

APLICACIONES PETROGENÉTICAS DE LOS MINERALES MAGNÉTICOS EN LAS ROCAS ÍGNEAS

Edgardo Cañón Tapia

Depto. de Geología, CICESE, Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Baja California, 22860, México

E-mail: ecanon@cicese.mx

RESUMEN

Los minerales óxidos pueden ser usados para reconstruir la evolución de sistemas magmáticos gracias a su amplio rango de condiciones de cristalización. Sin embargo, este grupo de minerales ha despertado poco interés desde un punto de vista petrogenético en comparación con los minerales silicatados o algunos elementos traza y sus isótopos. En particular, los óxidos de hierro y titanio, que son los minerales magnéticos más importantes de las rocas ígneas, han recibido poca atención en un contexto petrogenético. El presente artículo ofrece una visión general de los diversos usos de estos minerales, haciendo énfasis en las muchas áreas de investigación que están aún su explorar.

INTRODUCCIÓN

Los objetivos principales de la petrología ígnea moderna incluyen: 1) la caracterización de las regiones en las que se origina el magma, 2) la determinación de las condiciones de almacenamiento de magma hasta momentos antes de ser arrojado a la superficie de la Tierra y 3) la evaluación del grado y tipo de alteración sufrida por el magma durante su ascenso desde su lugar de origen hasta su emplazamiento final (Wilson, 1991). La cuantificación de elementos traza, así como la identificación de ciertos isótopos, y su correlación con diferentes medios de generación magmática son elementos indispensables de la gran mayoría de los estudios petrogenéticos modernos. Otro aspecto importante de estos estudios consiste en el examen detallado del tipo, la textura y las relaciones existentes entre diferentes fases minerales presentes en la roca. Sin embargo, no todos los minerales han recibido la misma atención a pesar de que hay algunos, generalmente menospreciados, que también pueden ofrecer información petrogenética muy valiosa. Por ejemplo, las composiciones de los minerales óxidos en general son particularmente sensibles a variaciones en la temperatura, presión, fugacidad de oxígeno y composición química global del sistema magmático y fluidos circundantes, por lo que este grupo de minerales puede ser usado para deducir la ocurrencia de eventos de fusión y extracción de la fase fundida (Haggerty, 1991). También pueden proveer información confiable acerca de condiciones pre-eruptivas, y si son combinados con métodos de termometría de minerales silicatados, constituyen una herramienta petrogenética muy poderosa (Frost y Lindsley, 1991). Este artículo se concentra en los usos petrogenéticos de los óxidos de hierro y titanio, haciendo mayor énfasis en aquellos relacionados con las propiedades magnéticas de las rocas ígneas. La primera parte consiste en una breve revisión de las características de estos minerales, mientras que en las secciones subsecuentes se presenta un panorama amplio de sus aplicaciones, incluyendo una breve sección en la que se destaca la posible utilidad de las propiedades magnéticas de las rocas ígneas como indicadores petrogenéticos.

MINERALOGÍA MAGNÉTICA

Los óxidos de hierro y titanio constituyen los minerales magnéticos más importantes en las rocas ígneas. La composición química de estos minerales puede ser representada convenientemente en un sistema ternario con vértices $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (Figura 1). En este sistema podemos definir tres grupos minerales principales con estructuras cristalinas y propiedades magnéticas características (O'Reilly, 1984). Las titanomagnetitas forman un grupo de óxidos con una estructura de espinela inversa en la que iones de Fe^{2+} o Fe^{3+} pueden ocupar espacios tetrahedrales y octahedrales. Los minerales de este grupo presentan una solución sólida completa entre los dos miembros extremos (magnetita, Fe_3O_4 y ulvoespinela, Fe_2TiO_4), misma que es preservable al enfriarse rápidamente desde temperaturas superiores a los 600°C (Lindsley, 1991). Un segundo grupo de minerales lo conforman los óxidos rombohedrales (estructura de corindón), que constituyen la serie de las titanohematitas. La ilmenita (FeTiO_3), uno de los miembros límite, tiene planos (0001) alternativamente ocupados por Fe^{2+} o Ti^{4+} , y puede ser visualizada como una versión ordenada de hematita (Fe_2O_3), el otro extremo de la serie. El grado de orden atómico preservado en la estructura de los minerales de este grupo que son enfriados rápidamente depende no sólo de la composición química sino también de la temperatura previa al enfriamiento rápido, ya que se pueden encontrar rangos de inmiscibilidad en la solución sólida principalmente a temperaturas cercanas a la temperatura ambiente (Banerjee, 1991).

El tercer grupo de óxidos de Fe-Ti comprende minerales que se forman como resultado de la oxidación a bajas temperaturas (a 600°C; Haggerty, 1991) de titanomagnetitas originales. Este grupo, conocido como la serie de las titanomaghemitas o espinelas con deficiencia de cationes, cubre la región por debajo de la línea punteada a la derecha de las titanomagnetitas en el diagrama de la Figura 1. Existen tres mecanismos alternativos para la formación de las

titanomaghemitas, aunque los detalles de estos procesos no están todavía perfectamente claros. El primer mecanismo consiste en la adición de átomos de oxígeno en la superficie de un grano de titanomagnetita original, lo cual induce un enriquecimiento en iones de Fe^{3+} durante difusión iónica. En este caso la proporción entre átomos metálicos y de oxígeno disminuye, mientras que la proporción de átomos de Fe/Ti permanece constante. En el segundo mecanismo los átomos de Fe en la superficie de una titanomagnetita pueden ser perdidos debido a reacciones químicas con el medio circundante, lo cual conduce a un descenso en la proporción de átomos metálicos/oxígeno de manera simultánea a un descenso en la proporción de átomos de Fe/Ti. El tercer mecanismo postula la pérdida de átomos de titanio, aunque este mecanismo requiere de condiciones muy especiales (O'Reilly, 1984). En este último mecanismo se produce un incremento en la proporción entre átomos de Fe/Ti, mientras que la proporción de átomos metálicos/oxígeno disminuye. La inestabilidad de las titanomaghemitas a temperaturas relativamente bajas (p.ej., la maghemita se convierte muy fácilmente en hematita si es recalentada a 300°C) ha dificultado la interpretación de estos minerales en sistemas naturales, aunque al parecer, el primero de los mecanismos descritos es el mecanismo de formación preferencial. Esta hipótesis se apoya en el hecho de que las titanomaghemitas son más comunes en las rocas a los costados de las dorsales oceánicas, mientras que en la zona central de las dorsales el grupo de las titanomagnetitas es el más común (Banerjee, 1991).

En los óxidos de Fe-Ti son comunes como impurezas elementos como Al, Cr, V, Mn y Mg. El contenido de estas impurezas depende tanto de las condiciones de cristalización como de las condiciones en las que se encuentra el mineral después de su formación. Lamentablemente, los coeficientes de partición de las impurezas en los óxidos magnéticos están pobremente constreñidos (p. ej., Neumann, 1974; Wilson, 1991) a pesar de la importancia que estos factores tienen desde una perspectiva petrogenética. Por esta razón, en las secciones siguientes se hará referencia a óxidos de Fe-Ti puros a no ser que explícitamente se indique lo contrario.

