

## Capítulo 8

# Petrología química: elementos mayores y menores

### Introducción

La petrología tiene un amplio apoyo en la química, donde la aplicación de la geoquímica es de capital importancia como llave para la resolución de problemas petrológicos.

Por conveniencia los elementos son separados en mayores, menores y trazas. Los límites entre los grupos son arbitrarios, pero los más aceptados son:

Elementos mayores	>1,0% peso
Elementos menores	0,1 – 1,0% peso
Elementos trazas	<0,1% peso

Se denominan elementos mayores porque están presentes en altas concentraciones y controlan en gran medida la cristalización de los minerales petrogenéticos en las rocas a partir de fundidos. Ellos también controlan propiedades tales como viscosidad, densidad, difusividad, etc., en magmas y rocas. Los elementos menores comúnmente sustituyen a algunos elementos en los minerales principales (Mn por ejemplo, sustituye al Fe o al Mg en los minerales máficos). Si llegan a estar en concentraciones suficientemente altas pueden llegar a formar minerales independientes, que se denominan minerales accesorios. Por ejemplo, si hay suficiente Zr se forma circón o si hay suficiente P se forma apatito y Ti puede formar rutilo o titanita, o si hubiera suficientes óxidos de Fe y Ti se puede formar ilmenita. Los elementos trazas, están demasiado diluidos como para formar fases separadas, ellos actúan estrictamente sustituyendo a elementos mayores y trazas en las estructuras minerales. La concentración y distribución de los elementos trazas pueden ser utilizados para estudiar la evolución de los magmas, actuando como trazadores efectivos para establecer el origen de los magmas y para discriminar procesos magmáticos.

En base a compilaciones de análisis de rocas publicados y estimaciones de las proporciones relativas de las rocas representadas en la corteza continental, se establecen los datos expresados en la Tabla 8-1 de los promedios de los elementos mayores (Poldevaart 1955; Ronnov y Yaroshevsky 1976).

Elemento	ÓxidoPeso %	Porcentaje atómico
O	-----	60,8
Si	59,3	21,2
Al	15,3	6,4
Fe	7,5	2,2
Ca	6,9	2,6
Mg	4,5	2,4
Na	2,8	1,9
K	2,2	1,0
<b>Total</b>	<b>98,5</b>	<b>98.5</b>

**Tabla 8-1.** Abundancias relativas estimadas de elementos mayores de la corteza continental.

Observar que estos 8 elementos constituyen el 99% del total de la corteza y que son los elementos mayores que forman la mayoría de las rocas y minerales. El O y Si son los dominantes.

En la tabla 8-2 se expresan los análisis químicos de algunas rocas representativas, realizada en base a más de 26.000 análisis, el promedio es tomado de Le Maitre (1976).

Observar que los 7 óxidos mayores de la Tabla 8-1, están presentes en todas las rocas listadas, aún las del manto como las peridotitas.  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ , son óxidos que se presentan comúnmente en bajas concentraciones, constituyendo los elementos menores de las rocas ígneas. El  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , puede ser otro óxido común, especialmente en las rocas ultramáficas, pero es típicamente un elemento traza en la mayoría de las rocas comunes. El Fe es el único elemento mayor o menor común, que se presenta con dos estados de valencia. La relación  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ , se incrementa con la fugacidad del oxígeno de los fundidos en equilibrio. Observar que  $\text{MgO}$  y  $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3$ , decrecen desde la peridotita a la riolita, mientras que los álcalis aumentan. Esto es lo común en las series evolutivas desde rocas básicas a ácidas.

Óxidos	Peridotita	Basalto	Andesita	Riolita	Fonolita
$\text{SiO}_2$	44,80	49,20	57,90	72,80	56,20
$\text{TiO}_2$	0,19	1,84	0,87	0,28	0,62
$\text{Al}_2\text{O}_3$	4,16	15,70	17,00	13,30	19,00
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,36	3,79	3,27	1,48	2,79
FeO	6,85	7,13	4,04	1,11	2,03
MnO	0,11	0,20	0,14	0,06	0,17
MgO	39,20	6,73	3,33	0,39	1,07
CaO	2,42	9,47	6,79	1,14	2,72
$\text{Na}_2\text{O}$	0,22	2,91	3,48	3,55	7,79
$\text{K}_2\text{O}$	0,05	1,10	1,62	4,30	5,24
$\text{H}_2\text{O}^+$	0,0	0,95	0,83	1,10	1,57
Total	99,36	99,02	99,27	99,51	99,20

**Tabla 8-2.** Tabla de valores químicos de rocas ígneas representativas.

La composición química de las rocas ígneas (Tabla 8-2) también permite su comparación con sus equivalentes metamórficos, aunque la mineralogía puede variar, por los cambios en P y T, la composición química generalmente permanece inalterada. Esto también se aplica para establecer las rocas precursoras y para correlacionar provincias ígneas antiguas, con modernas. En muchos casos también es posible documentar los cambios químicos que se producen por los procesos metamórficos o de alteración.

## Minerales normativos

Como muchas rocas volcánicas tienen grano demasiado fino para ser reconocidos sus componentes minerales, aún bajo el microscopio, y que también pueden tener vidrio en cantidades significativas, diversas metodologías fueron desarrolladas para calcular una mineralogía idealizada de dichas rocas de manera que pudieran ser comparadas con las de grano grueso. La mineralogía de las rocas faneríticas puede variar con la presión y la temperatura, lo que hace incierta una comparación directa con las rocas afaníticas. La norma busca reconciliar o atemperar estas diferencias, limitando los minerales que se calculan y que reflejan variables que permiten la comparación directa de un amplio espectro textural y composicional de rocas. La norma también puede ser usada para calcular la mineralogía aproximada de rocas, cuando ella se desconoce. En razón que la norma se calcula sobre una base anhidra, permite comparar rocas con diferentes contenidos de agua. Como las rocas

difieren en sus composiciones químicas, esto permite al cálculo normativo ser usado en diferentes esquemas de clasificación.

La norma fue primeramente desarrollada por tres petrólogos (Cross, Iddings, y Pirsson) y un geoquímico (Washington), a comienzos del siglo XX y fue denominada “norma CIPW”. Ella se basa en minerales normativos, que son los esperados se formen desde un fundido anhidro a baja presión. Con posterioridad, diversas variaciones y alternativas a la norma han sido propuestas, algunas para circunstancias especiales, tales como la alta presión. La Norma CIPW original, es todavía de uso corriente en Estados Unidos, mientras que en Europa es más utilizada la “Norma Catiónica” o “Norma Barth-Niggli”.

La norma no debe ser confundida con el modo. El modo, es la composición mineral real y actual de una roca y se expresa en volumen % de una roca. La norma, es la mineralogía idealizada, calculada a partir de la composición química de una roca. Como la composición química es expresada en porcentaje en peso de los óxidos, la norma CIPW se expresa en peso % de los minerales normativos. El modo y la norma pueden diferir por varias razones, pero las proporciones del volumen versus el peso %, constituyen diferencias consistentes. La norma por ejemplo, exagera los minerales densos en comparación con el modo, al convertir los porcentajes de peso a volumen, usando las densidades de los minerales.

Por su parte la Norma Cationica o Norma Barth-Niggli, expresa los minerales normativos sobre una base atómica.

La norma CIPW se calcula siguiendo una serie de reglas rígidas que asignan a los óxidos a una serie de minerales que constituyen los extremos de soluciones sólidas, que son acompañados por procesos de cálculos estequiométricos. *La técnica es descrita en el Anexo I y es de fácil cálculo por medio de programas de computación específicos.* La fugacidad del oxígeno y el estado de oxidación del Fe, generalmente no es determinado y su estimación se realiza en base a los contenidos de minerales máficos normativos. Irvine y Baragar (1971) presentan un método para estimar la relación  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$ , para usar en la norma que es:  $\%Fe_2O_3 = \%TiO_2 + 1,5$ , si el valor del análisis es menor no se introducen cambios, si es mayor el exceso es convertido en FeO.

La norma simplifica y organiza la composición química de las rocas, ya que enfatiza ciertas características particulares, como la “saturación en sílice”. Las rocas sobresaturadas en sílice, son rocas que contienen cuarzo o sus polimorfos en el modo, como fases estables. Las rocas subsaturadas en sílice, contienen minerales que son incompatibles con el cuarzo, tales como olivino o feldespatoideos. Una roca que esté justamente saturada en sílice puede contener trazas de cuarzo, pero no minerales subsaturados. Si se observan los análisis de la Tabla 8-2, el grado de saturación en sílice se correlaciona con el contenido de sílice en los análisis, pero su simple concentración no determina la saturación, sino que también se relaciona con los otros elementos que compiten por la sílice para formar una amplia variedad de silicatos. Por ejemplo, una roca con 100% de  $SiO_2$  (o sea cuarzo puro) a la que se agrega 20% de MgO, se combinan para dar enstatita. Se puede determinar por cálculo si podría permanecer cuarzo libre, calculando cuanta sílice es necesaria para formar la molécula de enstatita ( $MgSiO_3$ ). Si la roca contiene sólo MgO y  $SiO_2$ , quedará junto a la enstatita un cantidad de cuarzo. Pero si se agrega  $Na_2O$  y  $Al_2O_3$ , ellos se combinan con la sílice libre para formar albita (cada átomo de Na consume tres átomos de Si y uno de Al) para formar  $NaAlSi_3O_8$ . Ahora la relación entre la concentración de sílice y la saturación se complica ya que depende de las relaciones entre Si:Mg:Na:Al. Durante el cálculo de la norma la sílice es secuencialmente aportada a diferentes minerales y el último mineral que se determina es el cuarzo, que representa el exceso de sílice del sistema, después de combinarse con los diferentes elementos presentes. Así cuando el cuarzo aparece en la norma, la roca es sobresaturada.

