

Capítulo 15

Magmatismo en márgenes activos de placas

Introducción

Los márgenes activos de placas, determinan los sitios de subducción de la litosfera oceánica en el manto de la Tierra, produciendo la mayoría de los volcanes activos y terremotos en el mundo, incluyendo todos los de focos intermedios y profundos, que se asocian con las placas litosféricas descendentes.

Para apreciar la escala de la intensidad de subducción, es necesario considerar, que los océanos Atlántico y Pacífico fueron creados en los últimos 200 Ma por la expansión del fondo oceánico, desde los márgenes de acreción de placas. Como la tierra no se expande, una superficie equivalente de litosfera debe ser subductada simultáneamente.

La sustitución de superficie de placas, puede ser tanto de litosfera oceánica como continental, resultando en diferentes interacciones geométricas para producir el volcanismo de – arcos de islas oceánicas y de los márgenes continentales activos –, que presentan las siguientes características (Thorpe 1982):

a) Las cadenas de islas o cinturones volcánicos lineales, tienen longitudes de cientos a miles de kilómetros y son relativamente estrechos de 200 a 300 km.

b) Desarrollan una fosa oceánica profunda de 6.000 a 11.000 m de profundidad.

c) El volcanismo es activo y presenta un límite abrupto de la zona volcánica, hacia el océano. El frente volcánico, se desarrolla paralelamente a la fosa oceánica a distancias de 100 – 200 km.

d) La zona sísmica de Benioff, incluye a los focos de terremotos de profundidades someras, intermedias y profundas, que definen el plano de descenso de la litosfera oceánica en el manto.

e) La asociación volcánica ha sido llamada asociación de “andesitas orogénicas”.

Las cadenas de estrato-volcanes alineados encima de las zonas de Benioff representa la característica volcánica más conspicua sobre la tierra. Los productos eruptivos tienen amplia composición desde basaltos a riolitas, con andesitas como el tipo de magma más común, lo que define que el ambiente de generación es muy complejo. La morfología de los volcanes, reflejan procesos de crecimiento rápido, frecuentemente altamente explosivo y es común la formación de calderas, acompañadas por la erupción de flujos piroclásticos, coladas y tobas de caída.

Arcos de islas oceánicas

Los arcos de islas oceánicas (AIO) representan los sitios de subducción de una placa litosfera oceánica debajo de otra (Fig. 15 -1). Los rasgos característicos son cadenas lineales de islas formando el frente volcánico, a menudo flanqueado por cuencas marginales que se forman por expansión del fondo oceánico durante los procesos de comienzo del arco. Los sedimentos se acumulan sobre la corteza oceánica y a menudo son rastrillados con el descenso de la placa y forma un prisma de acreción en el ante-arco.

La Fig. 15-2 muestra la distribución de los sistemas de arcos de islas oceánicas mayores

en los océanos Pacífico y Atlántico, y en Indonesia. En el Pacífico occidental los arcos se extienden desde el sistema de Nueva Zelanda – Tonga, a través de Nueva Bretaña – Papúa – Nueva Guinea y las islas de Mariana – Izu y el sistema de Japón – Kuriles – Kamchatka y las Aleutianas. En contraste, el Pacífico oriental no tiene arcos de islas pero muestra volcanismo de margen continental activo que se extiende desde el oeste de Estados Unidos a lo largo de México, América Central y Sud-América. En el Atlántico el volcanismo de arcos de islas oceánicas ocurre en los arcos de las Antillas Menores y de las Sándwiches del sur. En el Mediterráneo se manifiesta en los arcos de Aeolian y Aegean y en la zona de colisión continental activa que se extiende desde los Alpes, a través de Turquía e Irán hasta los Himalayas.

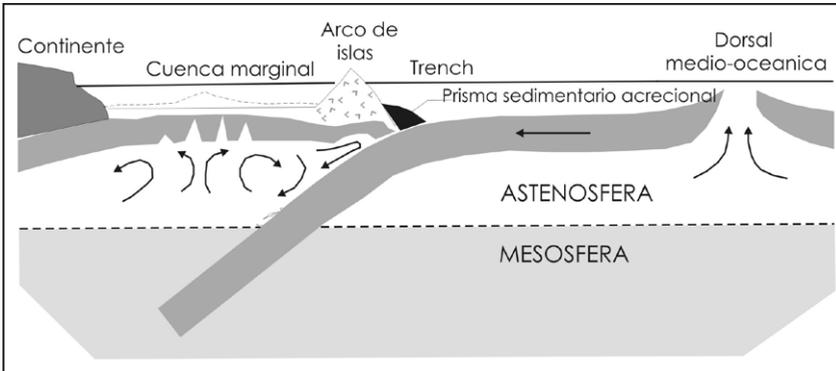


Fig. 15-1. Esquema de subducción de litosfera oceánica generada en la dorsal medio-oceánica. Corrientes de convección secundaria se desarrollan en el retro-arco.

