

Geología, petrología y mineralogía del granito Inti Huasi, sur de la sierra de Comechingones, Córdoba

Juan. E. OTAMENDI^{1,2}, Marcelo R. FAGIANO², Francisco. E. NULLO^{1,3} y Pablo A. CASTELLARINI²

¹ CONICET

² Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 5800 Río Cuarto

³ Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

RESUMEN. El granito de Inti Huasi que aflora en el extremo sur de la sierra de Comechingones es uno de los tres ejemplos del magmatismo monzogranítico débilmente peraluminoso post-Famatiniano de las Sierras de Córdoba. Considerando datos de relevamiento geofísico se puede notar que el granito Inti Huasi está mayormente cubierto (> 90 %) por sedimentos modernos del Cuaternario. Esta relación de campo impide diferenciar el número de pulsos magmáticos independiente que podrían haber formado plutones discretos dentro del granito Inti Huasi. No obstante, la diversidad litológica de las rocas que afloran, reflejan que los tipos litológicos del granito están vinculadas genéticamente por la acción de procesos petrológicos que ocurrieron a nivel de epizona. La roca ígnea más abundante es un monzogranito con biotita y muscovita. Estos monzogranitos se caracterizan por ser félsico ($\text{SiO}_2 > 73 \%$, y $\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 2,4$), débilmente peraluminosos ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0,98 - 1,11$), y contener como minerales accesorios ilmenita, titanita, apatita y circón. Aunque los monzogranitos poseen un rango composicional acotado, se puede definir que la variación química reflejaría el fraccionamiento de plagioclasa y biotita. Los leucogranitos que ocurren como dique post-magmáticos tienen una composición química típica de un líquido residual fuertemente deprimido en elementos compatibles. Por otro lado, el techo del cuerpo ígneo está conformado por monzogranitos con muscovita que pueden aparecer masivos o encapados, y además presentan evidencias de interacción de fluidos de posible origen magmático con el monzogranito primitivo. Los enclaves tonalíticos ricos en biotita y plagiocasa, pueden definirse a través de la química mineral como elementos cognados, generados por la acumulación de minerales cristalizados a partir del magma monzogranítico. Las evidencias geológicas y petrológicas permiten impulsar la idea de que el magmatismo de Inti Huasi fue producido por la fusión de rocas intermedias en sílice y metaluminosas que se encontraban en la corteza intra-continental.

Palabras clave: *Rocas ígneas, diferenciación magmática, monzogranitos, Sierras Pampeanas*

ABSTRACT. *Geology, petrology and mineralogy of the Inti Huasi Granite, southern Sierra de Comechingones, Córdoba.* The Inti Huasi granite at the southern end of the Sierra de Comechingones is one of three examples of post-Famatinian, alkali-rich, weakly-peraluminous monzogranitic magmatism of the Sierra de Córdoba. According to geophysical data the Inti Huasi granite is largely covered (> 90%) by Quaternary sediments. The sedimentary cover, however, makes it impossible to identify and map satisfactorily all the possible sub-intrusions units which represent individual magmatic pulses that fed the Inti Huasi granite. Nevertheless, rock diversity seems to reflect the effect of high-level differentiation processes. The most common rock type is a biotite ± muscovite bearing monzogranite. Monzogranites are characteristically felsic ($\text{SiO}_2 > 73 \%$, and $\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 2,4$), weakly peraluminous ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0,98 - 1,11$), and contain ilmenite, sphene, apatite and zircon as accessory minerals. Although the compositional range of the monzogranites is small, it defines a differentiation trend that is essentially controlled by biotite and plagioclase fractionation. Leucogranitic dykes, which intruded monzogranites at a late- to post-magmatic stage and were the feeders of layered aplites, have compositional features typical of liquids formed after significant fractionation. By contrast, muscovite-rich monzogranites occupying a high-stratigraphical position resulted from syn- to late-crystallisation interaction between normal monzogranites and fluids. Genetic links among granitic rocks and biotite-plagioclase rich enclaves are shown by the composition of minerals and the trend of major elements, indicating that enclaves are small cumulates of early crystallised phases trapped by the granitic magma as was proved for the large enclaves of the Achala batholith. Petrological evidence suggests that the granitic magma of Inti Huasi was generated by partial melting of intermediate non-peraluminous rocks residing in intra-continental crust.

Key words: *Igneous rocks, magmatic differentiation, monzogranites, Sierras Pampeanas*

Introducción

Debe considerarse al granito Inti Huasi como la expresión más austral, y a la vez menos expuesta, de un conjunto de batolitos graníticos, conformados en gran proporción por monzogranitos moderadamente

peraluminosos y ricos en potasio, que intruyeron entre el Silúrico superior y el Devónico medio al basamento Paleozoico inferior de la Sierra de Córdoba (Rapela *et al.* 1982; Dorais *et al.* 1997; Pinotti 1998).

Por varias razones, tales como: tamaño, posición geográfica e interés minero, el Batolito de Achala

constituye la expresión mejor estudiada de este magmatismo (Rapela 1982; Lira 1985; Lira y Kirschbaum 1990, entre otros). El Batolito de Achala está compuesto por diversas series magmáticas (Patiño y Patiño Douce 1987; Demange *et al.* 1993) que tienen en común un predominio de rocas félsicas ricas en potasio, un carácter peraluminoso y una abundancia elevada de elementos litófilos (Rapela 1982). Rasgos petrológicos que, más allá de las diferencias en los magmas “parentales” de cada serie magmática, reflejan la existencia de una correlación en los procesos, materiales y ambiente de generación del magmatismo de todo el Batolito de Achala.

El cuerpo granítico de posición central de la sierra de Comechingones y de dimensión intermedia es el batolito Cerro Áspero, que es producto de una actividad magmática exactamente sincrónica y de características petrológicas semejantes a las del Batolito de Achala (Porta 1992; Pinotti 1998).

Este trabajo, que incorpora el relevamiento de campo de Feliú (1994), presenta los resultados de un estudio que combina geología, petrografía, química de minerales y rocas de un granito que, si bien no puede probarse con datos geocronológicos, representa otro exponente del evento magmático responsable de la formación de los batolitos de Achala y Cerro Áspero. Los datos recolectados del granito Inti Huasi, del que en dos dimensiones difícilmente se pueda observar más de un 10% del total del cuerpo, son esencialmente utilizados para: tipificarlo dentro del esquema conceptual de clasificación de granitoides, dilucidar los procesos petrológicos que vinculan las diferentes variedades que constituyen el granito, y acotar los posibles procesos y materiales involucrados en el origen del magmatismo de Inti Huasi. Por otro lado, se presume que los resultados de este trabajo no sólo permiten comprender el origen del granito de Inti Huasi, sino que también pueden tener implicancias, sin perder de vista las diferentes magnitudes del magmatismo, en la investigación de la génesis de los granitos de Cerro Áspero y Achala.

Ubicación del granito Inti Huasi

La entidad estratigráfica granito Inti Huasi agrupa a un conjunto de monzogranitos que afloran en el extremo sudoriental de la sierra de Comechingones (Fig. 1a). El granito Inti Huasi está representado por un conjunto de afloramientos de forma cuadrangular, cuya localidad tipo se encuentra 5 km al norte del paraje La Barranquita en la ruta que conecta las localidades de Río Cuarto y Achiras (Fig. 1a). El mayor afloramiento continuo sólo tiene cerca de 3,5 km cuadrados. Sin embargo, estudios de geofísica han demostrado que el granito de Inti Huasi es un cuerpo ovoide, con su eje mayor de aproximadamente 20 km de largo orientado este-oeste, y constituye la litología

dominante que subyace la cubierta cuaternaria del pedemonte oriental en el sur de la sierra de Comechingones (Stuart Smith y Skirrow 1997).

Geología de la roca de caja y relaciones de contacto con el basamento metamórfico

Las rocas que están en contacto al oeste con el granito Inti Huasi corresponden a distintas variedades litológicas del Complejo Monte Guazú (Otamendi *et al.* 2000), en particular en la zona cercana al granito se encuentran ortogneises tonalíticos, paragneises y milonitas derivadas de las litologías antes citadas; con menor distribución areal aparecen mármoles y anfibolitas.

En los alrededores del granito, el gneis tonalítico biotítico es la variedad más abundante, es de textura granolepidoblástica, muestra foliación mesoscópica, con cuarzo y oligoclasa conformando las bandas claras; en tanto que la biotita, que en ocasiones está reabsorbida con crecimiento pseudomórfico de muscovita y sillimanita o se presenta cloritizada, aparece dominando las folias oscuras. Apatita, circón y minerales opacos están en proporciones mucho menores. El gneis está milonitizado en una faja de ancho variable de pocas decenas de metros ubicada en contacto directo con el granito. En las fajas de deformación el gneis muestra una mesostasis fina, cataclástica, constituida por cuarzo suturado que alterna con bandas de microdeformación donde se concentran las micas (biotita > muscovita), el conjunto se amolda y flanquea a porfiroclastos de plagioclasa. Lentes de mármoles y anfibolitas se intercalan entre los gneises y milonitas. Las anfibolitas están formadas por hornblenda epidotizada y cloritizada, clinopiroxeno, labradorita, cuarzo y titanita. Los mármoles dolomíticos son portadores de olivino (forsterita), flogopita y grafito.

Debido a la extensión de los sedimentos cuaternarios que cubren esta región del basamento, el único contacto visible entre el granito y el Complejo Monte Guazú se encuentra en el borde oeste del granito, es neto y coincide con un lineamiento tectónico (Fig. 1a). A pesar de la falta de minerales o paragénesis metamórficas que indiquen efectos térmicos causados por, y reflejen la presión de la, intrusión granítica, algunos rasgos fundamentales como: ausencia en todo el granito de fábricas que no sean producto de un proceso de cristalización magmática, o de fracturación en régimen frágil y, existencia de diques aplo-pegmatíticos vinculados al granito intruyendo la caja y cortando de manera ortogonal la foliación metamórfica, sugieren que el granito de Inti Huasi intruyó a la secuencia litológica del Complejo Monte Guazú a nivel de corteza frágil. Observación que está en acuerdo con la discordancia entre el granito y la secuencia metamórfica que constituye la roca de caja a escala regional (Fig. 1a).