## Diagramas de variación

Suponiendo un proyecto de investigación que involucre el mapeo e interpretación de una secuencia de rocas volcánicas, que está formada por pequeñas erupciones, conos y flujos volcánicos y de los cuales se sospecha están genéticamente relacionados a un proceso volcánico local de duración limitada. Para confirmar esta hipótesis se deberá realizar el mapeo cuidadoso de los flujos individuales y coleccionar las rocas (con muestras de cada flujo o cono volcánico). Con ellos es posible generar datos químicos cuantitativos (o mineralógicos) y generar una tabla como la 8-2. Cuando una serie de rocas volcánicas o plutónicas cogenéticas son analizadas, ellas muestran diferencias químicas, que son críticas para reconocer las tendencias de variación, junto con su descripción. No hay una forma única de interpretar los datos o de la forma de hacerlo, lo importante es encontrar parámetros que muestren variaciones sistemáticas, que permitan investigar las causas que las originaron. Diagramas de este tipo son denominados “diagramas de variación”.

Hay dos formatos comunes para los diagramas de variación química en petrología. El primero es el diagrama Cartesiano, en los que dos parámetros son utilizados, un eje vertical (llamada ordenada o eje-y) y otro eje horizontal (llamada abscisa o eje-x). Otro formato de representación es mediante el diagrama triangular, en el que se representan tres parámetros, uno por cada vértice, pero que muestran sólo proporciones relativas, no cantidades absolutas, porque los tres parámetros deben ser normalizados de tal manera que la suma de 100%, para que se proyecten en un punto único.

En cada tipo de diagrama, cualquier correlación o tendencia muestra un patrón de los puntos proyectados. Otros valores, como las temperaturas, pueden ser representadas por contornos de puntos, en los diagramas triangulares. Datos químicos adicionales pueden ser representados por combinación de constituyentes químicos que muestran comportamiento similar (por ejemplo  $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$ , pueden ser representados como un componente único), aunque esto puede oscurecer el efecto de los componentes individuales.

Los diagramas de variación no sólo ayudan a reconocer las tendencias de los datos geoquímicos, sino que ayudan a interpretar y evaluar los procesos responsables de los mismos.

## Proyecciones bivariantes

Cualquier componente químico, ya sea elemento mayor, menor o traza, o aún combinaciones de elementos o relaciones entre elementos, pueden ser comparados en los diagramas bivariantes. El diagrama más aplicado en petrología química es el “Diagrama de Harker”. Este simple diagrama x-y, generalmente permite proyectar la  $\text{SiO}_2$  sobre la abscisa contra los restantes óxidos en la ordenada. La Fig. 8-2 es un ejemplo de diagrama de Harker aplicado a las rocas volcánicas de Crater Lake/Monte Mazama. Lo primero que se nota es el amplio rango de variación, desde basaltos hasta riolitas y que los diferentes óxidos muestran una suave variación en sus tendencias, lo que indicaría que las lavas están genéticamente relacionadas de alguna manera y que procederían tal vez de una misma cámara magmática somera, que produce esa variación continuada. Los magmas primarios son aquellos que derivan directamente por fusión parcial de una misma fuente y que no muestran caracteres que reflejen efectos de diferenciación posterior. Los magmas que han experimentado algún tipo de diferenciación química a lo largo de las tendencias evolutivas, se los denomina como magmas evolucionados o magmas derivados, como los de la Fig. 8-2. Los magmas que no

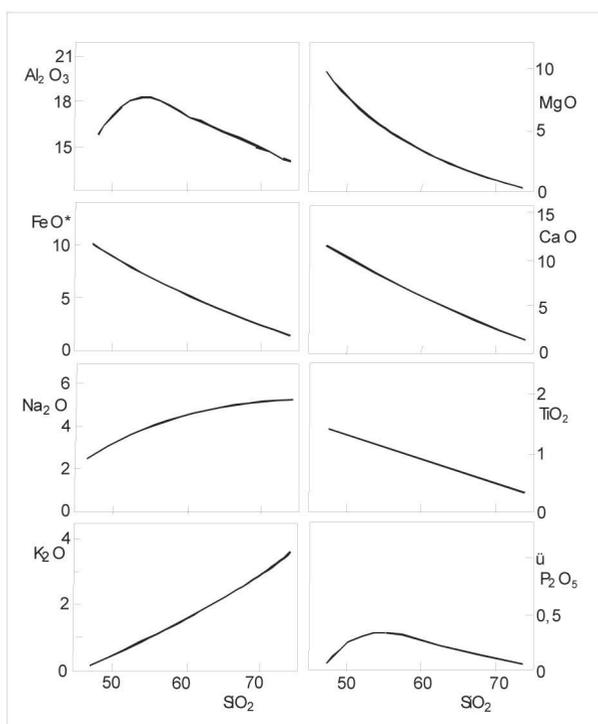


Fig. 8-2. Diagramas de variación de Harker de rocas volcánicas de Crater Lake. (Mte. Mazama).

han evolucionado se los denomina magmas primitivos. El magma madre (parental), es el más primitivo que se encuentra en un área y se supone que de él derivan los demás.

Harker (1909) propuso que la SiO<sub>2</sub> se incrementa con la evolución magmática y así utilizó la abscisa para indicar la intensidad de la evolución. El magma con menor contenido de sílice de la Fig. 8-2, se acepta como el magma madre, aunque es comúnmente casi imposible, demostrar en forma concluyente que es el verdadero magma primario, porque el pudo también haber evolucionado durante su ascenso. Este diagrama es aplicable solo a los magmas sub-alcálinos.

Aunque no podemos observar directamente la dinámica de una cámara magmática, si podemos estudiar las características químicas de los diferentes productos de los sistemas ígneos naturales, para probar la consistencia de las tendencias químicas o mineralógicas, con procesos tales como hundimiento de cristales, mezcla de magmas, asimilación de roca de caja, etc.

Cuando los cristales son removidos desde un fundido, el proceso se denomina cristalización fraccionada (o fraccionamiento cristalino) y la composición del líquido remanente en el sistema sigue líneas de descenso, usualmente a lo largo de las curvas cotecticas hacia el mínimo de temperatura del líquido, de composición eutéctica. Debido a la gran influencia de Bowen, se ha considerado a la cristalización fraccionada como el mecanismo dominante en la naturaleza y se aplica a los magmas que se diferencian, o cambian de composición. Este proceso se aplicó a las rocas de Crater Lake, correspondiente a una cámara magmática situada a cierta profundidad, en la que se formaron los minerales que se separan del magma, por hundimiento y que el líquido más evolucionado escapa periódicamente a la superficie, formando conos, flujos y depósitos piroclásticos.

Asumiendo por un momento que la cristalización fraccionada es la responsable de la tendencia que se observa en la Fig. 8-2. ¿Puede ser relacionada la tendencia con una secuencia de extracción de minerales? El decrecimiento en MgO, FeO\* y CaO con el incremento de la SiO<sub>2</sub>, sería consistente con la remoción temprana de plagioclasa, olivino y/o piroxeno desde el líquido que se enfría. El MgO y el FeO\* son incorporados en los minerales máficos de formación temprana; mientras que el CaO es incorporado a la plagioclasa cálcica y/o al piroxeno. El incremento de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O, se debe a que no son incorporados a los minerales que cristalizan y se conservan o concentran en el líquido residual.

La curva de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, muestra una tendencia particular, primero se incrementa y luego decrece, mientras que el CaO decrece continuamente, esto puede ser interpretado especulando que el clinopiroxeno se separó tempranamente removiendo Ca, pero no Al y la plagioclasa comenzó a cristalizar posteriormente tomando tanto Ca como Al.

Muchos geólogos piensan que los diagramas de Harker demuestran ampliamente los procesos de cristalización fraccionada. Cuando se hacen interpretaciones de rocas ígneas basadas en los diagramas de variación, se debe distinguir entre observaciones e interpretaciones. Las interpretaciones se relacionan a tendencias o a procesos de cristalización fraccionada y se asume que los análisis representan lavas consanguíneas con un ancestro común, erupcionadas desde una cámara debajo de un volcán, que muestra varios estadios de evolución progresiva. Esta suposición es apoyada, pero no probada, por la estrecha relación espacial y temporal de la asociación de rocas. La interpretación asume que el contenido de sílice está relacionado con el proceso de evolución, de manera tal que el % SiO<sub>2</sub>, se incrementa con la evolución del magma y que la cristalización fraccionada es el único proceso involucrado. Con el reconocimiento de estas suposiciones, se debe retornar a los análisis químicos, a la petrografía y al campo, para evaluar las observaciones y las interpretaciones.

Por ejemplo, si un proceso de cristalización fraccionada es verdaderamente el responsable de una tendencia, se debe tener en cuenta las rocas porfíricas y de grano grueso, porque dichas rocas incluyen minerales que han sido removidos por el fraccionamiento. Algunas rocas porfíricas son acumulaciones de fenocristales en niveles altos, por lo que no son verdaderos líquidos que han evolucionado dentro del sistema y deben ser excluidos.