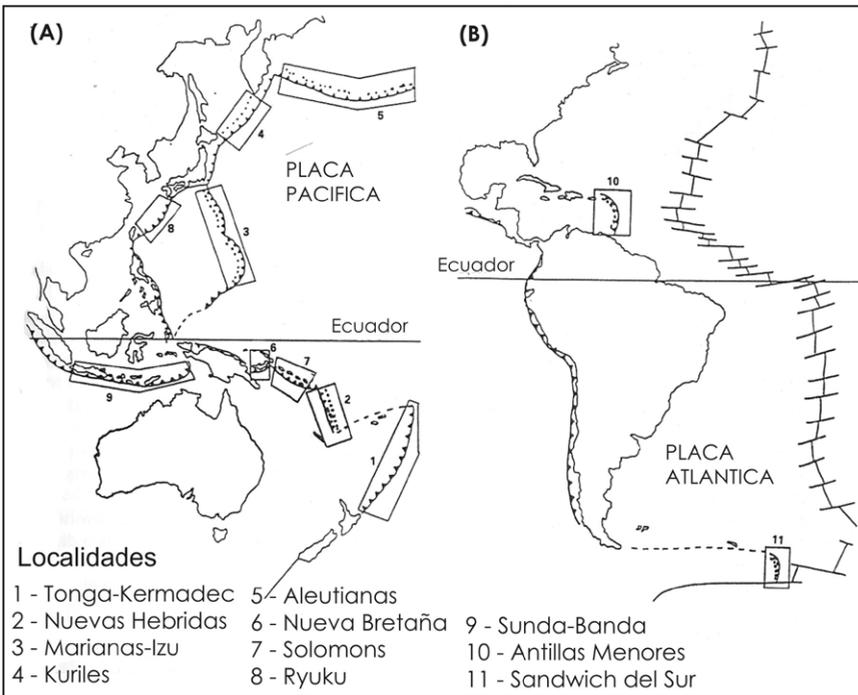


Fig. 15-2. Distribución de arcos de islas oceánicas del mundo (Wilson y Davidson 1984).

Estructura de los arcos de islas

El conocimiento de la estructura física de los arcos de islas da una importante ayuda para desarrollar los modelos petrogenéticos, los cuales deben incluir para las regiones de arco de islas: trench, ante-arco, arco y retro-arco (Gill 1981; Cross y Pilger 1982; Uyeda 1982; Jarrard 1986).

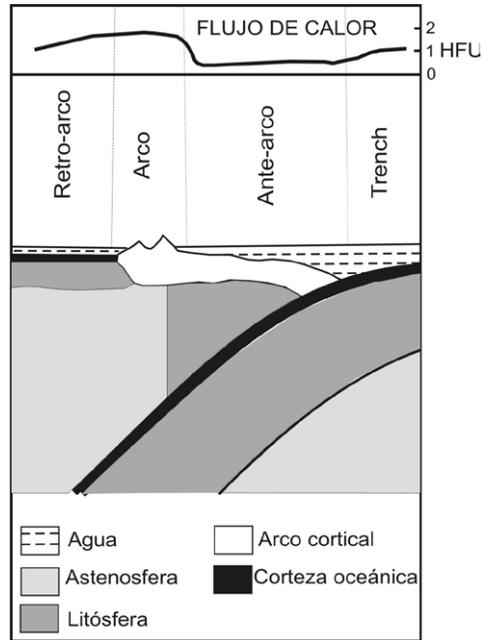


Fig. 15-3. Estructura de arco de un arco de islas.

La anomalía gravitatoria negativa próxima al trench se atribuye a la presencia de sedimentos en el ante-arco y la anomalía positiva a la litósfera fría subductada y más densa por debajo del arco. El flujo calórico es típicamente bajo en el ante-arco pero asciende abruptamente en el frente volcánico y permanece alto para distancia de 200 – 600 km detrás del arco. Este alto flujo de calor sólo puede ser explicado por transferencia de magma a niveles altos (Fig. 15-3).

Existiría un límite vertical entre el manto con características litosféricas y el manto con características astenosféricas, que podrían reflejar el ascenso del magma por debajo del arco. Anómalamente, el manto astenosférico somero por debajo del retroarco, podría indicar el ascenso de magma, formado por procesos distensivos en el retro-arco.

El espesor cortical juega un importante rol en el ascenso y fraccionamiento a baja presión de los magmas. En regiones de corteza delgada, los magmas derivados desde el manto ascienden rápidamente hasta la superficie y pueden mantener sus características primarias. Mientras que en los arcos más maduros, la corteza se engrosa y las rocas corticales de baja densidad, actúan como filtro impidiendo el ascenso de magmas primarios y causando extenso fraccionamiento cristalino en cámaras magmáticas someras.

Estructura térmica y procesos de fusión parcial

El conocimiento de la estructura térmica de las zonas de subducción es esencial para

entender los procesos de generación de magma. Cualquier modelo térmico incluye los efectos de deshidratación de la corteza oceánica subductada, el calentamiento por fricción en la parte superior de la loza, la convección dentro de la cuña de manto astenosférico, el ángulo de subducción y la velocidad.

Corteza oceánica subductada: involucra a las rocas ígneas básicas y sedimentos de fondo oceánico que son metamorfizados a facies de anfibolitas y eclogita, en presencia de una fase fluida acuosa. La mineralogía de las rocas varía durante la subducción en función del aumento de la presión, temperatura y composición de la fase vapor. Este progrado de metamorfismo (facies zeolitas, esquistos azules, anfibolitas y eclogitas) está acompañado por deshidratación, que tiene lugar principalmente entre los 80-125 km de profundidad. La presencia del agua, baja la temperatura del solidus de las rocas en varios cientos de grados. La profundidad a la cual comienza la corteza oceánica a fundirse, puede predecirse si se conoce, el gradiente geotérmico de la parte superior de la loza y la cantidad de agua que contiene. Algunos modelos sostienen, que las andesitas derivan de corteza oceánica subductada, por fusión parcial en condiciones anhidras.

