

Tercera parte

CAPITULO 6

EVOLUCIÓN DE LOS MAGMAS

6.1 Introducción

Magma primario: Es aquel capaz de producir por diferenciación magmática todos los miembros de una serie de rocas ígneas.

Debe tener la temperatura más alta de la serie.

Su contenido en minerales esenciales y accesorios debe ser tal que su sustracción progresiva condicione las composiciones de las rocas que se van formando con cada magma residual diferenciado.

Generalmente los magmas básicos o máficos reúnen estas condiciones, por lo tanto, la mayoría de las series magmáticas son máficas.

Magmatistas "Todos los granitos provienen de la cristalización fraccionada de un magma basáltico esencialmente fluido en el interior de la corteza"

Transformistas "Todos los granitos se generan por un proceso de metamorfismo regional fundamentalmente in-situ, acompañado de una anatexis parcial o total, así como la introducción de fluidos, o bien por difusión de iones a través de las retículas cristalinas, sin la intervención de una fase líquida".

Hipótesis sobre el origen de las rocas ígneas.

Estas hipótesis han variado desde la idea de que cada tipo de roca ígnea ha sido engendrado por un magma inicial de composición química particular, lo cual implicaba más de 150 magmas diferentes, hasta la suposición de una o dos fuentes primarias, a partir de las cuales se generarían todas las rocas ígneas.

La mayoría de los petrólogos aceptan, en la actualidad, la existencia de tres tipos de material original para la generación de magmas en tres ambientes distintos:

a) La fuente del magma basáltico estaría en la fusión selectiva del material peridotítico que constituye el manto (ol + cpx+opx ó gr), dando líquidos enriquecidos en SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O y H₂O en las dorsales meso oceánicas.

b) La subducción de la corteza oceánica transporta las rocas basálticas a profundidad, donde sufren fusión parcial, dando lugar a magmas de composición andesítica o dacítica, muy probablemente contaminados con material de la cuña mantélica suprayacente.

c) La fusión parcial de la corteza continental (anatexis) da lugar a magmas de composición riolítica.

LOS PRINCIPALES MECANISMOS PARA EXPLICAR EL ORIGEN DE LAS ROCAS ÍGNEAS SE PUEDEN AGRUPAR EN TRES:

- Diferenciación magmática
- Asimilación y mezclas magmáticas
- Granitización, anatexis y fusión parcial de rocas preexistentes.

6.2 DIFERENCIACIÓN MAGMÁTICA

DEFINICIÓN: Diferenciación magmática es el conjunto de procesos mediante los cuales un magma original primario, homogéneo se separa en fracciones que llegan a formar rocas de composiciones diferentes pero relacionadas. Se distinguen dos tipos de diferenciación;

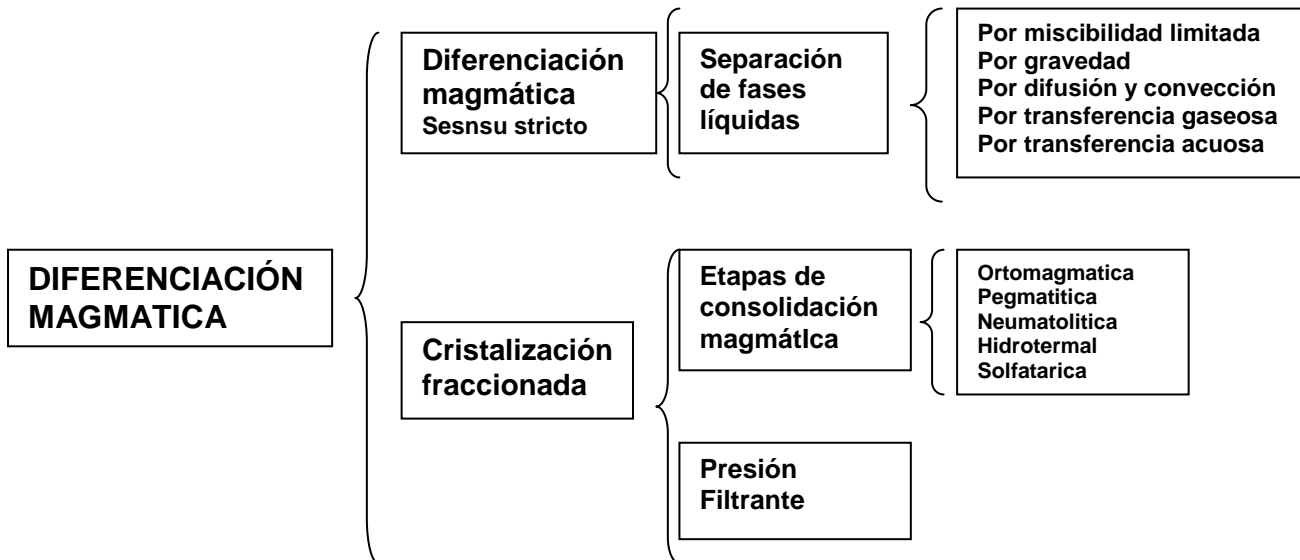


Figura 138

- A) Diferenciación magmática sensu stricto.
B) Cristalización fraccionada.

A) Diferenciación magmática sensu stricto, que es la separación de una o varias **fases líquidas** a partir del magma padre, antes de la cristalización.

Las soluciones se pueden separar de acuerdo con varios procesos que han sido discutidos y criticados por Bowen (1928) y que son los siguientes:

- a) Diferenciación Magmática. Separación de fases líquidas
- Por miscibilidad limitada
 - Por gravedad
 - Por difusión y convección
 - Por transferencia gaseosa
 - Por transferencia acuosa

Por Miscibilidad limitada. Al observar el comportamiento de las escorias de fundición de los metales, Vogt (1921) dedujo que al descender la temperatura, una mezcla homogénea de sulfuros líquidos se separa de la fracción silicatada en forma de gotitas inmiscibles que se depositan como fracción fundida. Sin embargo, se ha comprobado que los silicatos en fusión son miscibles entre sí en todas proporciones.

Este proceso es posible solo en magmas muy alcalinos (inmiscibilidades en el sistema carbonatos-silicatos) y en basaltos ricos en hierro, tanto terrestres como lunares.

Por Gravedad. En un magma completamente líquido se puede producir el hundimiento de los iones y moléculas líquidas de mayor peso, bajo la acción de la gravedad.

Sin embargo, Bowen demostró que en los magmas viscosos tal fenómeno acaece con extrema lentitud, por lo que no tendría gran importancia

Por Difusión y convección. Ludwig y Soret. “en una solución cuyas partes se encuentran a la misma temperatura, los elementos disueltos están en equilibrio unos con otros; si este equilibrio se rompe, dichos elementos se desplazan hacia las partes más frías, en cantidades proporcionales a la diferencia de temperatura”.

En una cámara magmática las paredes son mas frías. Los primeros cristales del borde, esencialmente máficos, continuarán creciendo por difusión, desde el interior hacia el borde de modo que se formaría un “frente básico”, como se observa en algunos granitos.

Sin embargo, se considera que este mecanismo no opera a la escala necesaria para explicar los principales tipos de rocas.

Por Transferencia de volátiles. (Gaseosa o acuosa). Se ha podido comprobar que el vapor de agua es capaz de disolver y transportar la sílice y las sales alcalinas.

DE MANERA ANÁLOGA, UNA CORRIENTE GASEOSA O ACUOSA QUE ATRAVIESE UNA CÁMARA MAGMÁTICA PODRÍA ACTUAR COMO COLECTOR Y VEHÍCULO DE TRANSPORTE DE LOS CONSTITUYENTES MÁS VOLÁTILES DEL MAGMA.

