

Las Andesitas Estrechura del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio (Paleoceno-Eoceno Medio)

Eugenio ARAGÓN^{1,2}, Yolanda E. AGUILERA², Vanesa C. CONSOLI², Claudia E. CAVAROZZI^{1,2} y Alejandro RIBOT²

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET). 1 N° 644. (1900) La Plata, Buenos Aires. Argentina.

² Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP). 122 y 60, s/n. (1900) La Plata, Buenos Aires. Argentina.

RESUMEN. Las Andesitas Estrechura muestran una tendencia evolutiva basalto-traquita del tipo toleítico transicional. En esta secuencia la inmiscibilidad líquida está presente desde los basaltos hasta las traquitas. Esto permite establecer que: los basaltos y traquibasaltos representan el magma que se está fraccionando; las traquiandesitas son la mezcla de magma basáltico enriquecido con líquido inmisible y las traquitas son el líquido inmisible alojado en el techo de la cámara magmática. Aunque estos basaltos toleíticos transicionales sean pobres en agua, el enriquecimiento en volátiles por fraccionamiento en una de las fases inmiscibles permite la extrusión esporádica de ignimbritas que arrastran restos de magma sin vesicular y perliticos en los núcleos de los pómez. La profundidad de emplazamiento de la cámara magmática se estima próxima a los 4,5 kilómetros.

Palabras clave: *Skarn, Ca - Fe, Cretácico, Chubut, Argentina*

ABSTRACT. *The Estrechura Andesites from the Middle Rio Chubut Volcanic-Pyroclastic Complex (Paleocene-Middle Eocene).* The Estrechura Andesites show a basalt-trachyte tholeiitic transitional trend. Liquid immiscibility is present from basalts to trachytes. Thus, basalts and trachybasalts are interpreted as the fractionating magmas; the trachyandesites are the enriched (mix) residual magma – immiscible liquid; and the trachytes are the segregated immiscible liquid at the magma chamber top. Even though it is a water poor system, the concentration of volatile in one of the immiscible liquids enables few ignimbrite extrusions that carry non-vesiculated perlitic magma blebs in pumice core. The depth of the magma chamber emplacement is estimated to be close to the 4,5 kilometers.

Key words: *Skarn, Ca - Fe, Cretaceous, Chubut, Argentina*

Introducción

Las Andesitas Estrechura forman parte del volcanismo cenozoico del sector medio del río Chubut, situado entre Gualjaina y Paso del Sapo, representado por extensos afloramientos de unidades volcánicas, subvolcánicas y piroclásticas, y que fuera reunido dentro del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio por Aragón y Mazzoni (1997). La evolución del complejo pertenece a los diferentes estadios del desarrollo de una caldera de 25 kilómetros de diámetro. La edad de este volcanismo está comprendida entre el Paleoceno y el Eoceno Medio. La zona de estudio corresponde al sector oeste de la caldera, ubicada entre las localidades de Piedra Parada y Gualjaina y tiene una superficie de aproximadamente 48 km². A la misma se accede por la ruta provincial 2 (Fig. 1).

Los antecedentes de la zona de estudio se refieren al mapeo geológico regional de las unidades a escala 1:50.000 (Petersen 1946), 1:200.000 (Lage 1982) y 1:250.000 (Lizuaín y Silva Nieto 1991, 1993, 1996). El Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio está constituido por 12 unidades estratigráficas pertenecientes a varios

edificios volcánicos: a) una caldera de 25 km de diámetro (Ignimbrita Barda Colorada), b) más de 14 domos (Vitrófiros Buitrera y Riolitas Gualjaina), c) coladas andesítico-basálticas e ignimbritas traquíticas vinculadas a emisión central (Andesitas Estrechura), d) dos volcanes de emisión central que se ubican en los extremos norte y sur de la caldera, que corresponden a las Andesitas Huancache y marcan el final de la actividad magmática (Aragón y Mazzoni 1997). La composición de este Complejo es bimodal. Las grandes unidades del Complejo Volcánico Piroclástico están caracterizadas por sus relaciones de campo, por su petrografía y por su edad (Mazzoni *et al.* 1991; Aragón y Mazzoni 1997). Las Andesitas Estrechura corresponden a una secuencia basáltico-traquiandesítica-traquítica de intracaldera, intercalada en las Tufolitas Laguna del Hunco. El objetivo de la presente contribución es caracterizar las relaciones de campo, petrografía y geoquímica de esta secuencia que aflora en el interior de la caldera.

Para llevar a cabo los trabajos de campo se utilizaron ampliaciones de fotografías aéreas a escala aproximada 1:10.000, sobre las cuales se cartografió la zona de estudio. Los estudios petrográficos y geoquímicos se llevaron

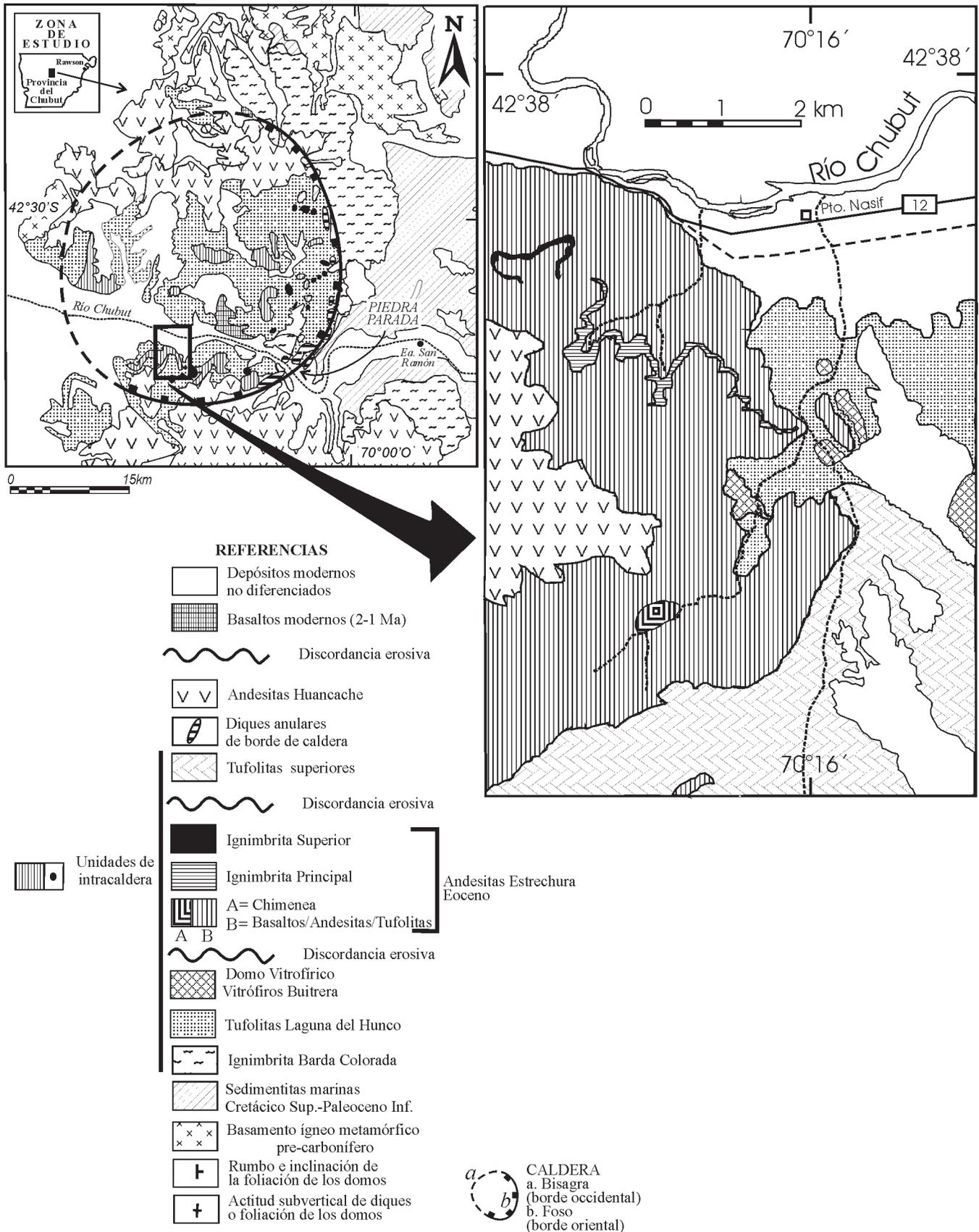


Figura 1: Planos de ubicación y geológico de las Andesitas Estrechura en el Complejo Volcánico-Piroclástico del Río Chubut Medio.

a cabo sobre un grupo de muestras seleccionadas por su escasa alteración. Los análisis químicos se llevaron a cabo en los laboratorios ACTLABS (Activation Laboratories Ltd. Ontario, Canadá) por el método ICP (Inductively Coupled Plasma Techniques) para los elementos mayoritarios, además del Ba, Sr, Y y Zr, mientras que los elementos traza y los elementos del grupo de las tierras raras fueron analizados por el método INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis), y en los laboratorios de Alex Stewart Argentina por el método ICP-MA para elementos mayoritarios y trazas.

Marco regional

El marco estratigráfico para el sector de estudio en el norte de la provincia del Chubut puede sintetizarse reuniendo a las unidades estratigráficas en tres grupos: el basamento cristalino (Proterozoico superior-Paleozoico inferior?), las sedimentitas y volcanitas mesozoicas y las piroclastitas, volcanitas y sedimentitas cenozoicas. El basamento cristalino, que está compuesto por plutonitas y metamorfitas, está cubierto en discordancia tanto por las unidades mesozoicas como por las cenozoicas. Las piroclastitas y volcanitas cenozoicas, que pertenecen en su mayoría al Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio, también cubren en discordancia a las rocas del Mesozoico (Formaciones Paso del Sapo y Lefipán). Las rocas de las Andesitas Estrechura se encuentran emplazadas por encima de los domos vitrofiricos de la escuela de Piedra Parada. Tanto los domos vitrofiricos como las Andesitas Estrechura están intercaladas en sedimentitas y piroclastitas (Tufolita Laguna del Hunco) que se depositaron en el interior del foso de la caldera del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio.