Cuña de manto: involucra la fusión parcial de lherzolitas modificadas por reacción con fluidos acuosos o fundidos silíceos hidratados derivados de la corteza oceánica subductada. La iniciación de la fusión parcial en la cuña de manto depende del gradiente geotérmico y la cantidad de volátiles presentes. La presencia de H_2O baja marcadamente la temperatura del solidus y así facilitan la fusión parcial. Algunos modelos muestran que la fusión parcial debajo del arco puede ocurrir sólo en condiciones de saturación de agua. La fusión parcial de lherzolita en condiciones anhidras produce líquidos de composición basáltica o picrítica, dependiendo del porcentaje de fusión. Los magmas andesíticos pueden ser generados directamente por fusión parcial de lherzolita hidratada a profundidades <40 km. Dichos fundidos deberían saturarse en agua conteniendo sólo el 15% H_2O a 40 km y comenzarían a cristalizar tan pronto como el vapor comienza a escapar. Tales magmas no pueden alcanzar la superficie sin sufrir cristalización fraccionada, lo mismo que los magmas básicos hidratados generados a mayor profundidad.

Hay un aporte continuo de volátiles desde la loza que se subducta a la cuña de manto sobreyacente, por lo que el fundido con algunos cristales debería estar saturado en H_2O y con el aumento de la fusión, se vuelve menos saturado y cambia la composición del fundido a basáltico o picrítico en equilibrio con la peridotita anhidra. Estos basaltos subsaturados en H_2O serían los magmas madre de las suites de arcos volcánicos, con fraccionamiento a miembros más ricos en sílice en niveles más altos. En los modelos teóricos, se usan fuentes mantélicas heterogéneas cuyos componentes varían con la profundidad, lo que involucra las siguientes posibilidades:

- a. Tanto la loza subductada como la cuña de manto se funden.
- b. La loza subductada se deshidrata y la cuña de manto se funde.
- c. Sólo la loza subductada se funde.

Segregación, ascenso y almacenamiento del magma

La parte astenosférica del manto, por encima de la loza subductada, es el sitio de mayor generación de magma de los AIO. La fusión parcial tiene lugar en un rango considerable de profundidad, cuando los diapiros de lherzolita boyan hacia la superficie. A una profundidad no especificada, la segregación de magma primario ocurre, durante el ascenso hacia la

superficie siguiendo distintos mecanismos.

Distintas evidencias indican la existencia de reservorios de magma en niveles altos dentro de la corteza y del manto superior, donde se pueden fraccionar. Tales cámaras se sitúan a profundidades < 20-30 km y pueden extenderse hasta cerca de la superficie. Los xenolitos tienen combinaciones de: olivino-clinopiroxena-ortopiroxeno-plagioclasa-anfibol-magnetita. La rareza de magmas primarios en AIO atestigua la importancia de los procesos de fraccionamiento cristalino.

Características de las series de magmas

Hay una amplia variedad de estilos eruptivos en los arcos de islas (AI), que se relaciona con la composición química, viscosidad y contenido de volátiles. En general el estilo eruptivo es controlado por el contenido de SiO_2 y volátiles. Las coladas de lava se forman por extrusión de magma pobre en gas, mientras que altos contenidos en volátiles, tienden a producir erupciones altamente explosivas.

Los volcanes de AI petrográficamente, se dividen en dos tipos: a) Volcanes de basalto y andesita basáltica y b) Volcanes de andesita y dacita. Cada grupo desarrolla morfologías diferentes en virtud del comportamiento reológico distinto de los productos eruptivos. Los primeros forman volcanes en escudo de bajo ángulo; mientras que el segundo tipo, forma grandes edificios cónicos compuestos de lavas y material piroclástico. En general los magmas de los AI tienen altos contenidos en volátiles, lo que tiende a producir erupciones explosivas, durante las cuales el tefra es expelido a gran distancia. Las erupciones de gran volumen de magma desde cámaras de alto nivel, pueden causar el colapso del techo y formar calderas.

Típicamente desde el punto de vista composicional, los magmas han sido subdivididos en tres series: toleíticas, calco-alcalinas y alcalinas. Cada serie tiene un rango composicional desde basalto a riolita. Según Gill (1981) dos diagramas pueden ser usados para subdividir las composiciones de los magmas: K_2O vs. SiO_2 y FeO^*/MgO vs. SiO_2 .

El diagrama de K_2O versus SiO_2 (Fig. 15-4), permite dividir a los AI oceánicos, en cuatro series distintivas:

- A. Series bajas en K.
- B. Series calco-alcalinas.
- C. Series calco-alcalinas altas en K.
- D. Series shoshoníticas.

La serie A, corresponde a la serie toleítica de arcos de islas y la D es una serie alcalina. Los basaltos de la serie B son de alta alúmina y varían en relación con los magmas más evolucionados (andesitas, dacitas y riolitas). La serie C, es similar a la B.

El diagrama FeO^*/MgO versus SiO_2 (Fig. 15-5): se aplica a los magmas toleíticos bajos en K, que tienen marcado enriquecimiento en Fe en estadios tempranos de fraccionamiento, en contraste con las series calco-alcalinas, en que el Fe decrece con el incremento de SiO_2 . En los basaltos, el gráfico índice alcalino (AI) versus alúmina, permite separar los tipos toleíticos de los calco-alcalinos altos en alúmina.

