

Volcanismo oligoceno superior – mioceno inferior en la sierra de Pirurayo, Puna jujeña: estratigrafía y mecanismos eruptivos

Miguel M. SOLER¹ Beatriz COIRA²

^{1,2} Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy - CONICET.
Avenida Bolivia 1661, C.C.258, C.P. 4600, San Salvador de Jujuy.
E-mail: ¹msoler@idgym.unju.edu.ar, ²bcoira@idgym.unju.edu.ar

RESUMEN. El Complejo Volcánico Pirurayo (CVP) aflora en la sierra homónima, aproximadamente entre los 65°54' y 65°50' de longitud oeste y los 22°25' y 22°17' de latitud sur, en el ámbito de la Puna jujeña. Se encuentra intercalado en la Formación Moreta, una secuencia sedimentaria continental integrada por areniscas y conglomerados rojos y morados. El CVP ocupa su sección intermedia, con un espesor máximo en el sector norte que supera los 640 m y que disminuye bruscamente hacia el sur. Representa un sistema volcánico compuesto, de composición andesítico-dacítica, desarrollado en el marco de una cuenca continental de régimen fluvial, emplazado durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior, según sistemas de fracturación submeridianos. Dicho complejo mostró en sus comienzos participación de fenómenos netamente explosivos y de carácter magmático, los que produjeron depósitos de volúmenes reducidos principalmente de oleadas piroclásticas y en menor proporción de ignimbritas. Posteriormente los mecanismos eruptivos cambiaron, caracterizándose por la alternancia entre emisiones lávicas y desarrollo de domos, acompañados por frecuentes colapsos de los mismos, depositándose intercalados mantos de lavas con bancos de flujos de bloques y cenizas y escasos y delgados depósitos de caída. El área de proveniencia de dichos depósitos se encontraba en el sector NNO del complejo y la boca de emisión de los mismos pudo ser única o haberse tratado de un volcán compuesto, de bocas múltiples.

Palabras clave: *Flujos de bloques y cenizas, Mecanismos eruptivos, Mioceno inferior, Puna Norte, Volcanismo andesítico-dacítico*

ABSTRACT. *Upper Oligocene – Lower Miocene volcanism in the mountain range of Pirurayo, northern Puna: stratigraphy and eruptive mechanisms.* The Pirurayo Volcanic Complex (PVC) crops out in the Pirurayo Range, approximately between 65°54' - 65°50' W, and 22°25' - 22°17' S, in the northern Puna region. The complex belongs to the Moreta Formation, a continental sedimentary sequence integrated by red and purple sandstones and conglomerates. The PVC occupies the middle section of the Moreta Formation, reaching a thickness of 640 m in the north, whereas to the south it diminishes abruptly. The PVC represents a composite volcanic system of andesitic to dacitic composition, erupted during Upper Oligocene - Lower Miocene times within a fluvial continental basin controlled by a north-south trending fault system. Pure explosive events, which produced a low volume of pyroclastic surge deposits and subordinate ignimbrites, characterized the early volcanic history of the Complex. After that, eruptive mechanisms changed to the eruption of lava flows, domes and their subsequent collapses, producing an association of lavas, block- and ash-flows, and scarce and thin ash-fall deposits. The source area of the PVC deposits was likely located in the northern or northwestern sectors, but there is not enough evidence to determine whether they came from a single or multiple eruptive vents.

Key words: *Andesitic-dacitic volcanism, Block and ash flow, Eruptive mechanisms, Northern Puna, Lower Miocene*

Introducción

El área que abarca el presente estudio (Fig. 1) se encuentra ubicada en la sierra de Pirurayo al noroeste de la provincia de Jujuy, en el ámbito de la Puna, entre la laguna de Pozuelos al oeste y la sierra de Cochino al este. Dentro de la misma se emplaza el pueblo de Cerrillos. El objetivo principal de este trabajo es realizar una interpretación geológica del área y de los procesos eruptivos actuantes y caracterizar desde el punto de vista petrográfico a las secuencias magmáticas de edad oligocena superior - miocena inferior, con el propósito de lograr una mayor com-

prensión del magmatismo, particularmente de las fases más tempranas, durante el Cenozoico superior en la Puna jujeña.

Marco geológico y antecedentes

El área de trabajo se encuentra enmarcada dentro del ámbito de la provincia geológica de la Puna, en la zona volcánica central de los Andes, que se extiende desde los 16° S hasta los 28° S y que se caracteriza por un volcanismo calco-alcalino lávico e ignimbítico andesítico - dacítico. Constituyendo una de las mani-