La estratigrafía cenozoica se completa con las tufolitas de la Formación Collón Cura de edad miocena y que no pertenece al conjunto de unidades relacionadas genéticamente con la caldera. También está expuesto en la margen norte del río Chubut y en el ámbito de intracaldera un abundante volcanismo básico del Plioceno-Pleistoceno, que se encuentra representado por basaltos olivínicos de la Formación Epulef (Turner 1983).

Geología de las Andesitas Estrechura

En el ámbito de intracaldera, se han caracterizado al menos dos unidades con actividad andesítico-basáltica. En el campo sus rasgos distintivos están representadas por unidades esencialmente extrusivas o intrusivas respectivamente, si bien se diferencian también por sus características petrológicas y geoquímicas. Las unidades extrusivas corresponden a las Andesitas Estrechura (Aragón y Mazzoni 1997), que tienen una edad mínima K/Ar eocena temprana de $47,2 \pm 1,7$ Ma (Mazzoni *et al.* 1991), están restringidas al ámbito interno de la caldera (Fig. 1) y

ubicadas en el sector oeste de la misma. Esta unidad está constituida por una sucesión de coladas lávicas y diques de composición basáltico-traquiandesítica, con intercalaciones de ignimbritas traquíticas hacia sus términos superiores. Por otra parte, las unidades basáltico-andesíticas intrusivas (Etmolito Florentina, Aragón *et al.* 2001) que se observan en el sector este de la caldera, están caracterizadas por pequeños cuerpos subvolcánicos intruidos en las sedimentitas y tufolitas de la depresión (foso) de la caldera, y son consanguíneos con los domos vitrofiricos (Aragón *et al.* en prensa) (Fig. 1).

El sector estudiado es el más austral de los afloramientos de las Andesitas Estrechura, al sur del río Chubut. En este área se observa la relación estratigráfica entre tres de las unidades volcánicas que rellenan la caldera.

El perfil comienza con los domos vitrofiricos intercalados en las Tufolitas Laguna del Hunco en el sector centro oeste de la figura 1. Sobre éstos y mediante una discordancia erosiva, continúan depósitos de conos cinéreos atravesados por diques basálticos, los que son cubiertos por tufolitas verde-castañas. Continúan unos 40 metros de coladas basáltico-traquiandesíticas, que en sus términos superiores se tornan amigdaloides y en ocasiones con inclusiones de esférulas castañas de 1 a 3 mm de diámetro. Este sector tiene la típica disyunción columnar y una intercalación de 1 metro de espesor de lavas con estructuras almohadilladas. Por encima continua una ignimbrita traquítica de sección lenticular, que pasa de una base poco soldada a un fuerte grado de soldamiento en el techo, con fiammes deformados y de hasta 25 cm de diámetro. Los fiammes en la sección superior pasan de estar desvitricados a ser vítreos con textura perlítica en su núcleo. El espesor máximo de esta ignimbrita es de unos 10 metros. Le siguen tufolitas verde castañas y una colada basáltico-andesítica amigdaloides de unos 2 metros de espesor, con abundante alteración verde y con relleno calcítico. Continúan niveles tufolíticos verde-castaños, en los que se intercala otro nivel ignimbritico traquítico lenticular, pero de un espesor medio de 1,5 m y con un grado de soldamiento moderado en todo su espesor, que es cubierto por tufolitas verde-castañas.

En el sector sur de la figura 1, la erosión expone una chimenea con fuerte disyunción columnar, que corta los afloramientos de las Andesitas Estrechura. En los laterales de la chimenea se observa la alternancia de coladas basáltico-andesíticas de poco espesor (1 a 2 m) con intercalaciones de depósitos cinéreos. En los techos de estas coladas se pueden observar protuberancias a modo de conductos verticales tapizados por vesículas alargadas, que terminan en bombas y escorias de los depósitos cinéreos que cortan a modo de fuentes de lava.

Las Andesitas Estrechura son cubiertas por tufolitas blancas y verde-castaño claro, cuyo desarrollo está circunscrito al sector sureste de la figura 1, donde se las ha mapeado como Tufolitas Superiores. En dicho sector, se puede observar una inversión del relieve de las Andesitas Estrechura en las Tufolitas Superiores, por lo que se evidencia una discordancia erosiva entre ambas unidades.

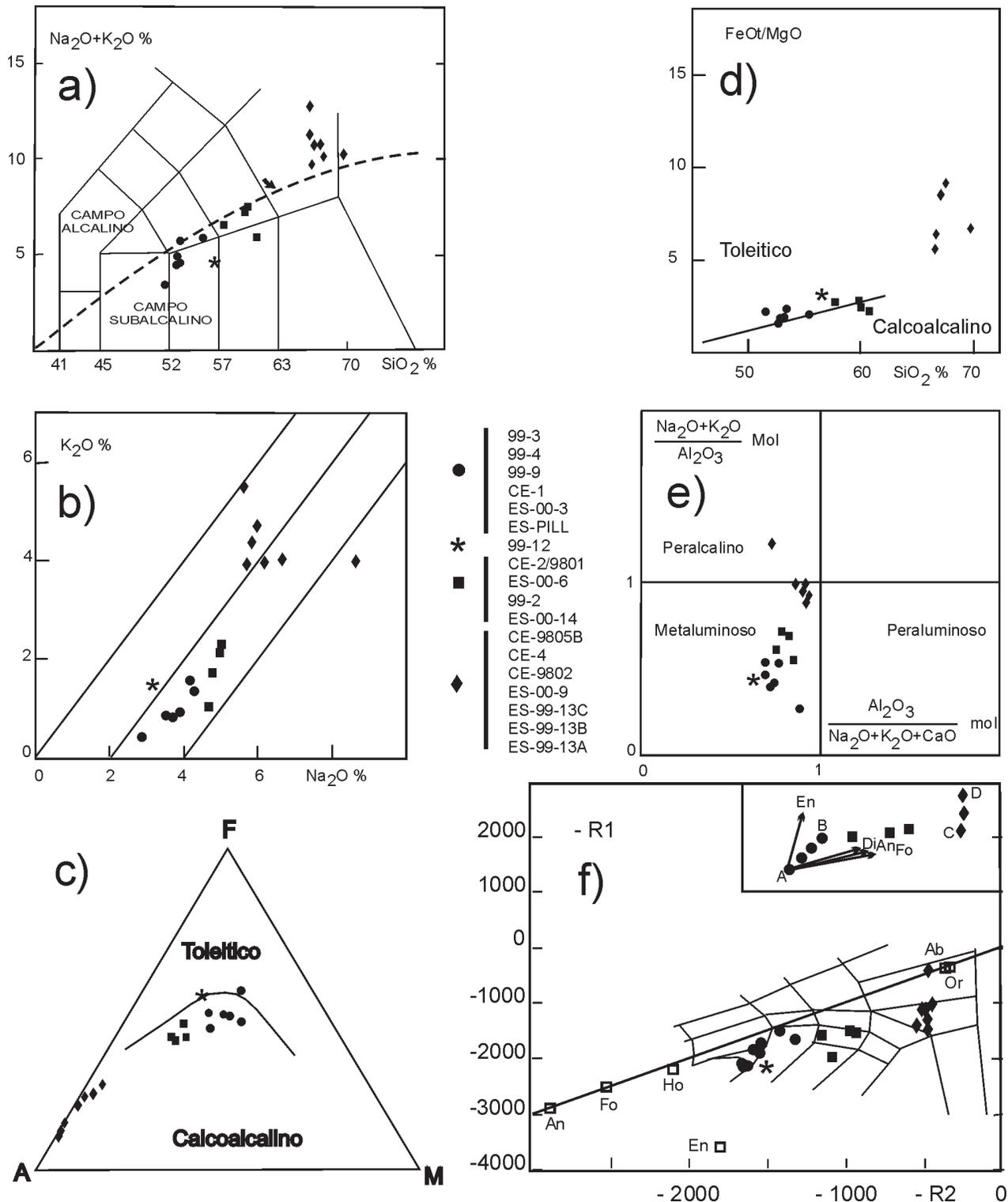


Figura 2: a) Diagrama de clasificación TAS (conforme Le Maitre 1984). La línea cortada señala el límite entre los campos alcalino y subalcalino conforme Irvine y Baragar (1971) b) Diagrama Na_2O versus K_2O . c) Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971). d) Diagrama de sílice versus la relación magnesio-hierro de Miyashiro (1974). e) Diagrama de saturación en alúmina (Índices de Shand y Agpaitico). f) Diagrama R1-R2 de De La Roche et al (1980), modificado para que los campos clasificatorios y tendencias evolutivas puedan ser comparados en forma directa con el TAS así: $R1 = 11(\text{Na}+\text{K}) + 2(\text{Fe}+\text{Ti}) - 4\text{Si}$, y $R2 = -\text{Al} - 2\text{Mg} - 6\text{Ca}$, y se invierte su posición en los ejes X e Y. También se grafican los principales minerales magmáticos. Además en el extremo superior derecho de esta figura se esquematizan: 1) Los vectores de fraccionamiento de Hy, Di, Ol y An para un líquido de composición A (la roca más básica de la secuencia). 2) Los tres tramos evolutivos (A-B) fraccionamiento e inmiscibilidad, (B-C) líquido residual muy enriquecido en líquido inmiscible, (C-D) líquido inmiscible. En todos los diagramas se han graficado conforme los grupos de basaltos-traquiabasaltos, traquiandesitas y traquitas.

En las Tufolitas Superiores se encontraron restos de peces, y trozos de esmalte de dientes de hasta 10 cm de longitud indeterminables.