Es poco probable que este proceso se produzca a grandes profundidades, por lo menos hasta que la cristalización, y por tanto la diferenciación, estén muy avanzadas.

Sin embargo, en la proximidad de la superficie, la emisión de gases magmáticos se puede producir en gran escala y contribuir notoriamente al proceso de diferenciación.

Se considera que la fenitización de la roca encajonante que rodea a los complejos alcalinos es una manifestación de dicha transferencia.

6.3 CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

Cristalización fraccionada es las separaciones consecutivas de una o varias fases sólidas a partir del magma inicial.

Ciertos minerales de las rocas ígneas se encuentran asociados, debido a que cristalizan a la misma temperatura, mientras que otros raras veces aparecen juntos.

Ejemplos: olivino y labradorita, en el primer caso y cuarzo y anortita, en el segundo.

Ello implica una cristalización fraccionada, mecanismo propuesto por Bowen en 1928

EN UN MAGMA, LAS SUBSTANCIAS MÁS INSOLUBLES O MÁS PESADAS SON LAS PRIMERAS EN CRISTALIZAR, COMO POR EJEMPLO EL OLIVINO, LOS PIROXENOS, LAS PLAGIOCLASAS CÁLCICAS Y ALGUNOS MINERALES ACCESORIOS.

Por otra parte; se observa que debido a la substracción de los minerales ferromagnesianos y cálcicos, el magma residual se enriquece progresivamente en compuestos mas ligeros como el silice y los álcalis

Las series de reacción. A medida que tiene lugar la cristalización tiende a mantenerse el equilibrio entre las fases líquida y sólida, de modo que al descender la temperatura los primeros cristales reaccionan con el líquido y cambian de composición.

LA REACCIÓN PUEDE SER PROGRESIVA, DE MODO QUE SE PRODUCEN LAS LLAMADAS POR BOWEN; **SERIES DE REACCIÓN CONTINUA**, COMO ES EL CASO DE LAS PLAGIOCLASAS, EN DONDE LOS TÉRMINOS CÁLCICOS QUE CRISTALIZAN PRIMERO, SE VUELVEN CADA VEZ MÁS RICOS EN SODIO, AL DESCENDER LA TEMPERATURA.

POR OTRO LADO, CON EL DESCENSO DE LA TEMPERATURA CIERTOS MINERALES FERROMAGNESIANOS SE TRANSFORMAN EN OTROS MINERALES DE ESTRUCTURAS CRISTALINAS DIFERENTES, COMO EL OLIVINO EN PIROXENOS Y ÉSTOS A SU VEZ EN HORNBLENDA; TALES CAMBIOS CONSTITUYEN LAS **SERIES DE REACCIÓN DISCONTINUA**.

Series de reacción de Bowen.

Temperaturas del punto de fusión

T(°C) Serie discontinua;

1890 Olivino Mg

1805 Olivino Fe

1557 Piroxeno Mg

1470 Piroxeno Fe

Hornblenda

Biotita

870 Cuarzo

T (°C) Serie continua

1553 Anortita

1480 Bitownita

1370 Labradorita

1270 Andesina

1185 Oligoclasa

1135 Albita

1118 Ortoclasa

Conclusiones de Bowen. Los minerales de alta temperatura de ambas series cristalizan juntos; Los basaltos que contienen plagioclasas cálcicas, incluyen también al olivino y piroxénos magnesiano.

Los minerales de baja temperatura también tienden a asociarse, de tal suerte que la biotita, los feldespatos alcalinos y el cuarzo se encuentran juntos en las riolitas.

Si la reacción es incompleta, debido a un enfriamiento rápido o a otras causas, los primeros miembros de las series de reacción pueden persistir como vestigios o "relictos" en la roca final; esta es la razón por la que se observan feldespatos "zoneados" o cristales de un mineral ferro magnesiano envuelto por otro.

Obviamente Bowen pensaba que sus series constituían un punto de vista demasiado simplificado pero instructivo sobre la cristalización de un determinado tipo de magma. No se puede generalizar que las series de Bowen se apliquen a todos los magmas bajo todas las condiciones.

Figura 139 Las Series de Bowen

ETAPAS DE CONSOLIDACION MAGMATICA

Son etapas sucesivas en la consolidación de los magmas. Paul Niggli (1938) considera a la Litosfera como un complejo polifacético al cual es posible aplicarle la regla de las fases. Para ello construyó varios diagramas que tratan de explicar las cinco etapas sucesivas de la consolidación de los magmas en las rocas ígneas y en los yacimientos minerales relacionados con ellas, a las que denominó de la manera siguiente:

ORTOMAGMÁTICA, PEGMATÍTICA, NEUMATOLÍTICA, HIDROTERMAL y SOLFATÁRICA.

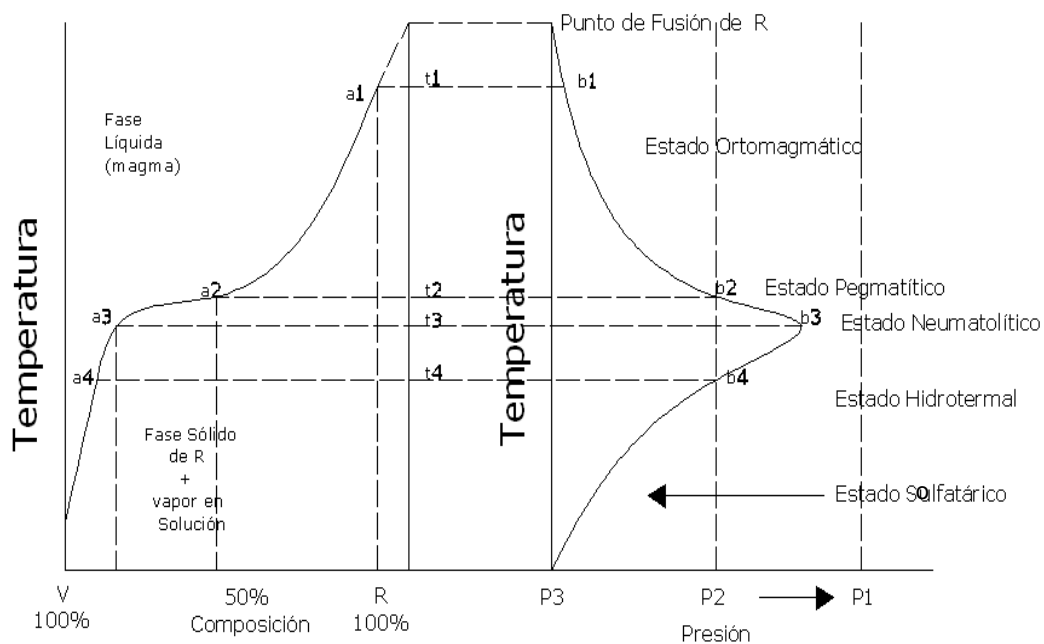


Diagrama de NIGGLI

V= Volátil

R= Refractario

al Inicio de la cristalización del magma

Figura 140

Etapla ortomagmática. Durante esta etapa cristalizan los silicatos que van a formar la roca principal del macizo plutónico, desde el olivino hasta el cuarzo, y minerales de importancia económica, como la pentlandita, nicolita, cromita, ilmenita, magnetita y diamante, así como los metales nativos del grupo del platino.