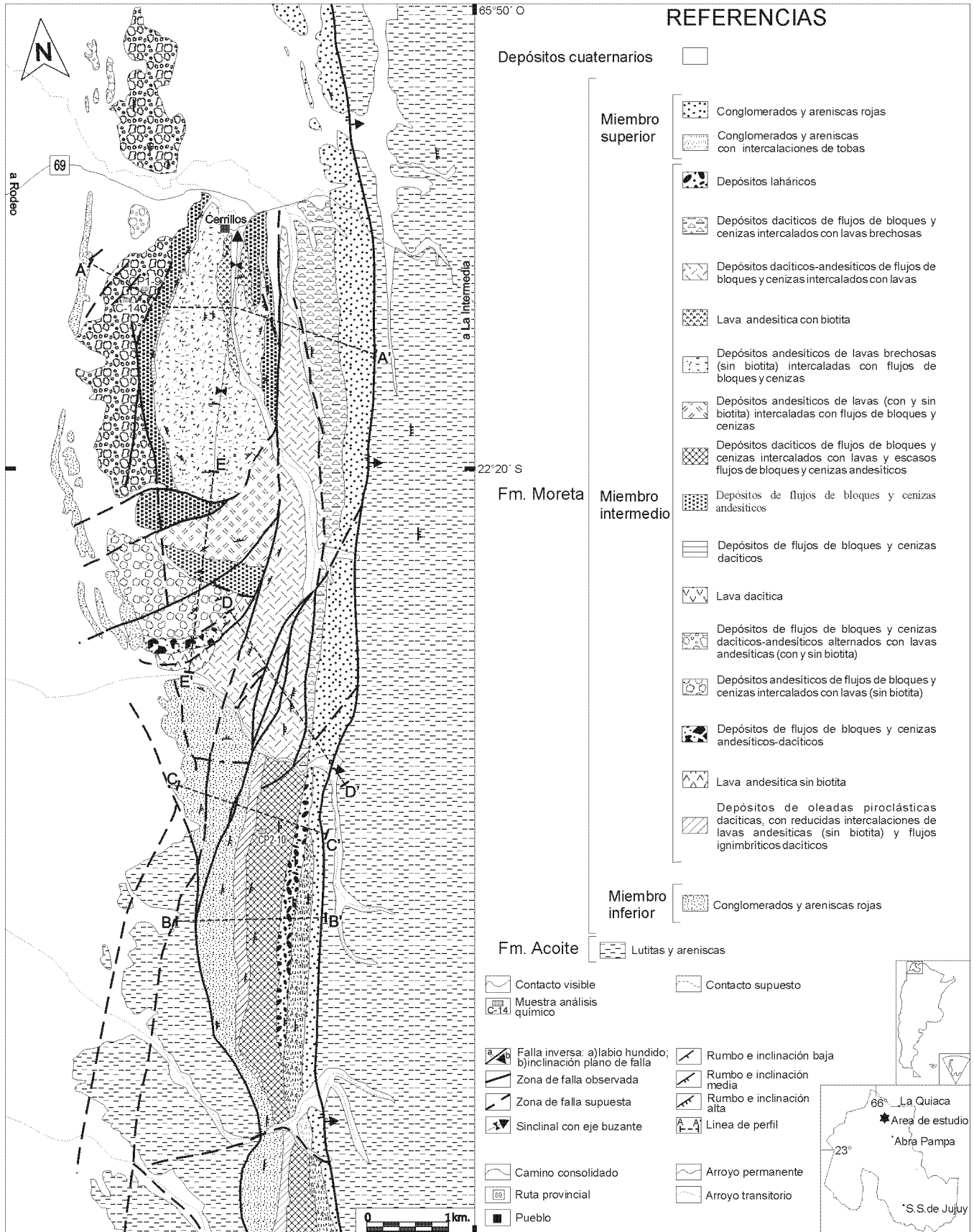


Figura 1: Mapa geológico del área del Complejo Volcánico Pirurayo

festaciones más orientales del volcanismo cenozoico temprano de la Puna Norte.

Las volcanitas que afloran en la sierra de Pirurayo, fueron descritas por Turner (1964) como una intercalación de sedimentos piroclásticos, dentro de una secuencia de areniscas rojas y moradas que consideró perteneciente a la Fm. Pirgua. Dicho autor definió para la Formación Pirgua, a la latitud de Cerrillos, un espesor máximo de 1600 m, en donde 1400 m corresponden a material volcánico compuesto por bancos de tobas, tobas brechosas y brechas volcánicas. Describió también la presencia de diques de andesita y basalto, de varios kilómetros de longitud, poco espesor y rumbo N 50°O e inclinación NE, atravesando a la Fm. Pirgua y que se encuentran en las intercalaciones piroclásticas.

Más adelante Coira (1979) estudió dichas secuencias en un perfil más al sur y realizó un estudio comparativo con perfiles completos de la Formación Pirgua. Encontró características litológicas muy contrastantes, que le permitieron definir una nueva unidad denominada Fm. Moreta. La misma consta de tres miembros: un Miembro inferior, constituido por areniscas medianas a finas, lutitas y limolitas calcáreas; un Miembro intermedio, de unos 460 m de potencia, caracterizado por su marcada participación volcánica de tipo andesítico, ya sea a través de los constituyentes cristalinos y líticos de las areniscas o en forma de niveles netamente piroclásticos (tobas y tobas brechosas) y un Miembro superior, descrito como una sucesión de conglomerados y areniscas, en los que el aporte de material volcánico es relegado. Concluyó que existe una disminución de potencia y granulometría hacia el sur, las cuales indican un mayor alejamiento del centro volcánico.

Méndez *et al.* (1979) realizaron una datación K/Ar sobre rocas andesíticas de la localidad de Cerrillos, de $20,5 \pm 2$ Ma (Linares 1979, corregida según Linares 1977), en tanto que Linares *et al.* (1987) publicaron otra datación K/Ar, sobre una dacita de Cerrillos, de 28 ± 3 Ma.