Finalmente la secuencia es cubierta por coladas de basalto-andesitas de las Andesitas Huancache.

Petrografía

Las rocas de la secuencia volcánica de las Andesitas Estrechura se ubican en el diagrama TAS desde el campo de los basaltos, pasando por las andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas, hasta el campo de las traquitas. Entre estas dos últimas existe un importante hiato composicional (Fig. 2a, Cuadro 1). Los basaltos, traquiandesitas basálticas (mugearitas), y traquiandesitas (benmoreitas) son coladas de naturaleza sódica ($\text{Na}_2\text{O}-2 > \text{K}_2\text{O}$, Fig. 2b), en tanto que las traquitas corresponden a ignimbritas que presentan dos tendencias, una con enriquecimiento en Na_2O y otra en K_2O (Fig. 2b).

En el tetraedro basáltico (Fig. 3a) se ubican en el campo de los basaltos toleíticos olivínicos de Yoder y Tilley (1962), también denominados basaltos transicionales (Muir y Tilley 1964), corroborado por la presencia de olivina y ortopiroxeno en la moda (Cuadro 1) en los términos basálticos, andesítico-basálticos y traquiandesitas basálticas, y por tener traquitas como miembros más diferenciados. En lo que respecta a la naturaleza de la serie, si bien el diagrama AFM (Fig. 2c) los ubica preferentemente en el campo calcoalcalino, en el diagrama de Miyashiro (1974) (Fig. 2d) se los ubica en el campo toleítico.

Los términos lávicos son rocas castaño oscuras o negras y de grano fino con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivina (alterada) que alcanzan un tamaño máximo de 0,2 cm y que están rodeados en el caso de los basaltos y traquibasaltos, de una pasta afanítica negra. En tanto que las traquiandesitas muestran un marcado incremento de una pasta castaño claro que llega a formar vesículas de hasta 1 cm. Los basaltos de la chimenea son los únicos que alcanzan una textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa de hasta 0,8 centímetros.

En la sección superior del perfil se destaca una colada basáltica de color castaño rojizo muy vesiculada, que contiene relleno calcítico y zeolítico, que le confiere un moteado de coloración verde.

Las ignimbritas son rocas blanquecinas con tintes grisáceos a amarillentos, con abundantes pómez poco deformados en la base, que pasan a estar parcialmente aplastados hacia el techo. También se observa el incremento del tamaño de los pómez de la base (10 cm) al techo (25 cm) de la ignimbrita. Otro rasgo particular de los pómez del techo es la aparición de pómez con núcleo masivo y borde vesiculado (Figura 9). El núcleo masivo de estos pómez pasa de estar parcialmente desvitrificado en el sector medio-superior a totalmente vítreo (perlítico) en el techo de la ignimbrita (Figura 10).

En las coladas, las pastas son intergranulares a intersterales y están constituidas por microlitos de plagioclasa

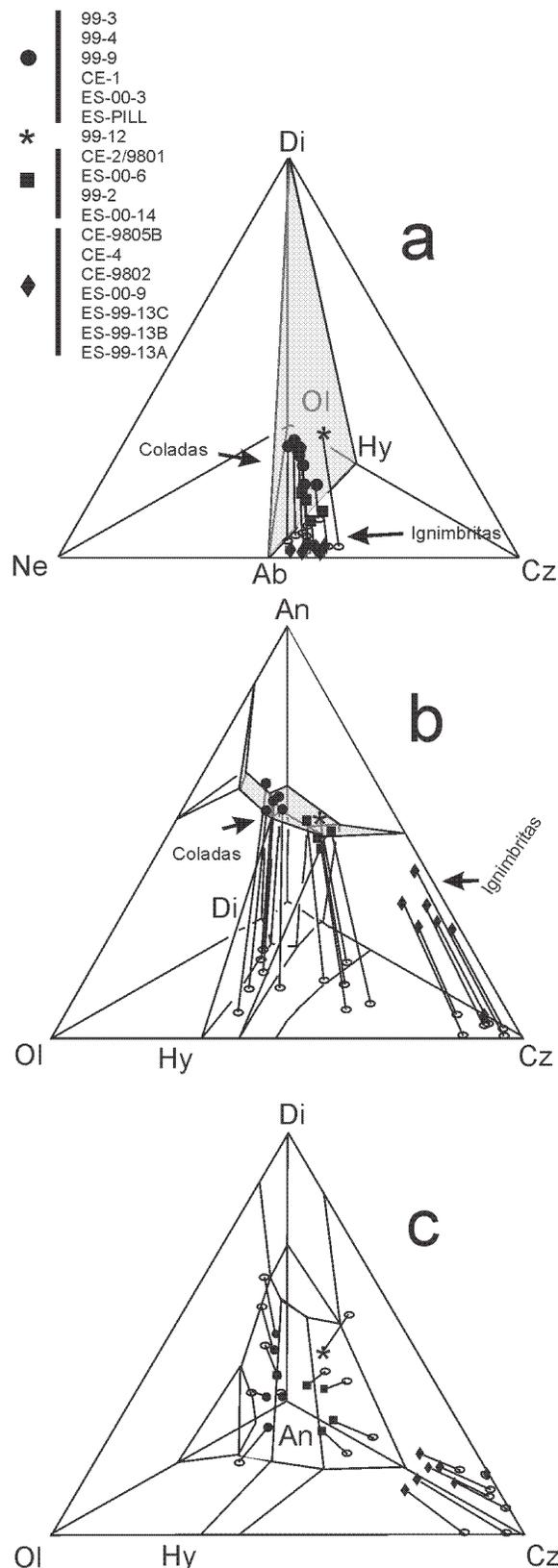


Figura 3: a) Tetraedro basáltico conforme Yoder y Tilley (1962), Diópsido (Di), Nefelina (Ne), Olivina (Ol), Cuarzo (Cz), mostrando la evolución desde el campo toleítico transicional hacia el campo débilmente saturado en sílice. b y c) vista lateral y superior del sistema An-Di-Ol-Cz conforme Yoder y Tilley (1962) para 1 bar de presión.

Cuadro 1: Descripción petrográfica de las principales unidades petrológicas de las Andesitas Estrechura.

	M.Nº	Plagioclasa			Oivina	Piroxeno		Opacos	Alteración	Textura	Clasificación TAS	
		Fenocristales		Pasta	Feno	Pasta	Pasta					
		celular	regular	zonada								
Lavas	99-04	XX	X	XX	XXX	XX	XX-Opx	X	XX	lim-clo	glopo-in	basalto
traquiandesitas	99-09	X		X	XXX	XX		X	XX	lim-clo	po-in	traquiandesita basáltica
basálticas	CE-1	XX	XXX	XX	XXX	X	XX-Opx	X	XX	lim-clo	glopo-in	traquiandesita basáltica
Lavas	99-12				XXX			X	XXX	ca	in-ves	traquiandesita
traquandesíticas	CE-2	XX	X	XX	XXX	X	X	XX	XXX	lim-clo	glopo-in	traquiandesita
	CE-9801	XX	X	XX	XXX		X-Opx	X	XX	lim	glopo-in	traquiandesita
	99-02	XX	XXX		XX	X	X	X	XXX	lim-clo	po-in	andesita
	CE-4	X	X	X	XX		X		XX	ca	ign	traquita
	CE-9802	XX			XXX			X	X	ca	ign	traquita
	CE-9805B								X	lim	perlítica	traquita
Ignimbritas	9913 A	X	X	X	XX			X	X	lim	ign	traquita
traquíticas	9913 B	X	X	X	XX		X	X	X	lim	ign	traquita
	9913 C	X	X	X	XX			X	X	lim	ign	traquita

Abundancia: Abundante XXX Moderado XX Escaso X

Alteración: ca: calcita; lim: limonitas; clo: cloritas

Textura: po: porfírica; glopo: glomeroporfírica; pi: pilotáxica; in: intergranular; ign: ignimbritica; ves: vesicular

clasa, augita e ilmenita. El vidrio intersticial es castaño oscuro translúcido a parcialmente desvitrificado por microlitos de opacos. Por sectores se observa un segundo vidrio de color castaño amarillento, que ocupa sectores intersticiales pero que también llega a formar vesículas redondeadas que al desvitrificarse forma variolas. Este segundo vidrio castaño amarillento pasa de ser poco abundante en los basaltos y traquibasaltos a muy abundante en las traquiandesitas. En estas últimas (traquiandesitas), el gran desarrollo de vesículas permite distinguir un tercer vidrio más claro y translúcido que ocupa el borde de las vesículas (Figura 11). La alteración más común de las rocas es la cloritización, en tanto que las vesículas por lo general están vacías. El relleno de vesículas con calcita está restringido a una colada en el sector superior del perfil, y en ocasiones ocupa el centro de las vesículas, tapizadas por el segundo vidrio castaño amarillento. En las ignimbritas, la calcita reemplaza en ocasiones el vidrio incoloro y translúcido con textura perlítica que ocupa el núcleo de algunos pómez, pero no altera los restantes vidrios, aún los vesiculados.

Los fenocristales de plagioclasa son cristales euhedrales pequeños que poseen muy poco desarrollado el maclado polisintético y presentan texturas zonadas. En los bordes de los fenocristales aparecen texturas cribosas bien desarrolladas con inclusiones de vidrio, opacos y piroxenos. En las traquiandesitas la textura cribada es más abundante y puede ocupar tanto el núcleo como la totalidad de la plagioclasa. Es frecuente la textura glomeroporfírica, que para los traquibasaltos está constituida por plg-clpx-ol, en tanto que para las traquiandesitas la constituye plg-clpx.

Los clinopiroxenos son de composición fundamentalmente augítica. Los fenocristales son levemente zonales y se presentan con forma de prismas cortos anhedrales a euhedrales y con escasa o nula alteración. Pueden presentar un anillo de inclusiones de vidrio hacia el borde.

Los clinopiroxenos de la pasta son más abundantes que los fenocristales y de hábito granular.