Al final de esta etapa la roca se ha consolidado, quedando en solución los volátiles y la parte más soluble de los refractarios.

Etapa pegmatítica. Durante esta etapa el líquido residual se infiltra en las fracturas de la roca ígnea y de las rocas encajonantes.

LOS VOLÁTILES QUE LLEVAN LOS REFRACTARIOS DAN LUGAR A LA FORMACIÓN DE GRANDES CRISTALES (MAYORES DE 32MM) QUE CONSTITUYEN LAS ROCAS, POR LO GENERAL FILONIANAS, QUE SE DENOMINAN "PEGMATITAS".

Algunas de ellas se explotan por su contenido en litio, berilio, niobio, tántalo, torio, tierras raras, micas, feldespatos para cerámica, cuarzo piezoeléctrico y piedras preciosas como el zafiro y rubí (variedades del corindón), la esmeralda, aguamarina, heliodoro y morganita (variedades del berilo), así como el topacio.

Etapa neumatólica. En la etapa neumatólica el material intersticial es gaseoso y al circular a través de los poros de las rocas se comportará sobre todo como agente destructor. En su presencia los feldespatos son pseudomorfizados por:

La turmalina (turmalinización)

Las werneritas (escapolitización), o bien por

Una mezcla de cuarzo y mica blanca (greisenización)

En la aureola peri plutónica se individualizan, además filones de cuarzo que pueden contener elementos explotables, como el Sn, W, Mo y Bi, a partir de la casiterita, wolframita, molibdenita y bismutinita, respectivamente, denominada la tetralogía neumatólica.

Etapa hidrotermal. En la etapa hidrotermal el vapor de agua se condensa, dando lugar a líquidos que pueden contener diversos minerales solubles. El enfriamiento de las soluciones produce la precipitación de dichos minerales, dando origen a yacimientos de:

Cobre, Oro, Plomo, Zinc, Plata, Antimonio, etc. La roca puede sufrir las siguientes alteraciones hidrotermales:

Caolinización de los feldespatos potásicos

Sericitización de las plagioclasas

Cloritización de la biotita y hornblenda

Uralitización de los piroxénos

Serpentinización del olivino, y la

Propilitización, fenómeno que da lugar a la formación de rocas verdes compuestas de epidota, actinolita y clorita, acompañadas de sericita, calcita, albita y piritita, que con frecuencia son indicios de una mineralización sulfurosa hidrotermal.

Etapa solfatática. Finalmente, en la etapa solfatática se escapan gases como el SO_3 , CO_2 y H_2BO_3 . En algunos lugares se llegan a explotar el bórax y el azufre nativo, generados en esta etapa.

Figuras 141, 142 y 143

Cristalización fraccionada por Presión Filtrante.

Una variante de la cristalización fraccionada tiene lugar cuando un magma que ha cristalizado solo parcialmente se ve sujeto a presión por efecto de ciertos procesos tectónicos.

El líquido residual es expulsado e inyectado en la porción cristalizada del mismo magma o en las rocas encajonantes, en donde generará rocas muy diferentes de las que resultarían de la consolidación del magma inicial.

SI ESTA EXPULSIÓN SE REPITE EN ETAPAS DIFERENTES DARÁ LUGAR A DIFERENTES TIPOS DE ROCAS. Mediante este proceso se ha explicado la formación de pegmatitas, diques y vetas.

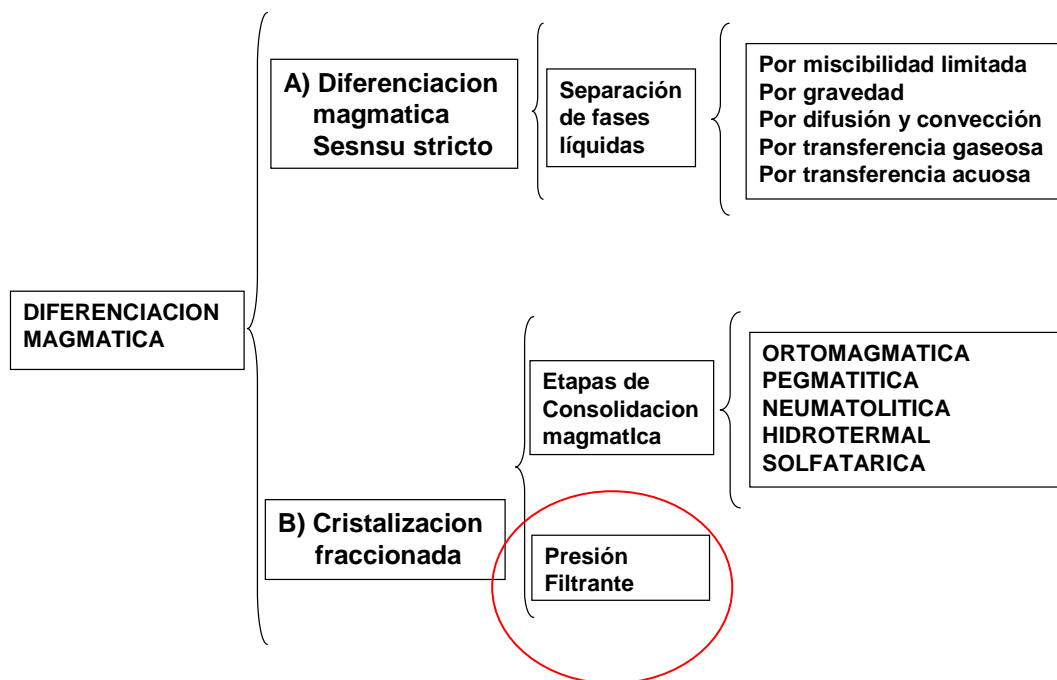


Figura 144

6.4 ASIMILACIÓN y MEZCLAS MAGMATICAS

Es el proceso mediante el cual el magma original se incorpora al material con el que se haya en contacto, sufriendo modificaciones en su composición.

Es la destrucción total o parcial de rocas o magmas originales para reconstruir un magma nuevo que puede incluso llegar a ser homogéneo pero de composición intermedia de acuerdo con bowen. Por ejemplo:

La asimilación puede ser de;

- a) Rocas encajonantes
- b) Xenolitos
- c) Otro magma de composición diferente (mezcla de magmas o hibridización).

De este modo, el magma original puede sufrir una modificación en su composición, diciéndose en estos casos que se ha contaminado.

Composición del material obtenido.

La composición de la roca ígnea resultante cuando este magma contaminado cristaliza dependerá de:

Las composiciones del magma original y del material asimilado

La proporción en que se encuentre este último.

El magma, a menos que esté súper calentado a temperaturas superiores al liquidus, está limitado en la cantidad de roca que puede fundir. Se podrá esperar un gran porcentaje de fundido sólo si:

La roca invadida está ya muy caliente
Está compuesta fundamentalmente de vidrio
Su temperatura solidus está mucho más abajo que la del magma.

Condiciones para que haya asimilación. (desequilibrio). Desde el punto de vista físico-químico es posible representar a la asimilación como un proceso complejo de reacciones recíprocas entre el magma y el material incorporado, intercambio que tiene lugar hasta la completa homogeneización.

ESTE FENÓMENO SE TRADUCE EN LA DESTRUCCIÓN DE LOS MINERALES ORIGINALES Y EN LA FORMACIÓN DE NUEVOS MINERALES EN EQUILIBRIO CON LAS NUEVAS CONDICIONES REQUERIDAS PARA LA EVOLUCIÓN DEL MAGMA.