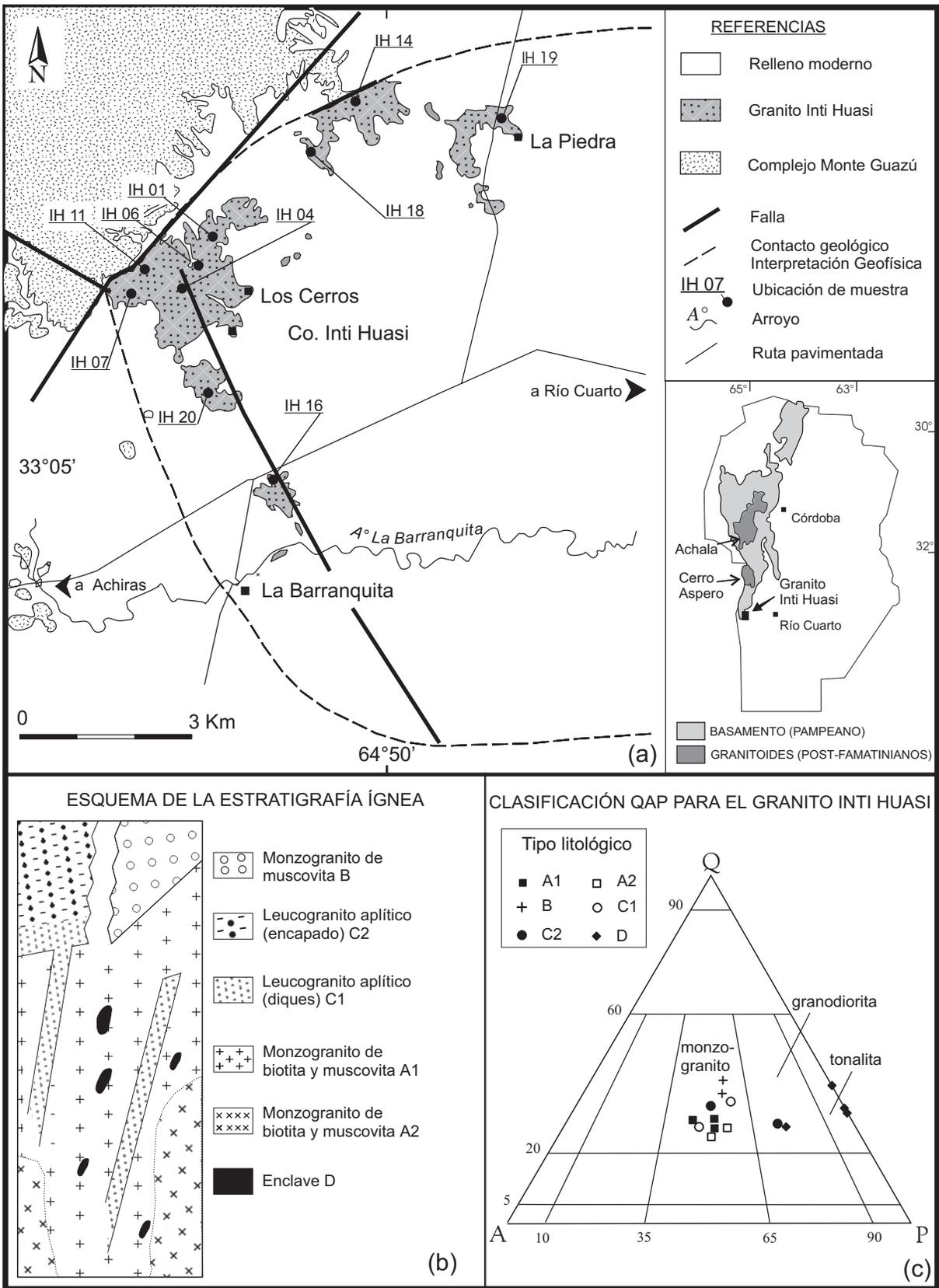


Figura 1: a, Mapa geológico simplificado del granito Inti Huasi y su ubicación en las Sierras de Córdoba. b, Esquema de la relación de campo entre los distintos tipos litológicos descritos en el trabajo. c, Clasificación modal de rocas representativas de Inti Huasi en el diagrama QAP de Le Maitre (1989).

Estratigrafía ígnea y tipos litológicos del granito Inti Huasi

Por diferencias en características persistentes tales como: relaciones de campo, constituyentes minerales y rasgos texturales, es posible sintetizar el conjunto de rocas en los siguientes tipos litológicos:

- A) Monzogranito con biotita y muscovita
 - A1) subtipo de textura inequigranular media
 - A2) subtipo de textura porfírica fina
- B) Monzogranito con muscovita
- C) Leucogranitos aplíticos
 - C1) subtipo que yace en diques subverticales
 - C2) subtipo que yace subhorizontal y con encapado interno
- D) Enclaves y xenolitos.

Los monzogranitos con biotita y muscovita son el tipo litológico con mayor distribución areal. Los monzogranitos con muscovita aparecen restringidos en el centro del afloramiento de la estancia Los Cerros (Fig. 1a y 1b) y, sin que exista relación de intrusividad, ocupan un posición por encima del tipo litológico anterior. Las aplitas encapadas también se presentan en afloramientos de volumen limitado y ocurren en una posición estratigráfica superior a los monzogranitos dominantes (Fig. 1b). Otras aplitas y leucogranitos forman un cortejo de diques que intruyen a los monzogranitos con biotita y muscovita. Los diques constituyen canales de alimentación de las aplitas encapadas, pero no muestran ninguna relación espacial, de contacto o de corte, con los monzogranitos con muscovita. Los enclaves y xenolitos se encuentran invariablemente relacionados a la variedad de monzogranitos más abundantes. La variación modal de cada tipo litológico se presenta en figura 1c y en el Cuadro 1.

Monzogranito con biotita y muscovita

En esta variedad la distinción entre ambos subtipos (inequigranular y porfírica), básicamente responde a diferencia en algunos rasgos texturales. El subtipo más abundante es el inequigranular de grano medio, éste se caracteriza por mostrar fenocristales de feldespato potásico (4 - 9 %) de entre 2 y 3 centímetros, que contrastan con un mosaico seriado de granometría media (0,2 - 1,1 cm). Por otro lado, las rocas porfíricas poseen menor tamaño de grano, con fenocristales (45 - 60%) que varían entre 0,15 - 0,3 cm y una mesostasis granular fina de entre 0,01 - 0,02 centímetros. Todas las rocas de este tipo, dado su índice de color modal (< 5%), corresponden a la variedad leucocrática de los monzogranitos (Le Maitre 1989).

Los monzogranitos con biotita y muscovita poseen textura hipidiomórfica, el tamaño de grano varía de acuerdo al mineral observado, aparecen desde megacristales de feldespato potásico (5 cm), hasta micas y accesorios inferiores al milímetro, pasando por un mosaico granular cuarzo-feldespático de entre 1 y 2 milímetros. Los monzogranitos están constituidos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, muscovita, apatita, circón, minerales opacos, epidoto y titanita. El cuarzo está con mayor frecuencia como granos subhedros, intrafracturados, con extinción ondulosa y están atravesados por regueros de inclusiones fluidas; también ocurre como pequeños granos anhedros ameboidales o tipo gotas. El feldespato potásico se presenta en dos tipos extremos, uno como fenocristales (< 5 cm) micropertíticos (pertitas en parches, cordones o filones), estando la porción albitica maclada y caolinizada, estos cristales mayores incluyen plagioclasa euhedra en disposición zonal y hacia

Cuadro 1: Composición modal de rocas representativas del granito Inti Huasi

Muestra	Cuarzo	Feldespato	Plagioclasa	Biotita	Muscovita	Min. opacos	Accesorios	Q	A	P	ICM
IH 01	28,7	32,8	34,5	2,4	1,0	0,4	0,2	29,9	34,2	35,9	2,8
IH 16	28,1	38,1	28,9	4,4	0,3	0,2	-	29,2	40,0	30,5	4,6
IH 19	26,4	34,4	36,4	0,8	1,0	0,4	0,6	27,2	35,3	37,5	1,2
IH 18	24,0	35,3	35,4	3,2	1,1	1,0	-	23,2	37,3	39,5	4,2
IH 20	26,2	30,5	39,1	2,7	2,5	0,3	-	27,5	31,8	40,7	3,0
IH 04	34,0	26,0	31,7	-	8,0	0,3	-	37,1	28,3	34,6	0,3
IH 06	36,6	23,6	29,5	-	8,7	0,9	0,6	40,8	26,3	32,9	0,9
IH 09a	33,4	33,0	33,0	-	1,2	-	-	33,8	32,8	33,4	-
IH 09b	28,1	17,1	53,1	-	1,7	-	-	28,6	17,3	54,1	-
IH 11	33,7	26,4	36,5	-	3,4	-	-	34,9	27,3	37,8	-
IH 19	26,1	37,1	31,1	-	5,7	-	-	27,8	39,4	32,8	-
IH 07a	24,0	14,8	46,1	11,4	2,0	1,3	0,5	28,3	17,4	54,3	12,7
IH 07b	23,2	-	50,3	25,2	-	0,7	0,2	31,8	-	68,2	25,9
IH 05	22,8	-	46,2	29,3	-	0,7	0,4	33,0	-	67,0	30,0
IH 14	31,2	-	47,9	20,7	-	0,2	0,3	39,5	-	60,5	-

ICM= índice de color modal

los bordes, biotita y cuarzo. El otro tipo de feldespato alcalino está representado por cristales menores, irregulares con la macla polisintética del microclino, es de ubicación intersticial o crece en relación pseudomórfica en bordes de megacristales de la misma especie. La plagioclasa forma cristales de carácter euhedro y zonados, en ocasiones con el núcleo argilizado o sericitizado de modo selectivo, también está presente como granos subhedros tabulares; puede mostrarse maclada según ley de albita o albita-Carlsbad. Es común observar plagioclasas con los bordes corroídos y reabsorbidos, o encontrar, en caso de estar en contacto con feldespato potásico, mirmequitas vermiculares. Una segunda generación de plagioclasa ocurre como fino borde de reacción de la anterior, ésta es límpida y libre de inclusiones, y ocasionalmente con una corona de pequeñas tablillas de biotita marcando una discontinuidad entre ambas plagioclasas. La biotita muestra pleocroísmo extremo Z-pardo oscuro a X-marrón amarillento, en general está menos desarrollada que los minerales esenciales, pocas veces supera el mm; en escasas oportunidades ocurre flexurada. La biotita incluye circón, apatita, rutilo y minerales opacos, en otros casos está alterada a muscovita y en paralelo se generan óxidos de hierro secundarios, con menos frecuencia pasa a clorita, opacos y rutilo. La muscovita corresponde a dos tipos comunes (Lira 1985); un tipo se interpreta como producto de la descomposición deutérica de biotita, en este caso es levemente pleocroica, su 2V es pequeño, es poiquilítica respecto de opacos a los que incluye en posición "interleptónica" o como granos discretos; la otra (sericita) aparece como pequeños cristales incluidos en feldespatos y ubicados a favor de sus exfoliaciones perfectas. Titanita sólo se observa en las rocas de textura porfíricas, se aprecia con débil pleocroísmo entre amarillo y marrón claro, los escasos granos presentes son subhedros y la sección transversal rómbica tienen terminación perfecta, se desarrolla hasta 0,7 milímetros. Los óxidos opacos cuando son primarios están más desarrollados y poseen mayor grado cristalino (euhedros) que los secundarios.