FUGACIDAD DE OXIGENO

Desde una perspectiva termodinámica, la fugacidad de un gas debe satisfacer dos condiciones importantes: La primera concierne a la fugacidad y el potencial químico de un componente dado, y la segunda involucra la fugacidad y la presión. De estas condiciones es posible establecer la siguiente relación entre la fugacidad (f), presión (P), temperatura (T) y volumen molar de un gas (V):

$$\ln\left(\frac{f}{P}\right) = \frac{1}{RT} \int \left(\frac{RT}{P} - \bar{V} \right) dP$$

en donde R es la constante de los gases ideales. El cociente f/P es conocido como el coeficiente de fugacidad, y generalmente se denota por la letra griega γ . El integrando de esta ecuación

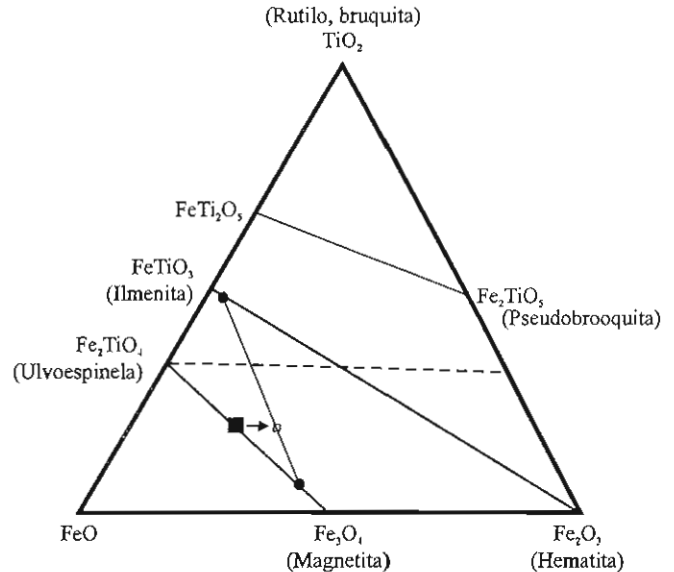


Figura 1. Sistema ternario mostrando la composición química de los óxidos de Fe-Ti. Los tres sistemas principales para el magnetismo de rocas se indican con las líneas más gruesas (el campo de las titanomaghemitas ocupa el área debajo de la línea punteada, a la derecha de la línea correspondiente a las titanomagnetitas). El cuadro negro marca la composición de un grano hipotético de titanomagnetita original que al ser oxidado cambia su composición global siguiendo la flecha, para ocupar el punto marcado por el cuadro blanco. Sin embargo, el grano ya no es homogéneo, sino que está formado por laminillas intercaladas de composición cercana a magnetita y a ilmenita puras (marcadas por los círculos negros).

corresponde a la diferencia entre el volumen real de 1 mol de cualquier gas a ciertas condiciones de P , T y el volumen que ese gas tendría si se comportara como un gas ideal. En otras palabras, la fugacidad está relacionada con las desviaciones en el comportamiento de un gas respecto al caso ideal, y en cierta forma puede ser interpretada como la tendencia de ese gas a escapar de una solución (Nordstrom y Muñoz, 1986).

En un contexto petrogenético, el concepto de fugacidad de oxígeno es necesario para expresar cualitativamente el potencial de oxidación de un sistema. Experimentalmente se ha encontrado que grupos específicos de minerales, por ejemplo fayalita-magnetita-cuarzo, permiten controlar las condiciones experimentales de oxidación en la sintetización de otros minerales a altas temperaturas. Por esta razón, se ha convertido en práctica común hacer referencia a las curvas de equilibrio de un reducido número de grupos de minerales utilizando diagramas de temperatura contra el logaritmo de la fugacidad de oxígeno al expresar las condiciones de equilibrio de cualquier otro grupo de minerales. De este modo, la fugacidad de oxígeno en realidad funciona como una variable experimental que permite estimar el cambio de energía entre las porciones oxidada y reducida de cualquier grupo de minerales en coexistencia (Frost, 1991).

Existe entonces una pequeña diferencia entre el concepto termodinámico de fugacidad de oxígeno y su aplicación en el

ámbito petrogenético como consecuencia de la imposibilidad para establecer si el oxígeno se encontraba en realidad libre en una solución de la cual cristalizaron los minerales de interés. De hecho, lo más probable es que esto no fuera así en la mayoría de los casos, y entonces lo único que podemos asegurar es que las condiciones de fugacidad de oxígeno prevalecientes durante la cristalización debieron ser similares a las que experimentalmente favorecen el equilibrio de ciertos minerales específicos. Es decir, la aseveración de que se han determinado las condiciones de fugacidad de oxígeno prevalecientes al momento de formación de una roca no se debe interpretar en el sentido de que existía una cierta cantidad de oxígeno tratando de escapar del magma original, sino más bien se debe interpretar en el sentido de que las condiciones de equilibrio durante la formación de la roca favorecen la presencia de un cierto elemento en un estado de oxidación característico. Por ejemplo, un valor muy pequeño de la fugacidad de oxígeno sugiere que se favorece la presencia de hierro metálico (Fe^0), mientras que un valor muy grande favorecerá la formación de minerales, como la hematita, en los que el hierro tiene un carácter férrico (Fe^{3+}). La relación termodinámica existente entre la fugacidad y otras variables como la presión o la actividad química de algunos elementos puede ser usada para deducir valores de estas últimas. Sin embargo, es práctica común hacer únicamente referencia a las condiciones de la fugacidad de oxígeno sin entrar más en detalles con respecto a otras variables termodinámicas.

GEOTERMÓMETROS Y GEOBARÓMETROS

Los métodos analíticos que nos permiten estimar las condiciones de presión y temperatura prevalecientes a una cierta profundidad debajo de la superficie de la Tierra se conocen como geobarómetros y geotermómetros, respectivamente. Comúnmente, tanto los geotermómetros como los geobarómetros consisten en la determinación experimental de las condiciones de equilibrio que propician la formación y coexistencia de algunas fases minerales. En esta sección se mencionan algunos aspectos de uno de tales métodos el cual está basado en el estudio de los óxidos de Fe-Ti.

A) ROCAS VOLCÁNICAS

De acuerdo con Anderson (1968), cuatro factores principales pueden influenciar la fugacidad de oxígeno de un magma basáltico: 1) la composición del material original y el grado de fusión que se genera en el sitio de origen del magma, 2) el cambio en la temperatura y en la presión a la que se encuentra el magma, cambio asociado al ascenso desde su zona de origen, 3) cambios químicos en el magma asociados con pérdidas y ganancias de elementos químicos y con la formación de minerales durante su ascenso, y 4) el porcentaje de cristalización alcanzado hasta momentos antes de su erupción. Las condiciones de fugacidad de oxígeno y temperatura a las que se encuentra un magma justo antes de ser erupcionado pueden ser deducidas a partir del análisis de fenocristales de óxidos de Fe-Ti en coexistencia, lo cual constituye actualmente el uso más

extendido de estos minerales en un contexto petrogenético.