Las tendencias de los diagramas de variación deben ser consistentes con los resultados experimentales de descenso de las líneas cotecticas y las rocas más evolucionadas deben ser más jóvenes que las menos evolucionadas y esto debe ser comprobado en el campo. Las tendencias deben estar basadas en simulaciones cuantitativas por la extracción de proporciones específicas de minerales que están en la naturaleza y deben ser compatibles experimental y teóricamente con el tipo de magma presente.

En muchos sistemas, incluyendo las intrusiones máficas estratificadas (donde se documenta muy bien el proceso de fraccionamiento) y en distintas series volcánicas, el contenido de sílice no se incrementa durante la mayor parte del proceso de diferenciación. En tales casos, índices diferentes deben ser usados, que sean sensitivos a procesos particulares.

La Tabla 8-3 presenta una lista de parámetros químicos que han sido utilizados para identificar procesos de diferenciación de algunas provincias ígneas. Algunos de los índices de la tabla pueden ser usados como abscisa en los diagramas bivariantes si el objeto es documentar la evolución magmática en una serie ígnea. Como los diferentes sistemas evolucionan por caminos diferentes, no se debe esperar que un único parámetro, tal como la SiO<sub>2</sub>, pueda actuar igualmente bien para todos. Algunos son mejores que otros para resolver diferentes problemas de algunas áreas o pueden ser más sensibles que otros. Por ejemplo, los índices basados en la relación Mg/Fe son más efectivos en la evolución temprana de los

Nombre	Fórmula
Índice félsico	$100(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$
Índice de Larsen	$1/3\text{SiO}_2+\text{K}_2\text{O}-(\text{FeO}+\text{CaO}+\text{MgO})$
Índice de Nockolds	$1/3\text{SiO}_2+\text{K}-(\text{Mg}+\text{Ca})$
Índice máfico (IM)	$(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$
MgO	MgO % peso
"M (o Mg#, Mg', Mg*)	$100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ (o ser fracción % Or)
Índice de solidificación	$100\text{Mg}/(\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$
% Plagioclasa Normativa	PI normativa
Índice de diferenciación	q+or+ab+ne+ks+lc normativos
Índice félsico normativo	$100(\text{ab}+\text{or})/(\text{ab}+\text{or}+\text{an})$ normativos
Elementos Traza conservados	Zr, Th, Ce

Tabla 8-3. Índices de diferenciación utilizados.

sistemas máficos (donde la  $\text{SiO}_2$  varía poco), mientras que los parámetros mas alcalinos, trabajan mejor en los estadios tardíos de evolución de las rocas.

En vista que la sílice no siempre es adecuada como índice en los diagramas de Harker, se utilizan otros parámetros y como los procesos de fraccionamiento cristal-líquido están fuertemente relacionados con la evolución del magma, los parámetros deben ser seleccionados enfatizando el contraste de las composiciones entre los cristales tempranamente formados, versus los líquidos residuales tardíos. Así el índice félsico  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ , tiene valores bajos en las acumulaciones tempranamente cristalizadas de plagioclasa cálcica y augita, como en las rocas gábricas; mientras que da valores altos en las rocas graníticas con abundante feldespato alcalino y biotita. El índice máfico  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ , permite distinguir entre acumulaciones de alta temperatura formadas por olivinos ricos en magnesio y piroxenas, de los fundidos residuales solidificados enriquecidos en hierro. Estos dos índices son graficados en diagramas de variación cartesianos. O también pueden ser igualmente mostrados en el diagrama triangular AFM (ver Fig. 8-5).

Otros índices de evolución magmática son el Índice de Solidificación (IS) y el Índice de Diferenciación (ID). El IS fue propuesto por Kuno y se expresa:

$$\text{IS} = 100 \text{ MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$
 que es la expresión numérica del diagrama AFM.

### Índice de diferenciación (ID) (Thornton y Tuttle, 1960)

Los estudios experimentales han corroborado la evidencia ya expresada por Bowen, que la cristalización fraccionada de un magma produce líquidos que se mueven hacia el sistema petrogenético residual "sílice-albita-ortosa" ( $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$ ). En una serie de rocas volcánicas la distancia que un magma ha evolucionado hacia dicho sistema residual, puede ser cuantificado por cálculo de la norma y sumando el sistema petrogenético residual. Este valor es llamado índice de diferenciación (Fig. 8-3). Este ID, es la suma de los porcentajes normativos de cuarzo, ortosa, albita, nefelina, leucita y kalsilita ( $\text{ID} = \text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Ks} + \text{Lc}$ ) y refleja la tendencia de la diferenciación magmática, con el enriquecimiento de los líquidos residuales en estos minerales félsicos.

El ID, puede ser usado tanto para rocas alcalinas o ácidas y nos da una medida de la saturación en sílice. La representación gráfica es, sobre la ordenada se proyectan los distintos óxidos y sobre la abscisa el ID, desde 100 a 0 (de izquierda a derecha), (cuando mayor es el número mayor es la diferenciación).

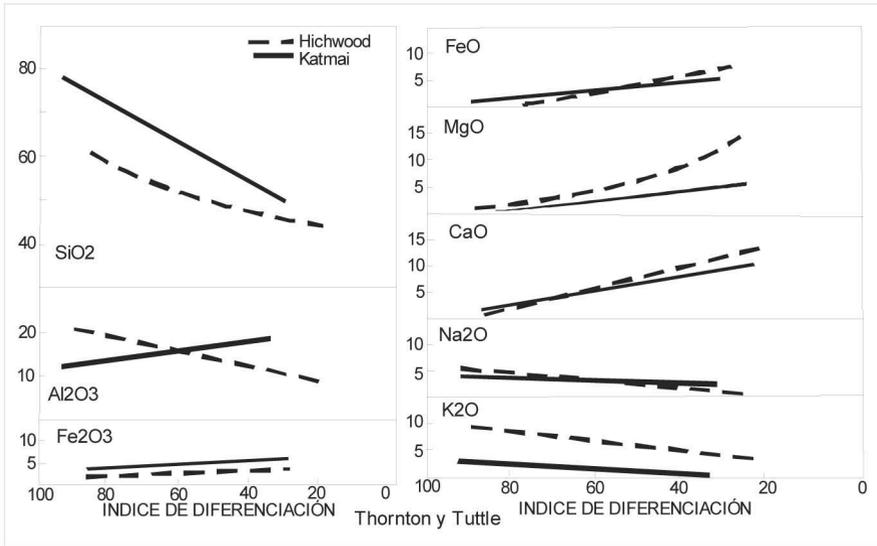


Fig. 8-3. Índice de diferenciación.

### Índice de cristalización (IC) (Poldevaart y Parker, 1964).

El IC, se expresa en un diagrama binario (Fig. 8-4) y es una expresión de las fases del primitivo sistema anortita-diópsido-forsterita. El IC es definido como la suma (porcentaje en peso) de los minerales normativos: anortita, diópsido, forsterita, más enstatita normativa convertida a forsterita y espinelo magnésiano calculado del corindón normativo en las rocas ultramáficas.

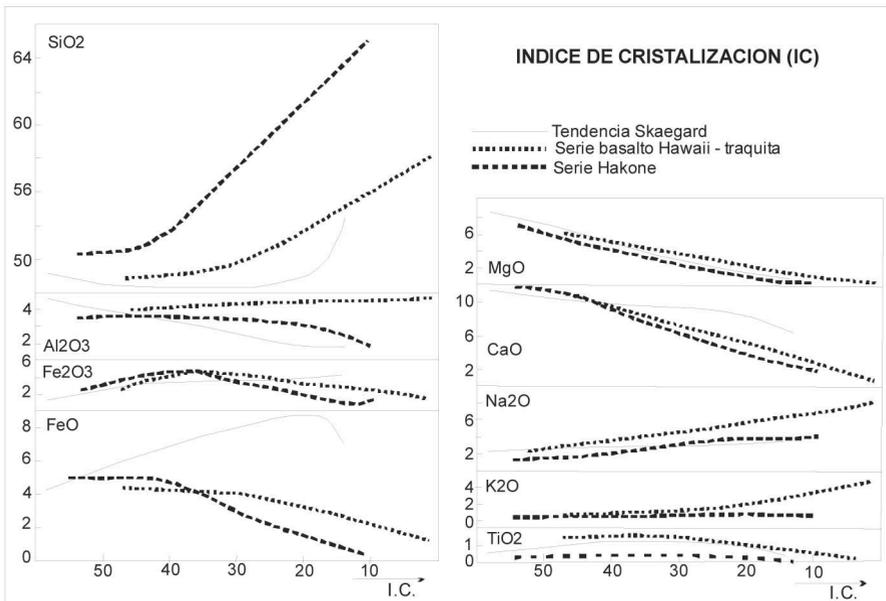


Fig. 8-4. Índice de cristalización.

O sea el I.C. está expresado por el % en peso de:

I.C. = suma ( $An + Di' + Fo' + Sp'$ ), en la cual

$An$  = anortita normativa

$Di'$  = diópsido magnesiano, calculado del diópsido normativo.

$Fo'$  = forsterita normativa más enstatita normativa, convertida a forsterita.

$Sp'$  = espinela magnesiana,  $Mg_2Al_2O_4$ , calculado del corindón normativo en rocas ultramáficas.