Las diferencias entre estas cuatro series de magmas, se reflejan en sus formas eruptivas. La serie volcánica de arcos de islas toleíticas está caracterizada por erupciones de basaltos muy fluidos y andesitas basálticas, acompañados de escasos flujos piroclásticos. Hay mayor proporción de lavas afiricas, que en las series calco-alcalinas, los anfíboles y biotita están ausentes, sugiriendo un bajo contenido en volátiles. Ejemplos típicos de los arcos toleíticos

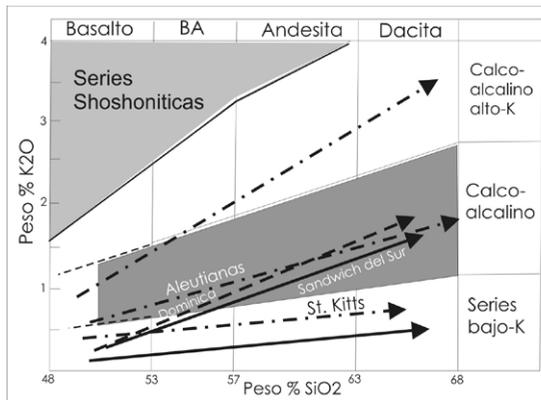


Fig. 15-4. Diagrama K_2O vs. SiO_2 % peso, con las divisiones de las Suites de las Rocas volcánicas de arcos de islas.

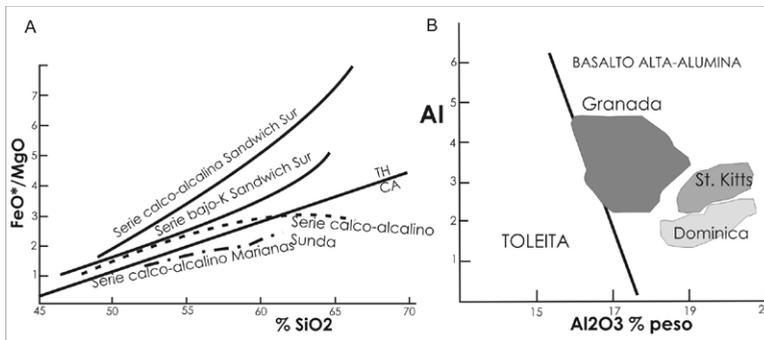


Fig. 15-5. A) Relación FeO^*/MgO vs. SiO_2 , muestra las tendencias calco-alcalina o toleítica de distintos AIO. B) Índice álcalis (AI) vs. Al_2O_3 , muestra la dominancia de basaltos de alta-alúmina en los AIO.

son las islas Sándwich del Sur, Tonga, Izu y el sector norte de las Antillas Menores.

En marcado contraste, las rocas principales de las series calco-alcalinas (incluyendo las altas en K) son andesitas de dos piroxenas con un 59% de SiO_2 . Las erupciones son más explosivas y los flujos piroclásticos comunes. Los magmas andesíticos son más viscosos que los basálticos y producen estrato-volcanes de flancos empinados. La mayoría de las lavas son altamente porfíricas, con fenocristales de plagioclasa cálcica, hornblenda y biotita, reflejando una mayor riqueza en volátiles, en concordancia con la mayor actividad explosiva. En esta categoría entran los volcanes de los arcos Circum-Pacíficos, las Antillas Menores e Indonesia.

Las series shoshoníticas son más variables, en promedio comprenden 50% en volumen de basalto, 40% de andesitas y 10% de dacitas. Las suites alcalinas (sódicas y potásicas) erupcionan en arcos de islas, aunque las lavas sódicas se restringen a ambientes tectónicos específicos, tales como: a) A lo largo o en los bordes de las zonas de subducción, b) Donde las fracturas son normales al trench donde se produce la subducción.

Estrictamente hablando el término shoshonítica, se aplica a las suites potásicas y ejemplos típicos son las islas de Fiji, Sunda, el arco de Indonesia, el arco Aeolian, Granada y las Antillas Menores.

También se encuentra un grupo de andesitas con alto MgO (>6% peso de MgO), llamadas boninitas, que se restringen a regiones de ante-arco, como por ejemplo el ante-arco del sistema Marianas – Izu, en las islas Bonin.

Los esquemas de clasificación utilizados permiten dividir los arcos de islas oceánicas en

1	Velocidad de convergencia >7 cm/año. A> 40% de volcanes calco-alcalinos. B> 80% de volcanes toleíticos	Corteza < 20 km de espesor. Islas Solomon, Aleutianas. Tonga-Kermadec, Mariana-Izu, Sándwiches del Sur
2	Velocidad de convergencia >7 cm/año. 30-70% de volcanes toleíticos	Corteza 30-40 km de espesor. New Britain, Nuevas Hébridas, Buriles, Sunda (Java).
3	Velocidad de convergencia >7 cm/año. <50% de volcanes toleíticos.	Corteza > 30 km de espesor. Antillas Menores, Ryuku.

Tabla 15-1. Clasificación de los arcos de islas.

grupos, según la velocidad de convergencia, el espesor cortical y las series de magmas, que se muestran en la Tabla 15-1.

Petrografía de las volcanitas

Las volcanitas de los arcos de islas son altamente porfíricas, mientras que las series toleíticas lo son menos. Es importante la mineralogía de los fenocristales de las series de magmas: toleíticos, calco-alcalinos, calco-alcalinos altos en K y shoshoníticos. En general los minerales ferromagnesianos más importantes (olivino, clino-piroxena, orto-piroxena, anfíbol y biotita) tienden a ser ricos en Mg, aún en las dacitas y riolitas. La plagioclasa cálcica es el fenocristal más abundante mientras que el feldespato alcalino y los foides se restringen a las series altas en K. La titanio-magnetita es común. La pasta varía de vítrea a microcristalina y contiene los mismos minerales que constituyen los fenocristales.