Los ortopiroxenos forman fenocristales que preferentemente se conservan como núcleos en los fenocristales de augita. En ocasiones pueden conservar núcleos de olivina parcialmente alterada. En los traquibasaltos son de composición bronzítica, en tanto que en las traquiandesitas pasan a la composición de hipersteno con marcado pleocroismo.

Los fenocristales de olivina son euhedrales, de hábito rombooidal y siempre están totalmente alterados a bowlingita, en ocasiones se conservan parcialmente alterados en los núcleos de los ortopiroxenos.

Los minerales accesorios más abundantes son los opacos, que se encuentran restringidos como microlitos en la pasta. En las lavas más básicas presentan hábito prismático y es interpretado como ilmenita. En las rocas intermedias se incrementan los microlitos de opacos en la pasta y predominan los equigranulares a rectangulares, que son atribuidos a magnetita. En ocasiones se observan agregados de microlitos de opaco que ocupan posiciones intersticiales entre el vidrio y microcristales de plagioclasa (muy raramente como microfenocristales).

Las ignimbritas presentan trizas de vidrio deformadas y soldadas, pómez parcialmente deformados que conservan las estructuras de los canalículos. Como se mencionara en los párrafos precedentes, los pómez presentan un núcleo masivo y un borde vesiculado, pudiendo ser totalmente vítreos o estar desvitrificados. Para el caso de los totalmente vítreos, se observa que el vidrio del núcleo por lo general es translúcido pardo masivo (son pómez de hasta 25 cm) con microfenocristales de plagioclasa, sanidina y augita (la plagioclasa puede presentar zonación y en ocasiones tiene escasas inclusiones de vidrio y clinopiroxeno). En un segundo tipo de pómez, el núcleo es totalmente translúcido incoloro, afírico con textura perlítica (son pómez de hasta 2 cm), éstos no tienen

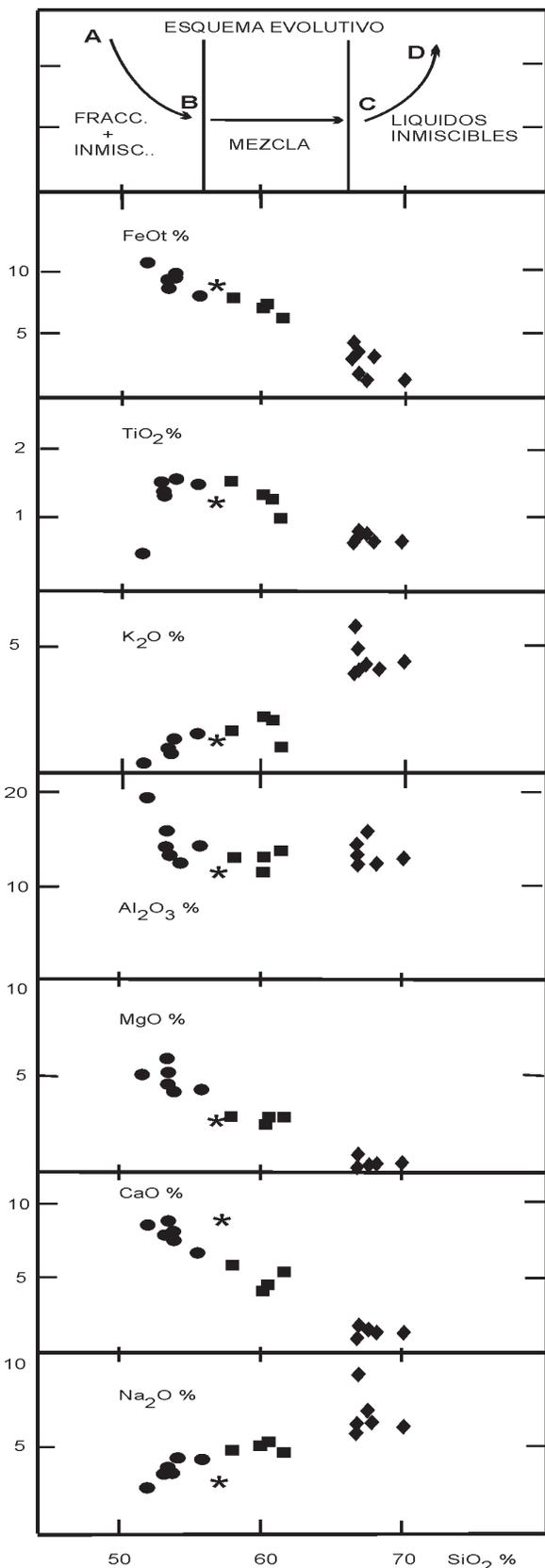


Figura 4: Diagramas de variación tipo Harker de los elementos mayoritarios, las referencias corresponden a la figura 2. En el extremo superior derecho se ha incluido un esquema evolutivo según las referencias en las figuras 2f y 8.

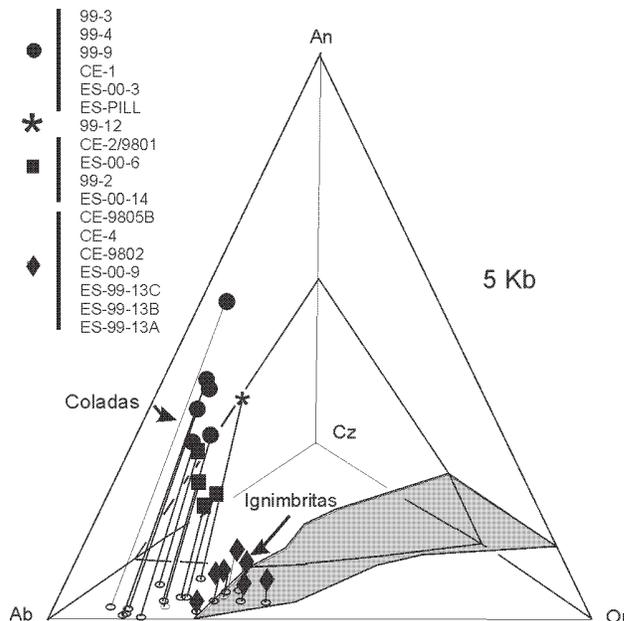


Figura 5: Diagrama cuaternario del sistema granito de Winkler (1978), Anortita (An), Albita (Ab), Ortosa (Or), Cuarzo (Cz). La evolución de la secuencia sugiere el enriquecimiento en ortosa, escaso enriquecimiento en cuarzo y la disminución de anortita normativos, culminando con las ignimbritas traquíticas. Toda la secuencia está en el campo de estabilidad de la plagioclasa. Tan sólo las ignimbritas alcanzan el campo de estabilidad de un feldespatu alcalino.

microfenocristales pero si abundantes microlitos aciculares de apatita y en ocasiones lamprobolita. Un tercer tipo de pómez de núcleo vítreo, lo constituyen aquellos que tienen tres tipos de vidrio (castaño, castaño-amarillento, e incoloro), en éstos los microfenocristales de augita están recubiertos por el vidrio castaño oscuro, en tanto que las plagioclasas están recubiertas por el vidrio castaño amarillento (nunca por el castaño oscuro), y en ocasiones por el translúcido incoloro. En este último caso, en el contacto entre el vidrio incoloro y la plagioclasa se generan engolfamientos, denotando la disolución de la plagioclasa en dichos puntos. Finalmente, el vidrio vesiculado de la periferia es translúcido castaño amarillento tanto para los pómez con núcleo castaño como incoloro. El pasaje entre los vidrios es neto, con índices de refracción distintos, siendo el de mayor índice el vidrio incoloro y el del menor índice el vidrio castaño denotando inmiscibilidad líquida. Por otra parte, los pómez desvitrificados muestran un núcleo con textura traquítica, en tanto que el borde vesiculado de la periferia continúa siendo el vidrio translúcido castaño amarillento. En el perfil vertical de la ignimbrita, los pómez de núcleo vítreo incoloro predominan en la base, los pómez de núcleo translúcido pardo predominan en el tercio superior y los pómez con núcleo de tres vidrios predominan en el techo. Los cristaloclastos son preferentemente tablillas de plagioclasa y sanidina acompañadas por escaso mafito que corresponde a augita y posiblemente lamprobolita. En forma accesoria hay magnetita. Los clastos líticos corresponden a volcanoclastos andesíticos-traquianandesíticos.

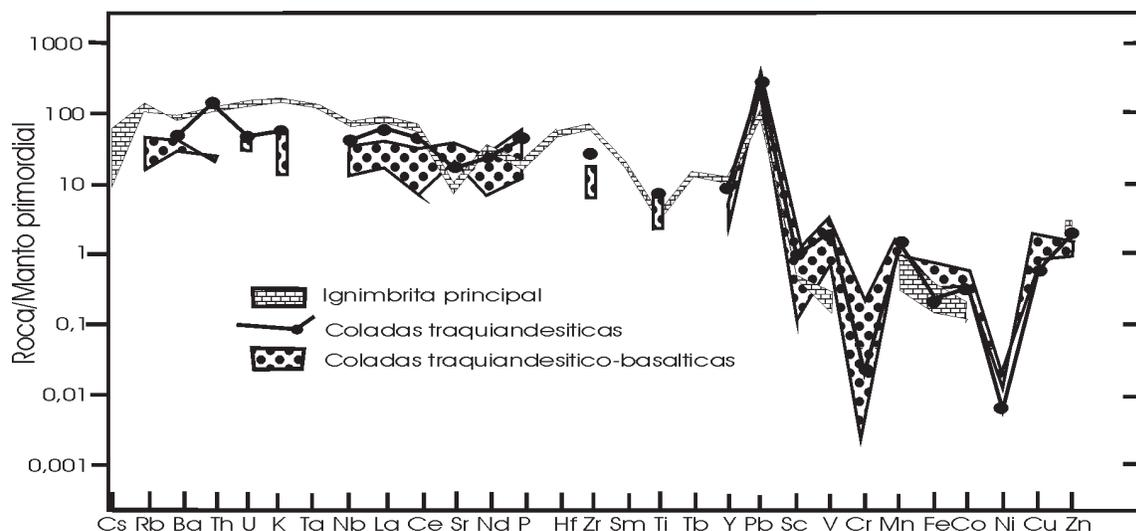


Figura 6: Diagrama multielemento, normalizado respecto del manto primordial (Jagoutz *et al.* 1979; Sun 1982), donde se comparan los basaltos-traquibasaltos, con las traquiandesitas y traquitas.