Buddington y Lindsley (1964) establecieron el primer geotermómetro/geobarómetro basado en el estudio de los óxidos de Fe-Ti. El método, aplicado a rocas volcánicas, consiste en la determinación de las composiciones químicas de titanohematitas y titanomagnetitas coexistentes dentro de los límites de un mismo grano mineral. El par de composiciones químicas observado se usa para encontrar un punto en la gráfica mostrada en la Figura 2. Mediante esta gráfica se determina entonces un par de valores de la fugacidad de oxígeno y de la temperatura (que corresponde a las coordenadas del punto anterior), que corresponden a las condiciones prevalecientes al momento de la erupción del magma. La gráfica original propuesta por Buddington y Lindsley (1964), fue construida con base en datos experimentales cuidadosamente determinados, fue ampliamente aceptada desde su aparición y este método ha sido aplicado muy frecuentemente. Por ejemplo, Anderson (1968) dedujo que las condiciones de temperatura y fugacidad de oxígeno de los magmas alcalinos de la isla Tristán da Cunha deben ser similares a las condiciones pre-eruptivas de los basaltos toleíticos de Hawaii, a pesar de que ambos magmas tienen una proporción muy diferente de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ que parecería sugerir condiciones muy diferentes (al menos un orden de magnitud) en la fugacidad de oxígeno. En otro ejemplo, basándose en el análisis detallado de la composición química de óxidos de Fe-Ti contenidos en especímenes de lavas de diferentes partes del mundo, Carmichael (1967) determinó que la temperatura del *liquidus* de las rocas volcánicas ácidas se encuentra comúnmente alrededor de los 900°C. Otros ejemplos incluyen los trabajos de Fodor (1975), Johnson y Arculus (1978), Sakuyama (1979), Papezik y Hodych (1980), Bevier (1981), Deruelle (1982), Gillot y Nativel (1982), entre muchos otros.

Una formulación teórica del geotermómetro de óxidos de Fe-Ti fue desarrollada por Andersen y Lindsley (1988) y Lindsley *et al.* (1990). De acuerdo con Rutherford (1993), esta formulación termodinámica ofrece la posibilidad de determinar certeramente ($\pm 20^\circ\text{C}$) la temperatura de magmas que se encuentren en el intervalo 720°-1000°C, y en condiciones de fugacidad de oxígeno cercanas al equilibrio de las fases níquel-níquel-oxígeno. A diferencia de la versión experimental de Buddington y Lindsley (1964), el geotermómetro teórico propuesto por Lindsley *et al.* (1990) incorpora los efectos del intercambio de iones de Mg y Fe^{2+} entre olivino-magnetita y entre olivino-ilmenita haciéndolo un poco más cercano a las circunstancias que tienen lugar en los sistemas naturales. Esto es importante ya que al examinar en detalle las condiciones de equilibrio en los sistemas de cuarzo-ulvoespinela e ilmenita-fayalita se puede mostrar que si las composiciones originales de los óxidos son preservadas, las condiciones de fugacidad de oxígeno, temperatura, presión y actividad de sílice pueden ser estimadas a partir de la determinación de las composiciones de minerales coexistentes dentro de los grupos cuarzo-ulvoespinela-ilmenita-ortopiroxeno u ortopiroxeno-ulvoespinela-ilmenita-olivino (Lindsley *et al.*, 1990).

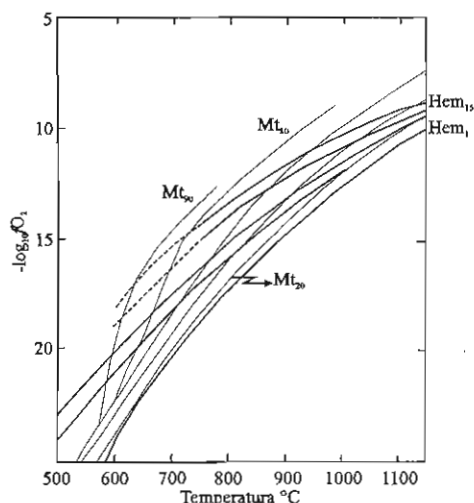


Figura 2. Diagrama de temperatura contra fugacidad de oxígeno mostrando algunas de las curvas de equilibrio para las fases coexistentes de titanomagnetitas y titanohematitas originalmente determinadas por Buddington y Lindsley (1964). La composición de las titanomagnetitas está expresada en términos de su contenido de magnetita, y la de las titanohematitas en términos de hematita.

Las dos versiones anteriores del geotermómetro de óxidos de Fe-Ti no son totalmente equivalentes, como se puede apreciar al examinar el caso de la Toba Bishop. Basándose en el geotermómetro de Buddington y Lindsley (1964), Hildreth (1979) concluyó que esa toba refleja la existencia de una cámara magmática estratificada térmica y composicionalmente. Sin embargo, Frost y Lindsley (1991) demostraron que al utilizar el sistema ortopiroxeno-augita-titanomagnetita-ilmenita-cuarzo como un geotermómetro independiente, el rango de temperatura, presión y fugacidad de oxígeno del magma que dio lugar a la Toba Bishop debió haber sido particularmente estrecho ($824^{\circ} \pm 10^{\circ}\text{C}$, 2700 ± 600 bars y 1.39 ± 0.05 unidades logarítmicas, respectivamente). Además, con base en el sistema extendido de silicatos-óxidos de Fe-Ti, no se justifica la identificación de un patrón evolutivo tomando como referencia la posición estratigráfica de las muestras, como originalmente lo había sugerido Hildreth (1979), por lo que la evidencia a favor de una cámara magmática estratificada queda eliminada.

Una versión teórica adicional de un geotermómetro basado en la composición de óxidos de Fe-Ti fue derivada por Ghiorso y Sack (1991) quienes extendieron las relaciones de equilibrio a sistemas que comprenden espinelas con iones de (Fe-Mg^{2+}) -Al-Cr-Ti-Fe y óxidos rombohedrales con iones de Fe^{2+} -Mg-Mn-Ti. Aparentemente este nuevo geotermómetro da resultados comparables al geotermómetro de Lindsley *et al.* (1990) en el rango de temperatura 750°C - 850°C y fugacidades de oxígeno cerca de la curva de equilibrio del sistema cuarzo-fayalita-magnetita, aunque la versión de Ghiorso y Sack (1991) es la más completa que se ha propuesto hasta el momento en términos del número de fases minerales incluidas. Sin embargo, a pesar del potencial que aparentemente tiene esta nueva versión del geotermómetro de los óxidos de Fe-Ti aún no se ha aplicado de manera sistemática en el estudio de sistemas naturales.

B) ROCAS PLUTÓNICAS

Los óxidos de Fe-Ti en las rocas plutónicas, a diferencia de los encontrados en rocas volcánicas, están generalmente sujetos a procesos de re-equilibración durante el enfriamiento lento propio de estas rocas. La re-equilibración involucra tres fases distintas: 1) intercambio de iones de Fe y Ti entre los óxidos y silicatos en coexistencia, 2) intercambio de iones entre titanomagnetitas y titanohematitas ya existentes y 3) la formación de un óxido de Fe-Ti a expensas de otro (p. ej. la "exsolución" de laminillas de ilmenita dentro de granos de titanomagnetita).