El IC es computado después que la norma es recalculada a 100% anhidra. Los siguientes factores de conversión pueden ser usados para calcular el  $Di'$  y la  $Fo'$ .

$Di' = 2,157003 \times En(Di)$  (Enstatita del Diópsido normativo)

$Fo' = Fo + 0,700837 \times En(Hy)$  (Enstatita de la Hiperstena normativa).

Para la representación, se vuelcan sobre la ordenada los distintos óxidos expresados en peso %, versus la abscisa con el IC. A un mayor IC corresponde un valor numéricamente más pequeño, (desde 100 a 0 hacia la derecha).

## Comentarios

Los diagramas de variación son útiles, tanto descriptivamente como para las interpretaciones, pero deben ser usados sólo como primer paso hacia una interpretación más rigurosa, ya que la cristalización fraccionada no es el único mecanismo que actúa en la diferenciación de los magmas, habiendo un amplio espectro de procesos que actúan, tales como: mezcla de magmas máficos (fundidos matélicos) y magmas silíceos (fundidos corticales) que se relacionan durante la subducción.

Adicionalmente, los procesos de diferenciación pueden no estar restringidos a la cámara magmática, la cual es sólo un lugar de residencia temporal en su camino hacia la superficie. Nuevos pulsos de magma máfico parental desde fuentes profundas puede alterar o aún revertir algunas de las tendencias. Por lo que los diagramas de variación trabajan muy bien cuando se los usa cuidadosamente para comprobar una hipótesis específica. Ya que distintos procesos pueden contribuir a la evolución de las series de magmas, por lo que distintos tipos de diagramas de variación deben ser empleados para analizar los mismos datos.

La observación de los diagramas de variación puede permitir ajustar los detalles de los datos. Por ejemplo, el pico observado para la curva de la  $Al_2O_3$  (Fig. 8-2) puede ser sólo el resultado de un ajuste matemático a la curva de datos que están muy dispersos para las rocas con bajo contenido de  $SiO_2$ . El salto entre el 62 al 66% de  $SiO_2$ , también es provocativo. ¿Es sólo un accidente de muestreo? O ¿Es real? Y en este caso ¿Por qué? Fue que hubo un período de tranquilidad en la evolución de la cámara magmática, resultando en la no erupción de lavas o hay alguna razón mineralógica por la que no hay rocas en este intervalo.

Por otra parte, las rocas volcánicas con contenidos de  $SiO_2$  entre 48 y 58% son menos comunes que los basaltos (<48%) y que las traquitas y riolitas (>58%). Este salto en la composición de las series volcánicas es llamado "Salto de Daly", el cual es más aparente que real y estaría reflejando la dinámica de la cristalización fraccionada y las fases involucradas. La súbita aparición de un óxido mineral, puede causar una línea descendente del líquido, en términos del contenido de  $SiO_2$ , con sólo menor cantidad de fraccionamiento. Y cuando se utiliza otro índice que no sea la  $SiO_2$ , el salto es menos notable. Si la mezcla homogénea de magmas es la responsable de las tendencias en el extremo más evolucionado del espectro de

la serie magmática, el salto de Daly es explicado por el concepto, que en dos magmas que se mezclan, los miembros extremos son mas comunes que las mezclas intermedias.

## El diagrama triángular AFM

El diagrama triángular de variación AFM es el mas usado en petrología ígnea (Fig. 8-5), en el que se proyectan, sobre el vértice **A** (álcalis:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), **F** ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ), y **M** ( $\text{MgO}$ ). Generalmente los valores se expresan en peso %, pero también se puede utilizar la base catiónica.

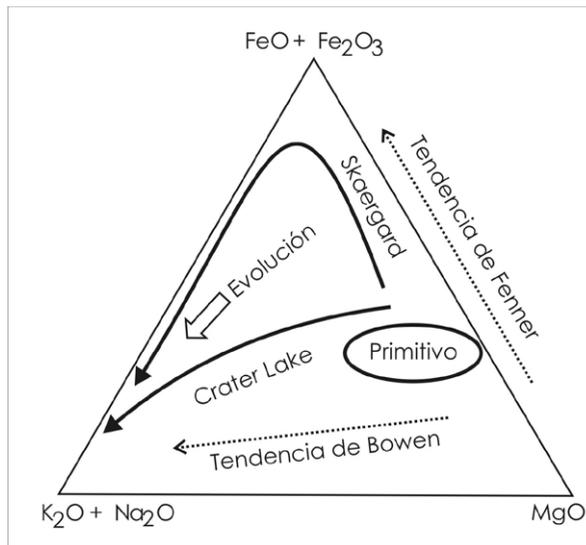


Fig. 8-5. Diagrama AFM, con rocas volcánicas de Crater Lake y de Skaergard (Groenlandia).

En la Fig. 8-5, se expresan las tendencias de Crater Lake y Skaergard, que son claramente diferentes. Debemos recordar por el diagrama de fases que el sistema del olivino, que para la mayoría de los minerales máficos la relación  $\text{Mg}/\text{Fe}$  es mas alta en la fase sólida que en el fundido con el cual coexiste. La remoción del sólido por cristalización fraccionada, deprime el contenido de  $\text{MgO}$  en el fundido y se enriquece en  $\text{FeO}$ , como se muestra en la tendencia de Skaergard. Los álcalis típicamente se enriquecen en el líquido y solo entran en la fase sólida durante los estadios finales de cristalización, como se puede observar en la evolución de las curvas del diagrama. Los magmas parentales, si están presentes, se acercan mucho al vértice del  $\text{MgO}$  y los más evolucionados al vértice de los álcalis. Observar que, aunque la tendencia de Skaergard muestra un pronunciado enriquecimiento en hierro en los estadios intermedios de evolución magmática (tendencia toleítica), mientras que los de Crater Lake, no lo tienen (tendencia calco-alcalina).

## Diagramas de variación para modelar la evolución magmática

Hasta ahora la interpretación de los diagramas de variación ha sido inferido y cualitativo. Se ha buscado minerales capaces de extraer ciertos componentes y producir incrementos

o descensos en las tendencias de evolución de los diagramas de variación. Una evaluación más satisfactoria se logra cuantificando los procesos evolutivos y testeando los minerales propuestos para ver si realmente producen los patrones observados. Dos métodos son comúnmente empleados: uno llamado relaciones de elementos de Pearce, usa las pendientes de las tendencias de variación y se basa en la estequiometría de los minerales que fraccionan. El otro método que es más riguroso, se basa en un modelo de balance de masas que puede ser hecho tanto por medios gráficos como matemáticos.

## Relación entre elementos de Pearce

Este método es netamente empírico y usa las relaciones de elementos para testear hipótesis de fraccionamiento mineral en un juego de análisis cogenéticos. La técnica involucra proyectar en diagramas cartesianos, las relaciones de ciertos elementos usados para testear la cristalización fraccionada de uno o varios minerales. El denominador usado para la relación es el mismo para ambos ejes y con la particularidad de que no es uno de los minerales que fraccionan y por lo tanto se conserva en el fundido remanente. Los numeradores son combinaciones lineares de elementos que reflejan la estequiometría de los minerales que fraccionan.

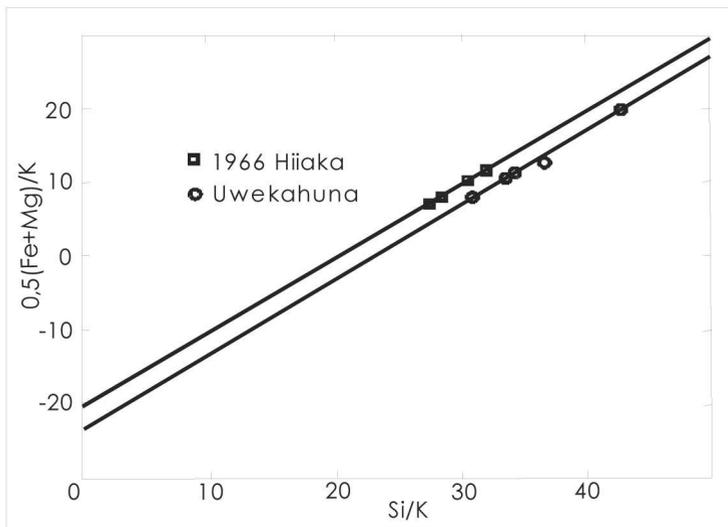


Fig. 8-6. Diagrama de elementos de Pearce, para dos suites magmáticas de Hawái.

En razón que la mayoría de los minerales tienen estequiometría simple, la separación de un mineral específico tomará ciertos componentes desde el fundido remanente, en la proporción que ellos estén contenidos en el mineral, por lo que la estequiometría de la composición química del fundido remanente comprenderá a la totalidad de la suite de rocas. Las tendencias en el diagrama de Pearce dan inmediatamente una indicación cuantitativa del mineral o minerales que pueden haber fraccionado y que por lo tanto controlan la variación química del conjunto de rocas.