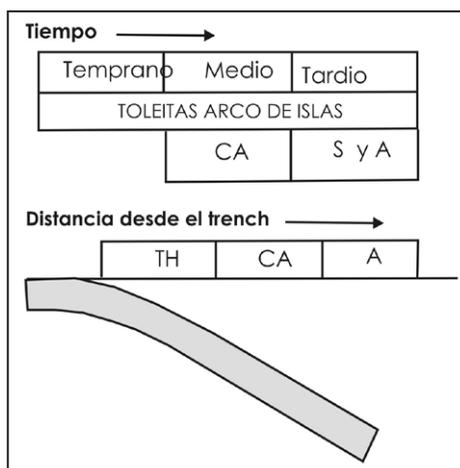


Fig. 15-6. Variación espacial y temporal en la composición de los magmas de AIO. Ca: calco-alcalino. TH: toleítico. S y A: subalcalino y alcalino.

Variaciones temporales y espaciales del magmatismo de arco

Los primeros modelos del magmatismo de arco de islas, se basaron en el estudio del arco de Japón, que sugiere que los magmas erupcionados incrementan su contenido de K_2O (para un valor de SiO_2), con el aumento de la profundidad de la zona de Benioff (Fig. 15-6). Pero en las Nuevas Hébridas se ha reportado lo inverso, con un decrecimiento del K_2O con la

profundidad.

Como se ha visto, la existencia de una fuente heterogénea, con diferentes grados de fusión parcial, puede generar espectros de magmas primarios independientemente de la geometría del sistema de subducción. Esto combinado con procesos de cristalización fraccionada produce magmas de diferentes composiciones.

Composición química de los magmas

Los elementos mayores de los basaltos de AI, muestran incremento en K_2O en la secuencia que va desde toleíticos, calco-alcalino, calco-alcalinos altos en K y shoshoníticos.

En los diagramas de Harker el K_2O es incompatible en las suites de AI, por lo que definen una tendencia lineal de incremento del K_2O , con el aumento de la SiO_2 . En forma similar, pero con correlación negativa, es el comportamiento de TiO_2 , CaO y $FeO+Fe_2O_3$, para las suites genéticamente relacionadas, confirmando el rol de la plagioclasa y la magnetita, como fases principales en el fraccionamiento durante la evolución magmática.

M	ORB promedio Atlántico	AI toleítico	AI Calco-alcalino	AI calco-Alcalino Alto K	IO alcalinas Hawaii	IO toleítica Hawaii
SiO_2	50,67	49,20	49,40	51,00	44,50	49,20
TiO_2	1,28	0,52	0,70	0,93	2,15	2,57
Al_2O_3	15,45	15,30	13,29	13,6	14,01	12,77
FeO^*	9,67	9,00	10,15	8,11	12,51	11,40
MnO	0,15	0,18	0,20	0,14	0,19	0,17
MgO	9,05	10,10	10,44	12,50	10,12	10,00
CaO	11,72	13,00	12,22	7,92	10,63	10,75
Na_2O	2,51	1,51	2,16	2,67	2,47	2,12
K_2O	0,15	0,17	1,06	2,37	0,53	0,51
P_2O_5	0,20	0,06	0,20	0,59	0,42	0,25

Tabla 15-2. Elementos mayores de rocas basálticas de Arcos de islas (AI), dorsales medio-oceánicas (MORB) e islas oceánicas (IO).

En general se considera que el fraccionamiento bajo condiciones reductoras, disminuye la cristalización de magnetita, produciendo el enriquecimiento de Fe en los estadios tempranos (tendencia toleítica – reductora). Por el contrario bajo condiciones oxidantes la magnetita cristaliza rápidamente, disminuyendo en el líquido residual el contenido de Fe (tendencia calco-alcalina – oxidante).

En las Tablas 15-2 y 15-3, se muestran análisis de rocas de arcos de islas, comparados con otros de MORB e intraplaca oceánicos. Pareciera que sólo el TiO_2 sería distintivamente bajo, mientras que el resto de elementos mayores son bastante similares.

Las suites AI revelan un importante desarrollo de cristalización fraccionada, desde el magma basáltico madre que genera los tipos más evolucionados.

Los elementos trazas de los basaltos de AI se comparan convencionalmente con los MORB-N, ya que ambos derivarían del manto superior oceánico. Los basaltos de AI muestran enriquecimiento de elementos incompatibles de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba, Th) y baja abundancia de elementos de alto potencial iónico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc, Cr) con relación a los MORB-N.

La baja abundancia de elementos incompatibles es altamente significativa del tipo de

fuelle de los basaltos de AI, ya que como los MORB, derivarían de una fuente químicamente deprimida. Los basaltos de AI, tienen bajo contenido en Ni, lo que sugiere que no son magmas primarios y habrían fraccionado olivino en el camino hacia la superficie, lo que incrementa las concentraciones de elementos incompatibles de los magmas primarios.

Los elementos de bajo potencial iónico son movilizados por la fase fluida y su enriquecimiento en los basaltos de arcos de islas, se atribuye a metasomatismo en la región mantélica fuente, por fluidos acuosos derivados de corteza oceánica subductada.

La baja abundancia de elementos de alto potencial iónico se atribuye (Pearce 1982) a:

1) Alto grado de fusión parcial de la fuente mantélica.

2) Estabilidad de fases residuales menores (rutilo, circón, titanita) en la fuente mantélica, los que concentran preferentemente a los elementos trazas.

3) Refusión de una fuente mantélica ya deprimida.