En la actualidad hay evidencias que sugieren que las reacciones que involucran olivino, piroxeno y óxidos de Fe-Ti ocurren entre los 900°C y 700°C , mientras que las reacciones involucrando biotita, feldspatos potásicos y óxidos de Fe-Ti pueden extenderse hasta cerca de los 400°C (Frost, 1991). Sin embargo, ésta es un área de investigación muy reciente y es posible que estos valores cambien conforme se realicen estudios mas detallados.

En lo tocante a la re-equilibración entre dos óxidos de Fe-Ti independientes de los silicatos de su entorno, ésta depende de factores que incluyen la abundancia relativa de titanomagnetita y titanohematita originales, la composición del fluido circundante y la fugacidad de oxígeno original. Para ilustrar la relación que tienen todos estos factores, se pueden examinar los diferentes casos mostrados en la Figura 3. Si la roca cristaliza bajo condiciones de fugacidad de oxígeno más o menos altas, y la fase dominante de los óxidos de Fe-Ti es ilmenita, las condiciones de equilibrio que seguirán los óxidos está indicada por la curva 1A, hasta encontrarse con la curva que representa las condiciones de equilibrio del sistema hematita-ilmenita. Pero si la fase dominante es una titanomagnetita, las condiciones de equilibrio de estos minerales seguirá la curva 1B. Esta trayectoria puede verse interrumpida por la presencia de fluidos con alto contenido de carbono, los cuales desviarían las condiciones de equilibrio de los minerales de Fe-Ti a lo largo de la curva denotada por $(\text{CO}_2 + \text{CO})/\text{C}$ en la Figura 3. Por otro lado, si la roca cristaliza bajo condiciones de fugacidad de oxígeno menores, la interacción entre los óxidos de Fe-Ti y silicatos puede hacer que las condiciones de equilibrio de los primeros siga la curva 2A, mientras que la preponderancia de magnetita como fase original favorece la curva 2B, independientemente de la interacción con silicatos.

En todo caso, debido al gran número de variables involucradas y a la gran diversidad de posibles condiciones naturales, no es sorprendente que la petrología magnética se encuentre aún en plenas vías de desarrollo, requiriéndose mucho esfuerzo y más estudios detallados antes de poder utilizar esta herramienta de manera cotidiana en el estudio de las rocas plutónicas.

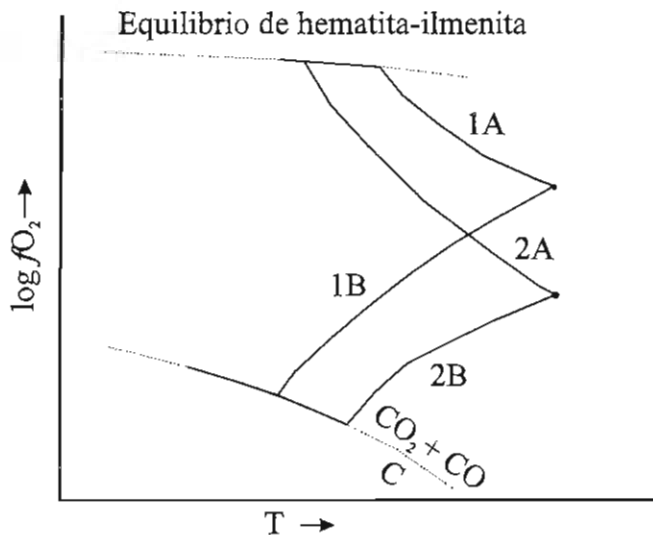


Figura 3. Diagrama de temperatura contra fugacidad de oxígeno ilustrando algunos de los diferentes caminos en equilibrio que pueden seguir los óxidos de Fe-Ti durante el enfriamiento de rocas intrusivas. Ver texto para una discusión más amplia.

PATRONES COMPOSICIONALES DE ÓXIDOS DE Fe-Ti EN ROCAS VOLCÁNICAS

Los rangos composicionales de las titanomagnetitas y titanohematitas comúnmente encontradas en diferentes tipos de rocas se muestran en las Figuras 4 y 5. Desafortunadamente, debido a la falta de interés general en el estudio de los óxidos de Fe-Ti desde una perspectiva petrogenética, la delimitación de los rangos composicionales mostrados en estas figuras han permanecido prácticamente inalterados desde el trabajo de Buddington y Lindsley (1964). Los datos más recientes incorporados en estos diagramas proceden de la recopilación hecha por Frost y Lindsley (1991).

A pesar de la complejidad en la secuencia de procesos de oxidación y re-equilibración que tiene lugar durante el enfriamiento de la mayoría de las rocas ígneas, se puede observar un descenso continuo en el rango de TiO_2 en las titanomagnetitas conforme avanza el grado de diferenciación, mientras que el contenido de hematita es relativamente pequeño, independientemente de la composición global de la roca. Estos patrones composicionales aparentemente reflejan una diferencia constante en las condiciones de cristalización de diferentes tipos de magmas (Frost y Lindsley, 1991). Los magmas toleíticos tienden a cristalizar en condiciones de fugacidad de oxígeno menores que los magmas calcálclicos, aunque debido al amplio rango en los patrones composicionales es difícil establecer condiciones de cristalización con mayor detalle.

Un aspecto interesante de los patrones composicionales de los óxidos de Fe-Ti en las rocas ígneas estriba en la cantidad estimada de impurezas enclavadas en los diferentes minerales. Por ejemplo, entre las titanomagnetitas de las rocas alcalinas, el contenido de Al_2O_3 puede variar entre 6% y 10% y el contenido de MgO puede tomar valores entre 5% y 8%, mientras

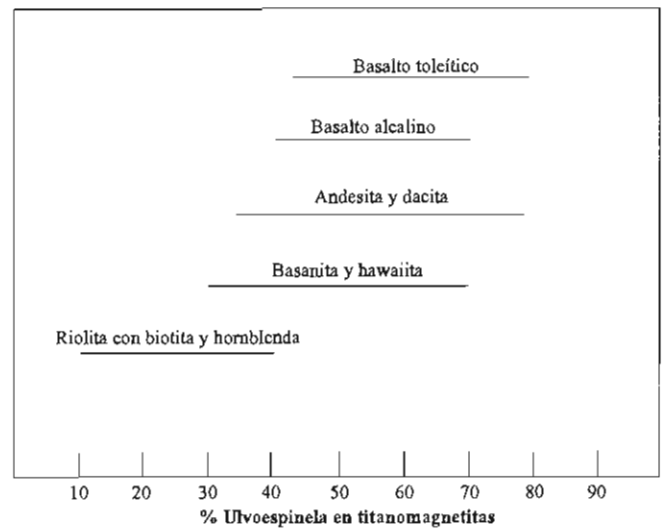


Figura 4. Composición de las titanomagnetitas que se encuentran comúnmente en rocas volcánicas.