Por ejemplo, el olivino  $(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$ , contiene  $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Si}$  en relación atómica de 2/1, así que el olivino remueve en esta proporción  $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Si}$ , desde el fundido remanente, definiendo una tendencia de +2 de los líquidos derivados sobre una proyección de

(Fe+Mg)/K como ordenada vs. Si/K sobre la abscisa (en base atómica). En el diagrama de Pearce pueden ser usados, elementos, óxidos, o proporciones moleculares, pero no los porcentajes en peso. La Fig. 8-6 es una proyección de  $0,5(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{K}$  vs.  $\text{Si}/\text{K}$ , para dos series de magmas basálticos de Hawai. La razón por la cual los componentes máficos son reducidos a la mitad en la figura 8-6, para obtener una pendiente de 1,0 y no de 2,0, que está de acuerdo con el fraccionamiento del olivino. Observar que las dos series tienen distintas relaciones originales de  $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Si}$ , por lo que se proyectan como dos líneas separadas, cada una con una pendiente de 1,0, avalando el fraccionamiento de olivino en cada serie.

Las relaciones de elementos de Pearce, no muestra minerales particulares en el fraccionamiento sólo indica si la composición química de una suite de lavas es consistente con tal proceso. Cuando el patrón de puntos no forma una pendiente, la cristalización de un mineral particular, evidencia que la evolución de la suite magmática, no es el resultado del fraccionamiento de dicho mineral.

## Modelos gráficos y matemáticos de evolución magmática

Los diagramas cartesianos proveen una excelente base para establecer las tendencias evolutivas de los magmas y mas cuando se le pueden agregar medios para modelar en forma cuantitativa dicha evolución.

Comenzando con el método gráfico, como se observa en la Fig. 8-7, se ilustrarán cinco diferentes diagramas de variación tipo Harker, usando componentes hipotéticos X e Y (expresados tanto en peso como en porcentaje molecular). En todos los diagramas, P representa la muestra parental y D el derivado. S representa la composición global del sólido removido desde el parental para producir un líquido derivado. A, B y C, representan las composiciones individuales de los minerales que pueden ser extraídos.

En la Fig. 8-7 A, se forma un mineral S que es removido desde el magma parental P. La composición del fundido, después de la pérdida de S, debe moverse en sentido contrario, desde S-P-D, definiendo una línea recta. Un fundido derivado de composición D puede formarse cuando suficiente S ha sido extraído desde P. La relación D/S es fácilmente calculada por la Regla de Lever:

$$D/S = SP/PD \quad (8-1)$$

Donde SP y PD son las longitudes de las líneas. Asimismo los porcentajes de D y S son derivados por:

$$\%D = 100 \text{ SO}/\text{SD} \quad (8-2)$$

Y

$$\%S = PD/\text{SD} = 100 - \%D$$

La línea S-P-D es llamada línea de control para el mineral S.

En la Fig. 8-7 B, dos minerales (A y B) son removidos de P para crear D. La composición de los minerales extraídos S, debe caer sobre la línea que conecta a los dos minerales. S puede ser determinado por extrapolación de la línea D-P en su intersección con la línea A-B. Se puede determinar la relación de S a D usando la ecuación 8-1 y 8-2. También se puede determinar la relación A/B en S usando:

$$A/B = BS/AS \quad (8-3)$$

Una ecuación similar a (8-2) puede ser usada para recalcular las relaciones como porcentajes. Las ecuaciones 8-1 y 8-3 (o sus contrapartes en %) pueden ser usadas conjuntamente para determinar las cantidades relativas de las tres fases, D, A y B.

En la Fig. 8-7 C, tres minerales (A, B y C) son extraídos. La composición global de los minerales extraídos S, en este caso no puede ser inequívocamente determinada, porque la extrapolación de la línea D-P intercepta al triángulo y no a una línea. Por lo que no se puede determinar la relación A:B:C, ni la relación S/D, si no contamos con información adicional.

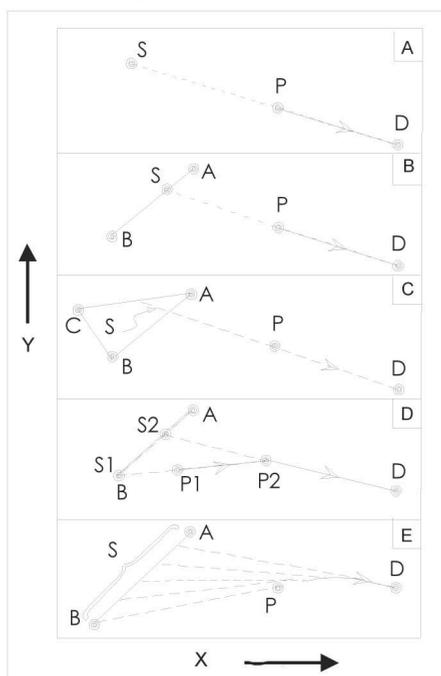
En la Fig. 8-7 D, representa una secuencia de dos minerales que son extraídos de P, en una situación análoga a un eutéctico binario. Primero la composición global del mineral extraído S1 (mineral B) cristaliza y es removido, conduciendo al líquido parental desde el punto P1, directamente desde B hacia P2. En P2 el mineral A se une a B, en que la extracción tiene una relación A/B igual a S2. Ahora el fundido en este momento (P2) se mueve desde S2-P2 para dar el fundido derivado D. La resultante línea del líquido muestra un quiebre en P2 y no es sólo una línea recta como en los casos anteriores. En cualquier punto a lo largo del patrón evolutivo, las proporciones relativas de las fases que coexisten pueden ser determinadas usando las ecuaciones de 8-1 a 8-3.

En la Fig. 8-7 E, se ilustran los efectos de extracción de una solución sólida de dos minerales en los cuales la relación varía continuamente (tal como ocurriría sobre una línea cotectica). En este caso, la composición global del mineral extraído se mueve derivando desde los puntos de extracción cambiantes, resultando líneas de descenso del líquido curvas, similares a aquellas para  $Al_2O_3$ , MgO y  $Na_2O$  (Fig. 8-7).

Estos ejemplos gráficos son la base para soluciones numéricas más rigurosas, que pueden ser modeladas matemáticamente.

Analizaremos un proceso simple, que se presenta en la Fig. 8-8, tanto por medios gráficos como matemáticos y podremos ver que el método matemático es muy superior.

La técnica que se describe puede ser usada igualmente bien para un modelo de acumulación de cristales (caso D de la Fig. 8-7), ya que la única diferencia entre cristalización fraccionada y acumulación de cristales, está dada por las texturas.



**Fig. 8-7.** Diagramas X-Y hipotéticos, expresados en peso%, o moles %. P = parental; D = hijo; S = sólido extraído. A, B, C = fases sólidas posibles extraídas.

En la **fundición fraccionada**, puede ser modelada con P como parental y D como el fundido, y S, A, B, etc., son las fases sólidas extraídas. La **asimilación** de rocas de caja y **mezcla** de magmas, también pueden ser modeladas y también cualquier combinación de procesos. Sofisticados modelos de computación para desarrollar cuantitativamente las tendencias evolutivas, ya sea en procesos simples o combinados.

Un ejemplo de tratamiento gráfico de cristalización fraccionada fue desarrollado por Ragland (1989). El ejemplo reúne una suite de rocas cogenéticas que varían desde basalto a riolita, correspondiente a un volcán de una zona de subducción. Los análisis (muestras seleccionadas con <5% de fenocristales) se presentan en la Tabla 8-5 y se proyectan en el diagrama de Harker de la Fig. 8-8. Las curvas suaves muestran las tendencias de cada óxido. Notar que tres curvas son lineares, tres son curvas y dos muestran un máximo. Cuando se realiza el análisis de estas rocas, se asumen tres premisas:

1. Las rocas de la Fig. 8-8 se relacionan entre sí, por procesos de cristalización fraccionada.
2. Las tendencias observadas representan líneas de líquidos descendentes.
3. El basalto es el magma parental del cual los otros son derivados.

Hay dos métodos para evaluar si la hipótesis de la cristalización fraccionada es responsable de las tendencias. Ambos involucran el análisis de cada tipo de roca hasta la más evolucionada. Esto evita las complejidades involucradas en las líneas curvas descendentes del líquido, por extracción continua de los componentes requeridos para su formación. De manera que cada curva es tratada como una serie de segmentos rectos que conectan cada análisis. Así se analizará sólo el incremento entre la composición B (basalto) y BA (andesita basáltica), que será suficiente para ilustrar el procedimiento.

Oxidos	B	BA	A	D	RD	R
SiO <sub>2</sub>	50,2	54,3	60,1	64,9	66,2	71,5
TiO <sub>2</sub>	1,1	0,8	0,7	0,6	0,5	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	15,7	16,1	16,4	15,3	14,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	10,4	9,2	6,9	5,1	5,1	2,8
MgO	7,4	3,7	2,8	1,7	0,9	0,5
CaO	10,0	8,2	5,9	3,6	3,5	1,1
Na <sub>2</sub> O	2,6	3,2	3,8	3,6	3,9	3,4
K <sub>2</sub> O	1,0	2,1	2,5	2,5	3,1	4,1
LOI	1,9	2,0	1,8	1,6	1,2	1,4
Total	99,5	99,2	100,6	100,0	99,7	99,2

**Tabla 8-5.** Análisis químicos (peso%) de rocas volcánicas cogenéticas.

El primer método es el más general, se asume que el punto B representa al magma parental y se une por una línea recta con BA (fundido derivado) y S (composición global del mineral extraído), como fue mostrado en la Fig. 8-7. Si se quiere determinar S, entonces se debe trazar una línea por extrapolación hasta el contenido más bajo en SiO<sub>2</sub>, desde BA-B. De todos los análisis de la Fig. 8-8, tres tienen correlaciones positivas con la SiO<sub>2</sub> en el rango B-BA: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O.