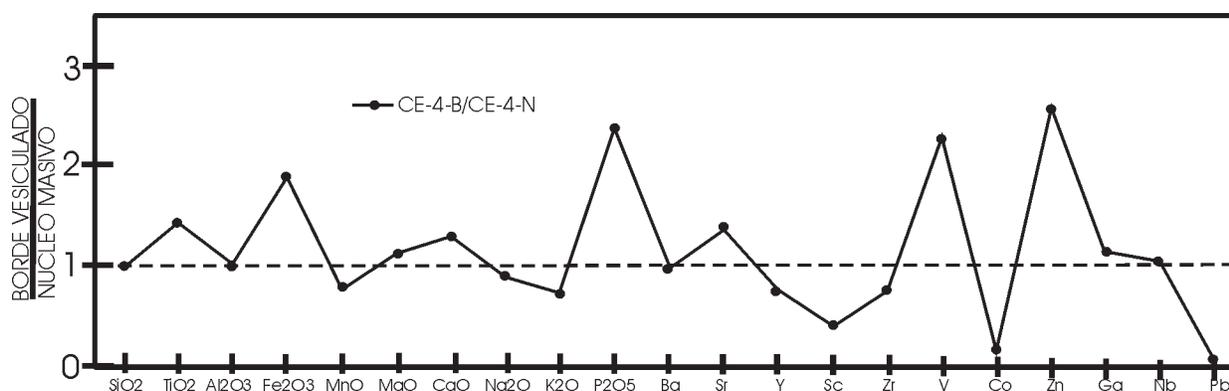


Figura 7: Relación vidrios inmiscibles en los pómez traquíticos. El vidrio vesiculado del borde corresponde a la muestra CE-4-B en tanto que el núcleo masivo corresponde a la muestra CE-4-N de del Cuadro 2, y del pómez de la figura 9.

Geoquímica de las andesitas Estrechura

Los valores de SiO_2 de las muestras varían entre 52% y 62 % en las lavas y de 66 a 70% en las ignimbritas (Cuadro 2), razón por la cual se las ubica desde el campo de las rocas intermedias a ácidas. En los tenores de los óxidos con respecto a la sílice, los diagramas de variación tipo Harker de elementos mayoritarios (Fig. 4) muestran buena linealidad con un salto composicional entre las lavas y las ignimbritas, hecho que sugiere el origen común de las rocas a partir de un mismo magma, pero con un proceso evolutivo capaz de producir un salto composicional.

Los tenores de K_2O de las lavas traquiandesíticas (1,1-2,2%) se encuentran dentro del intervalo de los valores promedio de las andesitas ácidas de moderado a alto potasio orogénicas calcoalcalinas (Gill 1981). Los valores de Na_2O (2,2-5% para las lavas y 5-6,6 para las ignimbritas) son más elevados que los tenores promedio de las andesitas orogénicas. Si se comparan los tenores de los álcalis entre sí, se puede observar que tanto las lavas

como las ignimbritas mantienen un incremento proporcional del sodio y el potasio, de modo que las rocas se mantienen en el campo sódico-potásicas (Fig. 2b).

El Al_2O_3 presenta tenores entre 12 y 19%. La comparación de los índices de Shand ($\text{IS} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$) con el Agpaítico ($\text{IA} = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$), sugiere que se trata de rocas meta-aluminosas (Fig. 2e) que evolucionan hacia el campo peralcalino en sus términos ignimbriticos más diferenciados.

Para fines comparativos se ha incorporado sobre el diagrama TAS (Fig. 2a) el límite entre los campos de las series alcalinas y subalcalinas de Irvine y Baragar (1971). Las rocas de las Andesitas Estrechura se ubican dentro del campo subalcalino próximas a el límite Subalcalinas-Alcalinas de Irvine y Baragar (1971), y en el TAS son rocas preferentemente pertenecientes a los campos saturados (S), con escasas rocas en los campos sobresaturados (O) en sílice. En el diagrama AFM (Fig. 2c) de Irvine y Baragar (1971) estas rocas transicionales se ubican dentro del campo calcoalcalino, en tanto que son transicionales

Cuadro 2: Análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas, agrupados por unidad efusiva.

	Lavas de Traquiandesitas												Ignimbritas Traquíticas						
	Coladas de traquiandesitas basálticas						Núcleo						Borde		Núcleo		Ignimb. s. Techo		
	99-3	99-4	99-9	CE-1	ES-00-3	ES-PILL	99-12	CE2/9801	ES-00-6	99-2	ES0014	CE9805B	CE-4-B	CE-4-N	CE-98-02	ES-00-9	ES9913C	Centro	Piso
SiO2	47,14	50,99	51,62	53,53	52,53	51,7	52,25	55,53	59,21	58,13	60,66	62,86	64,92	65,53	66,55	65,42	66,24	69,13	63,73
TiO2	0,5	1,46	1,42	1,45	1,37	1,52	1,18	1,47	15,5	1,35	1,03	0,64	0,96	0,67	0,77	0,66	0,68	0,69	0,72
Al2O3	18,07	16,46	17,27	16,54	16,4	15,9	14,43	15,9	1,28	16,04	16,68	15,53	16,47	16,01	17,61	16,62	15,82	16,15	15,39
Fe2O3	7,57	2,96	4,54	4,65	9,35	9,42	0,38	5,24	7,13	2,61	6,19	3,64	3,18	1,7	1,46	3,02	3,12	1,27	2,07
MnO	0,15	0,17	0,13	0,12	0,15	0,23	0,11	0,17	0,18	0,08	0,12	0,13	0,07	0,09	0,04	0,05	0,1	0,05	0,05
MgO	4,65	5,78	4,58	4,18	5,05	4,11	2,66	2,82	2,88	2,56	2,81	0,66	0,62	0,55	0,17	0,3	0,34	0,19	0,18
CaO	8,62	8,49	9,29	7,09	8,98	8,07	9,17	6,25	4,89	4,6	5,8	1,67	1,89	1,46	1,56	1,13	1,38	1,49	1,4
Na2O	2,62	3,46	3,61	4,07	3,83	4,2	2,88	4,67	4,98	4,92	4,7	5,39	5,22	5,9	6,61	5,59	6,01	5,85	8,34
K2O	0,41	0,82	0,82	1,51	0,9	1,29	1,37	1,61	2,12	2,23	1,1	3,75	3,45	4,64	4,03	5,46	3,92	4,31	3,84
P2O5	0,11	0,43	0,36	0,38	nd	nd	0,41	0,38	nd	0,41	0,33	0,14	0,33	0,14	0,18	nd	nd	nd	nd
LOI	8,9	2,75	2,39	2,68	1,34	3,08	7,46	2,98	1,63	2,44	0,6	5,17	2,9	0,96	1,17	1,55	2,24	0,48	3,98
Total	100,11	99,32	99,75	99,24	99,9	99,52	99,46	99,24	99,8	99,33	99,69	99,57	100,01	99,28	100,15	99,8	99,85	99,61	99,7
Elementos mayoritarios en % en peso																			
Ba	99-3	201	215	245	283	235	241	344	353	348	255	522	528	521	578	585	545	548	556
Sr	445	677	534	473	609	437	392	332	436	378	521	160	219	159	206	182	175	179	205
Y	11	20	22	25	23	33	18	38	30	28	23	48	40	51	48	41	40	38	36
Sc	2	11	10	13	20	23	9	16	11	13	10	8	7	16	8	6	5	<5	7
Zr	74	142	150	186	179	246	126	303	295	256	214	694	442	581	729	614	240	144	240
Be	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4	nd	nd	4	nd	nd	nd	nd
V	43	184	176	147	186	191	85	121	111	112	106	<20	23	10	<20	13	32	2	3
Cr	2	161	71	51	90	92	56	22	47	13	44	<20	2	<1	<20	30	28	30	28
Co	54	45	36	36	45	45	34	35	26	26	37	<15	10	14	<15	6	<1	<1	<1
Ni	40	103	34	37	32	22	27	15	10	7	26	<15	10	14	<15	6	3	3	6
Cu	26	39	39	40	51	35	49	16	31	14	23	<10	22	<2	<10	6	3	3	6
Zn	49	80	80	73	107	112	66	89	105	71	116	106	225	87	71	164	98	54	142
Ga	17	15	15	12	17	17	2	5	18	8	18	23	24	21	25	23	24	24	25
Ge	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1,5	nd	nd	1,4	nd	nd	nd	nd
As	nd	nd	nd	nd	<5	7	nd	nd	<5	nd	<5	<5	<5	nd	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	10	17	7	28	nd	nd	19	39	nd	47	nd	83	nd	79	64	nd	nd	nd	nd
Nb	9	14	14	20	10	21	10	29	23	23	3	43,5	56	53	46,1	19	51	51	53
Mo	nd	nd	nd	nd	5	5	nd	nd	6	nd	5	5	4	nd	<2	5	5	4	10
Ag	nd	nd	nd	nd	<0,5	<0,5	nd	nd	<0,5	nd	<0,5	<0,5	<0,5	nd	<0,5	1,6	<0,5	<0,5	0,6
In	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	<0,1	<0,1	nd	<0,1	nd	nd	nd	nd
Sn	nd	nd	nd	nd	<20	<20	nd	nd	<20	nd	<20	3	<20	nd	3	<20	<20	<20	<20
Sb	nd	nd	nd	nd	<5	<5	nd	nd	<5	nd	<5	0,2	<5	nd	<0,2	<5	<5	<5	<5
Cs	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1,4	nd	nd	0,2	nd	nd	nd	nd
Hf	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	14,5	nd	nd	14,8	nd	nd	nd	nd
Ta	nd	nd	nd	nd	<10	<10	nd	nd	<10	nd	<10	4,9	<10	nd	4,5	<10	<10	<10	<10
W	nd	nd	nd	nd	225	178	nd	nd	142	nd	220	259	135	nd	164	145	<20	<20	<20
Tl	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1,13	<5	nd	0,34	nd	nd	nd	nd
Pb	18	12	18	23	4	<2	21	18	<2	15	8	6	2	29	9	16	14	3	27
Bi	nd	nd	nd	nd	<5	<5	nd	nd	<5	nd	<5	<0,6	<5	nd	<0,6	<5	<5	<5	<5
Th	2	4	3	2	nd	nd	5	11	nd	9	nd	8,41	nd	11	8,79	nd	nd	nd	nd
U	<1	<1	<1	1	nd	nd	<1	1	nd	1	nd	2,41	nd	3	2,96	nd	nd	nd	nd
Elementos traza en ppm																			

El signo < indica por debajo del límite de detección. Nd = no determinado.