M	ORB Tipo-N	MORB Tipo-E	Toleita Intra-placa	Toleita Retro-arc	Toleita Arco-isla	Calc-alc. Arco-islas	Alcalino Intra placa
Rb	1,0	3,9	7,5	6	4,6	14	22
Ba	12	68	100	77	110	300	380
K	1060	1920	4151	3569	3240	8640	9600
Nb	3,1	8,1	13	8	0,7	1,4	53
La	3,0	6,3	9	7,83	1,3	10	35
Ce	9,0	15,0	31,3	19,0	3,7	23	72
Sr	124	180	290	212	200	550	800
Nd	7,7	9,0	19	13,1	3,4	13	35
Zr	85	75	149	130	22	40	220
Sm	2,8	2,5	5,35	3,94	1,2	2,9	13
Ti	9300	8060	13369	8753	3000	4650	20000
Y	29	22	26	30	12	15	30
Th	0,20	0,55	--	--	0,25	1,1	3,4
U	0,10	0,18	--	--	0,10	0,36	1,1

Tabla 15-3. Concentración de elementos trazas en basaltos de arcos de islas, comparado con otros tipos de basaltos oceánicos.

La Fig. 15-7 muestra el amplio espectro de basaltos de AI para tierras raras normalizadas a condrito, que corresponden a las subdivisiones, según el contenido de K_2O .

La Fig. 15-8 separa a los basaltos de AI, de los MORB y de los de intraplaca. El alto contenido de Ba se debería a enriquecimiento, en la zona de subducción, por circulación de fluidos derivados de sedimentos oceánicos subductados.

Identificación de los magmas primarios

En los AI, los basaltos constituyen un porcentaje importante de los productos erupcionados y los magmas primarios serían basaltos con alto contenido en $MgO >6\%$, $Ni = 25-300$ ppm y $Cr = 500 - 600$ ppm. Estas composiciones son raras en las suites volcánicas de AI. Las evidencias petrológicas y geoquímicas sugieren el desarrollo de la serie basalto – andesita – dacita – riolita, por fraccionamiento a baja presión de magmas primarios.

Los patrones de tierras raras (Fig. 15-7) para los OIB muestran un amplio espectro de patrones composicionales, desde deprimidos, planos o con fuerte enriquecimiento en tierras raras livianas, los cuales se corresponden con las subdivisiones mayores entre las diferentes series de magmas basadas en el contenido de K_2O . Por ejemplo, los basaltos toleíticos de

AI muestran patrones deprimidos en tierras raras livianas; mientras que los basaltos calco-alcalinos están enriquecidos en las mismas. En general, las magnitudes de Sr, K y Ba, parecen correlacionarse con el grado de enriquecimiento en tierras raras livianas.

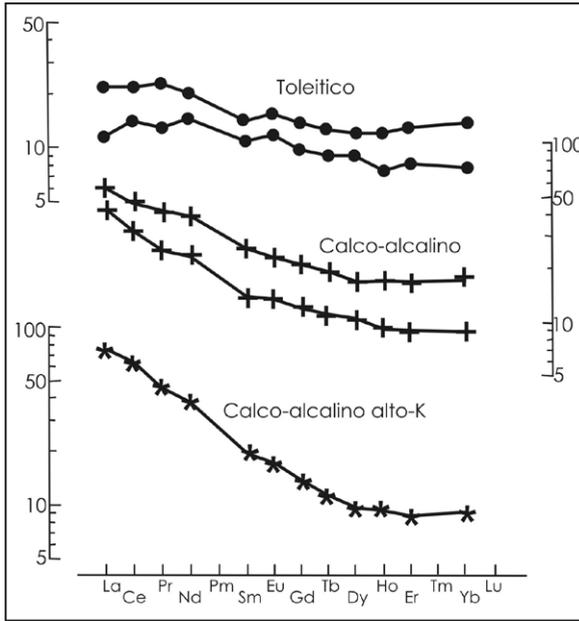


Fig. 15-7. Normalización de tierras raras a condrito de OIB.

Contenidos de volátiles

Los gases juveniles volcánicos que están originalmente contenidos en el magma, en su mayoría se pierden durante la erupción y cristalización de las lavas. El H_2O es dominante y es acompañada por: CO , CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl y H_2 . Las relaciones H_2O/Cl son más bajas en los magmas de AI, que en los de otros ambientes tectónicos. Los contenidos de Cl reflejan que el agua derivaría de corteza oceánica subductada. En general los magmas toleíticos tienen bajos contenidos en volátiles, mientras que los calco-alcalinos tienen altos contenidos. Esto se asume por la frecuencia de erupciones explosivas, la presencia de minerales hidratados como fenocristales y en el alto contenido de anortita de los fenocristales de plagioclasa.

La cantidad de H_2O que puede disolver un magma se incrementa con la presión. Los basaltos y andesitas cuando ascienden alcanzan la saturación en niveles en que se produce la vesiculación, que origina erupciones explosivas. En las lavas de AI la alta relación Fe_2O_3/FeO , sugiere que los magmas son más hidratados y oxidados que en otros ambientes geotectónicos. El estado de oxidación controla las tendencias evolutivas de los magmas, en los toleíticos (condiciones reductoras) y en los calco-alcalinos (condiciones oxidantes).

Isótopos radiogénicos

Los isótopos de Nd y Sr demuestran que en el origen de los magmas participa corteza oceánica subductada (basalto + sedimentos) y la cuña de manto astenosférica, aunque no

permiten aclarar si los fundidos provienen de la fusión de la loza, o son solo fluidos aportados durante la deshidratación.