La asimilación será más rápida entre mayor sea el desequilibrio entre el magma y el material incorporado, como es el caso del material granítico disuelto por un magma basáltico. En cambio, un xenolito de arenisca arcósica será asimilado difícilmente por un magma riolítico, dadas sus composiciones similares.

Productos obtenidos por asimilación. Por el proceso de asimilación se ha sugerido la génesis de diversas rocas ígneas, tales como: Dioritas y andesitas, por;

Reacción del magma riolítico con gabros, basaltos o calizas

Reacción del magma basáltico con rocas siálicas, y rocas feldespatóidicas,

Asimilación de calizas o dolomías por magmas silícicos.

Figura 145.

6.5 GRANITIZACIÓN Y ANATÉXIS

La anatexia. Es el fenómeno por el cual una roca que puede ser de la corteza continental o de la corteza oceánica y ha sido conducida a grandes profundidades alcanza presiones y temperaturas que permiten los procesos ultra metamórficos y cuasi magmáticas en facies de granulitas. Eso sucede principalmente en el espacio de la corteza continental y algunas veces en el contacto profundo de la corteza oceánica.

LIMITE ENTRE EL METAMORFISMO Y EL MAGMATISMO

Es variable, depende de la composición mineralógica y el contenido de fluidos principalmente agua. La definición estricta del límite es cuando se inicia la formación de fluidos.

Las rocas cuarzo-feldespáticas funden fácilmente formando *migmatitas* este fenómeno se conoce como *Anatéxia* o *Granitización*.

Las anfibolitas no funden en las mismas condiciones.

La Anatéxia es considerada como un metamorfismo de alto grado con un rango de temperatura y presión no definido.

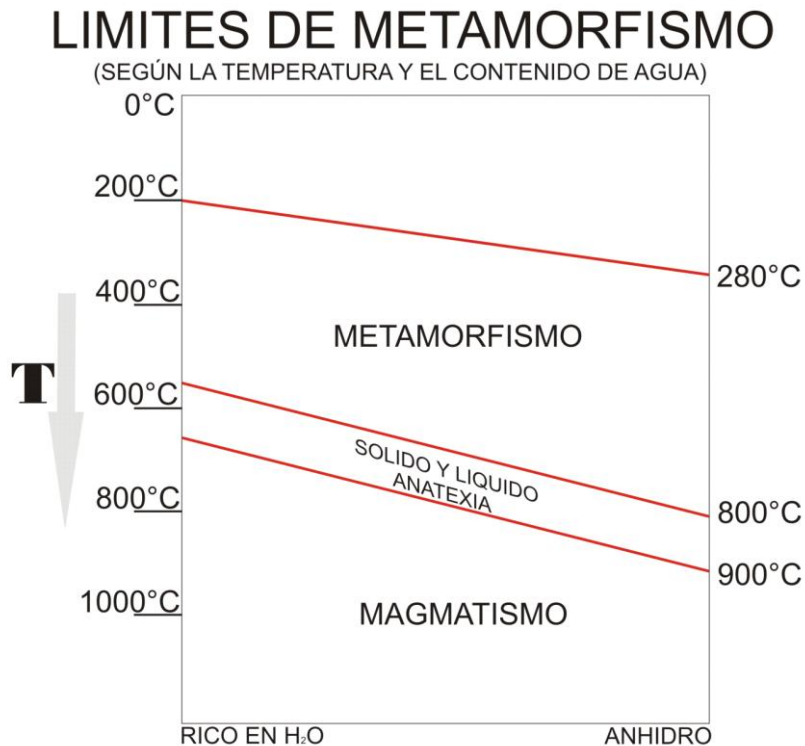


Figura 146

La fusión parcial. La fase esencial requerida por definición por cualquier magma es líquida. LA GEOFÍSICA SEÑALA QUE NO EXISTEN DEPÓSITOS DE MAGMA LÍQUIDO EN LA CORTEZA TERRESTRE O EN EL MANTO SUPERIOR A NIVEL MUNDIAL.

Bajo la litósfera oceánica o bajo algunos volcanes como el Etna se han detectado zonas con velocidades sísmicas anormalmente bajas y de alta conductividad eléctrica, en rocas con una pequeña fracción de líquido intersticial, pero sólo a nivel local.

En ausencia de una fuente líquida permanente a escala mundial, el magma debe generarse por fusión de rocas previamente sólidas.

Condiciones para producir la fusión parcial. Para iniciar la fusión no basta elevar la temperatura de una masa rocosa por encima del sólido, sino que se requiere de una energía adicional -la entalpía de fusión- para romper las retículas cristalinas y producir líquidos.

Una vez alcanzada la temperatura de fusión, el calor extra necesario para el cambio de sólido a líquido puede ser tan grande como el llevar al sólido a esa temperatura

Cuando un componente esencial del líquido se ha consumido por completo, no habrá generación posterior de líquido, a menos que la temperatura aumente de tal

modo que la fusión comience de nuevo en un sistema más simple en donde falte ese componente.

La inestabilidad gravitacional y la cantidad de calor requerida para producir líquidos, hacen muy improbable que un macizo rocoso se pueda fundir por completo.

Figura 147

Migmatitas. El origen de las migmatitas ha sido controversial desde el significado mismo de su termino. Existen tres teorías principales;

1. Las migmatitas se producen por inyección de un leucosoma granítico en una roca esquistosa melanosomática con alto grado de metamorfismo.

2. Las migmatitas se producen por fusión parcial bien localizada en áreas especiales (anatexis). La mezcla fundida produce granitoides de leucosoma. El melanosoma es considerado como el protolito residual del cual fue extraída la mezcla fundida.

3. Las migmatitas son creadas por diferenciación metamórfica o intercrecimiento metasomático de los leucosomas. No existe la fusión parcial.

Existen varios tipos de migmatitas

Migmatitas tipo veta. Los leucosomas forman una red ramificada irregular de vetas que separan bloques de melanosomas.

Migmatitas estromáticas. Son las migmatitas más comunes, forman capas concordantes alternadas de leuco y melanosomas.

Nebulitas. Predominan los leucosomas que se mezclan irregularmente con los melanosomas formando manchas nebulosas.

Agmatitas. Fragmentos de protolito o protolito brechado en matriz de leucosoma.

La granitización y la tectónica

6.6 CLASIFICACION DE LOS GRANITOS BASADA EN EL EMPLAZAMIENTO TECTONICO

GRANITOIDES OROGENICOS

- De Arcos de islas
- De Márgenes continentales (subducción)
- De Colisión de placas continentales

GRANITOIDES TRANSICIONALES

- Post orogénicos (formación de calderas)

GRANITOIDES ANOROGENICOS

- Continental (de rift)
- Puntos calientes
- Océánicos (de dorsal)

Tipos de material y ambientes de generación de los magmas. Existen tres tipos de materia en tres ambientes distintos para la generación de magmas

a) **Magma basáltico** por fusión del material peridotítico del manto (ol + cpx+opx ó granate), dando líquidos enriquecidos en SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O y H₂O en las dorsales meso oceánicas.

b) **Magma andesítico o dacítico**. La subducción transporta rocas basálticas a profundidad, donde sufren fusión parcial, dando lugar a magmas de composición andesítica o dacítica. contaminados con material de la cuña del manto suprayacente.

c) **Magma riolítico**. La fusión parcial de la corteza continental (anatexis) da lugar a magmas de composición riolítica.