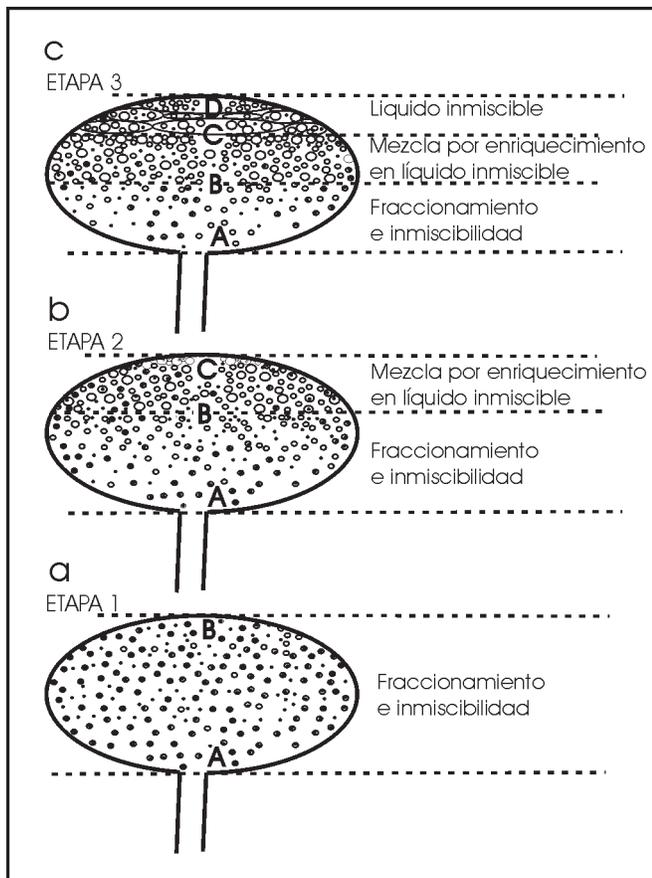


Figura 8: Esquema evolutivo de la cámara magmática zonada a) Emplazamiento de la cámara magmática a una profundidad próxima a los 4,5 km, inicio de fraccionamiento e inmiscibilidad, extrusión de los basaltos y traquiandesitas basálticas. b) Continúa fraccionamiento y el sector superior de la cámara magmática, comienza a enriquecerse en líquido inmiscible, se extruyen las traquiandesitas. c) El líquido inmiscible ocupa la totalidad del techo de la cámara magmática, se extruyen las ignimbritas traquíticas.

a toleíticas en el gráfico $FeO^*/MgO-SiO_2$ (Fig. 2d) de Miyashiro (1974).

La composición normativa (CIPW) de las rocas graficada en el tetraedro basáltico Di-Ol-Ne-Qz (Fig. 3a) muestra que los basaltos-traquiandesitas-traquíticas de las Andesitas Estrechura son todas cuarzo normativas. Las lavas más básicas del perfil, se ubican en el plano Hy-Di-Ab, en tanto que las ignimbritas más evolucionadas si bien muestran un enriquecimiento relativo en sílice, éste no es lo suficiente como para que se separen significativamente de dicho plano (traquíticas).

El gráfico del sistema basáltico saturado en sílice (Fig. 3b y c) destaca que la evolución de la secuencia de lavas más básicas de las Andesitas Estrechura se ubica concordantemente al peritéctico/cotéctico Ol-Hy. Este hecho sugiere que la evolución de los basaltos-traquiandesitas se habría producido siguiendo el cotéctico Hy-Ol y que los fenocristales de olivina podrían haber coexistido con los ortopiroxenos (ver discusión). Un segundo grupo de lavas se alinea conforme la cotéctica Hy-Cz (o el margen

pobre en sílice del campo de inmiscibilidad líquida), en tanto que un tercer conjunto, conformado por las ignimbritas se agrupa en el margen rico en sílice del campo de inmiscibilidad líquida, próximo al vértice Cz.

Si se consideran los feldespatos normativos en el sistema Qz-Or-Ab-An (Fig. 5), se puede observar que si bien la secuencia es cuarzo normativa, la tendencia del conjunto no es la de enriquecerse en cuarzo en un camino hacia el mínimo térmico, sino más bien la de mantener un contenido de cuarzo normativo bajo (traquíticas) y enriquecerse en ortosa normativa.

Con respecto a los elementos traza (Cuadro 2), los contenidos de Sr son bajos (159-206 ppm) para las ignimbritas a moderados (332-521 ppm) para las traquiandesitas, en tanto que son normales (437-677 ppm) para los basaltos traquiandesíticos. Si se comparan con los promedios calculados para algunos ambientes geotectónicos, se observa que se encuentran con tenores inferiores al de este elemento en las basandesitas toleíticas orogénicas (605-810 ppm, Gill 1981, pags. 100-101) y superiores al de los MORB (136 ppm, Sun 1980) en tanto que están por debajo de los OIB (800 ppm, Sun 1980). Por otra parte, los contenidos de Y son de (36-51 ppm) para las ignimbritas, de (18-38 ppm) para las traquiandesitas y de (11-33 ppm) para los traquibasaltos que se encuentran en concentraciones similares (17-25 ppm, Gill 1981) en las basandesitas toleíticas orogénicas y (30 ppm Sun 1980) en los OIB, en tanto que están moderadamente debajo de los MORB (35 ppm Sun 1980).

Los elementos LIL y los HFS muestran un sistemático enriquecimiento de los traquibasaltos a las ignimbritas traquíticas (Fig. 6). Los elementos metalogénicos como el Zn, Cu, Ni, Co, Cr y V están empobrecidos, mientras que se insinúa una anomalía positiva de Pb, que no supera los 29 ppm.

Geoquímica de la inmiscibilidad líquida

La inmiscibilidad líquida está presente desde los traquibasaltos hasta las traquíticas. El carácter inmiscible de estos líquidos se establece en función de su diferente índice de refracción y la presencia de meniscos (diferencia de tensión superficial) entre los líquidos. Tan sólo en las traquíticas se ha podido realizar una separación mecánica entre la fase vesiculada del borde y masiva del núcleo (Figs. 9 y 10). Los resultados analíticos se muestran en el Cuadro 2 y la relación composicional entre borde y núcleo en la figura 7. Si bien hasta el presente se tiene la composición de un par núcleo-borde de los pómez del tercio superior de la ignimbrita, la figura 7 permite señalar que la composición de estos líquidos en las traquíticas es idéntica en lo referente a su contenido en sílice y alúmina, pero que los restantes elementos muestran una diferencia sistemática. El titanio, hierro, magnesio, calcio y fósforo se enriquecen en el vidrio vesiculado de la periferia. Esta distribución es coincidente con lo observado por Visser y Koster Von Groos (1979), que además señalan que el titanio y fósforo con pequeños incrementos en su con-

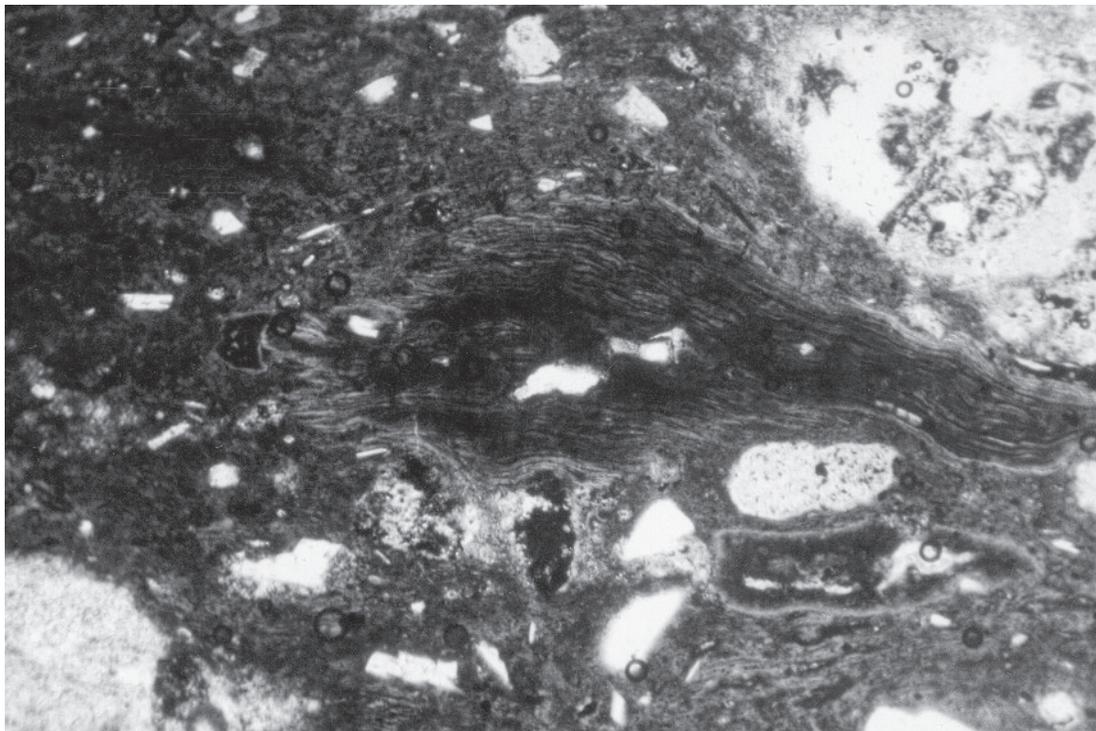


Figura 9: Detalle de fiamme de borde vesiculado (muestra CE-4-B) y con núcleo de vidrio castaño (muestra CE-4-N) de el Cuadro 2 (100 aumentos, sin nicoles).