Si se extrapolan líneas desde BA a través de B, hasta las composiciones más primitivas, eventualmente se extenderán hasta cero. Pero el K<sub>2</sub>O nos da el valor limitante, ya que al extrapolar sus valores, este se hace cero para 46,5% de SiO<sub>2</sub>, ya que a valores más bajos no puede haber valores negativos de K<sub>2</sub>O.

Asimismo asumimos que no hubo potasio en los minerales extraídos (que es razonable para la composición de los basaltos), por lo que el valor de 46,5% de SiO<sub>2</sub>, es adecuado para

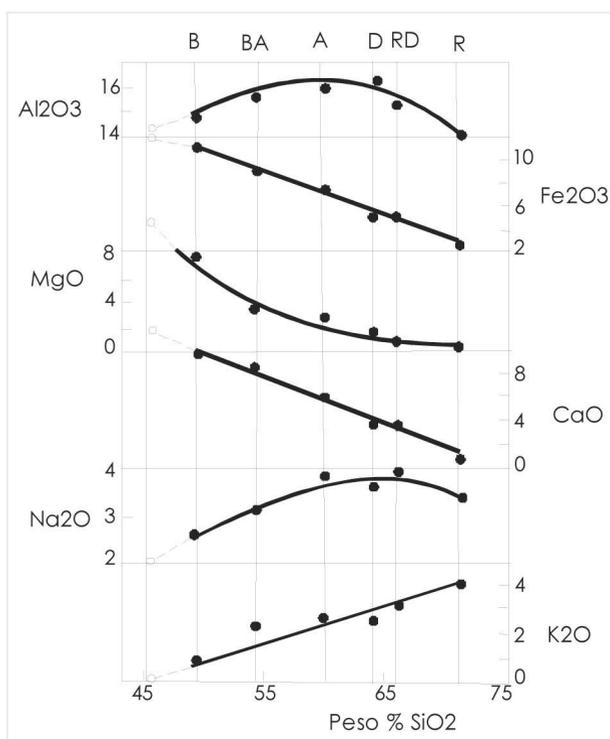


Fig. 8-8. Diagrama de Harker que grafica la serie volcánica calco-alcalina de la Tabla 8-5.

nuestros propósitos. Usando la línea vertical de la Fig. 8-8 para el 46,5% de  $\text{SiO}_2$ , podemos determinar gráficamente las concentraciones de los otros óxidos en la composición mineral extraída, por intersección con las curvas de los diferentes óxidos.

Una mayor aproximación podemos lograr usando el método matemático, con los datos de la Tabla 8-5, aplicando una ecuación lineal a las variables X e Y y las rocas 0, 1 y 2:

$$(X_2 - X_1)/(Y_2 - Y_1) = (X_1 - X_0)/(Y_1 - Y_0) \quad (8-4)$$

Si hacemos 1 = B, 2 = BA y 0 = composición minerales extraídos (en el cual el peso % de  $\text{K}_2\text{O} = 0$ ) y sustituyendo  $\text{SiO}_2$  por X y  $\text{K}_2\text{O}$  por Y, podemos calcular  $X_0$  y el valor de  $\text{SiO}_2$  cuando  $\text{K}_2\text{O} = Y_0 = 0$ , De la Tabla 8-5, resulta:

$$(54,3 - 50,2)/(2,1 - 1,0) = (50,2 - X_0)/(1,0 - 0)$$

Para la cual  $X_0 = 46,5 \text{ SiO}_2 \text{ \% peso}$ ,

Si se toma este valor de  $X_0$  que se uso en la ecuación (8-4), para  $\text{MgO}$ :

$$(54,3 - 50,2)/(3,7 - 7,4) = (50,2 - 46,5)/(7,4 - Y_0)$$

Resulta que  $Y_0 = 10,8\% \text{ peso de MgO}$ ,

Utilizando el mismo método para los restantes óxidos resulta:

$$Y_0 = 14,18\% \text{ peso de } \text{Al}_2\text{O}_3,$$

$$Y_0 = 11,62\% \text{ peso de CaO},$$

$$Y_0 = 1,37\% \text{ peso de } \text{TiO}_2,$$

$$Y_0 = 11,48\% \text{ peso de } \text{Fe}_2\text{O}_3.$$

Usando las aproximaciones gráficas o matemáticas para todos los óxidos mayores, se

puede obtener la composición química de los minerales que fueron extraídos y que figuran en la Tabla 8-6. Observar que todos los valores son positivos, excepto el  $K_2O$ , que es cero. También se puede ver que con dichos valores se puede hacer el cálculo normativo para obtener una mineralogía aproximada (se puede también usar otro esquema de norma, como la de alta presión si se sospecha que los procesos de fraccionamiento ocurrieron en profundidad). Observar que olivino, dióxido y plagioclasa dominan en la asociación mineral extraída. Siendo que la norma es catiónica, la composición de la plagioclasa es igual a  $100 \text{ an}/(\text{an} + \text{ab}) = \text{An}62$ , que aunque es un poco baja para un basalto se le aproxima, ya que éstos tienen valores en el rango de An70 a An85. La presencia de hy, no requiere necesariamente que sea ortopiroxeno y pueden ser clinopiroxeno como pigeonita.

Oxido	Peso %	Norma Catiónica	
SiO <sub>2</sub>	46,5	Ab	18,3
TiO <sub>2</sub>	1,4	An	30,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,2	Di	23,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11,5	Hy	4,7
MgO	10,8	Pl	19,3
CaO	11,6	Mt	1,7
Na <sub>2</sub> O	2,1	Il	2,7
K <sub>2</sub> O	0,0	---	----
Total	98,1	---	100,0

Tabla 8-6. Minerales formados en la evolución de B a BA. Datos de Ragland (1989).

Un método más preciso puede ser utilizado si hay asociaciones de fenocristales con el basalto y si estos se pueden analizar por microsonda, los resultados pueden ser proyectados sobre el mismo diagrama de variación como de B a BA. Las tendencias evolutivas expresadas se consideran reales, sólo si las muestras de basaltos tienen pocos fenocristales (<5%).

## Series de magmas

Ya se ha visto como la composición química puede ser usada para clasificar y nombrar rocas ígneas individuales, método que es especialmente útil para las rocas volcánicas que contienen pocos minerales identificables. Las diferentes tendencias que muestran las rocas implican relaciones genéticas o procesos de evolución, que permite distinguir familias de magmas (y de rocas resultantes). Un grupo de rocas que tiene características químicas y/o mineralógicas comunes y que muestran un patrón consistente en los diagramas de variación y que sugieren un origen relacionado, puede ser nombrado como “series de magmas”. Son sinónimos: asociación, linaje, tipos de magma y clan.

El concepto que las rocas ígneas caen en distintos grupos que tiene un patrón evolutivo único para el tipo de magma a través de una serie de tipos derivados más silíceos y evolucionados, fue propuesto por Iddings (1892). Este autor reconoció la naturaleza química de esta distinción y propuso las series: alcalina y subalcalina.

Los basaltos con las altas temperaturas de su líquido fueron considerados los magmas parentales, desde los cuales derivan los tipos más evolucionados. Bowen (1928) aportó el soporte experimental para este concepto y el proceso de cristalización fraccionada fue aceptado como dominante en la evolución de las series. Pero también son de gran influencia los procesos de mezcla de magmas y de asimilación.

Aunque algunas series son distinguidas en el campo por sus características mineralógicas,

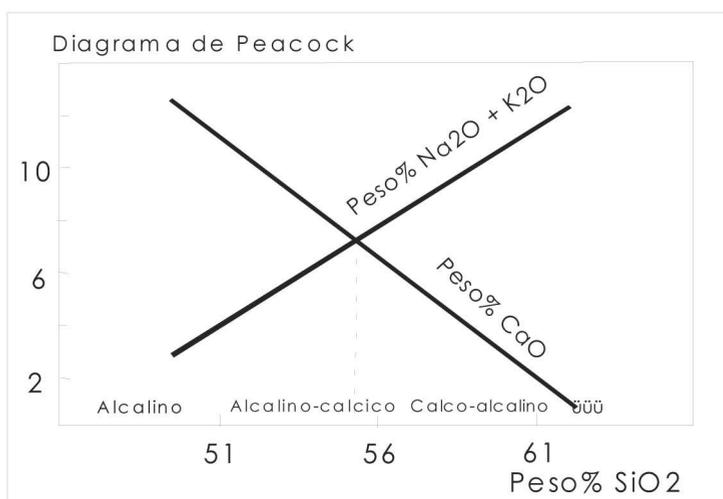


Fig. 8-9. Curvas de regresión de CaO y  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , vs.  $\text{SiO}_2$ . La intersección de las curvas define el “Índice de Peacock”.

