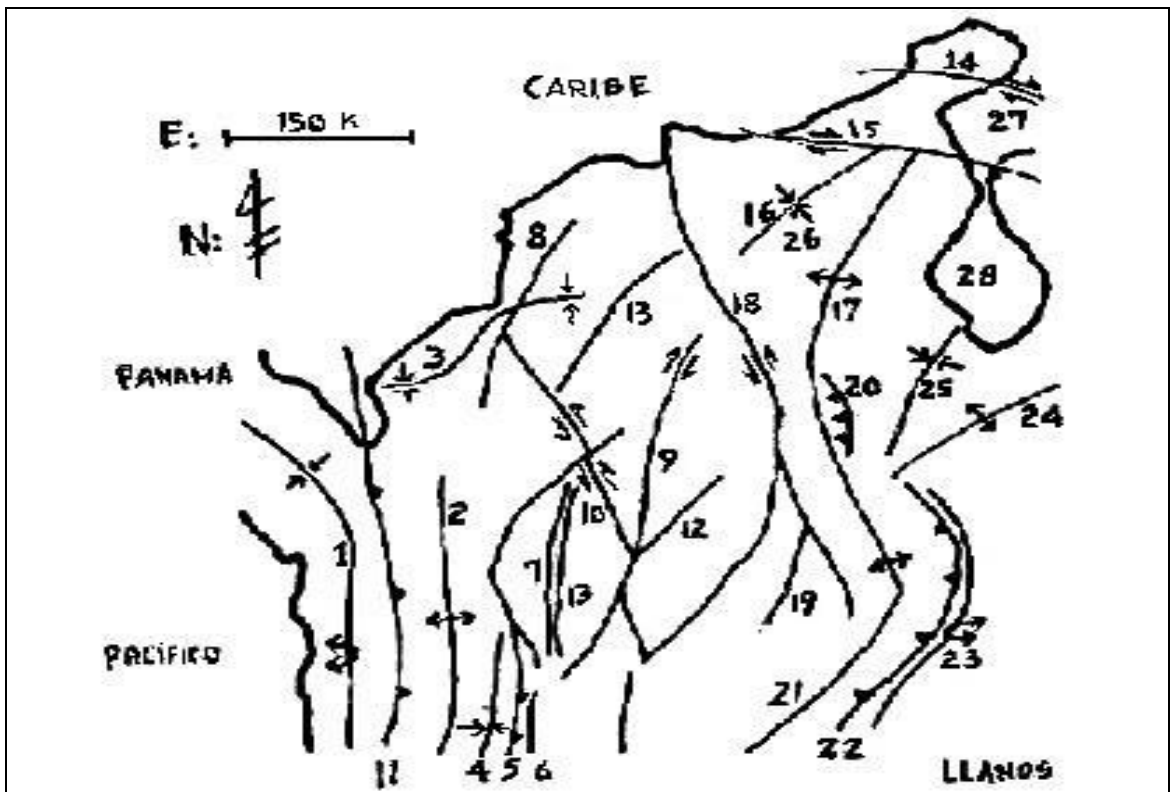


Figura 63. Mapa estructural de Colombia. 1. Cuenca del Chocó, 2. Anticlinorio de la Cordillera Occidental, 3. Cuenca costera Caribe, 4. Cuenca del Cauca, 5. Falla de romeral, 6. Zona fallada volcánica, 7. Cinturón cristalino de la Cordillera Central, 8. Falla Bolívar, 9. Falla Palestina, 10. Falla Otú, 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.

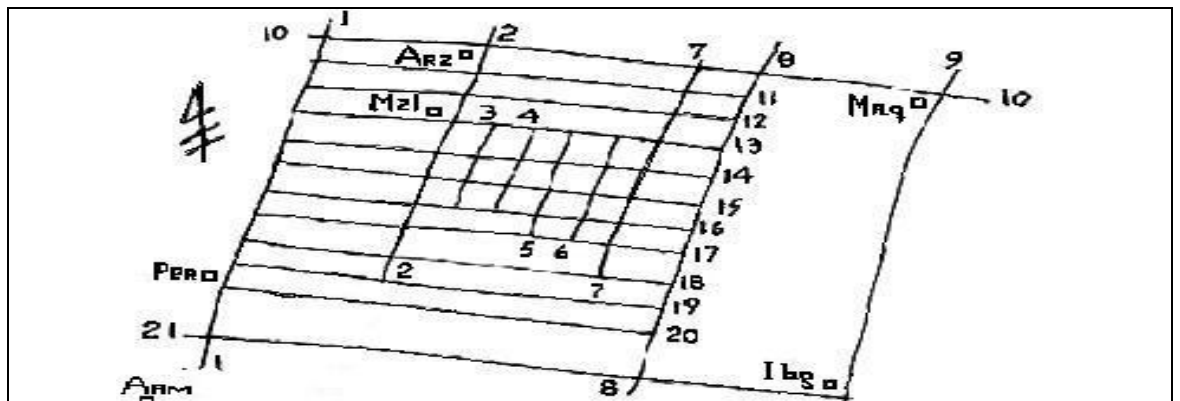


Figura 64. Diagrama esquemático estructural de la región. Distinguimos las siguientes poblaciones: al NW Aranzazu (Arz) y Manizales (Mzl), al NE Mariquita (Mrq); al SW Ibagué (Ibg), y al SW Pereira (Per) y Armenia (Arm). Las fallas o lineamientos con dirección NS yendo de W a E son las siguientes: 1. F. Romeral, 2. F. Manizales-Aranzazu, 3. F. Laguna Baja, 4. F. Termales 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-Termales 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.