centración, expanden el campo de inmiscibilidad líquida de un sistema alúmino-silicático y que se enriquecen en la fase inmiscible rica en hierro, magnesio y calcio. Es importante destacar que si bien el líquido vesiculado de la periferia está enriquecido en hierro, magnesio y calcio, éste no puede llamarse un líquido ferromagnesiano en el sentido estricto ya que estaríamos implicando un líquido más básico, cosa que no ocurre con los líquidos de la ignimbrita, pues ambos contienen la misma cantidad de sílice y alúmina. Entre los elementos traza, el Sr, V, y Zn se particionan hacia el líquido vesiculado de la periferia (rico en volátiles), mientras que el Y, Sc, Zr, Co y Pb se particionan hacia el núcleo masivo (pobre en volátiles), finalmente el Ba, Nb y el Ga tienden a distribuirse igualitariamente entre ambos líquidos. Esta distribución de elementos traza difiere parcialmente de los resultados experimentales de Watson (1976), posiblemente porque fueron realizados entre un líquido básico y otro ácido.

Discusión

La presencia de una chimenea vinculada a alternancia de coladas con niveles cineríticos, donde los niveles cineríticos se vinculan con las coladas subyacentes mediante conductos verticales que terminan en bombas y escoria, permiten interpretar a este volcanismo de emisión central como un volcán en escudo de escaso relieve con la formación de lagos de lava periódicos.

Al menos dos episodios ignimbriticos están vinculados

a esta secuencia volcánica. Si bien los depósitos reúnen las características de ignimbritas por la presencia de trizas, pómez y líticos, se debe destacar que dichos pómez constan de un borde vesiculado y un núcleo no vesiculado, que en los casos en que no hubo desvitrificación se puede observar que se trata de vidrios distintos. El hecho de que el vidrio vesiculado sea una fase de líquido inmiscible restringido a la periferia de los pómez y que los núcleos sean masivos y perlíticos, está señalando que el magma no tenía mucha agua. Dado el escaso contenido de agua de este magma, el mecanismo de erupción ignimbritico está dado por la concentración del agua hasta la saturación en una de las fases líquidas. Este mecanismo permite que un líquido que no contiene o admite volátiles sea transportado y dispersado por un segundo líquido que si admite y contiene gran cantidad de volátiles.

La variación composicional tanto química como mineralógica de basalto-traquiandesita-traquita observada en las Andesitas Estrechura conforma una secuencia consanguínea que puede ser subdividida en tres situaciones de equilibrio a) términos básicos; b) términos intermedios; c) términos diferenciados. Que a su vez pueden ser asignados a distintos estadios y niveles de una cámara magmática zonada (Fig. 8).

a) Los términos más básicos (muestras 99-3, 99-4, 99-9, CE-1, ES-00-3 y ES-PILL) señalan el inicio evolutivo del emplazamiento de una cámara magmática (Fig. 8a). Son lavas que muestran fenocristales de olivina, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa. Los análisis químicos conforman minerales normativos coincidentes con la petrografía,



Figura 10: Detalle de fiamme de borde vesiculado con núcleo de vidrio incoloro perlítico (100 aumentos, sin nicoles).

y su proyección en el diagrama Ol-Di-An-Cz muestra una evolución a lo largo del cotéctico/peritéctico Ol-Hy. Respecto de la relación peritéctica o cotéctica entre la Ol y el Opx, Morse (1980) indica que si bien a muy bajas presiones la relación Ol-Opx es peritéctica, ya para presiones de más de 1,4 Kbar es posible la relación cotéctica, y por ende la existencia de un valle térmico que obliga al líquido residual a enriquecerse en Di y mantener una relación constante de Cz (Fig. 3b y c). En estas muestras los fenocristales de olivina están parcial o totalmente alterados a bowlingita, se observan como fenocristales independientes o como núcleos relícticos dentro de los Opx. Por su parte los Opx pueden presentar coronas de clinopiroxeno. Estas relaciones mineralógicas sugieren que el equilibrio entre la Ol y el Opx pudo ser el de un cotéctico. Corroborando esta conclusión se puede observar en el diagrama R1-R2 (Fig. 2f) como la tendencia evolutiva de los términos básicos (desde la composición A a B) coincide con el vector resultante del fraccionamiento de Ol-En-Plg. También se destaca la presencia de inmiscibilidad líquida, con la formación de gotas de un segundo vidrio castaño amarillento y un tercer líquido incoloro en el núcleo del segundo. La presencia de inmiscibilidad líquida en series toleíticas fue descrita por primera vez por Roedder y Weiblen (1970) y ampliamente discutida por Roedder (1979). La presencia de tres líquidos inmiscibles ya fue señalada por Haller *et al.* (1970).

b) Los términos intermedios (99-12, CE-2, ES-00-6, 99-2 y ES-00-14) señalan un estadio más avanzado en la evolución de la cámara magmática (Fig. 8b). Están conformados

por andesitas-traquiandesitas con dos y tres vidrios. Si bien se incluye la muestra 99-12 en este grupo, se debe aclarar que su alto contenido de vesículas con calcita le confiere un comportamiento geoquímico distinto al de la tendencia de la serie. A diferencia de los términos básicos, en los términos intermedios son muy abundantes las esférulas y vesículas. Al microscopio se observa como las esférulas son alimentadas desde los sectores intersticiales de los cristalitos que convergen para formar grandes "gotas" de un vidrio castaño y un tercer vidrio incoloro en su borde (Fig. 11), formado sobre un primer vidrio no translúcido de color negro. Tan abundante es el contenido del segundo vidrio castaño claro que le confiere dicha coloración a la roca, la que conserva parches del vidrio castaño oscuro original. Esto permite interpretar a estas rocas como el resultado del enriquecimiento parcial del líquido inmiscible en un sector intermedio a alto de la cámara magmática. Esta mezcla entre el magma básico residual (B) y el líquido inmiscible segregado (C) (Fig. 2f) se ve corroborada en los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 4), donde las traquiandesitas (excluidas las que contienen vesículas calcíticas) muestran en general una tendencia rectilínea entre el término más evolucionado básico (B) y el segregado inmiscible (C). Esta disposición rectilínea es propia de una mezcla mecánica de dos componentes en distintas proporciones (Wilcox 1944). El alejamiento de la tendencia rectilínea por parte de algunos óxidos en alguna de las muestras está dado por el arrastre de minerales previamente segregados y que es evidenciado por la textura glomeroporfírica.

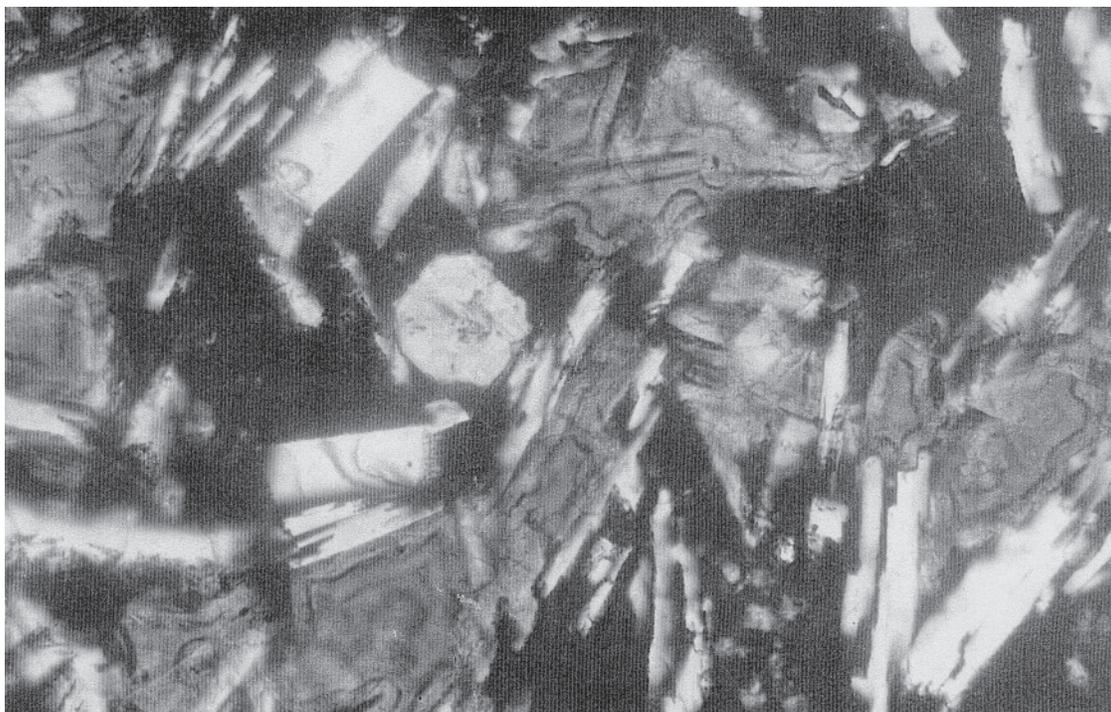


Figura 11: Detalle de pasta de traquiandesita (muestra CE-2), en la que se observa segregación y acumulación de líquidos inmiscibles entre microlitos de plagioclasa, augita y un vidrio poco translúcido negro (180 aumentos, sin nicoles).