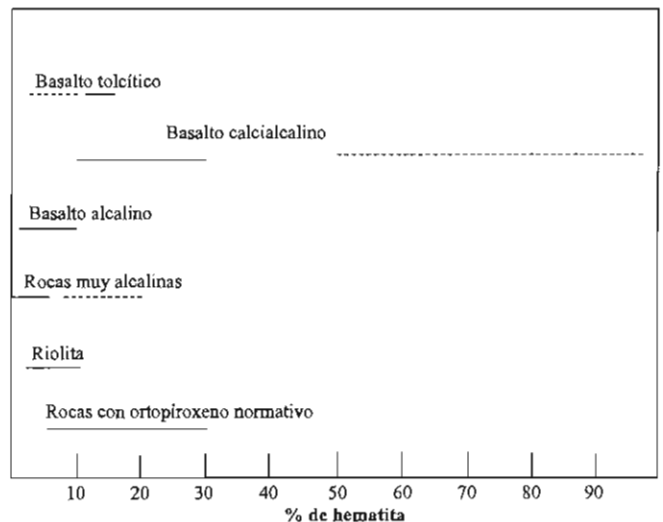


Figura 5. Composición de las titanohematitas que se encuentran comúnmente en rocas volcánicas.

que el contenido de estas impurezas en las titanomagnetitas de otro tipo de rocas normalmente es menor a un 3% (Frost y Lindsley, 1991). La cantidad de impurezas encontrada en las titanohematitas también muestra una cierta dependencia con la composición global de la roca ya que se estima que ésta puede variar desde un 7% en toleita, reduciéndose gradualmente hasta llegar a un 2% en riolita. Las consecuencias de estos patrones no han sido aún completamente explorados, pero es posible que influyan, aunque sea débilmente, las propiedades magnéticas de estos minerales.

El efecto de factores como la temperatura de cristalización, la fugacidad de oxígeno y la cantidad disponible de iones en la distribución de impurezas en los minerales magnéticos ha sido estudiado por algunos autores (p.ej., Dasgupta, 1970; Speidel, 1970; Neumann, 1974). Los resultados de estos estudios nos llevan a concluir que la temperatura es el factor más importante,

seguido de la proporción de iones de impurezas/iones de hierro existente en el magma original. La fugacidad de oxígeno, al parecer, ejerce un control muy débil en dicha distribución, de tal manera que la determinación del tipo y cantidad de impurezas contenidas en los óxidos de Fe-Ti puede ayudarnos en la determinación de las temperaturas de formación de algunas rocas volcánicas de manera independiente a los geotermómetros explicados anteriormente.

GRANITOS DEL TIPO MAGNETITA/ILMENITA

A pesar de los problemas ya mencionados con respecto a la estabilidad de los óxidos de Fe-Ti en rocas plutónicas, Ishihara (1977) propuso una clasificación muy útil de los granitos basada en su contenido de magnetita. Si el granito contiene magnetita pertenece a la llamada serie con magnetita, mientras que si la roca no contiene este mineral se dice que pertenece a la serie con ilmenita. Cabe mencionar, sin embargo, que los granitos de la serie con magnetita también contienen ilmenita, por lo que es preferible referirse a los dos tipos como granitos con o sin magnetita, según corresponda.

De manera simple, se considera que los granitos con magnetita son el resultado de la cristalización de un magma bajo condiciones de alta fugacidad de oxígeno mientras que los granitos de la serie sin magnetita están relacionados con condiciones de baja fugacidad de oxígeno. Basado en este esquema, Ishihara (1977) propuso que los granitos con magnetita son el resultado de la cristalización de magmas generados a mayores profundidades, mientras que los granitos sin magnetita, en contraste, estuvieron asociados con magmas generados a profundidades menores bajo la influencia de material carbonatado posiblemente relacionado con la presencia de rocas sedimentarias como roca encajonante. De esta manera, la división de granitos en ambas series resultaba ser análoga a la clasificación de granitos en tipos I (resultado de la fusión de rocas ígneas) y S (resultado de la fusión de rocas sedimentarias) propuesta por White y Chappell (1977).

Sin embargo, la analogía entre ambos esquemas de clasificación de granitos se vuelve un poco indefinida al tomar en cuenta la distribución regional de rocas de este tipo. Por ejemplo, en la parte norte de la isla principal de Japón (Honshu) se encuentra una mayor cantidad de granitos con magnetita del lado del Océano Pacífico, mientras que del lado del Mar de Japón se encuentran granitos sin magnetita. Ésto contrasta con lo que ocurre en las partes central y sur de esa misma isla en donde las posiciones relativas de ambos tipos de granitos están intercambiadas. En una escala más grande también existen aparentes contradicciones de este tipo ya que los granitos sin magnetita en Chile se encuentran del lado de la trinchera y los granitos con magnetita se encuentran continente adentro (Ishihara y Ulriksen, 1980), mientras que en el margen oriental del continente asiático esta relación está invertida (Gastil *et al.*, 1990).

Gastil *et al.* (1990) examinaron con mayor detalle el problema de la distribución regional de las rocas graníticas tomando como base la región que comprende la parte sur de California (EUA) y la península de Baja California (México). De acuerdo con estos autores, la parte occidental de la región está constituida por granitos predominantemente de la serie con magnetita y cuyas edades son mayores a los 105 Ma. La parte oriental de la zona está constituida por granitos de la serie sin magnetita, mismos que pueden separarse en dos subgrupos de acuerdo a su edad y estructura general. El primer subgrupo está constituido por rocas con edades mayores a los 100 Ma y una foliación regional muy clara, mientras que el segundo subgrupo lo forman granitos con edades menores a los 97 Ma y sin una foliación regional distintiva. La frontera entre las dos provincias principales no es uniforme a lo largo de toda su extensión ya que a veces puede definirse en una escala de centímetros, aunque en otros casos existe una zona de transición que puede tener varios kilómetros de anchura. Una complicación adicional, también identificada por Ishihara (1977) en Japón, es que cuerpos plutónicos individuales presentan una zonación interna en donde granitos con magnetita se encuentran en la zona más externa y granitos sin magnetita se encuentran en la zona central del plutón. Esta zonación en el tipo de granito parece estar relacionada con el grado de foliación de la roca ya que las zonas de mayor foliación son prácticamente no magnéticas (i.e., deben ser del tipo sin magnetita). Tomando en cuenta todas estas relaciones, Gastil *et al.* (1990) propusieron un esquema en el que la generación de granitos sin magnetita está asociada con magmas formados a profundidades en las que la deshidratación de la placa subducente es preponderante, mientras que magmas formados a mayores o menores profundidades, dan lugar aparentemente a granitos con magnetita, tal y como se ilustra en la Figura 6. Las relaciones observadas en plutones independientes depende de la naturaleza del medio circundante, de la interacción del diapiro de magma con la roca encajonante y del nivel de erosión que haya ocurrido en ese sitio (Figura 7). A pesar de ésto, es importante hacer notar que todavía existen muchos detalles que no han sido explicados satisfactoriamente con respecto al origen de los granitos, por lo que esta área de investigación está todavía abierta.