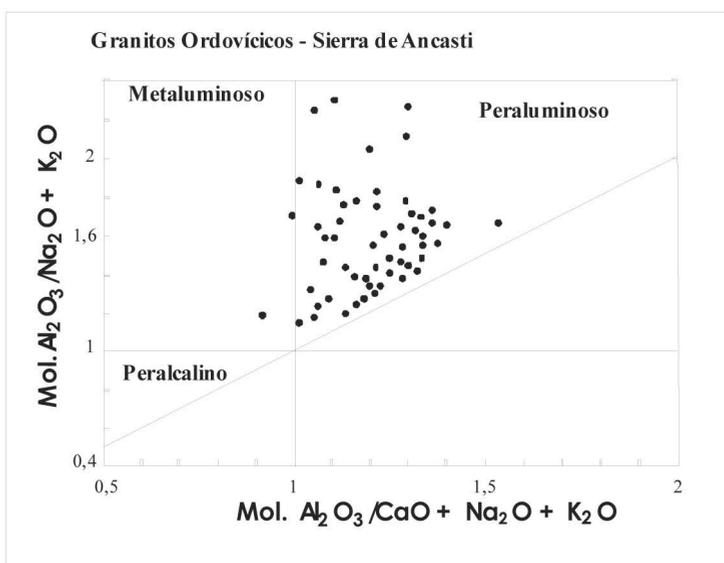


Fig. 8-10. Índice de saturación de alúmina de Shand, según las relaciones de las proporciones moleculares de alúmina a óxidos de sodio y potasio, versus alúmina a óxidos de calcio, sodio y potasio, que definen los campos peralcalino, metaluminoso y peraluminoso.

la caracterización química es fundamental, especialmente con respecto al contenido de sílice y de álcalis. Las rocas alcalinas son ricas en álcalis y comúnmente están subsaturadas en sílice, mientras que las rocas subalcalinas son saturadas o sobresaturadas en sílice. Las series tienen índices que permiten distinguir su patrón de evolución en diagramas de variación. Peacock (1931) proyectó CaO y  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Fig. 8-9), para poder distinguir arbitrariamente cuatro clases químicas, que se basa sólo en el parámetro “índice álcali-calcio” (corresponde a un diagrama de Harker en el cual el peso % en  $\text{SiO}_2$  se incrementa con el aumento de los álcalis y con la disminución del CaO). Peacock denominó a las clases: alcalina (índice álcali-calcio <51); alcalino-cálculo (51 a 56); calco-alcalina (56 a 61); y cálculo (>61).

Shand (1927) agrupó a las rocas ígneas en base al contenido molar total de álcalis versus contenido de alúmina como: peralcalinas [ $Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O)$ ]; peraluminosas [ $Al_2O_3 > (CaO + Na_2O + K_2O)$ ]; y metaluminosas [ $Al_2O_3 < (CaO + Na_2O + K_2O)$  pero  $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$ ]. Esta clasificación se usa esencialmente para rocas félsicas (Fig. 8-10). La relación molar álcali-alúmina:  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ , es llamado **índice peralcalino**. El término **índice agpaítico**, ha sido usado como sinónimo de peralcalino. Mas recientemente el carácter agpaítico de las rocas alcalinas consideran otros parámetros mineralógicos y químicos, tales como: Ca, Ba, Sr, Rb y Cs, los cuales pueden sustituir a algunos silicatos alcalinos y la IUGS recomienda que las rocas agpaíticas se restrinjan a sienitas nefelínicas peralcalinas caracterizadas por minerales con Zr y Ti.

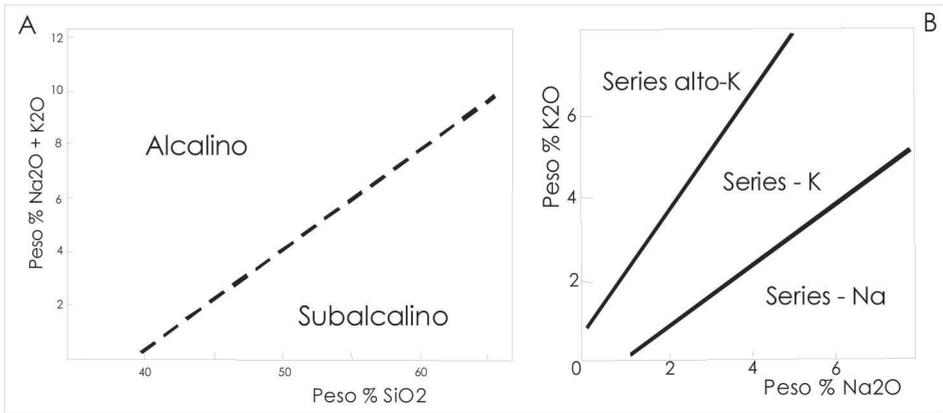


Fig. 8-11. A. Total de álcalis vs.  $SiO_2$ , separando los campos alcalino y sub-alcalino. B.  $K_2O$  vs.  $Na_2O$ , con las subdivisiones de las series alcalinas.

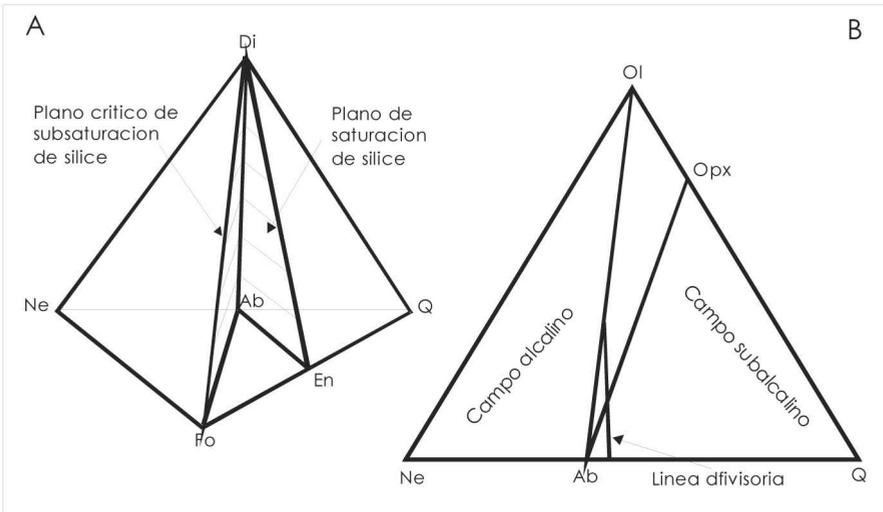


Fig. 8-12. A Tetraedro basáltico (izquierda) según Yoder y Tilley (1962). B. Base del tetraedro basáltico (derecha) usando los minerales normativos cationicos.

Para las dos series originales de Iddings (1892), alcalinas y subalcalinas, se acepta ahora la subdivisión en series toleíticas y calco-alcalinas. Las series alcalinas y subalcalinas se distinguen en un diagrama de “total de álcalis vs. Sílice” (Fig. 8-11), en el cual las rocas

alcalinas se proyectan en forma distintiva por encima de las rocas sub-alcalinas y los campos están divididos por una línea elegida por MacDonald (1968) e Irvine y Baragar (1971), los que asimismo dividen a las series alcalinas en sódicas y potásicas y Middlemost (1975) recomienda además agregar altas en potasio (Fig. 8-12 B).

La Fig. 8-12 A, corresponde al tetraedro Ne-Di-Fo-Qtz, llamado **tetraedro basáltico**, porque se usa para caracterizar a dichas rocas. El plano Di-Ab-En es llamado plano de saturación de sílice, porque a su derecha los polimorfos de la sílice son estables (indicando sobresaturación en sílice), mientras que a la izquierda están las fases subsaturadas en sílice, tales como olivino que es estable en ausencia de los polimorfos de la sílice. El plano Di-Ab-Fo es llamado plano crítico de subsaturación en sílice, y a la izquierda de este plano los minerales alcalinos muy subsaturados en sílice son estables, tales como la nefelina. La Fig. 8-12 B, es la base Ne-Ol-Q, del tetraedro (comparar con la Fig. 7-2, en la cual está presente anortita en lugar de albita). Las rocas alcalinas y subalcalinas, cuando se proyectan en los diagramas usan los minerales normativos, "ne, ol y q" y se distinguen por la línea de separación propuesta por Irvine y Baragar (1971). Esta línea corresponde al plano crítico de subsaturación en sílice. Las rocas alcalinas se proyectan a la izquierda de este plano y están subsaturadas. Estas dos series deberían ser distintas, al menos a bajas presiones, porque la división térmica a lo largo de la línea Ab-Ne (Fig. 8-13) impide que los líquidos puedan cruzar con el enfriamiento. Así los líquidos en los flancos de esta división descienden con el enfriamiento, evolucionando tanto hacia eutécticos saturados en sílice como subsaturados en sílice. Las rocas subalcalinas pueden tener olivino o cuarzo, dependiendo del lado del plano de saturación en sílice en que se encuentren. La secuencia de evolución común en las series alcalinas está constituida por:

Basalto olivínico-alcalino >> traquibasaltos >> traquiandesitas >> traquitas >> fonolitas.

Mientras que la secuencia de las series subalcalinas es la familia:

Basalto >> andesita >> dacita >> riolita.

La serie subalcalina fue subdividida por Tilley (1950) en series toleítica y calco-alcalina. Aunque estas subdivisiones no pueden ser distinguidas en los diagramas álcali-sílice ni tampoco, en el ne-ol-q, ellas se proyectan en campos diferentes en el diagrama AFM (Fig. 8-14).