Coira *et al.* (1993) establecieron una probable correlación de las rocas volcánicas de la Fm. Moreta con lavas datadas en $22,7 \pm 0,6$ Ma en el área de Tupiza, al sur de Bolivia y describieron a los flujos piroclásticos de la Fm. Moreta como dacitas y andesitas.

Con respecto a la estructura de la zona, Cladouhos *et al.* (1994) distinguieron dos fases de deformación durante el Cenozoico tardío: la más antigua, anterior a los 9 Ma, la relacionaron con el cabalgamiento sobre un sistema de fallas predominantemente NNE-SSO, el cual produjo un acortamiento con dirección promedio de $120^\circ \pm 20^\circ$; la deformación más joven que 9 Ma está relacionada con fallas normales y de rumbo. También observaron que los valles intermontanos de Rincónada y de Abra de Moreta (unos 20 km al sur de Cerrillos) contienen rocas terciarias y cretácicas deformadas y que fallas inversas de vergencia opuesta apa-

recen en ambos flancos de estos valles. Esta vergencia opuesta es asignada al control ejercido por la estructuración previa del rift cretácico.

Dentro del marco geológico local, los registros del volcanismo cenozoico temprano en el área de estudio incluidos en el Complejo Volcánico Pirurayo (CVP) (Soler 1996) constituyen el Miembro intermedio de la Formación Moreta, interpuesto entre un Miembro inferior netamente epiclástico compuesto por areniscas gruesas a sabulíticas y conglomerados de color rojizo y otro superior de carácter volcaniclástico, integrado también por areniscas gruesas a sabulíticas y conglomerados de color rojizo, en el cual el aporte volcánico va siendo relegado hacia el techo. Las rocas del CVP son clasificadas por Soler (1996) como andesitas y dacitas, con contenidos altos a medios en K y carácter metaluminoso con débil tendencia a peraluminoso. Al este y oeste de la Fm. Moreta aflora, en contacto tectónico por medio de fallas inversas de vergencia occidental, la Fm. Acoite (Turner 1964), integrada por sedimentos pelíticos y areno-arcillosos de colores gris, verdoso pardo y pardo amarillento.

El sector estudiado se encuentra fuertemente tectonizado, afectado por fallas de rumbo preferencialmente submeridiano que responden a un sistema compresivo, algunas de las cuales habrían actuado a través del tiempo como fallas de desplazamiento de rumbo sinistral. En el sector central el fallamiento secundario es más intenso, observándose un sistema antitético ENE - OSO que responde al sistema sinistral.

Unidades del CVP

Con el objeto de caracterizar a las secuencias magmáticas que integran el CVP y hacer un análisis evolutivo del mismo, se relevaron detalladamente 3 perfiles transversales a las serranías de Pirurayo, uno en el sector norte de la zona de trabajo y dos en el sector sur. En el sector central fue necesario realizar 2 perfiles más, en la parte este y oeste del mismo y en sentido este - oeste y norte - sur respectivamente, debido al fuerte tectonismo que allí afecta a la secuencia. (Figs. 1 y 2)

Sobre la base del análisis de dichos perfiles y del estudio al microscopio petrográfico de sus componentes volcánicos principales, se pudieron separar las siguientes unidades como características del complejo volcánico (Cuadro 1):

Lavas andesíticas con biotita: son lavas porfíricas finas (granulometría media < 1 mm), color pardo a pardo rojizo en afloramiento y gris verdoso con manchas rojo pardo a gris oscuro en superficies frescas. En ellas sólo es posible distinguir a simple vista escasos cristales de plagioclasa y hornblenda de hasta 4 milímetros. Afloran en forma de capas o mantos, en gene-