ESTUDIO DE ROCAS ÍGNEAS ESTRATIFICADAS

Existe un tipo especial de rocas intrusivas de composición máfica a ultramáfica que presenta diferentes variedades y escalas de estratificación semejantes a la estratificación observada en rocas sedimentarias. Los estratos individuales de estos intrusivos pueden variar entre unos pocos milímetros y cientos de metros de espesor y, en el caso de las intrusiones más grandes, se puede identificar lateralmente un estrato a lo largo de decenas de kilómetros. Entre los complejos ígneos estratificados de dimensiones más grandes, se encuentra la intrusión de Bushveld, en Sudáfrica, cuya extensión cubre cerca de 65 000 km², mientras que al otro extremo de la escala se encuentra la intrusión

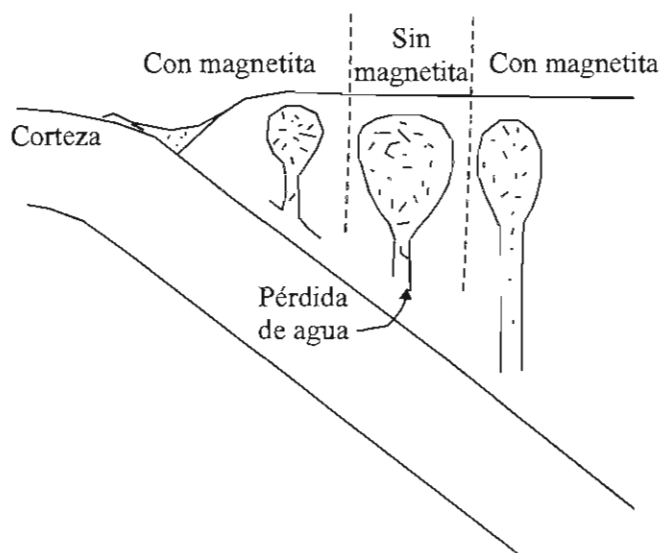


Figura 6. Esquema mostrando el modelo propuesto por Gastil *et al.* (1990) para explicar la generación de granitos con y sin magnetita. Los granitos sin magnetita se forman cuando el magma se genera en un rango más o menos estrecho de condiciones de fugacidad de oxígeno. Si el magma se genera fuera de ese rango, éste dará lugar a un granito con magnetita.

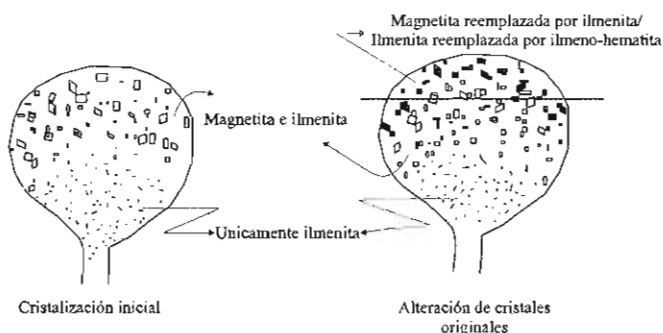


Figura 7. Esquema mostrando la evolución con la cristalización en el contenido de magnetita de un cuerpo intrusivo visualizado como un diapiro que asciende por la corteza. En el diagrama de la derecha, el efecto de una oxidación de los óxidos de Fe-Ti originales produce una segunda generación de estos minerales. El efecto de la erosión está marcado por la línea punteada, dejando al descubierto un plutón conteniendo diferentes tipos de óxidos de Fe-Ti en diferentes partes (Modificado de Gastil *et al.*, 1990).

de Skaergaard, Groenlandia, cuya extensión apenas alcanza los 170 km² (Wilson, 1991).

La explicación tradicional de la formación de estas rocas relaciona la estratificación con la cristalización fraccionada de cámaras magmáticas (p.ej., Wager y Brown, 1968). La ocurrencia de una repetición regular de estratos, misma que puede ocurrir en escalas de metros, ha sido asociada con la llegada de nuevos pulsos de magma a la cámara, aunque otras explicaciones incluyen oscilaciones en la nucleación y tasas de crecimiento de algunos minerales (McBirney y Noyes, 1979) o gradientes en la composición del magma relacionados con el crecimiento de diferentes especies minerales aunado con efectos de convección (Huppert y Sparks, 1980).

El orden de nucleación de los diferentes minerales puede estar relacionado con la fugacidad de oxígeno y la composición global del magma, por lo que el estudio de los óxidos de Fe-Ti puede ser útil en la reconstrucción de la historia de la formación de estos cuerpos intrusivos. Sin embargo, hay otros aspectos que merecen mencionarse además de la fugacidad de oxígeno, como lo muestra el estudio de Cawthorn y McCarthy (1981) del complejo intrusivo de Bushveld. Al estudiar con detalle las variaciones en el contenido de cromo de la magnetita de este complejo, estos autores encontraron ciclos en la dirección vertical especialmente cerca de la base de la intrusión. Los ciclos observados no son compatibles con un modelo de cristalización y sedimentación de los cristales de una cámara magmática homogénea, ni tampoco favorecen un modelo de múltiples eventos de intrusiones magmáticas. Sin embargo, los gradientes composicionales deducidos de los patrones observados en la distribución de cromo sugieren la ocurrencia de una cristalización continua del fondo de la cámara magmática acompañada de eventos de convección que pudieron haber involucrado el material de toda la cámara.

A pesar de los resultados positivos obtenidos por Cawthorn y McCarthy (1981), el estudio detallado de las variaciones de los óxidos de Fe-Ti en cuerpos intrusivos máficos aún está en una etapa inicial, por lo que sería aventurado hacer generalizaciones con respecto a la aplicabilidad del método en otros sitios.

PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LOS ÓXIDOS DE Fe-Ti

La composición química y la microestructura de los óxidos de Fe-Ti (en particular el tamaño y la forma de los minerales) determinan completamente las propiedades magnéticas como la temperatura de Neél o la temperatura de Curie (temperaturas a las cuales la energía térmica rompe con el ordenamiento electrónico del mineral) y la magnetización de saturación (M_s , cantidad que expresa en cierta forma el máximo grado de paralelismo de los spins de electrones que se puede alcanzar en una estructura cristalina). Esta relación estrecha entre parámetros químicos y propiedades magnéticas permite, idealmente, constreñir la composición química de un mineral a través de mediciones magnéticas. Desafortunadamente, debido al gran número de variables involucradas, no es posible determinar la composición química de un grano de mineral aislado basándose únicamente en la medición de una sola de sus propiedades magnéticas. Sin embargo, es posible constreñir la naturaleza de los óxidos de Fe-Ti a través de mediciones de este tipo al tomar en cuenta el papel que juega la concentración de los minerales ferromagnéticos en un espécimen. En la Figura 8 se muestra en forma esquemática la relación que existe entre los tres parámetros principales (composición química, microestructura y concentración) con las propiedades magnéticas comúnmente medidas en rocas. En esta figura se muestra que algunas de las propiedades magnéticas dependen principalmente de la composición química de la fracción mineral magnética de la

roca; otras dependen tanto de la composición como de la concentración de estos minerales, mientras que hay otras propiedades magnéticas que dependen tanto de la composición como de la concentración y de la microestructura de los minerales magnéticos. Entonces, midiendo tres o más de las propiedades magnéticas adecuadas se pueden estimar los valores de los parámetros principales. Es importante hacer énfasis, sin embargo, en que los valores deducidos de estos parámetros a través de mediciones magnéticas son valores promedio característicos de la roca en su totalidad y no deben interpretarse como representativos de una especie mineral única predominante en toda la roca.