Figura 148. Sección esquemática de los Himalayas mostrando las zonas de deshidratación y fusión parcial que producen leucogranitos

Figura 149. Efecto de subducción en dos placas continentales. La isoterma no sigue el contorno de la superficie y el espesor de la corteza se incrementa sustancialmente. Isotermas en una zona de subducción con la corteza continental traslapada.

Figura 150. Modelo esquemático del levantamiento y colapso de la corteza continental orogénica. La subducción produjo el engrosamiento de la corteza por la colisión continental (a1), o la compresión del arco continental (a2), cada una de ellas con su magmatismo orogénico característico. Ambos mecanismos producen una gruesa corteza y posiblemente los límites mecánicos y termales (MBL y TBL) como en (b). Siguiendo la situación estable en (b), ya sea que la compresión cese (c1) o el límite termal sea removido por delaminación o erosión convectiva (c2). El resultado es la distensión y colapso de la corteza, adelgazamiento de la litosfera, y el levantamiento de la astenósfera caliente (d). El incremento del flujo calorífico en (d) más la descompresión de la astenósfera fundida da como resultado un magmatismo post-orogénico con mezcla del manto máfico y la corteza silícica

Figura 151. Cuadro de la clasificación de los granitos según su posición tectónica.

CAPITULO 7

GÉNESIS DE LOS MAGMAS CALCIALCALINOS

Magma primario. Es aquél capaz de producir por diferenciación todos los miembros de una serie de rocas ígneas.

DEBE POSEER LA TEMPERATURA LIQUIDUS MÁS ALTA DE LA SERIE.

Su contenido en minerales esenciales y accesorios debe ser tal que su sustracción progresiva condiciones las composiciones de las rocas que se van formando con cada magma residual diferenciado. Generalmente los magmas básicos o máficos reúnen estas condiciones, por o tanto, la mayoría de las series magmáticas son máficas.

Tipos de material y ambientes de generación de los magmas. La mayoría de los petrólogos aceptan, en la actualidad, la existencia de tres tipos de material original para la generación de magmas en tres ambientes distintos:

a) La fuente del magma basáltico estaría en la fusión selectiva del material peridotítico que constituye el manto (ol + cpx+opx ó gr), dando líquidos enriquecidos en SiO₂, Al₂O₃, FeO, CaO, Na₂O, K₂O y H₂O en las dorsales meso oceánicas.

b) La subducción de la corteza oceánica transporta las rocas basálticas a profundidad, donde sufren fusión parcial, dando lugar a magmas de composición andesítica o dacítica, muy probablemente contaminados con material de la cuña mantélica suprayacente.

c) La fusión parcial de la corteza continental (anatexis) da lugar a magmas de composición riolítica.

Circunstancias para que se fundan las rocas. Por sismología se sabe que la corteza y el manto se comportan como sólidos; por tanto, los magmas que se originan en esos lugares se deben a la fusión parcial de las rocas, más que a la movilización de un fundido preexistente en una cámara magmática.

El problema de la génesis de los magmas esta en función de las circunstancias que funden a las rocas. Entre las cuales se pueden tomar en cuenta; La liberación de la presión litostática

La migración de las rocas a áreas de mayor temperatura o menor presión

La adición de fluidos

El calor producido por desintegración radiactiva o por fricción

LOS MAGMAS QUE SE HAN CONSIDERADO COMO PRIMARIOS SON, PRINCIPALMENTE, LOS BASÁLTICOS Y LOS GRANÍTICOS.

7.1 LA SERIE CALCI-ALCALINA.

Definiciones

La serie calci-alkalina consiste de la asociación volcánica basalto-andesita-dacita-riolita, acompañada con frecuencia de la asociación plutónica gabro-diorita-granodiorita-granito

Los miembros volcánicos mas abundantes son los andesíticos, mientras que los plutónicos son los graníticos-granodioríticos. Su localización en zonas tectónicamente activas, tanto antiguas como recientes, sugiere una estrecha relación entre la génesis de la serie, el mecanismo fundamental de la orogénesis y la evolución de las márgenes continentales y arcos insulares

Los volcanes que dan lugar a magmas calci-alkalinos se localizan en regiones situadas entre 80 y 150 Km por encima de los planos de Benioff, relación que sugiere que su génesis es función de procesos que se suceden en dichos planos o en sus cercanías.

Correspondencia entre los miembros volcánicos y plutónicos. La erosión de antiguas zonas de subducción ha expuesto a menudo a los miembros intrusivos de la serie y en muchos casos se derivan del mismo magma responsable de los miembros volcánicos y representan simplemente una cristalización mas profunda

En otros casos, sin embargo, parecen haber experimentado una evolución petrológica más compleja, dado que la correspondencia entre ambos miembros no es siempre **isoquímica** y dada la preponderancia de los miembros ácidos en la asociación plutónica y los intermedios en la volcánica

Comportamiento de la cristalización a presión atmosférica. Tilley et al.(1967) Y Brown y Schairer (1968) demostraron que la temperatura liquidus de los miembros de las series toleítica y alcalina disminuyen a medida que aumenta la relación $FeO+Fe_2O_3 / MgO$. En cambio las temperaturas liquidus de las rocas de la serie calci-alkalina no muestran relación alguna con este parámetro.

Otra característica importante de la serie calcialcalina es la alta temperatura de cristalización de la plagioclasa y el amplio intervalo de temperatura en que este mineral cristaliza solo.

Por ejemplo, en las dacitas la plagioclasa se comienza a formar a 1 275 °C y continúa cristalizando en un intervalo de ± 100 °C antes de que se le reúna el piroxeno.

Estas relaciones hacen muy poco probable que la serie calcialcalina provenga de la cristalización fraccionada de magmas basálticos, pues las rocas con un alto contenido normativo de plagioclasa, como las andesitas o dacitas, constituirían una barrera térmica entre basaltos y riolitas.

7.2 Teorías sobre la génesis de la serie calci-alkalina.

- a) Cristalización fraccionada de un magma basáltico (Bowen, 1928)
- b) Contaminación del magma basáltico con material de la corteza silíca (Daly, 1933), en particular sedimentos del fondo oceánico arrastrados al manto a lo largo de las zonas de subducción (Coats, 1962)
- c) Fusión parcial del basalto de la corteza oceánica metamorfoseado a anfibolitas o cuarzo eclogitas en las zonas de subducción (Green y Ringwood, 1968)
- d) *Fusión parcial del manto peridotítico bajo condiciones hidratadas* (Poldervaart, 1955)
- f) Fusión parcial de la corteza oceánica y reacción de los líquidos generados con el manto suprayacente (Nicholls y Ringwood, 1973).
- g) *Fusión parcial de material silíceo y modificación posterior del magma generado por contaminación con material básico o por hibridismo* (Holmes, 1932; Turner y Verhoogen, 1960).

Figura 152

Cristalización de un magma basáltico. ARGUMENTOS A FAVOR: En un magma toleítico rico en agua, es decir bajo presiones elevadas del O₂, la magnetita sería uno de los primeros minerales en cristalizar, lo que conduciría a un empobrecimiento en hierro de los miembros intermedios y félsicos de la serie.

La cristalización precoz de la kaersutita, anfíbol pobre en SiO₂ y rico en TiO₂, explicaría el enriquecimiento de aquél y el empobrecimiento de éste en los miembros félsicos e intermedios.

La geofísica sugiere la presencia de grandes cantidades de gabro debajo de las fajas orogénicas, el cual representaría el material sustraído a un magma basáltico para generar un magma andesítico.