En ocasiones las gotas de vidrio castaño contienen un núcleo calcítico, y en otro caso las vesículas están rellenas de calcita (muestra 99-12). También en las ignimbritas ocasionalmente se observan los núcleos del vidrio incoloro reemplazados por calcita, manteniendo la textura perlítica por pseudomorfismo, en tanto que el vidrio castaño claro vesiculado de la periferia no está alterado por la calcita. El hecho de que la calcita esté encapsulada en las gotas de vidrio castaño claro, sugiere que esta calcita puede ser de origen ígneo, en principio deutérico, aunque no se puede descartar que también mantengan una relación de inmiscibilidad en las traquiandesitas con vesículas calcíticas que está por encima de la ignimbrita. La relación de inmiscibilidad con líquido calcítico fue señalada por Philpotts y Hodgson (1968) en vidrios experimentales.

c) Los términos más diferenciados (CE-9805B, CE-4-N, CE-4-B, CE-9802, ES-009, ES-9913C, ES-9913B y ES-9913A) señalan los estadios más avanzados en la evolución de la cámara magmática (Fig. 8c). Están conformados por ignimbritas traquíticas que pasan de moderadamente soldadas (peraluminosas) en la base a soldadas (saturadas en alúmina) en el techo. Los pómez son de vidrio castaño similar al de las gotas inmiscibles de las traquiandesitas basálticas y traquiandesitas de los términos básicos e intermedios (Figs. 9, 10 y 11) están deformados, presentando textura traquítica en su tercio superior y pasando a vítrea en el techo. La similitud entre las gotas de los tres vidrios inmiscibles de las rocas básicas e intermedias con los tres tipos de vidrios presentes en las

ignimbritas, y su superposición en la columna estratigráfica, permiten interpretar a estas ignimbritas como el producto de la segregación de los líquidos inmiscibles desde las rocas básicas e intermedias hacia el techo de la cámara magmática. El hecho de ser ignimbritas implican cierto contenido de volátiles. Los volátiles tendrían participación de CO_2 corroborado por la presencia de calcita en los núcleos de algunos pómez. La relación ignimbritas / lavas en el perfil es muy baja, lo que indica que si bien hay un enriquecimiento en volátiles lo suficientemente importante como para generar vesiculación y extrusión, éstos son esporádicos. Se observa que el enriquecimiento en volátiles (si bien hay fraccionamiento) está restringido a una de las fases inmiscibles que corresponde al vidrio castaño amarillento que constituye el entorno vesiculado del pómez (Figs. 9 y 10), en tanto que el núcleo de estos pómez está constituido por vidrios masivos incoloros o pardos con textura perlítica que no alcanzan a vesicular. Por lo tanto se concluye que estas ignimbritas provienen de un magma pobre en volátiles, donde el moderado enriquecimiento en volátiles por fraccionamiento se ve multiplicado por efecto concentrador de una de las fases inmiscibles, siendo este último líquido el que se vesicula-expande, arrastrando los restantes líquidos (pobres en volátiles) y permitiendo así la extrusión en forma de ignimbrita. La zonación vertical que muestra la ignimbrita con predominio de pómez con vidrio incoloro en la base (más rico en álcalis, punto D Figs. 4 y 8c) respecto del predominio de pómez con vidrio castaño (tres vidrios) hacia el techo (más pobre en álcalis, punto C Figs. 4 y 8c)

refleja en forma inversa la zonación del techo de la cámara magmática, donde el vidrio incoloro más liviano ocupa el techo de la cámara magmática, mientras que el vidrio castaño es más pesado y se ubicará inmediatamente por debajo.

Conclusiones

La convivencia de olivina y enstatita en las Andesitas Estrechura y su evolución de basalto a traquiandesita a lo largo de un verdadero cotéctico Ol-En permiten concluir que se trata de una serie toleítica transicional (Aragón *et al.* 2003). La relación cotéctica Ol-En establece que el emplazamiento de la cámara magmática tuvo que ser superior a los 1,4 kbar ($> 4,5$ km de profundidad). La evolución toleítica transicional esta controlada por fraccionamiento de Ol-Px-Plg, que conduce la composición de los líquidos residuales al campo de inmiscibilidad líquida (presente aún en los términos más básicos). Los líquidos inmiscibles más livianos (de composición traquítica) migran y se enriquecen hacia el techo de la cámara magmática, generando así una zona intermedia de magma básico enriquecido en líquido traquítico (mezcla) que da lugar a las traquiandesitas, y un techo constituido en su totalidad por los líquidos traquíticos inmiscibles que dan lugar a las ignimbritas traquíticas. La ignimbrita muestra una zonación vertical que refleja a su vez (en secuencia invertida) la zonación del techo de la cámara magmática.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado en el marco del Proyecto de Investigación de la Universidad Nacional de La Plata 11/N357, perteneciente a los integrantes de la Cátedra de Petrología I de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata y al proyecto PIP 2676 del CONICET. Se agradecen los acertados comentarios del Dr. E. Llambias y su colaboración en el trabajo de campo, como así también a los arbitros Dr. M. Haller y Dra. V.D. Litvak por sus valiosos comentarios y sugerencias. También a los alumnos Santiago Gonzalez, Jose Ignacio Cuitiño y Salvatore Marcos por su colaboración en las tareas de campo y gabinete y a los señores Daniel Martire y Horacio Beneites por la realización de los cortes delgados.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aragón E., y Mazzoni M., 1997. Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio (Eoceno), Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 243-256.
- Aragón E., Aguilera Y., Gonzalez, P.D., Gomez Peral L., Cavarozzi C., y Ribot A., 2001. El intrusivo Florentina del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio: un ejemplo de Etmolito o embudo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56 (2) 161-172.
- Aragón, E., Gonzalez, P., Aguilera, Y.E., Cavarozzi, C.E., Llambias, E., y Rivalenti, G., 2003. Thermal divide andesites-trachytes, petrologic evidence, and implications from Jurassic north Patagonian massif alkaline volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 91-103.
- Aragón E., Gonzalez, P.D., Aguilera Y., Marquetti C., Cavarozzi C., y Ribot A., 2004. El Domo Vitrofirico Escuela Piedra Parada del Complejo Volcánico Piroclástico del Río Chubut Medio. En *Prensa Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): este volumen.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1, R2 - Diagram and major element analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Gill, J., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Minerals and Rocks 16. Springer Verlag. Berlin. 390 pp.
- Haller, W., Blackburn, D.H., Wagstaff, F.E. y Charles, R.J., 1970. Metastable Immiscibility surface in the system Na₂O-B₂O₃-SiO₂. *Journal of American Ceramist Society*, 53: 34-39.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spottel, B., Lorentz, V. y Wanke, H., 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proceedings Lunar and Planet Sciences Conference No. 10, Geoquímica et Cosmoquímica Acta, Supplement 11: 2031-2050.*
- Lage, J., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43c, Gualjaina, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 189. 72 pp.
- Le Maitre, R., 1984. A proposal by the IUGS Subcommittee on the systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31: 243-255.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1991. Descripción Geológica de la Hoja 43d, Sierra de Taquetrén, Provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Informe inédito.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1993. Hoja Geológica 4369-I, Gastre, Provincia del Chubut (1:250.000). Dirección Nacional del Servicio Geológico. Informe inédito.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1996. Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén), Provincia del Chubut. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 479-493, Buenos Aires.
- Mazzoni, M., Kawashita, K., Harrison S. y Aragón E., 1991. Edades radiométricas eocenas en el borde occidental del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 150-158.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Morse, S.A., 1980. Basalts and phase diagrams. An Introduction to quantitative use of phase diagrams in igneous petrology. Ed. Springer-Verlag, New York, 493 pp.
- Muir, I.D. and Tilley, C.E., 1964. Basalts from the northern part of the rift zone of the Mid-Atlantic ridge. *Journal of Petrology*, 5: 409-433.
- Petersen, C., 1946. Estudios Geológicos en el Río Chubut Medio. Dirección General de Minería y Geología, Boletín N° 59. 137 pp.
- Philpotts, A.R. y C.J. Hodgson. 1968. Role of liquid immiscibility in alkaline rock genesis. 23 International Geological Congress, 2: 175-188.
- Roedder, E., 1979. Silicate immiscibility in magmas, *The Evolution of Igneous Rocks*. Yoder H.S. Jr., Editor, Princeton University press, Princeton, New Jersey: 15-47.
- Roedder, E., y P.W. Weiblen., 1970. Lunar petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 rocks, *Proceedings Apollo 11 Lunar Science Conference, Geochimica et Cosmochimica Acta Suppl. 1, 1: 801-837.*

- Sun, S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A* 297: 409-445.
- Turner, J., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conhué, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 197, 92 pp.
- Visser, W. y Koster Van Groos, A.F., 1979. Effects of P₂O₅ and TiO₂ on Liquid-liquid equilibria in the system K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂. *American Journal of Science*, 279: 970-988.
- Watson, E.B., 1976. Two-liquid partition coefficients: Experimental data and geochemical implications. *Contributions to Mineral Petrology*, 56: 119-134.
- Winkler, H.G.F., 1978. Petrogénesis de rocas metamórficas. Eds. H. Blume, España, 346 pp.
- Wilcox, R.E., 1944. Rhyolite-basalt complex on Gardiner River, Yellowstone Park, Wyoming. *Bulletin of the American Geological Society*, 55: 1047-1080.
- Yoder, H.S. Jr. y Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3: 342-532

Recibido: 4 de agosto, 2004

Acceptado: 10 de octubre, 2004