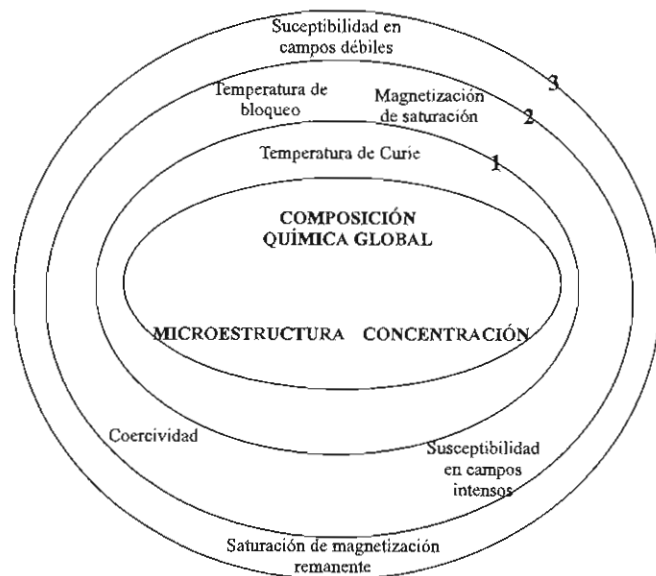


Figura 8. Diagrama mostrando la dependencia de las propiedades magnéticas de las rocas con respecto a los tres parámetros encerrados en la elipse central. La elipse 1 contiene las propiedades magnéticas que dependen sólo de uno de esos parámetros, la elipse 2 muestra las propiedades que dependen de dos de esos parámetros y la elipse 3 contiene propiedades que dependen de los tres parámetros simultáneamente.

A) APLICACIONES PETROGENÉTICAS

Una de las suposiciones principales generalmente implícita en los estudios petrogenéticos es que las muestras de rocas colectadas en los afloramientos son representativas del magma que las generó. Haciendo a un lado las complicaciones derivadas del intemperismo de las rocas estudiadas, algunos aspectos del enfriamiento sufrido después de haber sido emplazadas puede invalidar esta suposición. Por ejemplo, se han observado grandes variaciones sistemáticas en elementos como MgO , Al_2O_3 y SiO_2 atribuidos al hundimiento de cristales de olivino en lagos de lava (Moore y Evans, 1967). En contraste, las variaciones observadas en otros óxidos como TiO_2 y CaO en el mismo sitio fueron menos pronunciadas, mientras que el contenido de K_2O se mantuvo prácticamente constante. Otro aspecto que puede propiciar variaciones de algunos elementos en una sola unidad de enfriamiento es el desarrollo de gradientes internos de la fugacidad de oxígeno normalmente asociados con la migración

preferencial de hidrógeno (Petersen, 1976). Esta migración preferencial de algunos elementos claramente invalida la condición de homogeneidad necesaria para determinar composiciones globales de magma, y aunque variaciones en el tamaño y cantidad de algunos minerales puede ser detectada fácilmente, cambios en la fugacidad de oxígeno durante el enfriamiento inicial de una roca no son particularmente fáciles de identificar, ni siquiera mediante el examen de secciones delgadas (Watkins y Haggerty, 1965). Watkins y Haggerty (1967) y Watkins *et al.* (1970), examinaron con detalle las variaciones de las propiedades magnéticas y el contenido de varios elementos a lo largo de un perfil vertical colectado de un flujo de lava de aproximadamente 11 m de espesor. Sus resultados indican una correlación muy clara entre la intensidad de magnetización, el índice de oxidación (Wilson *et al.*, 1968) y los cocientes de Fe_2O_3/FeO y Th/U . Debido a que el mayor índice de oxidación refleja efectos de alteración a altas temperaturas, es entonces recomendable restringir los análisis químicos a aquellas muestras que han sido objeto de menor oxidación; muestras que pueden ser fácilmente identificadas con base en su baja intensidad de magnetización. Otros ejemplos en los que propiedades magnéticas han sido correlacionados con otras variables de posible interés petrogenético incluyen los estudios de Smith y Prévot (1977) y Ade-Hall *et al.* (1971). Sobre decir que este tipo de estudios ha sido extremadamente limitado y todavía existen muchas preguntas sin respuesta acerca de la utilidad de las propiedades magnéticas de las rocas en un contexto petrogenético.

B) ANISOTROPÍA MAGNÉTICA

De entre todas las propiedades magnéticas de las rocas ígneas, la susceptibilidad magnética es quizá la que ha sido más consistentemente utilizada en un contexto vulcanológico. La susceptibilidad magnética es la propiedad de la materia que caracteriza su respuesta ante un campo magnético externo determinando la intensidad y dirección de la magnetización resultante en el material. En general, la susceptibilidad magnética presenta una variabilidad direccional comúnmente referida como anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). Puesto que el campo magnético externo no solamente induce una magnetización en una dirección paralela a sí mismo al ser aplicado a minerales ferromagnéticos más o menos grandes, sino que también presenta una componente de magnetización inducida en direcciones perpendiculares, la ASM se representa mejor como un tensor simétrico de segundo rango (Nye, 1960). La popularidad de la ASM se ha incrementado muy rápidamente en la última década como consecuencia del mejoramiento en los sistemas comerciales usados para su medición. El tipo de aplicaciones geológicas de la ASM ha sido examinado en detalle por Hrouda (1982), Borradaile (1988), Jackson y Tauxe (1991) y Tarling y Hrouda (1993).

La relevancia de la ASM en un contexto petrogenético es relativamente indirecta, aunque puede contribuir enormemente al mejor entendimiento de las características de las regiones donde se produce el magma. En este sentido, Ernst y Baragar

(1992) usaron mediciones de ASM para reconstruir el camino seguido por el magma que se movía dentro de los diques gigantes de Mackenzie en Canadá. De acuerdo a sus resultados, la fuente del magma está restringida a una sección muy pequeña debajo de la zona focal de dichos diques por lo que, a pesar de su extensión, el sistema de diques no ofrece la posibilidad de conocer la composición del manto mas que en esa zona restringida. Staudigel *et al.* (1992) también han hecho énfasis en la relevancia de la componente horizontal en el transporte de magma a través de diques regionales, por lo que este modo de transporte debe tomarse en cuenta al hacer conclusiones respecto a la naturaleza global del manto.

RECAPITULACIÓN

Aunque los óxidos de Fe-Ti han sido generalmente menospreciados por la mayoría de los petrólogos, existe un rango muy amplio de posibles aplicaciones de estos minerales en la determinación de condiciones de generación y transporte de magmas. Además de ser útiles en la determinación de condiciones de fugacidad de oxígeno durante la cristalización de algunas rocas, estos minerales pueden ser usados para constreñir la ocurrencia de eventos de alteración difíciles de detectar mediante otros medios, así como en la delimitación de los caminos seguidos por magmas durante su ascenso del manto hacia la superficie del planeta. En la actualidad, el desarrollo de la petrología magnética está aún en sus inicios, por lo que existen muchas oportunidades para que los jóvenes científicos abran nuevos horizontes en esta disciplina.