ARGUMENTOS EN CONTRA: Las andesitas son las rocas más abundantes de las fajas orogénicas y no los basaltos. La ausencia de enriquecimiento en Fe de los miembros intermedios de la serie dificulta la explicación de su procedencia de magmas basálticos toleíticos o alcalinos

Contaminación del magma basáltico con material de la corteza silíca;

ARGUMENTOS A FAVOR: Cuando las relaciones Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ son altas (del orden de 0.720) no se excluye que algunos miembros félsicos de la serie se originen en la corteza por un proceso anatéctico. Muchas características de las asociaciones plutónicas de las zonas de subducción parecen requerir una larga secuencia de procesos de asimilación cortical.

En algunos casos no se puede excluir la incorporación de cantidades pequeñas de sedimentos en las rocas andesíticas que explicarían satisfactoriamente la presencia de algunos elementos como el bario y la composición isotópica del estroncio.

Es posible que en la génesis de los miembros felsicos de la serie intervenga mas de un proceso, en grados lugares y tiempos diferentes. Así, Taylor (1969) señala dos etapas:

- 1^a) fusión parcial del manto para formar la corteza oceánica de las dorsales y
- 2^a) fusión parcial subsecuente de esta corteza en las zonas de subducción.

ARGUMENTOS EN CONTRA: No se aplica en áreas donde las rocas de la serie descansan directamente sobre corteza oceánica. En muchas rocas calcialcalinas se obtienen valores bajos en la relación Sr87/Sr86 (del orden de 0.7035), cercanos a los del manto e inferiores o iguales a los de los basaltos de las dorsales que derivaron de un manto empobrecido.

Contenidos bajos en elementos incompatibles (K, Rb, Ba, Cs, Th, U....) que excluyen una contaminación Sialica.

Temperaturas líquidas de miembros intermedios de la serie demasiado altas (mayores de 1 000° C) incluso en condiciones hidratadas, lo que hace poco probable la génesis de magmas andesíticos en la corteza.

Estudios sobre la abundancia de elementos traza de los sedimentos oceánicos y andesitas ha demostrado que el contenido de aquéllos en éstas representa sólo un pequeño porcentaje. PARECE SER QUE EL CONTENIDO EN ELEMENTOS MAYORES DE LA SERIE CALCIALCALINA ES ORIGINAL Y NO REFLEJA UN GRADO IMPORTANTE DE CONTAMINACIÓN POR SEDIMENTOS.

Génesis de los magmas calci-alcinos en las zonas de subducción.

Material original = Corteza oceánica (Basaltos toleíticos).

Metamorfismo + introducción de agua a P inferiores a 15kb (50km) = Anfibolitas.

Deshidratación de las anfibolitas y reacción de los líquidos generados con el manto suprayacente = Magmas toleíticos de los arcos insulares.

Deshidratación de anfibolitas = Formación de cuarzo eclogitas en el plano de Benioff.

Deshidratación de las serpentinitas del manto = Fusión parcial de las cuarzo eclogitas.

Reacción del líquido cuarzo eclogítico con el manto suprayacente = Piroxenitas.

Fusión parcial de la piroxenita y ascenso diapírico subsecuente = MAGMAS CALCI-ALCALINOS DE LOS ARCOS INSULARES.

Fusión parcial de la piroxenita, ascenso diapírico y reacción con la corteza continental o fusión de ésta = MAGMAS CALCI-ALCALINOS DE LAS MÁRGENES CONTINENTALES.

Deshidratación casi completa del plano de Benioff a presiones superiores a 20kb (70km) = MAGMAS SHOSHONÍTICOS O ALCALINOS.

Génesis de las rocas plutónicas calci-alcinas.

Es mucho más compleja y poligenética que la de las rocas volcánicas correspondientes.

Se han invocado los procesos siguientes:

- ULTRAMETAMORFISMO Y ANATEXIS DE LA CORTEZA

- HIBRIDISMO O MEZCLA DE MAGMAS
- CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA DE MAGMAS CALCIALCALINOS
- DIFUSIÓN AL ESTADO SÓLIDO (GRANITIZACIÓN)

Se ha llegado a un acuerdo de que la mayoría de los magmas calci-alcalinos ascienden desde profundidades de ± 150 Km a partir del plano de Benioff. Su enfriamiento a través del manto y la corteza constituye una fuente de calor en las rocas circundantes, lo que provocaría metamorfismo y anatexis.

Las tres principales teorías;

7.2.1 Fusión parcial de la corteza oceánica en las zonas de subducción

La introducción de agua en la placa oceánica subducente favorece la transformación de los basaltos en anfibolitas, las cuales son susceptibles de sufrir una fusión parcial posterior, a presiones que pueden alcanzar hasta 10 kb (35 km), dando lugar a magmas toleíticos o calci-alcalinos

SI $P_{AGUA} < P_{LITOSTÁTICA}$ SE PUEDE OBTENER UN MAGMA CALCIALCALINO Y UN RESIDUO CONSTITUIDO ESCENCIALMENTE DE ANFÍBOL Y PIROXENO

A profundidades del orden de 70 km (20 kb) y bajo condiciones anhidras, las toleítas de cuarzo se transforman a cuarzo eclogitas

Entre 100 y 150 km de profundidad la fusión parcial de la cuarzo-eclogita, en ausencia de agua, genera líquidos de composición andesítica, mientras que bajo condiciones hidratadas es riódacítico, dejando un residuo de clinopiroxeno y granate.

Eclogita. Roca de metamorfismo regional de alto grado, a partir de rocas básicas, sin mostrar foliación y constituida por onfacita y granate. Esenciales: granates y piroxénos (onfacita). Accesorios: anfíboles, clorita, esfena, moscovita, albita, cuarzo, rutilo y pirlita. Roca no esquistosa de grano grueso con piroxeno (verde) y granate (rojo). Un tipo particular de metamorfismo regional, es el que se da en las zonas profundas, por lo que el factor predominante es la presión litostática sin que halla una correspondencia en el aumento de la temperatura. Se forma una roca muy densa llamada eclogita (piroxeno y granate). El producto resultante sería función de la profundidad y temperatura a la que ocurre la fusión parcial y del grado de fraccionamiento sufrido por el magma así formado. Sin embargo, este modelo no considera la interacción de los magmas así obtenidos con la cuña del manto suprayacente a la zona de Benioff.

7.2.2 Fusión parcial del material peridotítico bajo condiciones hidratadas

Poldervaart(1955) sugirió que el producto de la fusión parcial de un manto superior ultramáfico, bajo condiciones de alta P_{H_2O} , sería más andesítico que basáltico.

O'Hara (1968) demostró que en un medio hidratado y para $P = 6 < 10$ Kb, los primeros líquidos provenientes de la fusión parcial de peridotitas son ricos en Q normativo, los cuales podrían generar la serie calci-alcalina

Kushiro y Kuno (1969) realizaron experimentos en el sistema MgO-SiO₂-H₂O. En la Fig:XII-1 se observa que a 20Kb y con exceso de agua, por encima de 1275°C la enstatita funde incongruentemente produciendo algo de forsterita y un líquido más rico en SiO₂ que la enstatita. El campo de cristalización del olivino muestra una notable expansión por comparación con las condiciones anhidras, en donde no alcanza la curva liquidus de saturación en sílice, al desaparecer el peritético.

De este modo se generaría una tolvita con un pequeño porcentaje de cuarzo normativo, pero la formación de magmas andesíticos o dacíticos (con 10 a 25 % de Cuarzo) es difícil de visualizar por este proceso.