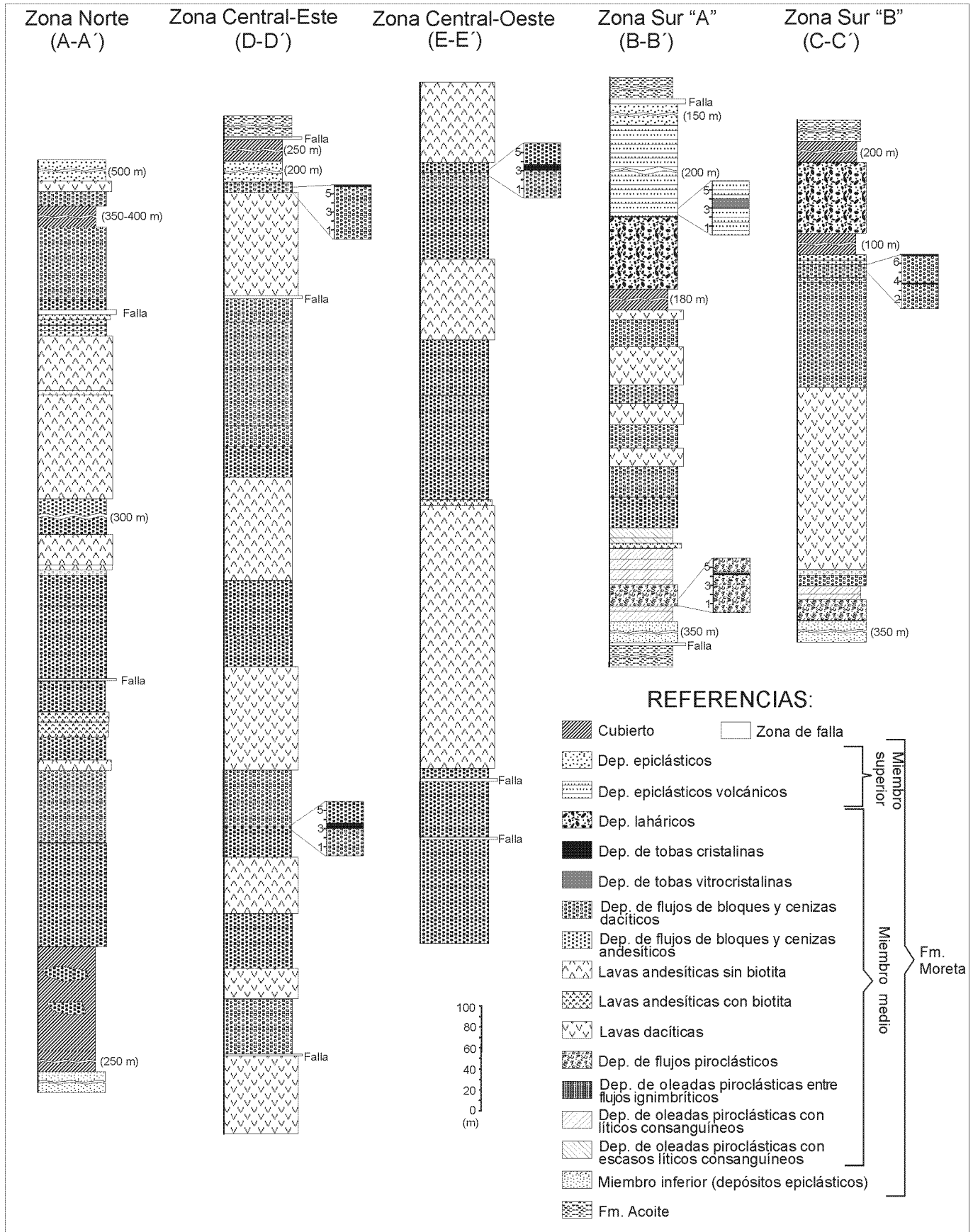


Figura 2: Perfiles detallados realizados en el Complejo Volcánico Pirurayo.

Cuadro 1: Mineralogía de las unidades del CVP.

Unidad	Fenocristales o cristaloclastos							Otros	
	qtz	plag	bi	ho	opx	cpx	opacos		
Lavas andesíticas con biotita		x	x	x	x	x	x		
Lavas dacíticas	x	x	x	x				x	
Lavas andesíticas sin biotita		x		x	x	x	x		
Flujos de bloques y cenizas dacíticos	x	x	x	x		x	x		
Flujos de bloques y ceniza andesíticos		x	x	x		x	x		
Flujos piroclásticos (ignimbritas)	x	x	x					x	
Niveles de oleadas piroclásticas ("ground surge" y/o "ash cloud surge")	x	x						x	
Oleadas piroclásticas basales ("base surge") (con líticos cosanguíneos)	x	x	x					x	gte
Oleadas piroclásticas basales ("base surge") (con escasos líticos cosanguíneos)	x	x	x	x		x	x	x	gte
Depósitos de caída: Tobas cristalinas	x	x	x					x	
Depósitos de caída: Tobas vítrocristalinas	x	x						x	
Depósitos laháricos		x	x		?	?		x	
Depósitos fluviales con intercalaciones de tobas		x	x	x		x	x	x	

ral por encima de una lava de grano más grueso o brechosa, presentando algunas un débil diaclasamiento vertical y/o un techo de aspecto escoriáceo (Fig. 3). Sus espesores varían de 5 a 20 metros.

Al microscopio presentan textura porfírica con pasta hialopilitica – pilotáxica y una mineralogía de: plag + ho + opx + cpx + bi + op + ap. El contenido de fenocristales es de 50-98 % (del total de la roca), siendo estos de plagioclasa, piroxeno y hornblenda. El porcentaje de los minerales félicos es de 9-16 % (del total de la roca). Algunas cristales de plagioclasas se encuentran cribados en sus bordes y/o en su parte central. Los fenocristales de hornblenda muestran en algunos casos un borde de reacción de plagioclasa. El ortopiroxeno exhibe en algunas muestras bordes de reacción con pasaje a clinopiroxeno, encontrándose en estos casos mucho más afectado por serpentinización. Se distinguen también pequeños cumulatos (< 2 % del total de la roca) de hasta 4 mm, constituidos por cristales de: plag + op; plag + cpx; plag + cpx + op; cpx; y plag + cpx + ho. La pasta (2-50 % del total de la roca) es de grano muy fino y está formada por vidrio desnaturalizado y alterado en algunos casos a



Figura 3: Afloramiento de lava andesítica (con biotita) del sector norte del CVP.

celadonita y/o clorita y por microlitos de plagioclasa, piroxeno y hornblenda.