Monzogranito con muscovita

A ojo desnudo la roca es compacta, masiva, de color rosado con tintes grises y/o amarillentos, destacándose granos de cuarzo tipo gotas imperfectas, así como también máculas de muscovita y minerales opacos, incluidos por una matriz granular de granometría fina y dominada por feldespatos. Este tipo litológico presenta textura granular a veces porfírica, hipidiomórfica a alotriomórfica en parte. Los fenocristales (5 - 6 mm) de cuarzo y feldespato alcalino subordinados, se distinguen de un mosaico equigranular fino a medio (0,2 - 1,5 mm). Los constituyentes minerales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, muscovita, biotita,

opacos (óxido de Fe - Ti) y apatita. En tanto que caolinita y calcita son minerales secundarios poco comunes.

El cuarzo forma cristales mayores o bien parte de la matriz, siempre es anhedro y con extinción anómala. Los fenocristales son ecuanes, están intrafracturados y atravesados por regueros de inclusiones fluidas; el cuarzo menos desarrollado es ameboidal. El feldespato potásico cuando ocurre como fenocristales, de hasta 4 mm, es micropertítico (tipo parches o cordones), puede mostrar macla de Carlsbad e incluir plagioclasa euhedra de modo concéntrico; en su mayoría estos cristales mayores están reabsorbidos lo que impide ver su borde cristalino, también puede observarse poiquilítico según cuarzo tipo gota, con frecuencia incluye sericita, siempre su porción albitica está argilizada. Los cristales de feldespato alcalino constituyentes del mosaico granular, son frescos, están maclados según ley de microclino y tienen bordes irregulares. La plagioclasa, variedad albita-oligoclasa, se presenta en granos subhedros muchas veces obliterados por alteración argílica o sericítica. Una segunda generación de plagioclasa, cuya composición no ha sido precisamente determinada, crece como individuos euhedros dejando granos corroídos de cuarzo y muscovita como relictos, posiblemente como producto de albitización incipiente. La muscovita está como cristales subhedros de buen desarrollo, siempre con débil pleocroísmo, en ocasiones incluye biotita (cloritizada) relicta, en otras oportunidades se encuentran bandas de óxidos de hierro intercrecidas con muscovita, relación que se adjudica a la reabsorción completa de biotita. Básicamente existen dos tipos de muscovita, una por reemplazo total sobre biotita, la otra producto de sericitización de feldespatos. La biotita persiste en la textura sólo como parches esqueléticos dentro de la muscovita. Las observaciones petrográficas y los datos modales indican, en primera aproximación, que esta variedad es el producto de la muscovitización concomitante con incipiente albitización tardía del tipo litológico más abundante, que es el monzogranito con biotita y muscovita. El proceso de alteración mencionado ocurre en una posición dentro del cuerpo ígneo, tal vez techo, donde la presencia de fluidos jugó un papel fundamental en el producto litológico final.

Aplitas encapadas (techo del cuerpo granítico)

Afloran en el extremo norte del apófisis en el cuerpo Inti Huasi. En conjunto yacen como un banco de 2,6 m de potencia, dispuesto con rumbo N73°E y buzando 31° al SE y suprayaciendo al granito de dos micas. El encapado interno es dado por variaciones texturales (tamaño de grano) y composicionales (porcentaje de minerales); no obstante las diferencias, todas las rocas son de color gris blanquecino y grano fino. Al

microscopio la textura de ambas capas es equigranular y alotriomórfica. El cuarzo es ameboidal, aunque también aparece como gotas incluidas en feldespatos. A su vez, el feldespato potásico, posiblemente microclino, muestra forma irregular y ubicación intersticial. La plagioclasa, variedad albita-oligoclasa, es subhedra a euhedra en los granos más pequeños, puede estar fracturada, escindida y penetrada por cuarzo. La muscovita, muchas veces anhedra, es esquelética, y siempre está como pequeños cristales intersticiales.

Diques de aplitas y leucogranitos

En general poseen geometría tabular y contactos netos, están dispuestos con buzamientos de entre 40 y 80°, pocas veces superan el metro de potencia. Fracturas pos-magmáticas (rellenas por aplitas o cuarzo lechoso) transponen y desplazan a los diques aplíticos. La morfología interna es homogénea, siendo las variaciones más comunes: un borde de grano fino que no llega a ser afanítico, o la existencia de granulometrías pegmatíticas en núcleo; en ocasiones se encuentra un patrón textural asimétrico con un borde de grano medio soldado y el otro enfriado de grano fino de contacto neto con el granito.

Son rocas de color gris blanquecino, de textura equigranular fina (0,4 mm), a veces porfírica por aparición de fenocristales de (<2,5 cm) de cuarzo y feldespatos. Las rocas de los diques, se caracterizan por su fábrica aplítica, alotriomórfica y por su mineralogía monótona (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita suman > 99% de la moda). El cuarzo aparece en granos ovoides o ecuanes, algunos con bordes irregulares, en tanto que en cristales pequeños es ameboidal; cuando se acumulan varios individuos pueden ocurrir contactos suturados, siempre los bordes rectos y relaciones poligonales están subordinadas. El feldespato potásico muestra macla en parrilla (microclino), en general es anhedro aunque algunos pocos cristales son subhedros, los granos mayores incluyen plagioclasa y cuarzo; este mineral también se puede encontrar rodeando parcialmente a plagioclasa, aunque en estas coronas es de hábito esquelético. La plagioclasa, variedad albita-oligoclasa ácida, se ve maclada según ley de albita-Carlsbad o albita-periclino, en ocasiones con la macla flexurada; las plagioclasas nunca están aquí zonadas. La muscovita se agrupa en agregados, en tanto que la sericita crece tardía incluida en feldespatos a favor de clivajes.

Enclaves

Se hallan distribuidos de manera errática en todo el granito, con la sola excepción de las rocas que consideramos ubicadas en el techo del cuerpo. En un sector están densamente esparcidos, en ese caso considerados

en conjunto conforman un cuerpo tabular cuya longitud mayor en planta supera los 25 m; Didier (1973) usa el término enjambre (*swarm*) para describir esta forma de afloramiento de los enclaves agrupados.

Tratados individualmente poseen forma oblada, con eje largo que varía entre 5 - 50 cm, en elementos descubiertos por erosión diferencial se puede ver que el plano mayor está subhorizontal. En campo contrastan con el granito de dos micas por su color oscuro, menor tamaño de grano y mayor resistencia física a la erosión. Sus bordes son netos, suaves o aserrados.

La textura es equigranular, comúnmente hipidiomórfica, pocas veces alotriomórfica. Se caracterizan por mostrar una amplia gama de minerales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, muscovita, apatita, minerales opacos, circón y titanita. El cuarzo aparece como grandes cristales ovoides y de bordes corroidos, en éstos se observa una fina costra biotítica. En algunos casos, el cuarzo tiene forma ameboidal, ubicación intersticial, y se desarrolla sin respetar la textura previa y engloba los otros minerales (plagioclasa, biotita, apatita). La plagioclasa, es euhedra a subhedra, raramente está zonada, muchas veces presentan un fino borde libre de inclusiones y sin alteración. En la muestra IH05 se aglomeran granos euhedros y finamente zonados de plagioclasa generando máculas claras dentro de la textura. La ocurrencia en plagioclasas, de coronas de feldespato alcalino, textura especial "antirapakivi" da indicios de mezcla química (Hibbard 1981). El feldespato potásico, microclino, sólo se observa en algunos enclaves, y lo hace como pequeños individuos anhedros de ubicación intersticial que incluyen gotas de cuarzo. La biotita es euhedra, en el núcleo del enclave la biotita se aglomera conformando máculas oscuras menores a 0,5 mm; la biotita incluye ilmenita, rutilo, circón y apatita; ocasionalmente se la observa poiquilítica. Existen individuos mayores de biotita sobre los que crece recristalizada una segunda biotita, los granos mayores también muestran corrosión de bordes, en algunos casos crece muscovita en relación íntima con biotita (intercrecimiento en borde de biotita), esta mica parda puede también estar cloritizada y cuando incluye cuarzo, éste es tipo gota, especialmente en cristales reabsorbidos. La muscovita es o bien secundaria respecto de biotita, o es sericita en los feldespatos. La apatita es abundante, de hábito prismática o acicular. El circón es euhedro, en ocasiones con bordes corridos, puede también verse zonado y alcanza hasta 0,2 mm de largo. Titanita también ocurre en algunos enclaves.

Composición química de minerales del granito Inti Huasi

La composición química de los minerales tratados aquí fue determinada utilizando la microsonda elec-

trónica JEOL 8600 del Departamento de Geología de la Universidad de Georgia, las condiciones operativas para realizar el análisis de minerales se describen en Otamendi *et al.* (1998). Análisis químicos representativos de los minerales del granito Inti Huasi se encuentran en el Cuadro 2.