AGRADECIMIENTOS

El contenido de este artículo es en su mayor parte el material presentado durante una plática en el 29 Congreso Internacional de Geología en Tokyo, Japón. Agradezco los comentarios hechos por varios colegas durante ese congreso, así como sus palabras de aliento que me inspiraron a escribir una primera versión de este artículo. Sin embargo, otros asuntos que requerían atención inmediata ocuparon mi atención impidiéndome continuar con el proceso de publicación hasta fecha muy reciente. También agradezco a Luis Delgado y Juan García por su insistencia, misma que me llevó a finalizar lo empezado hace ya algunos años. Finalmente, quisiera agradecer los comentarios hechos por L. Delgado y Sóstenes Méndez quienes con paciencia tuvieron a bien corregirme las incontables faltas de ortografía que contenía este artículo, además de hacer comentarios que mejoraron la facilidad de comprensión del mismo.

REFERENCIAS

- Ade-Hall, J.M., Palmer, H.C., and Hubbard, T.P., 1971. The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 24: 137-174.
- Andersen, D.J., and Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides. *Am. Mineral.*, 73: 714-726.
- Anderson, A.T., 1968. The oxygen fugacity of alkaline basalt and related magmas, Tristan da Cunha. *Am. J. Sci.*, 266: 704-727.
- Banerjee, S.K., 1991. Magnetic properties of Fe-Ti oxides. In Lindsley, D.H., (ed.) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. *Rev. Mineral.*, 25: 107-128.
- Bevier, M.L., 1981. The rainbow range. British Columbia: a miocene peralkaline shield volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 11: 225-251.
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156: 1-20.
- Buddington, A.F., and Lindsley, D.H., 1964. Iron titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.*, vol 5, 2: 310-357.
- Carmichael, I.S.E., 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Cont. Min. Petrol.*, 14: 36-64.
- Cawthorn, R.G., and McCarthy, T.S., 1981. Bottom crystallization and diffusion control in layered complexes: evidence from Cr distribution in magnetite from the Bushveld complex. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 84: 41-50.
- Dasgupta, H.C., 1970. Influence of temperature and oxygen fugacity on the fractionation of manganese between coexisting titaniferous magnetite and ilmenite. *J. Geology*, 78: 243-249.
- Deruelle, B., 1982. Petrology of the plio-quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14: 77-124.
- Ernst, R.E., and Baragar, W.R.A., 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature* 356: 511-513.
- Fodor, R.V., 1975. Petrology of basalt and andesite of the Black Range, New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86:295-304.
- Frost, B.R., 1991. Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crustal rocks. In Lindsley, D.H., (ed.) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. *Rev. Mineral.*, 25: 489-509.
- Frost, B.R., and Lindsley, D.H., 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. In Lindsley, D.H., (ed.) *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. *Rev. Mineral.*, 25: 433-468.
- Gastil, G., Diamond, J., Knaak, C., Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., and Erskine, B., 1990. The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 174: 19-32.
- Ghiorso, M.S., and Sack, R.O., 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Miner. Petrol.*, 108: 485-510.
- Gillot, P.Y., and Nativel, P., 1982. K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion island, Indian

- Ocean. J. Volcanol. Geotherm. Res., 13; 131-146.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. In Lindsley, D.H., (ed.) Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Rev. Mineral., 25; 355-416.
- Hildreth, W., 1979. The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 180; 43-75.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in Geology and Geophysics. Geophys. Surv. 5; 37-82.
- Huppert, H.E., and Sparks, R.S.J., 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense, ultrabasic magma. Contrib. Mineral. Petrol., 75; 279-289.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Min. Geol., 27; 293-305.
- Ishihara, S., and Ulriksen, C.E., 1980. The magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Chile. Min. Geol., 30; 183-190.
- Jackson, M., and Tauxe, L., 1991. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary and igneous fabric. Rev. Geophys. 29 Supp.; 371- 376.
- Johnson, R.W., and Arculus, R.J., 1978. Volcanic rocks of the Witu islands, Papua New Guinea: the origin of magmas above the deepest part of the New Britain Benioff zone. Bull. Volcanol., 41; 609-
- Lindsley, D.H., 1991. Experimental studies of oxide minerals. In Lindsley, D.H., (ed.) Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Rev. Mineral., 25; 69-106.
- Lindsley, D.H., Frost, B.R., Andersen, D.J., and Davidson, P.M., 1990. Fe-Ti oxide silicate equilibria: assemblages with orthopyroxene. Geoch. Soc. Spec. Pub., 2; 103-119.
- McBirney, A.R., and Noyes, R.N., 1979. Crystallisation and layering of the Skacgaard intrusion. J. Petrol., 20; 487-554.
- Moore, J.G., and Evans, B.W., 1967. The role of olivine in the crystallization of the prehistoric Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. Contr. Miner. Petrol., 15; 202-223.
- Ncumann, E.R., 1974. The distribution of Mn²⁺ and Fe²⁺ between ilmenites and magnetites in igneous rocks. Amer. J. Sci., 274; 1074-1088.
- Nordstrom, D.K., and Munoz, J.L., 1986. Geochemical thermodynamics. Blackwell Scientific Publications, Palo Alto; 477pp.
- Nye, J.F., 1960. Physical properties of crystals. Oxford University Press, London; 322pp.
- O'Reilly, W., 1984. Rock and mineral magnetism. Blackie, London; 220pp.
- Papezik, V.S., and Hodych, J.P., 1980. Early mesozoic diabase dikes of the Avalon peninsula Newfoundland: petrochemistry, mineralogy and origin. Can. J. Earth Sci., 17; 1417-1430.
- Petersen, N., 1976. Notes in the variation of magnetization within basalt lava flows and dikes. Pure Appl. Geophys., 14; 177-193.
- Rutherford, M.J., 1993. Experimental petrology applied to volcanic processes. EOS, 74; 49.
- Sakuyama, M., 1979. Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano. Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res., 5; 179-208.
- Smith, B.M., and Prévot, M., 1977. Variation of the magnetic properties in a basaltic dyke with concentric cooling zones. Phys. Earth Planet. Int., 14; 120-136.
- Speidel, D.H., 1970. Effect of magnesium on the iron titanium oxides. Amer. J. Sci., 268; 341-353.
- Staudigel, H., Gcc, J., Tauxe, L., and Varga, R.J., 1992. Shallow intrusive directions of sheeted dikes in the Troodos ophiolite: anisotropy of magnetic susceptibility and structural data. Geology 20; 841-844.
- Tarling, D., H., and Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London; 217pp.
- Wager, L.R., and Brown, G.M., 1968. Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, Edinburgh; 588pp.
- Watkins, N.D., and Haggerty, S.E., 1965. Some magnetic properties and the possible petrogenetic significance of oxidized zones in an Icelandic olivine basalt. Nature, 206; 797-800.
- Watkins, N.D., Haggerty, S.E., 1967. Primary oxidation variation and petrogenesis in a single lava. Contr. Miner. Petrol., 15; 251-271.
- Watkins, N.D., Gunn, B.M., and Coy-Yll, R., 1970. Major and trace element variations during the initial cooling of an Icelandic lava. Amer. J. Sci., 268; 24-49.
- White, A.R.J., and Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43; 7-22.
- Wilson, M., 1991. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Harper Collins Academic, London; 466pp.
- Wilson, R.L., Haggerty, S.E., and Watkins, N.D., 1968. Variation of palaeomagnetic stability and other parameters in a vertical traverse of a single Icelandic lava. Geophys. J. R. astr. Soc., 16; 79-96.