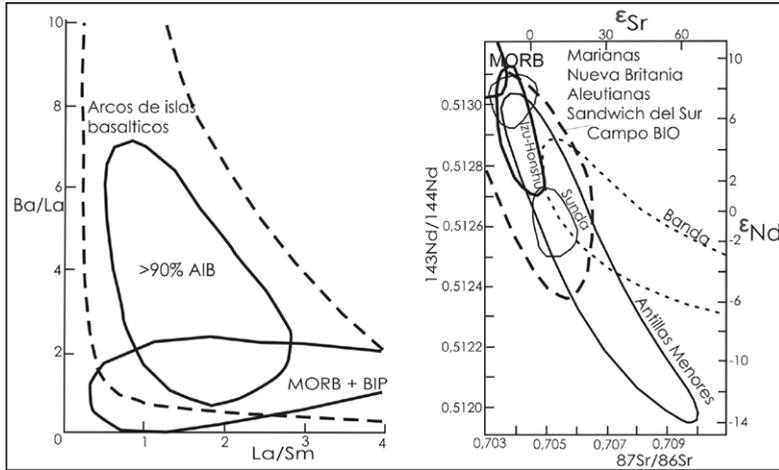


Fig. 15-8. Campos de variación de los arcos de islas, en comparación con los MORB y basaltos de intra-placa (BIP).

Fig. 15-9. Variación relaciones de isótopos de Nd vs. Sr de los arcos de islas en comparación con los MORB y basaltos islas oceánicas (OIB).

Las relaciones $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 15-9) muestran el campo de variación de los mismos, en relación con los MORB, mostrando tendencias negativas hacia el manto y se sobrepone parcialmente con los OIB, que podrían derivar por fusión parcial de manto enriquecido, no modificado por los componentes de la zona de subducción.

Los isótopos de Pb tienen características particulares en los AI y permiten identificar los componentes sedimentarios en sus petrogénesis, ya que la concentración en los sedimentos oceánicos es alta y diferente de los fundidos del manto lherzolítico, lo que hace muy sensitivo al método aún para pequeños grados de contaminación (<10%). En la proyección de las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, los magmas de AI tienen relación mayor de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que los MORB y se sobrepone parcialmente con el campo de los sedimentos oceánicos. Los AI, se proyectan en parte con el campo MORB – OIB, indicando componentes sedimentarios involucrados en la petrogénesis.

Modelos petrogenéticos

Los ambientes de zonas de subducción son las provincias tectónicas más complejas de la tierra y muchos de los procesos que tienen lugar son incompletamente entendidos. Teóricamente, los AI deberían representar a los tipos menos complicados de magmatismo relacionado a subducción, específicamente, porque no existiría contaminación por material cortical en los magmas durante el ascenso.

Las placas de subducción litosfera oceánica fría, transportadas dentro del manto están compuestas por:

- Litosfera oceánica de lherzolita de manto, variablemente deprimida.
- Corteza oceánica (basalto y gabro), generados en la dorsal medio-oceánica, que son metamorfizados hidrotermalmente.

c. Cuerpos de serpentina.

d. Sedimentos oceánicos.

Durante la subducción, la corteza fría es progresivamente calentada por conducción desde el manto que la rodea y por calentamiento por fricción de las superficies de las placas. Con el incremento de presión y temperatura, se producen reacciones metamórficas de progrado con participación de fluidos acuosos y los componentes basálticos son convertidos a facies de zeolitas, esquistos verdes, esquistos azules, anfibolitas y eclogitas.

Los modelos petrogenéticos consideran que los magmas andesíticos se generan por fusión parcial de la corteza oceánica subductada. Pero también incluyen los fenómenos de multi-fuentes y multi-estadios, que involucran a las cuñas de manto. La generación de los magmas, en general, comienza en los lugares donde la temperatura excede al sólido de las rocas.

Las fuentes potenciales de magmas de arcos de islas son:

1. El manto acuñaado encima de la loza subductada, que tiene dos componentes: A) De 40 a 70 km de espesor, la litosfera oceánica está deprimida por la extracción de los MORB que allí se generan y estaría formada por lherzolitas y harzburgitas, que son refractarias a fundirse aún en presencia de fases fluidas. B) Una zona de manto superior astenosférica de espesor variable que depende de la geometría del arco. Las lherzolitas de esta zona serían más fértiles que la litosfera que la sobreyace. En general, si el ángulo de subducción es bajo, no hay cuña astenosférica encima de la loza y el volcanismo no se produce.

2. Corteza oceánica, constituida por dos componentes: A) Gabros y basaltos de fondo oceánico, con metamorfismo variable. B) Sedimentos oceánicos formados por arcillas pelágicas, carbonatos y sedimentos clásticos continentales.

3. Agua de mar: provee parte del H_2O presente en los magmas de los AI y es incorporada durante la alteración hidrotermal de la corteza oceánica, en el metamorfismo de fondo oceánico y también por la circulación del agua de mar dentro de la corteza del arco de islas.

En general se considera que los magmas de AI, se generarían por la fusión parcial de:

1. Anfibolita, con o sin fase fluida.

2. Eclogita, con o sin fase fluida.

3. Lherzolita, con fase fluida.

4. Lherzolita, modificada por reacción con magmas silíceos hidratados derivados por fusión parcial de la loza subductada.

Los fluidos de la loza oceánica subductada actúan, más como un activador catalítico de la generación de magmas, que como fuente primaria de los magmas, aceptándose que muchos de los magmas basálticos erupcionados en los arcos de islas oceánicas, se habrían generado por fusión parcial de la cuña de manto, por encima de la loza litosférica subductada.