Micas

Dos tipos de micas, trioctaédrica y dioctaédrica, coexisten en todos los tipos litológicos graníticos, esta observación petrográfica es confirmada por el estudio de la química mineral. No obstante, las micas oscuras (biotita) tienen un déficit de cationes en sitios

octaédricos respecto de la cantidad teórica esperada para una mica trioctaédrica; por el contrario, las micas blancas (muscovita) poseen un contenido de cationes en sitios octaédricos muy cercano a los dos cationes por fórmula unidad (c.p.f.u.) de las micas dioctaédricas (Fig. 2a). Las muscovitas se caracterizan por mostrar una cantidades significativas de Fe (0,37 - 0,59 c.p.f.), Mg (0,37 - 0,57 c.p.f.) y F (0,48 - 0,51 c.p.f.), razón por la que se apartan de la composición de la muscovita pura; en cualquier caso, ya se trate de muscovita que cristalizó a partir de un fundido granítico o desde una asociación mineral sólida, estas propiedades químicas se explican por una sustitución tipo Tschermak (SiRAl_{-2} , con R = Mg o Fe^{+2}) y por un intercambio de F por OH en la muscovita ideal

Cuadro 2: Análisis químicos representativos de minerales del granito Inti Huasi

Análisis químicos de plagioclasas y feldespatos alcalinos											
Muestra	IH 01	IH 01	IH 18	IH 18	IH 07	IH 07	IH 07	IH 01	IH 01	IH 18	IH18
Punto	PI 1borde	PI 3	PI 1núcleo	PI 3 borde	PL 1	PI 2	PI 3	Kfs	Kfs	Kfs	Kfs
SiO ₂	63,75	63,6	59,07	69,61	62,51	60,87	65,97	65,54	64,3	63,95	64,83
Al ₂ O ₃	22,43	23,14	26,05	17,54	24,96	24,87	19,74	18,55	18,85	19,24	19,13
FeO*	0,04	0,04	0,04	0,09	0,05	0,07	0,14	0,04	0,00	0,14	0,07
CaO	3,61	4,12	7,49	2,04	6,28	6,29	5,69	0,05	0,00	0,04	0,02
Na ₂ O	9,47	8,92	7,1	8,51	7,98	7,73	8,13	1,93	0,45	0,57	1,21
K ₂ O	0,12	0,16	0,14	0,21	0,04	0,06	0,06	14,08	16,32	15,74	14,83
total	99,42	99,98	99,89	98,00	101,82	99,89	99,73	100,19	99,92	99,68	100,09

Análisis químicos de micas											
Muestra	IH 01	IH 01	IH 18	IH 18	IH 07	IH 07	IH 07	IH 01	IH 01	IH 18	IH 18
Punto	Bt 1	Bt 2	Bt 1	Bt 2	Bt 1	Bt 2	Bt 3	Ms 1	Ms 2	Ms 1	Ms 2
SiO ₂	37,8	37,66	36,9	38,42	39,5	38,5	40,11	53,47	52,89	52,42	52,7
TiO ₂	2,57	2,74	2,96	2,72	2,65	2,6	2,45	0,22	0,42	0,75	0,63
Al ₂ O ₃	15,93	16,42	16,2	16,12	15,01	16,45	15,81	30,83	31,25	29,14	30,21
FeO *	19,03	18,71	18,15	17,3	15,34	15,29	13,07	4,52	3,56	5,59	4,89
MgO	9,98	9,97	9,15	9,93	13,4	12,26	13,86	2,69	1,98	3,06	2,87
MnO	0,54	0,7	0,71	0,78	0,68	0,72	0,59	0,08	0,05	0,1	0,1
CaO	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,03	0,00	0,05	0,04	0,05	0,04	0,00	0,1	0,16	0,08	0,04
K ₂ O	9,92	9,53	9,8	9,98	9,83	9,61	9,83	8,56	8,78	8,88	8,91
F	2,13	2,45	1,78	2,13	3,59	2,56	3,01	1,21	1,28	1,26	1,23
suma	97,98	98,18	95,7	97,46	100,05	98,08	98,76	101,68	100,37	101,28	101,58

Análisis químicos de óxidos de hierro y titanio								
Muestra	IH01	IH01	IH01	IH18	IH18	IH07	IH07	IH07
Punto	Oxi1	Oxi2	Oxi3	Oxi1	Oxi2	Oxi1	Oxi2	Oxi3
SiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,09	0,10	0,13
TiO ₂	50,28	51,21	50,13	47,34	50,46	51,46	52,00	52,56
Al ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe ₂ O ₃	2,89	1,00	2,32	8,74	1,48	1,85	1,45	1,04
FeO	31,57	31,82	31,56	31,52	32,53	27,66	29,13	30,6
MnO	13,47	13,98	13,36	10,82	12,83	18,48	17,55	16,61
MgO	0,00	0,05	0,00	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00
total	98,23	98,06	97,39	98,51	97,39	99,56	100,24	100,96

FeO* indica que Fe⁺² como Fe total

Fe₂O₃ y FeO en los óxidos se calculan ajustando FeO* a la estequiometría de la ilmenita

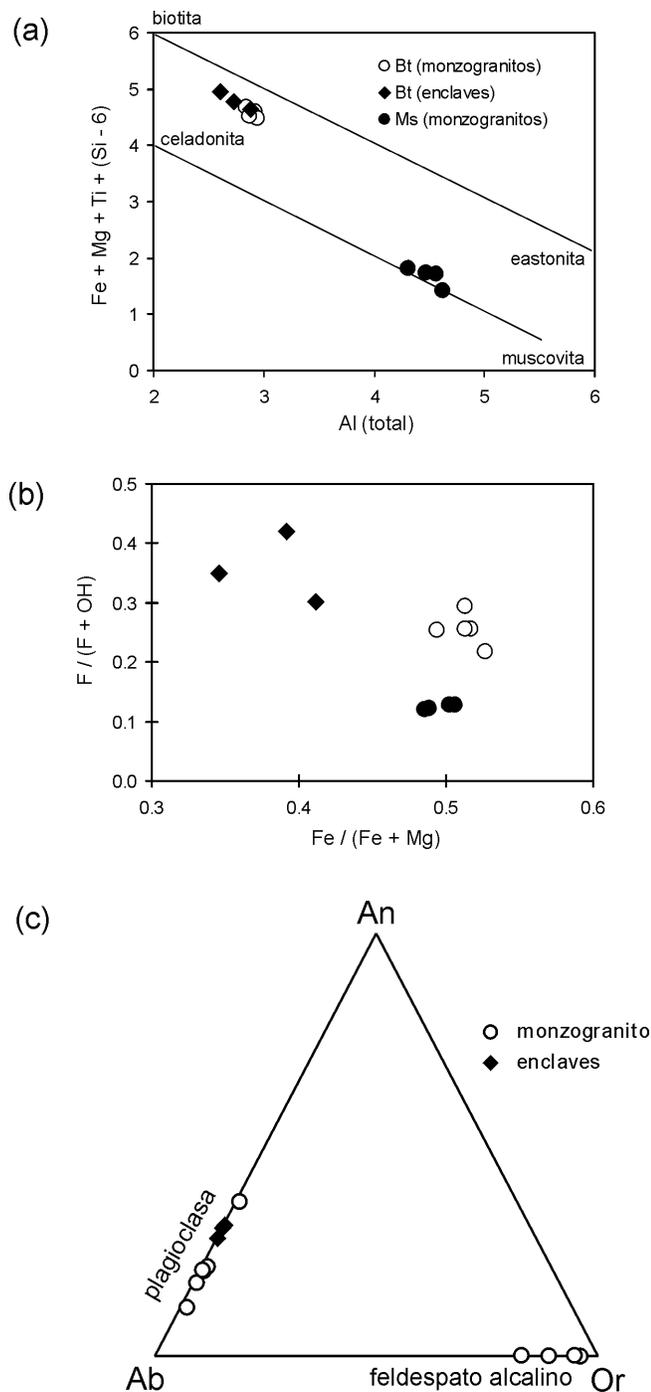


Figura 2: a, Diagrama multi-catiónico que incluye los miembros extremos relevantes de micas trioctaédricas y dioctaédricas. b, Concentración de fluor en función de la relación Fe/Mg de las micas. c, Variación composicional de feldespatos y plagioclasa en el diagrama anortita (An)-albita (Ab)-ortoclasa (Or).



La composición de las micas trioctaédricas de todos los tipos litológicos del granito, incluyendo aquellas de los enclaves, se apartan de la línea de mezcla entre annita y flogopita (solución sólida de biotita) por contener un exceso importante de Al (0,43 – 0,66 c.p.f.u.

de Al octaédrico). Otro rasgo importante de las biotitas es que presentan una diferencia significativa de X_{Fe} ($=\text{Fe} / \text{Fe} + \text{Mg}$) entre aquellas de los monzogranitos ($X_{\text{Fe}} > 0,5$) y las de los enclaves ($X_{\text{Fe}} = 0,35 - 0,41$). Además, todas las micas (biotitas y muscovitas) del granito Inti Huasi poseen un carácter químico notable, ya que tienen altas concentraciones de flúor (Fig. 2b), hecho que indica que existen vínculos genéticos entre biotitas y muscovitas así como entre granitos y enclaves, y se debe a una alta fugacidad de FH durante la evolución del magma o de fluidos sin- a tardío-magmáticos (Munoz 1984). Para el caso particular de las biotitas se establece una correlación grosera y negativa entre el contenido de F y la relación X_{Fe} , esto puede obedecer al hecho de que tanto la incorporación de F como la relación de X_{Fe} dependen en función directa de la temperatura (Speer 1984), de aquí que la biotita de los enclaves debió cristalizar a mayor temperatura. Por ende, para el caso de las biotitas es más probable que la incorporación relativamente elevada de F se deba asociar al estadio magmático.