Lavas andesíticas sin biotita y dacíticas: son lavas de grano medio a grueso, en general macizas (Fig. 4). En ellas es posible distinguir fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm, de hornblenda de hasta 0,5 cm y en las de composición dacítica, escaso cuarzo de hasta 2 milímetros. Son de color pardo rojizo, gris, morado claro a oscuro y verde en afloramiento y gris, morado y verde a morado verdoso en superficies frescas. Hay también brechas lávicas, en general matriz soportadas, con clastos en un 1-30 % (del total de la roca). En algunos casos se distingue una textura fluidal, evidenciada por bandas de distinta coloración y ocasionalmente un diaclasamiento en bloques. Se encuentran aflorando en forma de capas o mantos con espesores de 1 m o superiores, llegando a constituir un conjunto indiferenciado de hasta 130 m de espesor y excepcionalmente totalizando 250 m de potencia.

Al microscopio presentan textura porfírica con pasta hialopilitica y una mineralogía para las facies dacíticas de: plag + qtz + bi + ho + op + ap, con fenocristales en un 38-40 % (del total de la roca) y para las facies andesíticas de plag + ho + opx + cpx + op + ap, con un contenido en fenocristales de 35-65 % (del total de la roca). Los fenocristales de cuarzo están fuertemente reabsorbidos. Las plagioclasas se encuentran a veces cribadas en los bordes o en su parte central. Los fenocristales de hornblenda y biotita pueden mostrar un borde de reacción de plag ± opx ± bi ± ap. El ortopiroxeno tiene en algunos cristales bordes de reacción con pasaje a clinopiroxeno, evidenciando inestabilidad al igual que en las lavas andesíticas con biotita. Se distinguen también pequeños cumulatos (< 2 % del total de la roca) de hasta 5 mm constituidos por cristales de: plag y plag + ho. La pasta está formada por vidrio desvitrificado o alterado en algunos casos a celadonita y/o clorita y por microlitos de plagioclasa y hornblenda. Por último, en estas lavas suelen apare-

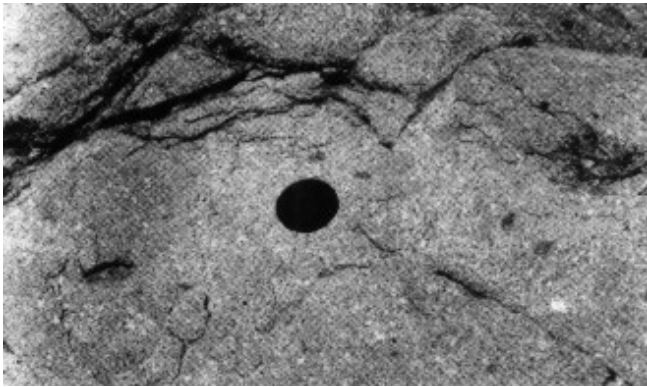


Figura 4: Afloramiento de lava dacítica del sector central del CVP.

cer calcita y/o calcedonia relleno de cavidades o a manera de venas.

Depósitos de flujos de bloques y cenizas: Se reconocen dentro de ellos representantes dacíticos (Fig. 5a) y andesíticos (Fig. 5b). Ambos participan dentro del complejo volcánico en porcentajes similares, a excepción del sector sur, en donde casi no aparecen facies andesíticas. Forman bancos con espesores de 1 m a superiores, llegando a constituir conjuntos indiferenciados de hasta 100 m de potencia.

Son depósitos brechosos, de aspecto caótico, la gran mayoría matriz soportados, de color pardo amarillento, gris claro a pardusco, morado pardo, verde y verde pardo en afloramiento; y gris verdoso, morado claro, verde y rosa en superficies frescas. La matriz (40-98 % del total de la roca) es de grano medio a grueso, excepcionalmente fina. Son oligomícticos, andesíticos o dacíticos dependiendo del caso, con litoclastos subangulosos a subredondeados y en menor cantidad angulosos y redondeados y de tamaños < 0,2 cm a 1 - 2 m de diámetro, con promedios que varían de 3 a 40 cm; están en un 2-60 % (del total de la roca) y excepcionalmente llegan a un 95 % (del total de la roca). En muy pocos casos exhiben una ligera gradación normal o inversa de los clastos. Así, algunos tienen en la base un sector empobrecido en clastos grandes y en donde la matriz es abundante, o un nivel de grano fino de contactos netos de no más de 1 m de potencia. En el techo pueden presentar un depósito de caída de grano fino, de contactos netos, de hasta 50 cm de potencia.

Algunos flujos de bloques y cenizas de la parte norte y central de la zona de trabajo muestran clastos líticos (1-2 % del total de la roca) macizos (homogéneos o bandeados) de hasta 2 m de diámetro y de formas ovoidales, con texturas indicativas de depositación a altas temperaturas, como: bordes de enfriamiento, superficies en forma de corteza de pan y fracturas radiales en los bordes (Figs. 5c y d).