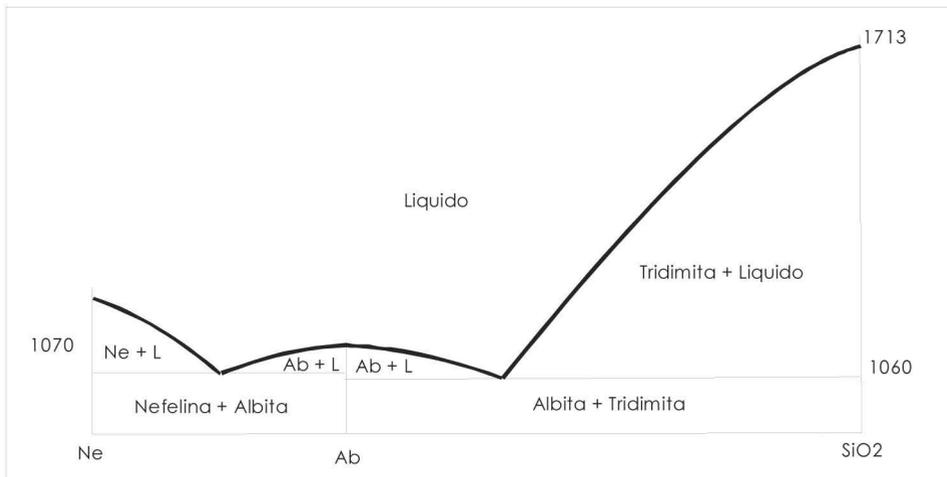


Fig. 8-13. Sistema Nefelina – Cuarzo, con la división térmica para la composición de la albita.

Si se compara la tendencia de la Fig. 8-14 se puede ver que la de Skaergard es claramente toleítica, mientras que la de Crater Lake es calco-alcalina. Ambas series evolucionan de: basalto-andesita-dacita-riolita, pero hay diferencias mineralógicas y químicas entre las dos series, que se hacen mas evidentes en las composiciones intermedias. Irvine y Baragar (1971) encuentran que es imposible distinguir los miembros más silíceos de las dos series, porque ellas convergen desde diferentes patrones evolutivos de enriquecimiento en hierro, que caracteriza a los estadios intermedios (Fig. 8-14).

Otros términos tales como peraluminosos, metaluminosos, etc. Aunque pueden mostrar características distintivas de las series magmáticas, son usados sobre todo como términos descriptivos, para enfatizar sobre rocas ígneas particulares o provincias.

Aunque los magmas de las series alcalina, toleítica y calco-alcalina dominaron la historia ígnea de la Tierra, también se encuentran tipos transicionales. Diagramas como los de las Fig. 8-14 a 8-15, sugieren una clara separación de los tipos de series, pero cuando se agregan datos adicionales, la distinción se vuelve menos clara.

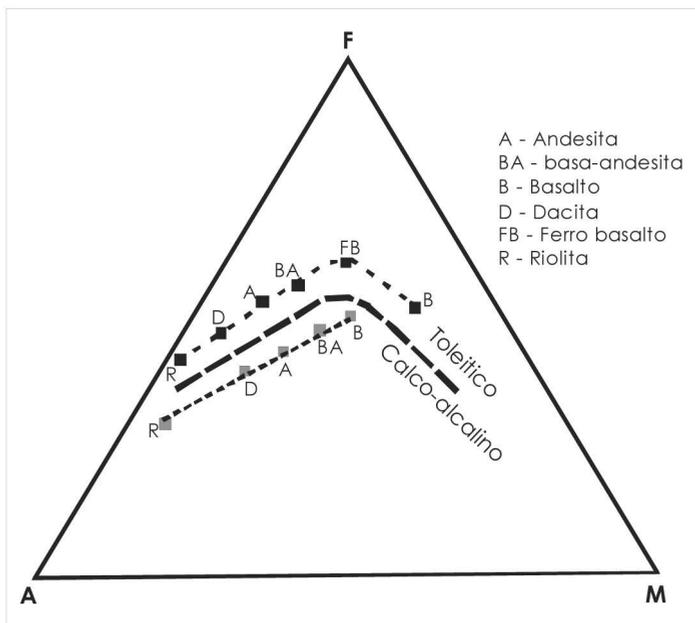
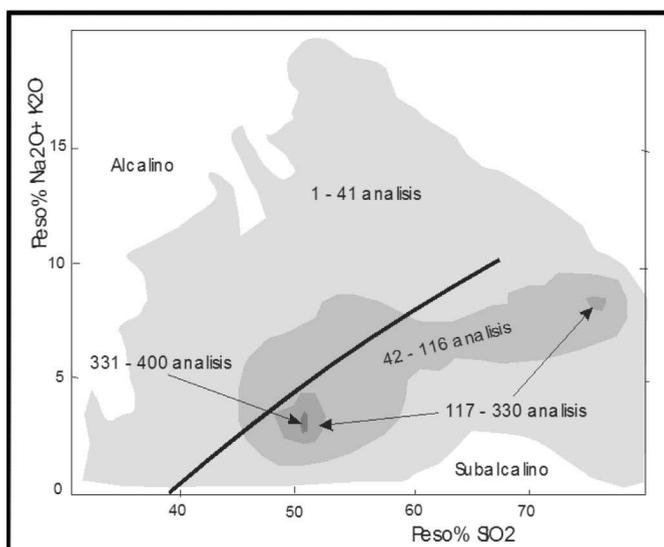


Fig. 8-14. Diagrama AFM, mostrando las tendencias evolutivas en los campos toleítico y calco-alcalino.

La Fig. 8-15, se realizó sobre más de 41.000 análisis de rocas ígneas, usando como base la Fig. 8-9. Además de notarse que las rocas subalcalinas son mas comunes que las alcalinas, se puede ver que no hay ningún salto composicional entre ambas. Asimismo se acepta comúnmente que los magmas están muy estrechamente definidos para acomodar a todas las variedades, o aún las series de magmas y particularmente entre las rocas alcalinas altamente variables del interior de los continentes. Así, aunque la clasificación en series de magmas es útil, dista de ser perfecta. Como por ejemplo los basaltos de Mauna Kea y de Columbia River Plateau, son toleíticos como los basaltos de la dorsal medio-Atlántica, ello no significa que tengan: orígenes, química y patrones de evolución, idénticos. Con estas salvedades se considera que aún es conveniente el uso de los tres principales tipos de magmas (toleíticos, calco-alcalinos y alcalinos).



**Fig. 8-15.** Diagrama sílice – álcalis, con 41000 análisis de rocas ígneas y distribución en los campos alcalino y subalcalino (LeMaitre 1976).

Las investigaciones sobre patrones y correlaciones es una aproximación científica fundamental y los patrones representados son reales, aunque no universales. Estos patrones pueden reflejar algunos procesos básicos de la Tierra y si observamos los ambientes tectónicos de las diferentes series, se pueden hacer otras correlaciones (Tabla 8-7). Primero los magmas calco-álcalinos están esencialmente restringidos a procesos de subducción de placas tectónicas. Esto debe tener significación genética y es ciertamente un factor de modelización de la génesis de magmas en zonas de subducción. El reconocimiento de las composiciones características calco-álcalinas en antiguas rocas volcánicas puede ayudar a determinar su ambiente tectónico y a la interpretación geológica del área. Segundo, los magmas toleíticos son magmas característicos de las zonas de bordes divergentes de placas, aunque algunas rocas alcalinas están presentes, ellas solo tienen un rol subordinado y corresponden a los estadios iniciales del rift continental.

Series Características	Margen de Placa		Intraplaca	
	Convergente	Divergente	Oceánico	Continental
Alcalino	Si	No	Si	Si
Toleítico	Si	Si	Si	Si
Calco-álcalino	Si	No	No	No

**Tabla 8-7.** Series de magmas y placas tectónicas. Según Wilson (1989)

Las series de magmas son fundamentales para poder entender no sólo la petrogénesis sino los ambientes tectónicos en los cuales tuvieron lugar estos fenómenos.

## Lecturas seleccionadas

Harker, A. 1909. The Natural History of Igneous Rocks. Macmillan, New York.

Iddings, J.P. 1892. The origin of igneous rocks. Bull. Phil. Soc. Washington 12: 89-213.

Irvine, T.N., y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can.J.Earth Sci. 8: 523-548.

- Le Maitre, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *J.Petrol.* 17: 589-637.
- Macdonald, G.A. 1968. Composition and origin of Wawaiian lavas. In: Coats, R.R., Hay, R.L., Anderson, C.A. (eds). *Studies in volcanology: A Memoir in Honor of Howel Williams*. Geol. Sci. Am. Memoir, 116.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* 11:337-364.
- Poldevaart, A., y Parker, A.B. 1964. The crystallization index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. *American Journal of Science* 262: 281-289.
- Poldevaart, A. 1955. Chemistry of the Earth Crust. In: Poldevaart, A. (ed.). *Crust of the Earth . A Symposium*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62: 119-144.
- Ragland, P.C. 1989. *Basic analytical petrology*. Oxford University Press. New York.
- Ronov, A.B., y Yaroshevsky, A.A. 1976. A new model for the chemical structure of the Earth's Crust. *Geochem. Int.* 13: 89-121.
- Shand, S.J. 1927. *The Eruptive Rocks*. John Wiley. New York.
- Thornton, C.P., y Tuttle, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation Index. *American Journal of Science* 258: 664-684.
- Tilley, C.E. 1950. Some aspects of the magma evolution. *Q. J. Geol. Soc. London* 81: 37-61.
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman. London.
- Yoder, H.S. jr., y Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental studies of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* 3: 342-532.