Plagioclasa y feldespatos

En términos generales la variedad de plagioclasa de los monzogranitos es oligoclasa media ($\text{An} \sim 20\%$), y aunque es preciso notar que el zonado composicional normal es marcado (Fig. 2c), se ha determinado que la mayoría de los núcleos de grandes cristales en el subtipo porfírico (denominado A2) corresponda a la variedad andesina ácida ($\text{An} = 36\%$). En el otro extremo, en bordes de estos cristales la composición se enriquece en albita ($\text{An} \sim 10\%$). Las plagioclasas de los monzogranitos más comunes (subtipo A1) están menos zonadas y son intermedias respecto de las anteriores ($\text{An} = 17 - 22\%$), en tanto que la composición de la plagioclasa de un enclave microgranular corresponde al límite oligoclasa-andesina ($\text{An} = 28 - 30\%$). Es notable que las plagioclasas de los enclaves del Batolito de Achala poseen una composición semejante (Dorais *et al.* 1997). Todas las plagioclasas tienen bajas concentraciones de ortoclasa ($\text{Or} < 1,4\%$).

En los monzogranitos de Inti Huasi, la química de los feldespatos alcalinos corrobora las observaciones petrográficas y establece que este mineral es ortoclasa o microclino peritítico ($\text{Or} > 82\%$), que, además, contiene muy baja abundancia de CaO.

Oxidos de Fe-Ti

Los óxidos de las diferentes litologías del granito Inti Huasi tienen un rango de composiciones poco común, ya que presentan contenidos muy altos de manganeso, la concentración de MnO es del orden de 13 % en los óxidos de los monzogranitos, y del 17 % en los de los enclaves. Este hecho se refleja en una elevada frac-

ción molar del componente pirofanita (MnTiO_3) dentro de la solución sólida de óxidos romboédricos. La fracción molar de pirofanita ($=\text{Mn} / \text{Mn} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mg}$) varía significativamente dependiendo del tipo litológico y es $\sim 0,30$ en los monzogranitos y $\sim 0,37$ en los enclaves; sin embargo, por ser un rasgo anormal pero común de todos los óxidos del granito, indica que enclaves y monzogranitos son productos ígneos cogenéticos. Lo anterior junto a los bajos porcentajes de hematita (Fe_2O_3) en estos óxidos determina que la química mineral de estos óxidos es esencialmente una solución sólida entre ilmenita (FeTiO_3) y pirofanita (MnTiO_3).

Composición química de rocas del granito Inti Huasi

En el campo se recolectaron de cada muestra analizada entre 3 y 7 kilogramos en el caso de los granitoides, y entre 1 y 2 en el caso de los enclaves. Las granallas de rocas fueron llevadas a polvo (> 300 grs) en un molino de anillos, con taza y anillos de carbono-tungsteno. La composición química de las rocas fue obtenida utilizando fluorescencia de rayos X para los elementos mayoritarios y para algunos traza (Sr, Ba, Zr y V) en el Museo de Ciencias de Madrid, España. Los restantes elementos traza fueron analizados mediante plasma acoplado por inducción con espectrometría de masas (ICP-MS) en el Departamento de Geología de la Universidad de Huelva, España.

Elementos mayoritarios

La roca más común del granito Inti Huasi, el monzogranito con biotita y muscovita, presenta un rango restringido de SiO_2 (73,4 – 74,7 %). Existen, sin embargo, leves incrementos de sílice en los monzogranitos con muscovita que constituyen el techo, y en leucogranitos y aplitas que conforman los diques (75,8 – 77,4 %). En general todas las rocas graníticas son félsicas con $\text{FeO}^* < 1,6$ % y $\text{MgO} < 0,5$ %. Mientras que los monzogranitos con biotita y muscovita son débilmente peraluminosos con $\text{Al}_2\text{O}_3 < 14,3$ %, relación molar $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ de 1,06 hasta 1,11, y corindón normativo entre 0,27 y 1,09, los monzogranitos con muscovita son moderada a fuertemente peraluminosos ($C > 2,1$ %), notándose que para esta última variedad litológica, la peraluminosidad puede reflejar, más que la química del magma, el producto de la alteración (lixiviación de CaO, ver Cuadro 3) durante un estadio post-magmático. En todos los monzogranitos el contenido de álcalis ($\text{Na} + \text{K}$) es alto y no varía significativamente con la sílice; en tanto que la relación entre álcalis ($\text{K} / \text{K} + \text{Na} = 0,41 - 0,47$) es moderada a baja. La relación $\text{Mg} / (\text{Mg}$

+ Fe) es monótona dentro de cada tipo litológico, aunque es mucho menor ($\sim 0,1$) en los granitos con muscovita solamente que en las rocas con biotita y muscovita ($\sim 0,3$).

Tal como se podría anticipar de la constitución mineral, composición y abundancia de minerales, los enclaves químicamente se caracterizan por presentar menor abundancia de SiO_2 y K_2O y mayor contenido de MgO , FeO , CaO , TiO_2 y P_2O_5 que los granitos en general. Además los enclaves tienen una relación $\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ mayor del orden de 0,4, y una peraluminosidad similar a moderadamente más elevada que el común de los granitoides. Los enclaves estudiados son mucho más ricos en SiO_2 y menos máficos que los del Batolito de Achala estudiados por Dorais *et al.* (1997); sin embargo, debido a que sólo se han analizado dos especímenes de Inti Huasi, y que ambos eran menores a 50 centímetros de longitud, es posible que las muestras utilizadas no representen la composición de los enclaves sin contaminar por interacción con el magma.

La mayor variación y mejor correlación entre elementos mayoritarios no se encuentra en diagrama de variación que utilizan un índice de diferenciación químicamente simple, tal como los diagramas tipo Harker u otros similares, sino que se observan en diagrama de variación con parámetros determinados por relación de multi-cationes (e.g. Debon y Le Fort 1983). La variación de elementos mayoritarios más significativa en las rocas de Inti Huasi se presenta cuando se combinan un parámetro ($P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$) que es función de la abundancia relativa de feldespato alcalino y plagioclasa así como también la composición de la plagioclasa, con otro parámetro ($B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$) que computa la abundancia de minerales máficos y óxidos (Fig. 3). Se puede apreciar que la relación composicional entre los enclaves y los monzogranitos puede atribuirse a la extracción (acumulación) de una mezcla de plagioclasa, biotita y óxidos (e.g. Dorais *et al.* 1997). El efecto de la apatita no puede evaluarse en esta proyección, sin embargo los enclaves están claramente enriquecidos en P_2O_5 , y como se verá más abajo en algunas tierras raras y circonio. No obstante, no es posible especificar la proporción de biotita y plagioclasa que constituyen el cúmulo de cristales que dio origen a los enclaves, y quizás se trate de proporciones variables; la composición de los enclaves que se proyecta fuera de la línea que une plagioclasa y biotita sugiere que los enclaves contienen feldespato alcalino, observación sustentada por la petrografía. Por otro lado, también se puede apreciar que la evolución química de los monzogranitos debe estar controlada por la fraccionación de biotita y plagioclasa en mayor medida que feldespato potásico. La composición de un dique de leucogranito aplitico muestra que éste se aparta del tren de las otras rocas por presentar un déficit de minerales máficos.

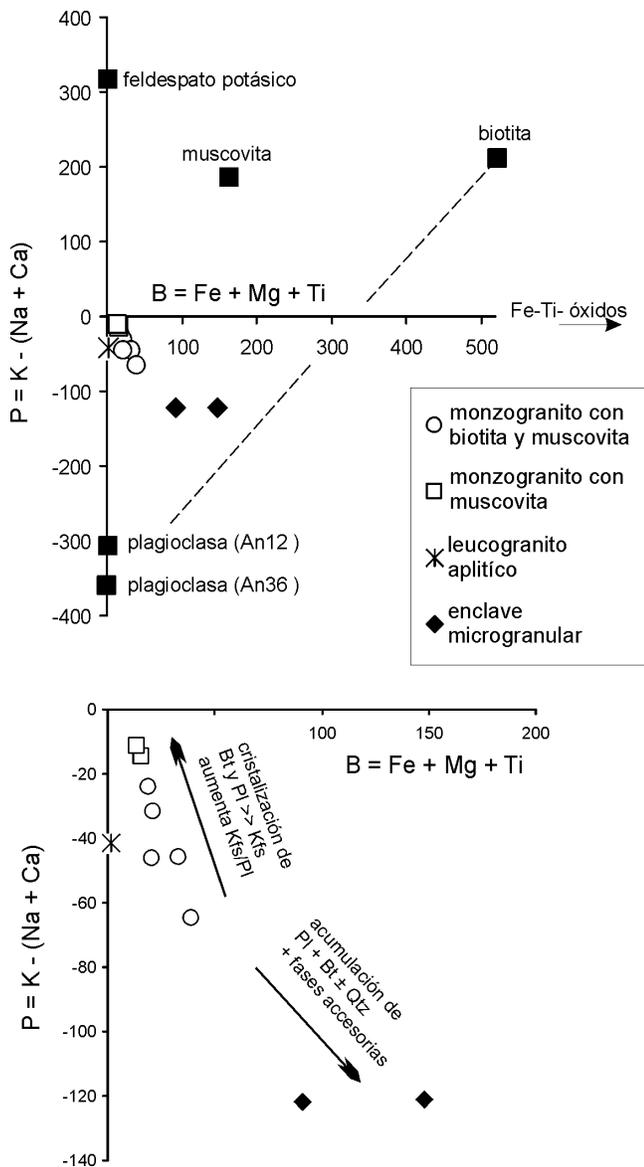


Figura 3: Composición de rocas y minerales proyectadas en el diagrama P-B de Debon y Le Fort (1983). En el diagrama inferior se presenta un detalle de la variación composicional de las rocas para discutir el significado del tren evolutivo de las mismas.

Elementos traza

Debido a la constitución mineralógica de las rocas de Inti Huasi, los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) estarán esencialmente controlados por el comportamiento de la biotita, la plagioclasa y el feldespatos potásico. El decrecimiento marcado de Ba y Sr desde los monzogranitos porfíricos a los monzogranitos inequigranulares (Fig. 4a y 4b, ver Cuadro 3) permite inferir que durante la cristalización de magma granítico: 1) Ba y Sr fueron elementos compatibles, y 2) las rocas del subtipo porfírico cristalizaron antes que las otras. La correlación del comportamiento de Ba y Sr con el parámetro B (= Fe +

Mg + Ti) sugiere que biotita ± óxidos se consumieron en función directa respecto de grado de cristalización del magma (Fig. 4a, 4b). Por el contrario, la cristalización fraccionada de plagioclasa, así como su disminución relativa a la abundancia de feldespatos potásico, no parece haber controlado la abundancia de Sr y Ba de manera regular (Fig. 4c), hecho que implica que durante la cristalización del magma la variación relativa de plagioclasa y feldespatos (o la variación absoluta de cada fase) fue menos regular que la disminución de biotita. Es válido aclarar que la variación de la abundancia de Rb en las rocas de Inti Huasi no posee ningún comportamiento que merezca ser destacada.