Al microscopio, en el caso de los flujos de bloques y cenizas dacíticos, la matriz se caracteriza por su textura vitroclástica y contiene un 38-60 % de cristaloclastos

(qtz + plag + ho + cpx + bi + op), menores a 4 mm y 2-10 % de vitroclastos, menores a 4,5 mm, en una mesostasis fina (30-60 %). Los vitroclastos son fragmentos vítreos, en algunos casos porfíricos, con forma equidimensional a alargada y con bordes lisos a irregulares, están desvitrificados y presentan tinción limonítica. La mesostasis es de grano muy fino, contiene fragmentos de cristales y de vidrio y se encuentra alterada a celadonita y/o clorita, presentando también cavidades rellenas y venas de calcita y calcedonia.

En el caso de los flujos de bloques y cenizas andesíticos, la matriz de textura vitroclástica, está constituida por 23-40 % de cristaloclastos (plag + ho + cpx + bi + opacos), menores a 4 mm y 2- 10 % de vitroclastos, menores a 4,5 mm, en una mesostasis fina (50-75 %) frecuentemente alterada a celadonita y/o clorita. Los vitroclastos y la mesostasis tienen las mismas características que para los depósitos dacíticos.

Depósitos de flujos piroclásticos pumíceos (ignimbritas): Son depósitos color gris pardo en afloramiento y gris a gris rosáceo en superficies frescas. Afloran en el sector suroeste en la base del CVP. Se disponen en forma de capas de 0,2 a 10 m de espesor, con bordes netos y estructura masiva, pocas veces ligeramente bandeada. Se distinguen en ellos cristaloclastos angulosos a subangulosos de hasta 3 mm, de plagioclasa, biotita y exiguo cuarzo, litoclastos angulosos de pelitas ordovícicas (10-30 % del total de la roca) de 0,5 mm a 0,5 cm de diámetro y fragmentos de lavas dacíticas (<1 % del total de la roca) menores a 5 cm; inmersos en una matriz fina.

Al microscopio la matriz muestra una textura vitroclástica y está constituida por 18-27 % de cristaloclastos (qtz + plag ± bi + ap ± op), 1-3 % de vitroclastos no vesiculados y 20-26 % de vitroclastos vesiculados, en una mesostasis fina (38-59 % del total de la matriz) en general un poco alterada a sericita.

El material vitroclástico se encuentra presente como lapillis pumíceos y trizas:

- Lapillis pumíceos (pómez): (10-12 % del total de la matriz) tienen en general formas alargadas, con un tamaño máximo de hasta 2,5-3 milímetros. Sus bordes son netos a muy irregulares, con las puntas desfleadas. Están totalmente desvitrificados y alterados, por lo que hacen difícil en algunos casos ver claramente su vesiculación.

- Trizas vesiculadas: (10-14 % del total de la matriz) tienen formas irregulares a alargadas, con formas en "Y" y tipo pared de burbuja, con bordes netos a poco marcados. Su tamaño es menor a 0,2 mm y en general están desvitrificadas a esferulitas de cuarzo - feldespatos alcalinos.

- Trizas no vesiculadas: (1-3 % del total de la matriz) son en general equidimensionales, con bordes lisos a irregulares, de un tamaño entre 2 y 0,5 mm, algunos con textura porfírica. El vidrio está totalmente