Para explicar la formación de estos magmas Kushiro et al (1972) realizaron experimentos en una lherzolita de espinela, arrojada como xenolito por el volcán Salt Lake de Hawaii

El vidrio resultante de la fusión parcial de esa peridotita, que coexistía con olivino y piroxenos residuales, era rico en SiO₂ y pobre en FeO y MgO, comparable a una dacita, aunque su porcentaje en CaO (10.2) era demasiado alto. Los autores señalaron la posibilidad de que un aumento en el grado de fusión parcial de la roca empobrecería ese porcentaje.

Basándose en las dos últimas hipótesis mencionadas Nicholls y Ringwood (1973) elaboraron un modelo coherente de generación de los magmas calcialcalinos, que se resume a continuación.

7.2. 3) Reacción de los líquidos generados por la fusión parcial de la corteza oceánica con el manto suprayacente

La fusión parcial de la corteza oceánica subducente tiene lugar a temperaturas entre 750 y 900° C, bajo condiciones hidratadas, dando lugar a magmas ricos en sílice con un residuo de eclogita a profundidades mayores de 100 Km. Esos magmas ascienden y reaccionan con el manto, transformando la pirolita en piroxenita, la cual sube a su vez por diapirismo y sufre fusión parcial.

Aquellos diapiros que ascienden desde la zona de Benioff a profundidades de 100 a 150 Km y que experimentan una segregación magmática entre 60 y 100 Km, con un 20% de fusión parcial darán lugar a magmas toleíticos

Si la segregación acaece entre 40 y 70 Km los magmas serán de andesita basáltica, mientras que a profundidades menores de segregación (20-40 Km), serán andesíticos. Después de segregarse de sus diapiros, los magmas ascienden sufriendo fraccionamiento en sistema cerrado, con la separación de las fases siguientes:

- Granate y piroxeno, entre 70 y 100 km de profundidad
- Anfíbol, piroxeno y olivino, entre 40 y 70 Km
- Plagioclasa y piroxeno, a profundidades menores

De este modo se puede generar toda una amplia gamma de líquidos calci-alcinos de composición basáltica a riolítica, siendo los mas frecuentes los andesíticos, como corresponde ala serie calci-alcalina.

Resumen de las tres teorías sobre la génesis de las series calco alcalina.

A medida que profundiza el plano de Benioff tiene lugar el paso progresivo de minerales hidratados a minerales anhidros en la corteza oceánica subducente

El agua así generada emigra hacia el manto peridotítico suprayacente abatiendo el solidus y, en consecuencia, provocando la fusión parcial de la peridotita

El magma resultante es rico en SiO₂, pobre en FeO y MgO y de naturaleza andesítica dacítica.

Como la fusión parcial, bajo condiciones anhidras, de una lherzolita de espinela genera magmas toleíticos a presiones inferiores a 15 kb, y magmas alcalinos a presiones superiores a 20 kb, así como magmas calcialcalinos bajo condiciones

hidratadas, los tres magmas tipo más importantes se pueden formar a partir del mismo material bajo distintas condiciones.

ESTA SIMPLIFICACIÓN DEL PROBLEMA DE LA GÉNESIS DE LOS MAGMAS HACE MUY ATRACTIVA LA HIPÓTESIS

Conclusiones de Green y Ringwood (1983)

1. Los diferentes tipos de magma provienen de un manto de composición “*pirolítica*” (una parte de basalto por tres de peridotita).

2. La composición del magma resultante está determinada por el grado de fusión parcial y la presión (profundidad) a la que se separa el magma de su residuo sólido (fusión parcial).

3. Un alto grado de fusión parcial favorece los magmas alcalinos, mientras que un porcentaje menor de fundido producirá magmas toleíticos.

Además proponen mediante modelaciones específicas la variación de la composición mineralógica de la pirolita según su profundidad. Si varía la presión entonces variará;

1.- El grado de fusión parcial,

2.- La composición del líquido magmático y

3.- La composición mineralógica. (Fig. 85)

CAPÍTULO 8

CALDERAS

8.1 ANTECEDENTES

El término **caldera**: Williams (1941), lo definió como “ una depresión volcánica grande, mas o menos circular o en forma de círculo”. Esto es un rasgo morfológico generalmente mas grande que un cráter volcánico. La mayoría de las calderas conocidas son producto de hundimiento (colapso). Smith (1968) incluye dentro del termino caldera todas las estructuras de subsidencia volcánica sin importar forma o tamaño, profundidad de erosión o conexión con volcanismo superficial. Smith incluye depresiones volcánicas tectónicas grandes de forma mas o menos rectangular o irregular y otras estructuras que están relacionadas a procesos genéticos fundamentales que controlan la formación de calderas, pero cuya forma esta controlada por la tectónica regional. En el caso de la Sierra Madre Occidental por el sistema de fallamiento de sierras y cuencas.

El termino **fractura anular** se usa como referencia a las fracturas y fallas que limitan o están relacionadas a la parte hundida o colapsada. En la mayoría de las calderas estas fracturas están acomodadas mas o menor circularmente, pero en otras no. (Si algunos no pueden imaginarse una fractura anular recta, entonces cambiaremos el término a fractura maestra o fractura limitante). Sin embargo, como las fracturas anulares no son simples, sino forman amplias zonas, el termino seria zona de fracturamiento anular (o zona de fracturamiento maestro). En algunas calderas, el volcanismo del fracturamiento anular puede estar fuera de las fallas principales del área hundida.

El termino “**caldera resurgente**” (Smith y Bailey 1968) lo define como una caldera donde el bloque hundido después de la subsidencia inicial, ha sido levantado, generalmente en la forma de un domo estructural. El domo estructural puede estar fracturado radialmente o concéntricamente, o ambos, además esta comúnmente

asociado a fallas secundarias producidas por el levantamiento. Las calderas resurgentes comúnmente, pero no necesariamente, exhiben volcanismo resurgente o post resurgente a lo largo de las fracturas anulares o a lo largo de las fracturas dentro del domo estructural.

Figuras 153, 154 y 155. Evolución de cámaras de magma silíceo formado por el emplazamiento de magma basáltico derivado del manto incrustado en la corteza.

- 1) Etapa temprana con la corteza fría, el magma del manto se introduce por fracturas
- 2) El magma básico se introduce en la corteza y causa la anatexia. El magma más denso es encajonado en la roca más ligera formando intrusiones contaminadas y volcanismo
- 3) Se generan grandes cuerpos de magma silíceo que generan erupciones ignimbriticas y el colapso de calderas.

8.2 ETAPAS DE EVOLUCION DE LAS CALDERAS (Fig. 156)

Smith et al (1964) usando como modelo la caldera Valles de Nuevo México reconoce una serie de siete etapas de eventos volcánicos, estructurales y sedimentarios. Los eventos sedimentarios son superficiales en comparación con los volcánicos y estructurales, pero no solo sirven para marcar el tiempo de ausencia de eventos volcánicos antes o después del resurgimiento dómico, sino que puede ser de valor crítico en la determinación del tiempo relativo de la resurgencia dómica y los eventos volcánicos dentro de la secuencia total.

ETAPA 1. Combamiento regional y formación de las fracturas anulares. El combamiento regional se refiere al arqueamiento de un área más grande que la marcada por las fracturas anulares exteriores. Esta etapa es muy lenta y durante un periodo muy largo de las cuales tendrán lugar las erupciones catastróficas de ignimbritas y tobas. Evidencias de este combamiento son muy ambiguas, y quizás en la mayoría de los casos la mejor evidencia del combamiento es la misma zona de fracturamiento anular, si se puede demostrar que las fracturas existían antes de la erupción de las ignimbritas.