Los elementos de las tierras raras (REE por siglas en inglés) de los monzogranitos, que constituyen el cuerpo principal y el techo, muestran un patrón similar caracterizado por un enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE) desde ($\times 40$ a $\times 95$ veces el condrito) y por el fraccionamiento de tierras raras sobre livianas (La/Yb de 10 a 24). Asimismo, el patrón de las REE presenta anomalía negativa de europio (Eu/Eu^* de 0,5 a 0,8, donde Eu^* es el europio esperado, estimado como la media geométrica de los contenidos de Sm y Gd normalizados a condritos). No obstante las semejanzas en el patrón de las REE, existen variaciones significativas de la abundancia absoluta de las REE entre los diferentes monzogranitos. Los monzogranitos porfíricos los que, a juzgar por los elementos mayoritarios, son las rocas graníticas más primitivas, poseen la mayor abundancia de LREE, Eu y HREE, hecho que implica que durante la evolución del magma granítico de Inti Huasi las REE se comportaron como elementos compatibles (Fig. 5a). Además, para producir una disminución de todas las REE durante la evolución del magma es preciso que ocurra cristalización fraccionada no sólo de fases esenciales que controlan Eu (plagioclasa y feldespatos potásico), sino también de minerales accesorios. De aquí que, y de acuerdo a observaciones petrográficas, la evolución del magma granítico debió estar acompañada por la precipitación de minerales que capturaran las LREE y HREE como titanita, o LREE como apatita, o HREE como circón, o lo más probable por una combinación de estas fases. Precisamente, este comportamiento de las REE durante la evolución del granito Inti Huasi es coherente con el hecho de que las rocas tardío- a post-magmáticas están drásticamente deprimidas en REE (Fig. 5b). La única diferencia sustancial entre la composición de REE de un enclave analizado con respecto a la variedad porfírica de monzogranitos es que el patrón de REE es más empinado (La/Yb = 30). Sin embargo, ya se ha mencionado que este ejemplar de enclave microgranular es de tamaño reducido y su constitución mineralógica incluye cuarzo (~23% modal) y moderada abundancia de apatita y circón, hecho que explica porque su composición de REE no coincide con la de los grandes enclaves estudiados en el Batolito de Achala (ver Dorais *et al.*

Elementos mayoritarios en % peso en peso, elementos traza en partes por millón

Litología	A1	A1	A1	A2	A2	B	B	C	D	D
Muestra	IH 01	IH16	IH19	IH18	IH 20	IH 04	IH 06	IH 11	IH07	IH 14
SiO ₂	74,77	73,61	74,18	73,96	73,43	75,82	76,57	77,41	66,00	67,85
TiO ₂	0,14	0,15	0,14	0,24	0,25	0,10	0,07	0,05	0,7	0,77
Al ₂ O ₃	12,78	13,74	13,34	13,91	14,3	13,63	13,34	12,76	15,92	14,87
FeOt	0,94	0,98	1,06	1,48	1,63	0,95	0,87	0,04	3,75	5,31
MnO	0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,01	0,01	0,11	0,18
MgO	0,16	0,21	0,19	0,37	0,53	0,06	0,03	0,02	1,21	2,58
CaO	0,33	0,98	0,89	1,27	1,34	0,2	0,15	0,25	2,79	2,02
Na ₂ O	3,58	3,96	3,77	3,94	3,99	3,56	3,5	4,08	4,35	4,34
K ₂ O	4,57	4,65	4,98	4,89	4,13	4,88	4,9	4,45	3,21	2,59
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,06	0,13	0,11	0,08	0,05	0,08	0,48	0,76
LOI	1,86	2,06	1,56	0,27	0,29	0,58	0,55	0,28	1,72	0,72
total	99,24	100,45	100,2	100,51	100,26	99,89	100,04	99,43	100,24	101,99
Li	n.a.	67,0	62,5	91,6	n.a.	57,0	49,1	21,7	150,4	n.a.
Be	n.a.	5,6	5,6	6,4	n.a.	6,2	7,4	3,5	5,7	n.a.
Sc	n.a.	2,0	2,7	2,9	n.a.	2,8	2,6	1,2	4,4	n.a.
V	n.a.	9,8	6,0	15,0	n.a.	2,6	3,1	2,6	28,3	n.a.
Cr	n.a.	2,1	2,4	3,9	n.a.	1,2	0,9	0,5	2,1	n.a.
Co	n.a.	60,8	61,0	57,7	n.a.	68,0	69,1	61,5	42,1	n.a.
Ni	n.a.	2,2	1,9	3,7	n.a.	1,6	1,7	1,5	2,4	n.a.
Cu	n.a.	1,5	1,4	3,7	n.a.	1,4	2,9	2,7	6,4	n.a.
Zn	n.a.	14,1	18,2	34,3	n.a.	7,6	5,9	2,7	42,8	n.a.
Ga	n.a.	33,4	30,5	68,8	n.a.	37,2	39,2	17,3	56,3	n.a.
Rb	246	232	252	256	240	269	277	148	241	270
Sr	86	99	85	208	216	77	67	32	277	229
Y	n.a.	7	8	14	n.a.	14	15	5	13	n.a.
Zr	101	95	108	172	131	70	60	31	289	297
Nb	n.a.	18	17	15	n.a.	17	14	21	28	n.a.
Cs	n.a.	6	4	5	n.a.	6	7	4	11	n.a.
Ba	250	212	172	654	699	244	255	63	479	433
La	n.a.	14,3	17,5	34,4	n.a.	16,4	14,0	3,9	32,2	n.a.
Ce	n.a.	28,8	36,5	67,4	n.a.	33,7	28,3	8,4	62,7	n.a.
Pr	n.a.	3,1	4,1	7,4	n.a.	4,0	3,5	1,0	7,2	n.a.
Nd	n.a.	10,5	14,2	25,2	n.a.	14,4	12,9	3,4	25,8	n.a.
Sm	n.a.	1,8	2,7	4,2	n.a.	3,3	3,1	0,9	4,5	n.a.
Eu	n.a.	0,4	0,4	0,8	n.a.	0,5	0,5	0,1	0,8	n.a.
Gd	n.a.	1,4	2,0	3,3	n.a.	3,0	2,9	0,8	3,5	n.a.
Tb	n.a.	0,2	0,2	0,4	n.a.	0,5	0,5	0,1	0,4	n.a.
Dy	n.a.	1,2	1,4	2,5	n.a.	2,7	2,7	0,9	2,4	n.a.
Ho	n.a.	0,2	0,2	0,5	n.a.	0,5	0,5	0,2	0,4	n.a.
Er	n.a.	0,7	0,8	1,4	n.a.	1,4	1,4	0,5	1,2	n.a.
Tm	n.a.	0,1	0,1	0,2	n.a.	0,2	0,2	0,1	0,1	n.a.
Yb	n.a.	0,9	0,9	1,4	n.a.	1,4	1,4	0,7	1,1	n.a.
Lu	n.a.	0,1	0,1	0,2	n.a.	0,2	0,2	0,1	0,1	n.a.
Ta	n.a.	5,8	5,4	5,9	n.a.	6,9	5,8	8,2	5,1	n.a.
Pb	n.a.	36,4	37,2	35,6	n.a.	43,2	41,6	43,2	28,5	n.a.
Th	n.a.	16,5	22,0	17,1	n.a.	9,6	5,8	4,5	9,6	n.a.
U	n.a.	3,7	4,2	4,5	n.a.	3,2	2,7	4,0	2,7	n.a.

LOI = pérdida por calcinación

n.a. = elemento no analizado

Cuadro 3: Análisis químicos representativos del granito Inti Huasi (sur de la sierra Comechingones)

1997). En relación al comportamiento de las REE, es posible ver que la similitud entre la concentración absoluta y relativa de estos elementos en los monzogranitos del cuerpo principal (subtipo A1 inequigranular) y los del techo (tipo B) sugiere que, durante la alteración post-magmática que modificó (de manera incipiente) a las rocas de la cúpula, las REE fueron virtualmente inmóviles.

En diagramas de multi-elementos (Fig. 6a y 6b) es posible ver que el comportamiento compatible de las REE es seguido por la gran mayoría de los elementos traza. Los únicos elementos cuya abundancia no decrece al pasar de monzogranitos porfíricos a inequigranulares son los álcalis K, Cs y Rb, litófilos pesados U y Th, y los metales de transición. Esto implica que la gran mayoría de los minerales (esenciales y acceso-