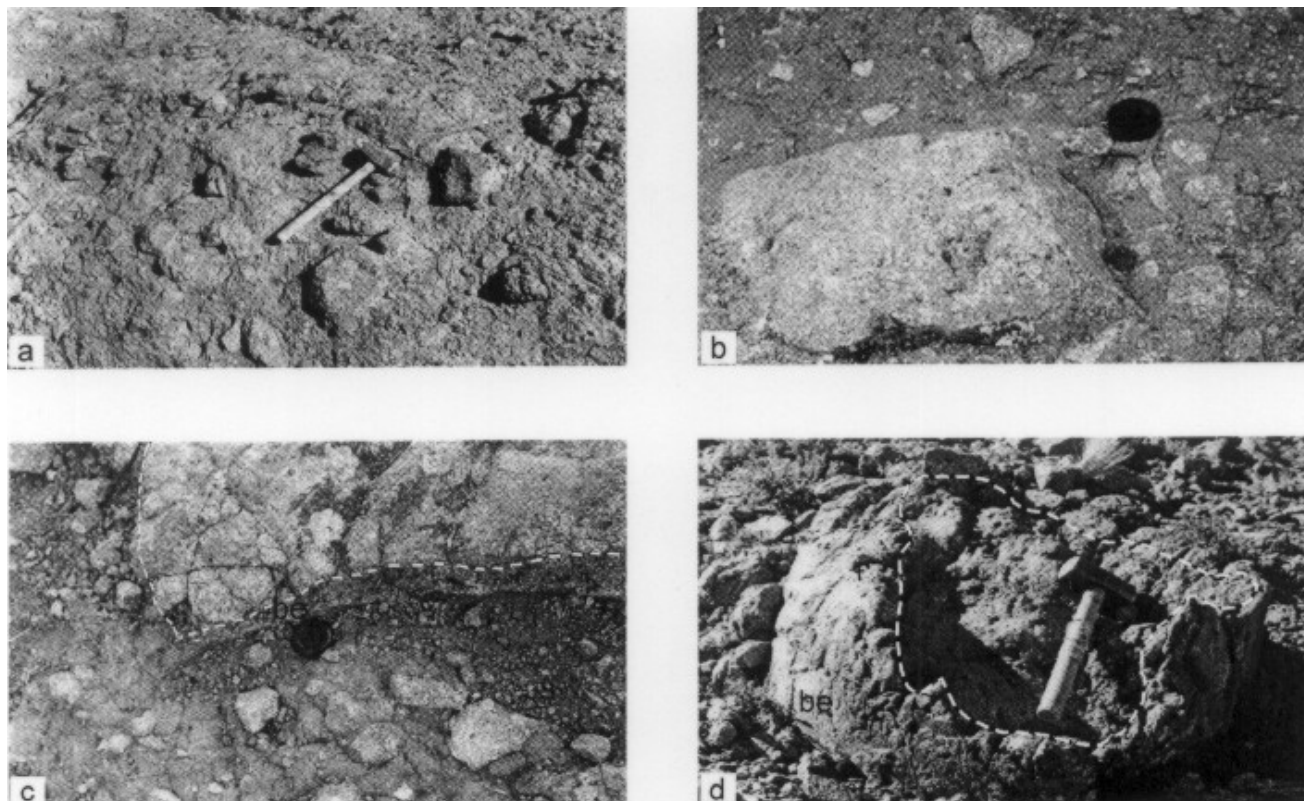


Figura 5: Depósitos de flujos de bloques y cenizas: a) dacítico, con bloques subangulosos, de formas poliédricas y abundante matriz; b) andesítico, de clara naturaleza monolítica y con un variado tamaño de sus clastos; c y d) clastos con borde de enfriamiento (be) indicado con línea entrecortada.

desvitrificado, en su mayoría, a agregados radiales de cuarzo y feldespato alcalino y presenta tinción limonítica.

La mesostasis es de grano fino y está compuesta por fragmentos de cristales, trizas alteradas y abundante material vítreo pulvurulento.

Depósitos de oleadas piroclásticas intercaladas entre los flujos piroclásticos: Son depósitos piroclásticos color gris pardo en afloramiento y gris en superficies frescas. Se encuentran en el sector suroeste, intercalados con los bancos de ignimbritas. Sus espesores varían de 10 a 50 centímetros. Son niveles de grano fino, con estratificación laminada y ligeramente entrecruzada. Se distinguen en ellos, cristaloclastos fragmentados de plagioclasa y de cuarzo, de hasta 1 mm y litoclastos angulosos a subredondeados de pelitas ordovícicas (10 % del total de la roca) y muy escasos piroclastos de dacitas, de 0,5 mm a 1 cm de diámetro, en una matriz fina (90 % del total de la roca).

Al microscopio se caracterizan por su textura fragmentaria, reconociéndose en ellas cristaloclastos (30 %) (qtz + plag + op) y trizas correspondientes a vitroclastos no vesiculados (5-10 %) y vitroclastos vesiculados (2-5 % del total de la matriz), en una pasta fina cinerítica (58-60 %), levemente alterada a sericita.

Las trizas vesiculadas tienen formas tipo pared de burbuja y un tamaño menor a 0,2 milímetros. Se encuentran desvitrificadas, en general, a esferulitas de cuarzo - feldespato alcalino.

Las trizas no vesiculadas son equidimensionales o alargadas, con bordes lisos a irregulares, de tamaño menor a 0,5 mm y algunas porfíricas. El vidrio está desvitrificado en su mayoría a esferulitas de cuarzo y feldespato alcalino y muestra tinción limonítica.

La mesostasis es de grano fino y se compone de fragmentos de cristales, trizas alteradas y abundante material vítreo pulvurulento.

Depósitos de oleadas piroclásticas: Son depósitos piroclásticos de grano fino color gris pardo, rojo pardo, en afloramiento y gris, gris rosáceo, gris verdoso en superficies frescas. Se presentan en forma de capas, con límites netos, sin observarse gradaciones ni estructuras de flujo, salvo una ligera imbricación de los clastos en algunos casos. Su espesor varía de 0,1 a 10 m y pueden presentar intercalaciones de bancos de areniscas o tobas de grano muy fino color pardo rojizo, de 1 a 10 cm de potencia y contactos netos. Afloran en el sector suroeste del área de trabajo. Se reconocen dentro de ellas:

a) Oleadas piroclásticas ricas en líticos no consanguíneos: Están constituidas por litoclastos (5-30 % del

total de la roca) angulosos a subredondeados de pelitas y areniscas ordovícicas de 0,2 a 5 cm de diámetro y litoclastos de dacitas grises y moradas (1-30 % del total de la roca), de 0,2 a 5 cm de diámetro (excepcionalmente 30 cm). La matriz (40-90 % del total de la roca) es de grano muy fino y suele estar levemente alterada. Se distinguen en ella cristaloclastos menores de 2 mm, principalmente fragmentados, de plagioclasa, biotita y cuarzo.

Al microscopio la matriz se caracteriza por su textura fragmentaria y contiene un 30-35 % de cristaloclastos (qtz + plag + bi ± gte) y trizas correspondientes a vitroclastos no vesiculados (5-15 %) y vitroclastos vesiculados (2-5 %), en una mesostasis fina (45-63 %). El granate presente en estas rocas es muy escaso y aparece como xenocrystal.