ETAPA 2. La zona de fracturamiento anular parece ser la única fuente de salida de las ignimbritas, esto sugiere fuertemente la existencia de fracturas anulares pre-emplazamiento de las ignimbritas.

Muchas calderas tienen actividad volcánica por la zona de fracturamiento anular aun después del hundimiento central, en contraste con la actividad puntual o centralizada de un volcán. Esto supone un bloque central intacto que se hunde y cuyos límites son las fracturas anulares formadas durante el combamiento. O arqueamiento de una parte del terreno con la consecuente formación de fracturas radiales y concéntricas, a lo largo de las cuales ocurre el subsecuente hundimiento. Claro que este arqueamiento y fracturamiento anular no son preludios necesarios para la formación de una caldera en un volcán con salida puntual o central, sin embargo, ver los estudios del volcán Santa Elena en Oregón, U.S.A

ETAPA II. Erupciones formadoras de la caldera. El arqueamiento regional termina cuando hacen erupción grandes volúmenes de ignimbrita a partir del sistema de fracturamiento del combamiento. Los volúmenes de ignimbrita que salen varían de 50 – 500 Km³, la duración de las erupciones que producen ese volumen de ignimbritas es desconocido.

Esto puede ser en poco tiempo, “poco tiempo” significa unos años pero con amplio margen. Consideraciones de rasgos erosionales dentro de los depósitos entre

dos ignimbritas en la caldera Valles (Smith y Bailey, 1968), parecen indicar que poco menos de 10 años es un periodo real.

ETAPA III. Hundimiento de la caldera. Debido a las evidencias en el modelo de la caldera Valles, la erupción y el hundimiento son dos etapas separadas pero los procesos son concurrentes, especialmente cuando los volúmenes de ignimbrita que hicieron erupción son muy grandes. El hundimiento final debe seguir después de las erupciones mayores de la etapa II. La etapa II no es el tiempo de emplazamiento de los diques anulares, estos tienen lugar en etapas posteriores cuando la presión positiva del magma se ha restaurado. Los diques anulares que se forman durante las etapas erupción – hundimiento son angostos, residuales, mas bien rellenan fracturas y quizá con hinchamientos o arqueamientos “locales”, los cuales están relacionados a focos eruptivos prominentes y que son diferentes física y genéticamente a los anchos diques anulares que están asociados a los complejos anulares.

Es posible que en algunas calderas el hundimiento empieza durante la etapa I por doblamiento o fallamiento de un graben apical en la parte mas alta del combamiento. Pero si el hundimiento inicial se puede demostrar, éste no oscurece la secuencia de eventos mayores indicados aquí como etapas. El hundimiento de las calderas tiene lugar a lo largo de fracturas anulares verticales o casi verticales. De hecho lo que se hunde es un cilindro intacto de corteza, mas que una forma cónica o un hundimiento caótico. Esto nos ayuda para distinguirlo de las calderas comunes de los volcanes centrales.

ETAPA IV. Volcanismo y sedimentación de presurgencia. El periodo que sigue inmediatamente después del hundimiento de la caldera es un periodo de extremo desequilibrio, tanto en la cámara magmática como dentro de la caldera.

Indudablemente, las paredes verticales inestables de la caldera sufren excavación, avalanchas, derrumbes y deslizamientos por gravitación. Con la restauración parcial de la presión del magma, este depósito de sedimentos gruesos puede estar acompañada por erupciones piroclásticas y / o derrames. Y simultáneamente los lagos también se pueden formar dentro de la caldera.

El relleno de sedimentos es un proceso continuo, una vez que la caldera, se ha formado. Pero es útil conocer que los eventos posteriores al hundimiento dependen del estado de erosión de la caldera. La duración de la etapa IV es corta y algunas veces no se puede distinguir de los depósitos de la etapa V.

ETAPA V. Domos resurgente o resurgencia de la caldera. La mayoría de las calderas presentan domos centrales estructurales bien definidos. Estos domos se caracterizan por tener grabens longitudinales, radiales o apicales, u otro tipo de fallas de distensión o ambos. Los echados radiales del aluvión después del levantamiento en el centro de la caldera, varían desde horizontales hasta mas de 65°. Los máximos relieves estructurales en los grabens es más de 1000 metros.

En general la resurgencia de las calderas esta acompañada por volcanismo de fractura anular. La actividad puede ser intrusiva y/o efusiva y también puede ser a lo largo de los grabens u otras fracturas en el domo (resurgencia)

Los lagos son una parte integral de la historia después del colapso o hundimiento de las calderas y la ausencia completa es anormal, aunque algunos lagos pudieron haber sido drenados a través de un arroyo principal o algo así. Más aun, se puede especular que la resurgencia provoca el inicio del drenado del lago formado por el hundimiento. Esto es, el drenado del lago es una consecuencia de la resurgencia del ciclo de la caldera.

ETAPA VI. Maximo volcanismo de la fractura anular. El volcanismo del límite de la caldera o zona de fractura anular sigue a la formación de la resurgencia. En la

etapa VI termina la última erupción de la evolución de una caldera. A veces esta etapa puede requerir otras subdivisiones basadas en la marcada variación de la composición de los materiales producidos.

El volcanismo de esta etapa VI, comúnmente están inter estratificados o sobreyacen al material no deformado de los sedimentos lacustres y relleno de la caldera que se acumuló después de la resurgencia. Mucho de ese relleno puede derivarse de las erupciones piroclásticas de esta etapa. Estas erupciones, son de menor dimensión y cubren áreas mas reducidas, las cuales pueden llegar a separarse. La duración de esta etapa VI es de 800,000 años +- 100,000 mucho mayor que las anteriores a excepción de la primera y la ultima.

ETAPA VII. Actividad solfatarica final y de aguas termales. Las aguas termales y las solfataras probablemente están activas a través de la mayor parte de la evolución de una caldera y se puede establecer que esta etapa VII traslapa todas las anteriores. Sin embargo, esta continua aun después de que las erupciones han terminado, es la razón por la que constituye la actividad final de la disminución de la actividad volcánica.

Figuras 157, 158, 159, 160, 161 y 162

CONSIDERACIONES. Esta ultima etapa puede durar mucho tiempo sobre todo en las calderas epi continentales, como es el caso en México, los sistemas hidrotermales activos por mucho tiempo sugieren un gran potencial para la formación de yacimientos minerales. Parece lógico pensar que las etapas VI y VII de la evolución de una caldera tendrán una duración mayor, si las calderas a que se refieren son mas grandes, esto se debe a que es mayor el volumen de magma involucrado, aunque también puede influir otros factores como la forma y la profundidad de la cámara magmática. Si seguimos en esta línea de razonamiento, los sistemas hidrotermales activos grandes periodos se asocian generalmente con los volcanes silicios.

La relación es particularmente bien demostrada si es comparada con las vastas áreas de rocas alteradas hidrotermalmente que están asociadas con el volcanismo silico de la Provincia de Cuencas y Sierras, y se podrá demostrar algún día, que la mayor parte de la alteración epitermal de la provincia de Cuencas y Sierras esta relacionada a la actividad final de las calderas de la Sierra Madre Occidental.

Ya algunos autores han calculado el numero de posibles calderas existentes dentro del área de la Sierra Madre Occidental, de acuerdo al volumen del material volcánico y se proponen desde 50 hasta mas de 400; la verdad es que hasta la fecha son menos de 10 calderas las que han sido reconocidas plenamente y la mayoría de ellas dentro del Estado de Chihuahua.