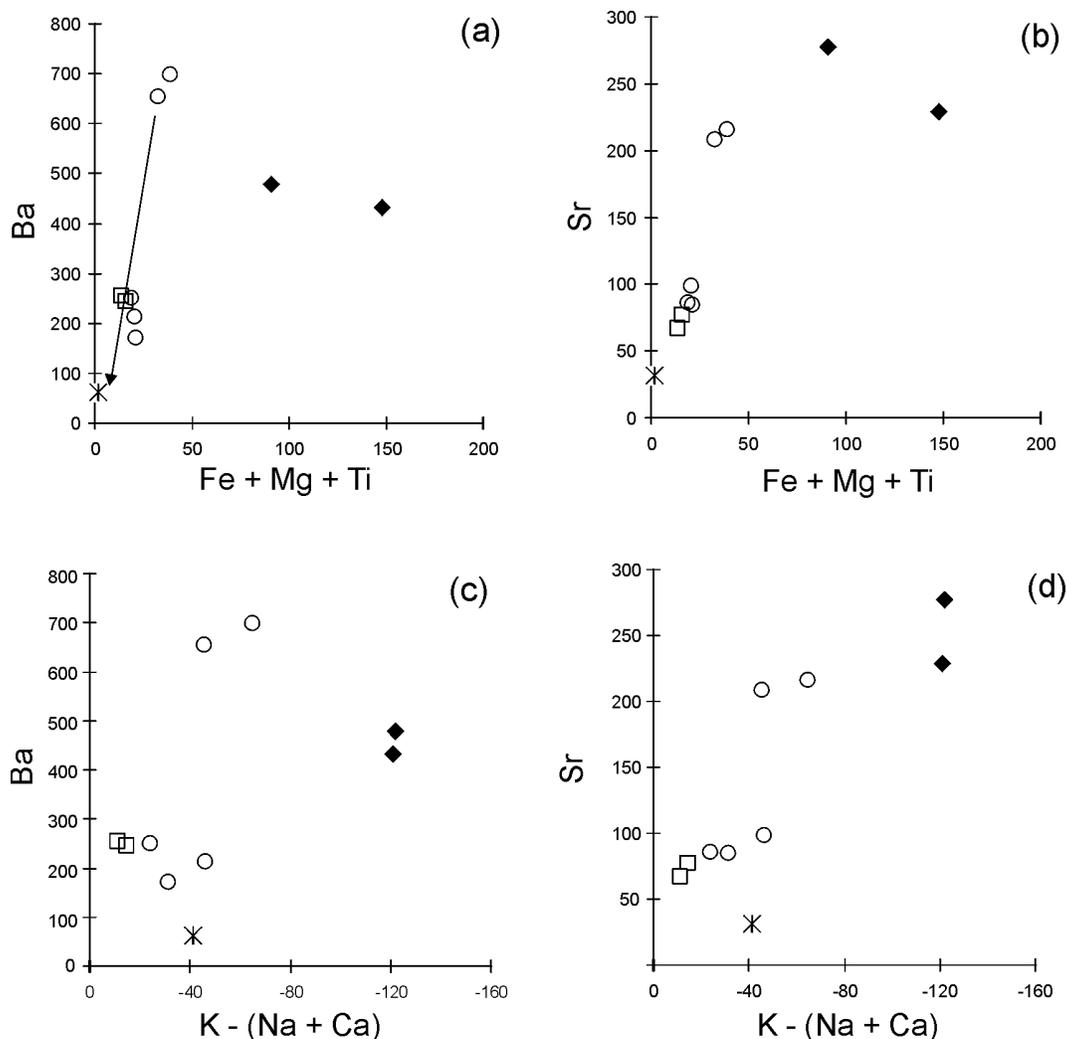


Figura 4: Variación de la abundancia de elementos litófilos en función de parámetros composicionales de elementos mayoritarios propuestos por Debon y Le Fort (1983).

rios), quizás excluyendo feldespato potásico y cuarzo, cristalizan en, o cerca, del “liquidus” del magma, y toman del magma los elementos químicos en una proporción relativa superior a la abundancia que tienen estos constituyentes químicos en el magma. También como ocurre para las REE, la abundancia de los elementos traza en los diques tardío- a post-magmáticos reflejan el extremo de la evolución del magma granítico (Fig. 6a, 6b y Cuadro 3). La abundancia de elementos traza en los monzogranitos con muscovita del techo es similar a la del tipo litológico más abundante, los monzogranitos con dos micas, hecho que implica que, si bien la litología de la cúpula de Inti Huasi es un producto de alteración parcial de la litología más abundante, no existe ni enriquecimiento ni empobrecimiento de elementos traza significativos durante la generación del tipo litológico que constituye el techo. Un enclave analizado presenta un contenido de elementos traza semejante al del monzogranito porfírico (Fig. 6b), roca que mejor puede representar el magma

granítico no diferenciado, lo que puede apuntar a la consanguinidad de ambas rocas. Vale aclarar que el enclave está enriquecido en Ti, Zr, Sc y V, hecho que refleja la mayor proporción de ilmenita, circón y biotita en los enclaves.

Discusión

Cualquier discusión relacionada al granito Inti Huasi está condicionada por el hecho de que sólo se encuentra aflorando una porción muy pequeña del mismo (5 - 10 %). Sin embargo, observaciones realizadas en afloramientos distanciados más de 5 kilómetros (cauce del arroyo La Barranquita al sur, estancia La Piedra al norte y estancia Los Cerros al oeste, Fig. 1a), junto a resultados de geofísica (Stuart-Smith y Skirrow 1997) permiten suponer que la diversidad petrológica del granito se encuentra casi completamente expuesta.

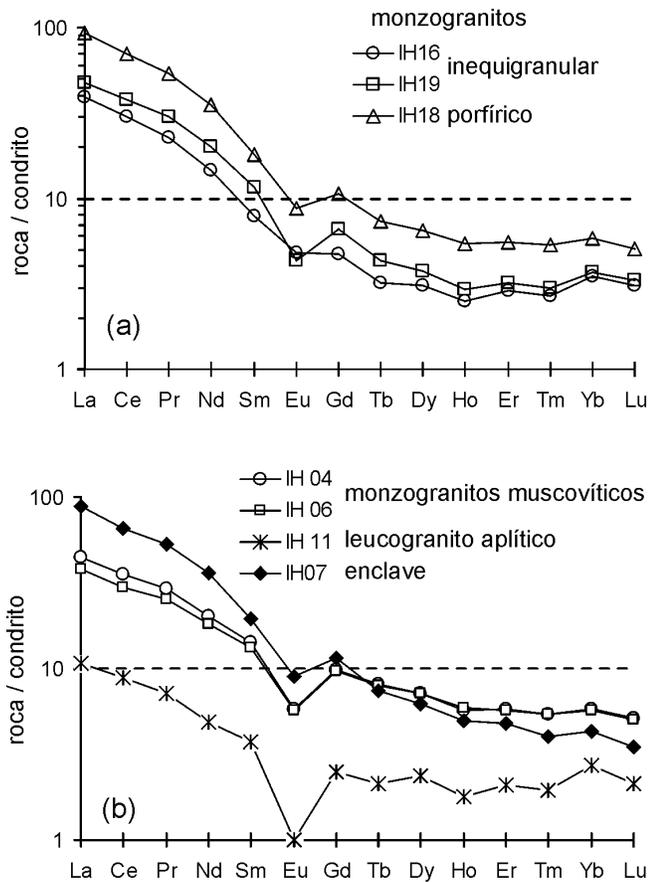


Figura 5: Patrones de tierras raras normalizadas a condrito. La composición del condrito usada es la propuesta por Taylor y McLennan (1985).

Génesis de la diversidad petrológica del granito Inti Huasi

Las variaciones mineralógicas y la geoquímica permiten entender que la diversificación de los monzogranitos con dos micas se debe a la cristalización temprana y fraccionada de plagioclasa y biotita. Esto no implica que feldespato potásico y, quizás, cuarzo no cristalizaran como fases cercanas al “liquidus” y, al mismo tiempo que plagioclasa y biotitas, sino más bien indica que la diferencia se debe a que estas últimas fases cristalizaron en un proporción que agotaba el magma en los componentes químicos que las constituyen. Vinculado a esto, es preciso advertir que el rango composicional y la diversidad petrológica producida por el fraccionamiento magmático de minerales es restringido, hecho que habla de un magma “parental” félsico monzonítico (Pagel y Leterrier 1980). En coherencia con esto, el comportamiento compatible de la gran mayoría de los elementos traza controlados por minerales accesorios (Zr en circón; REE -excepto Eu- en titanita y apatita) y de Ti sugieren que la cristalización fraccionada del magma fue acompañada por la precipitación temprana de minera-

les accesorios. Los leucogranitos aplíticos que yacen como diques tardío-magmáticos se presentan extremadamente deprimidos en elementos traza. La observación precedente no se extiende a U y Th, elementos litófilos de radio iónico muy grande que aparentemente no encontraron fases minerales apropiadas para ubicarse en los estadios magmáticos de la cristalización. Tanto la posición estratigráfica como la petrografía indican que los monzogranitos con muscovita serían el producto de la transformación que sufrieron los monzogranitos con biotita y muscovita ante la presencia de fluidos (¿magmáticos?). No obstante los fluidos destruyeron biotita, el grado de avance de la alteración no fue suficiente para desestabilizar los minerales accesorios ni para lixiviar U y Th. Excepto que los fluidos sean muy ácidos, este tipo de procesos de alteración (endógeno) generalmente no produce concentraciones económicas de U (Pagel 1982). Además, excluyendo un moderado aumento de K, las rocas del techo no muestran reconcentración positiva de ningún elemento. Los enclaves en Inti Huasi poseen una composición modal semejante a la de los nódulos tonalíticos descritos en el Batolito de Achala (Lira y Kirschbaum 1990). No obstante el origen de los enclaves del granito Inti Huasi puede entenderse a partir de lo propuesto por Dorais *et al.* (1997) para este tipo litológico del Batolito de Achala. Los enclaves parecen ser elementos cognados dentro del magma monzogranítico. Los argumentos principales para sustentar tal hipótesis son aportados por la presencia de rasgos químicos singulares en minerales contenidos por los enclaves y los monzogranitos, hecho que se adscribe a la existencia de un vínculo genético entre enclaves y granito. Los enclaves de Inti Huasi, sí bien no superaron un desarrollo más que decimétrico, pueden haberse originado, como ocurre en algunos plutones de Achala, por acumulación de minerales formados tempranamente, entrampados (no decantan) y aglutinados por movimiento de un magma monzogranítico relativamente viscoso (ver Dorais *et al.* 1997).