El manto astenosférico muestra heterogeneidades composicionales, que serían anteriores a la subducción, en las que interviene una mezcla de MORB + OIB, en los procesos de generación del magma. La fusión parcial contiene los elementos mayores, menores y los isótopos de Sr, Nd y Pb, con valores similares a los MORB y OIB, a los que se agrega material sedimentario y circulación de fluidos derivados de las reacciones de deshidratación y de fluidos ricos en SiO_2 , para producir fundidos andesíticos.

La circulación de agua marina durante los estadios tempranos de desarrollo del arco, origina alteraciones hidrotermales que enriquecen al reservorio en las relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$, y que pueden contaminar a los magmas acumulados en las cámaras magmáticas durante los estadios tardíos de desarrollo. Isotópicamente, los efectos de esta contaminación son difíciles de distinguir de los fluidos acuosos que ascienden desde la corteza oceánica subductada, lo que solo puede ser resuelto mediante los isótopos de oxígeno.

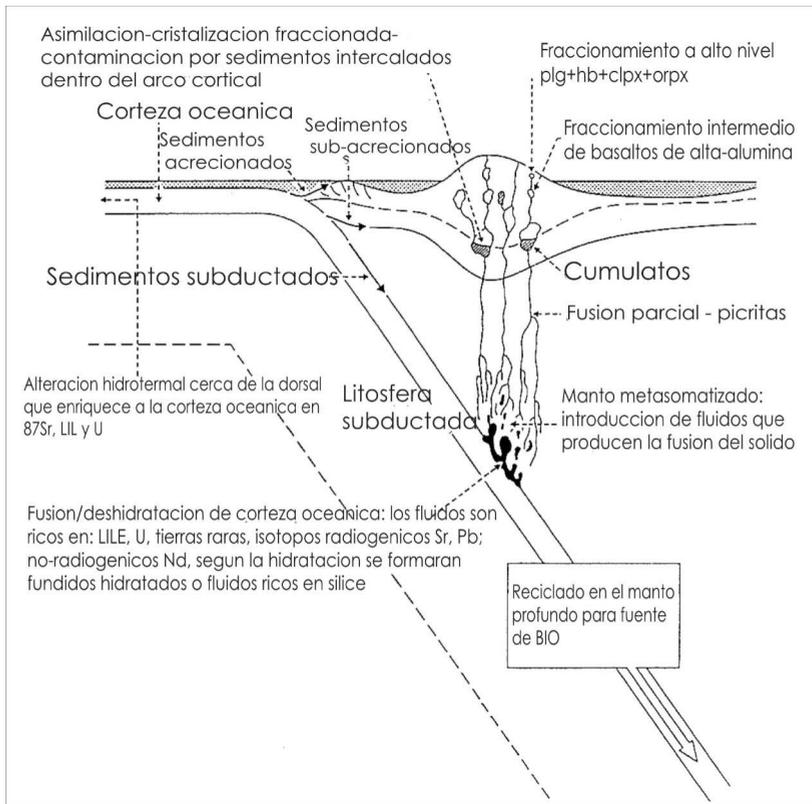


Fig. 15-10. Esquema de los procesos involucrados en la generación de magma en la zona de colisión de placas oceánicas.

Las composiciones de magmas evolucionados, como los andesíticos, son tan diversas que un único proceso de generación magmática no puede explicar el amplio rango de variación química. La cristalización fraccionada se considera como el proceso más importante en la evolución magmática e involucra a plagioclasa, olivino, clino-piroxeno, orto-piroxeno, magnetita y anfíbol (Powell 1978). Asimismo los experimentos de Sekine y Wyllie (1982 a-b) demuestran que es posible la generación de magmas primarios más ricos en SiO_2 que los basaltos, desde una fuente mantélica metasomatizada, a los que se le agrega la formación de magmas más ácidos por contaminación con sedimentos terrígenos.

Las boninitas, que son andesitas altas en MgO , serían derivadas de una fuente de harzburgita ultra-deprimida, con enriquecimiento en los elementos incompatibles K, Ba, Rb y Sr, que habrían sido agregados a las harzburgitas antes de la fusión y que tendrían aporte del manto litosférico. La Fig. 15-10 muestra esquemáticamente los procesos que operarían durante la generación del magma en la zona de colisión de placas oceánicas.

Lecturas seleccionadas

Cross, T.A., y Pilger, Jr. R.H. 1982. Controls of subduction geometry of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Bull. Geol. Soc. Am.* 93: 545-562.

- Gill, J.B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer-Verlag.
- Jarrard, R.D. 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.* 24: 217-284.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Thorpe, R.S. (ed.), 525-548. Chichester: Wiley.
- Powell, M. 1978. Crystallization conditions of low-pressure cumulate nodules from the Lesser Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39: 162-172.
- Sekine, T., y Wyllie, P.J. 1982 a. Phase relationships in the system $KAlSi_3O_8 - Mg_2SiO_4 - SiO_2 - H_2O$ as a model for hybridization between hydrous siliceous melts and peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 368-374.
- Sekine, T., y Wyllie, P.J. 1982 b. The system granite - peridotite - H_2O at 30 kbar, with applications to hybridization in subduction zone magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81: 190-202.
- Thorpe, R.S. (ed.) 1982. *Andesites*. Chichester: Wiley.
- Uyeda, S. 1982. Subduction zones: an introduction to comparative subductology. *Tectonophysics* 81: 133-159.
- Wilson, M., y Davidson, J.P. 1984. The relative roles of crust and upper mantle in the generation of oceanic island arc magmas. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A310: 661-674.
- Wilson, M. 1991. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, 466 pp.