Ubicación del granito Inti Huasi en los esquemas de clasificación de granitoides

Los rasgos más notables a la hora de discutir la caracterización petrológica del granito Inti Huasi son:

- 1) El granito no está relacionado genéticamente con las rocas de caja; asimismo, el cuerpo ígneo es claramente discordante con las estructuras de la secuencia metamórfica e ígnea regional.
- 2) El tipo petrológico dominante del granito es un monzogranito con biotita y muscovita. La composición modal de todos los tipos litológicos graníticos es tan restringida que, si se asume que las rocas estudiadas son representativas de todo el granito, el magma, aun cuando el cuerpo haya sido alimentado por varios

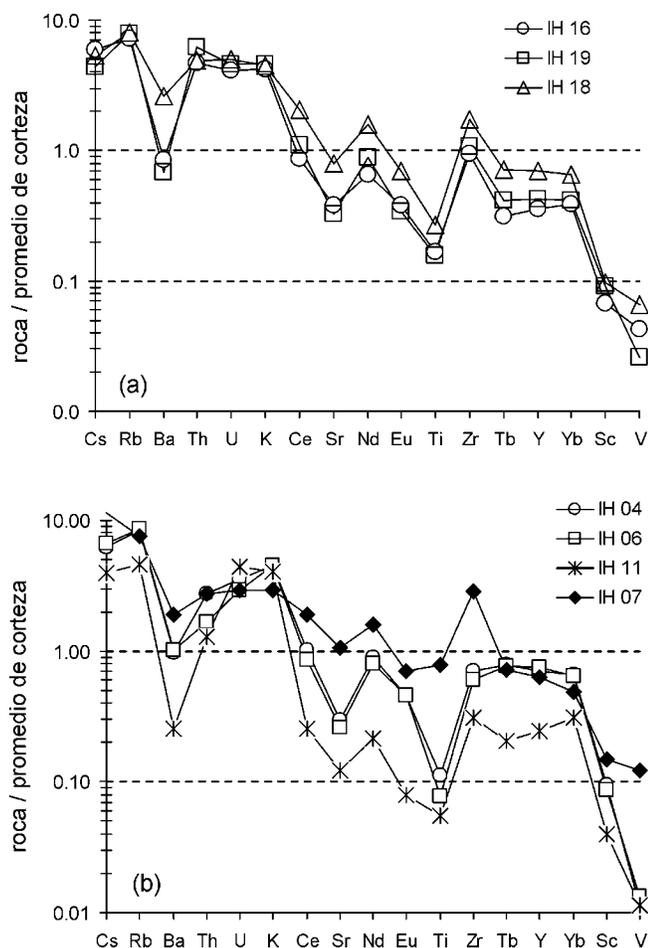


Figura 6: Diagramas de multi-elementos normalizadas al promedio de la corteza continental. La composición de la corteza continental usada es la propuesta por Taylor y McLennan (1985).

pulsos magmáticos, debió tener una composición relativamente homogénea.

3) El mineral máfico es invariablemente biotita, mientras que el óxido de Fe-Ti es ilmenita. La composición de la plagioclasa de las rocas menos evolucionadas es andesina ácida ($An = 35$), en tanto que la mayoría de las rocas presentan una plagioclasa rica en albita ($An < 20$). Titanita, apatita y circón son los minerales accesorios.

4) Las rocas monzograníticas son félsicas ($FeO^* + MgO + TiO_2 < 2,4\%$). Además poseen una relación molar de $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ entre 0,98 y 1,11, y corindón normativo que varía de 0,14 a 1,54. Por otro lado, poseen elevados contenidos de K_2O (4,1 – 4,9 %) y Na_2O (3,5 – 4,0 %) y están enriquecidas en elementos litófilos y fuertemente incompatible (Cs, Rb, Th, U, en menor medida LREE).

Las características mencionadas aparecen, en principio, como contradictorias. La presencia de titanita e ilmenita, el elevado contenido de Na_2O , el alto tenor de anortita en las plagioclasas menos evolucionadas y los distintos índices de aluminosidad, se oponen al

hecho de que el magma fuera derivado de materiales metasedimentarios (granito *S estricto sensu*). Sin embargo, las rocas de Inti Huasi son félsicas, poseen contenidos moderados a altos de K_2O y están muy enriquecidas en elementos litófilos, observación que impide postular que las rocas en la fuente de generación del magma fueron más máficas que una roca ígnea intermedia (Roberts y Clemens 1993). Comparando con ejemplos de granitos de todos los continentes, el granito de Inti Huasi se asemeja en gran medida a los granitoides de baja peraluminosidad de Villaseca *et al.* (1998); en tanto que también puede identificarse con el extremo félsico de los granitoides calco-alcálicos de alto potasio de Roberts y Clemens (1993); o bien clasificarse dentro del grupo de los “Híbridos Tardío Orogénicos” de Barbarin (1990), distinguiéndose de los granitos “Peraluminosos Intrusivos” sólo por la presencia de titanita y la ausencia de cordierita. El carácter félsico de todo el granito se puede asociar a baja tasa de fusión parcial intracortical, sin embargo, ésto no es coherente con el hecho de que el monzogranito es relativamente uniforme a escala de cientos de metros, lo que indica que se acumuló magma en cantidades suficientes como para homogeneizarse. Tomando en cuenta a todos estos autores, la génesis del granito Inti Huasi se puede relacionar a la fusión de materiales ígneos débilmente metaluminosos e intermedios en sílice. Y además, teniendo presente el marco geológico, estas rocas fuente, que producen fundidos susceptibles de segregarse a altas temperaturas ($> 875\text{ }^\circ\text{C}$; ver Skjerlie y Johnston 1993), estarían ubicadas en una corteza intracontinental, y bien podrían haber sido fundida por un cambio en el régimen térmico asociado a la configuración de la litosfera (con o sin magmatismo derivado del manto litosférico e introducido en la corteza) durante el levantamiento post-orogénico al ciclo Famatiniano.

Conclusiones

Por relaciones de campo, características petrológicas y geoquímicas se puede afirmar que el magmatismo de Inti Huasi es equivalente, y muy probablemente coetáneo, al magmatismo que produjo los batolitos de Cerro Áspero y Achala. La diversidad petrológica encontrada en el granito Inti Huasi responde probadamente a procesos petrogenéticos que ocurren esencialmente durante el crecimiento y la conformación del cuerpo ígneo en el nivel de emplazamiento. No obstante, queda abierta la posibilidad de que la acumulación de minerales que tiene lugar durante el origen de los enclaves se haya producido durante el ascenso del magma. En la porción expuesta del granito Inti Huasi afloran rocas que constituyen el techo del cuerpo ígneo y reflejan la acción de procesos tardío magmáticos; sin embargo, el avance de la alteración producto

de la interacción entre rocas y fluidos no progresó lo suficiente como para producir re-concentraciones económicamente significativas de elementos químicos. En cualquier caso, esta última conclusión merece ser objeto de una investigación específica, preferentemente complementado con estudios de geofísica. Asimismo, la elevada actividad de flúor, y en menor medida de uranio, en el magma alientan la exploración de minerales de estos elementos. La hipótesis más convincente sobre el origen del magmatismo de Inti Huasi involucra la fusión de materiales de composición intermedia en sílice ubicados en la corteza. El marco geológico indica, además, que se trataría de una corteza intra-continental.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado mediante subsidios otorgados por la SeCyT-UNRC a F. Nullo. Los análisis de minerales fueron subvencionados por el proyecto EAR-9316304 de NSF concedido a A. Patiño Douce. Agradecemos a los revisores por las sugerencias críticas que contribuyeron sustancialmente a mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 227-238.
- Debon, F. and Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 135-149.
- Demange, M., Alvarez, J.O., López, L. y Zarco, J., 1993. Existencia de series magmáticas diferentes en el Batolito de Achala (Córdoba, Argentina). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 23-29.
- Didier, J., 1973. *Granites and their enclaves, the bearing of enclaves on the origin of granites*. Elsevier Scientific Publishing, 393 pp, Amsterdam.
- Dorais, M. J., Lira R., Chen, Y. and Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130: 31-46.
- Feliú, R. G., 1994. *Geología y petrología del Cerro Inti Huasi, sierra de Comechingones, Provincia de Córdoba*. Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 77 pp (inédito).
- Hibbard, M. J., 1981. The magma mixing origin of mantle feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 158-170.
- Le Maitre, R. W., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, 193 pp, Oxford.
- Lira, R., 1985. *Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hemiciclo endógeno de la geoquímica del uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del Batolito de Achala, provincia de Córdoba*. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, 240 pp (inédito).
- Lira, R. and Kirschbaum, A. M., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En: Kay S. M. and Rapela C. W. (Eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America Special Paper 241: 67 - 76.
- Munoz, J. L., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. En: Bailey S. W. (Ed.): *Micas, Reviews in Mineralogy 13*: 299-249. Mineralogical Society of America, Washington.
- Otamendi, J. E., Fagiano, M. R., Nullo, F. E. y Patiño Douce, A. E., 1998. Petrología y geoquímica del Complejo Achiras, sur de la sierra de Comechingones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 27-40.
- Otamendi, J. E., Fagiano, M. R. y Nullo, F. E., 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55: 265-279.
- Pagel, M., 1982. The mineralogy and geochemistry of uranium, thorium, and rare-earth elements in two radioactive granites of the Vosges, France. *Mineralogical Magazine*, 46: 149-161.
- Pagel, M. and Leterrier, J., 1980. The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*, 13: 1-10.
- Patiño, M. G. y Patiño Douce, A. E., 1987. Petrología y petrogénesis del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba, a la luz de la evidencia de campo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42: 201-205.
- Pinotti, L. P., 1998. *El Batolito Cerro Áspero, provincia de Córdoba. Modelo de intrusión y su relación con la evolución de las Sierras Pampeanas*. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, 203 pp (inédito).
- Porta, G., 1992. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito Cerro Áspero - Alpa Corral (32°34' - 32°42' LS y 64°43' - 64°52' LO), Provincia de Córdoba, Argentina. *Revista Estudios Geológicos*, 48: 237-245.
- Rapela, C. W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del Batolito de Achala, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 313-330.
- Rapela, C. W., Heaman, L. M. and McNutt, R. H., 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology*, 90: 574 - 582.
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21: 825-828.
- Skjerlie, K. P. and Johnston A. D., 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 34: 785-815.
- Speer, J. A., 1984. Micas in igneous rocks. En: Bailey S. W. (Ed.): *Micas, Reviews in Mineralogy 13*, p. 299-249. Mineralogical Society of America, Washington.
- Stuart-Smith, P. G. and Skirrow, R. G., 1997. 1:100000 scale geological and metallogenic maps sheet 3366-24. Provinces of San Luis and Córdoba. Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas, Servicio Geológico Minero Argentino, 43 pp, Buenos Aires.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 pp, Oxford.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89: 113-119.

Recibido: 30 de abril, 2001

Aceptado: 23 de septiembre, 2002