El material vítreo está constituido por trizas vesiculadas y no vesiculadas:

- Trizas vesiculadas: tienen formas alargadas, con bordes irregulares a tipo pared de burbuja. Su tamaño es menor a 0,2 milímetros. Se encuentran totalmente desvitrificadas, en general, a esferulitas de cuarzo -feldespato alcalino.

- Trizas no vesiculadas: son equidimensionales o alargadas, con bordes lisos a irregulares, de tamaños entre 2 y 0,5 mm y algunas porfíricas. Están desvitrificadas y parcialmente alteradas a agregados arcillosos con tinción limonítica.

La mesostasis es de grano fino y está compuesta por fragmentos de cristales, escasas trizas alteradas y abundante material pulverulento.

b) Oleadas piroclásticas con escaso contenido en líticos no consanguíneos: aparecen intercaladas y por encima de los depósitos anteriores. Algunas muestran estratificación granocreciente y en un caso se reconoció estratificación paralela. Contienen litoclastos (0-3 % del total de la roca) angulosos a subredondeados de pelitas y areniscas ordovícicas de 0,05 a 0,5 cm de diámetro y de dacitas grises y moradas (1-40 % del total de la roca), de 0,5 a 20 cm de diámetro y escasos de andesitas. La matriz (57-96 % del total de la roca) es de grano muy fino y en algunos casos está levemente alterada. Se distinguen en ella cristaloclastos de hasta 3 mm, generalmente fragmentados, de plagioclasa, hornblenda y cuarzo.

Al microscopio la matriz se caracteriza por su textura fragmentaria y está constituida por 28-50 % de cristaloclastos (qtz + plag + bi ± ho ± cpx ± gte) y 2-5 % de vitroclastos no vesiculados, en una mesostasis fina (45-70 %). El granate presente en estas rocas es muy escaso y se encuentra como xenocrystal.

Las trizas vítreas no vesiculadas tienen formas equidimensionales o alargadas, con bordes lisos a irregulares y tamaños menores a 1 milímetro. Están desvitrificadas y alteradas a veces a agregados arcillosos con tinción limonítica.

La mesostasis es de grano fino y está compuesta por fragmentos de cristales, escasas trizas alteradas y

abundante material pulverulento. En algunos casos se encuentra alterada a ceolita, sericita y/o clorita, presentando también venas y rellenos de calcedonia y/o calcita.

Depósitos de caída: Se reconocen dos tipos:

a) Tobas cristalinas: Son depósitos homogéneos de grano fino, color gris oscuro, pardo rojizo y verde, en afloramiento y en superficies frescas (Fig. 6). Forman capas muy duras o deleznales de 1 a 40 cm de espesor, con contactos netos y lisos a ondulados. Se disponen por encima de algunos de los depósitos de flujo de bloques y cenizas. A simple vista solo es posible distinguir cristaloclastos menores a 1-2 mm de plagioclasa y hornblenda.

Al microscopio se observa una buena selección granulométrica, dependiendo del depósito, con tamaños de 2 a < 0,1 milímetros. Se pueden distinguir cristaloclastos (30-50 % del total de la roca) (plag + qtz + bi + op) y escaso material vítreo fragmentario (1-2 % del total de la roca), desvitrificado y con tinción limonítica. En algunos niveles se ven también escasos litoclastos de andesitas de hasta 2 mm, angulosos a subredondeados. La matriz es de grano muy fino, alterada a ceolita y clorita y con removilización de Fe.

b) Toba vitrocrystalina: Es un depósito homogéneo de grano fino, de color rojo pardo en afloramiento y en superficies frescas. Tiene forma tabular, con límites netos y un espesor de 1 metro. Se intercala entre los depósitos epiclásticos volcánicos-fluviales del sector sureste. En él se pueden distinguir solo pequeños cristaloclastos de plagioclasa menores a 1 milímetro.

Al microscopio presenta cristaloclastos (15 % del total de la roca) (plag + qtz), trizas vítreas vesiculadas frescas (30 % del total de la roca), de hasta 1 mm, con formas elongadas y bordes cóncavos; y escasos litoclastos (1-2 % del total de la roca) de areniscas y pelitas ordovícicas, angulosos a subredondeados, de hasta 0,5 milímetro. La matriz es de grano muy fino y se encuentra teñida por limonita.



Figura 6: Depósito de caída finamente estratificado, intercalado entre depósitos de flujos de bloques y cenizas andesíticos. Espesor del mismo indicado con una barra en la figura.

Depósitos laháricos: Son depósitos predominantemente matriz soportados, de color pardo rojizo, gris a morado pardo, en afloramiento y en superficies frescas, con una distribución caótica de los clastos. Aparecen en forma de capas, observándose dentro de ellos bancos de 1 a 1,5 m de potencia enriquecidos con los clastos más grandes. Los clastos (20-40 % del total de la roca, excepcionalmente 60 %), redondeados a subangulosos, son de composición andesítica, con tamaños que van desde < 1 cm hasta 1 m y tienen un tamaño promedio de 5-30 cm (Fig. 7). La matriz (40-80 % del total de la roca) es de grano fino a medio. Su espesor varía de 4 a 60 metros.

Al microscopio la matriz muestra una textura fragmentaria y está constituida por 25-35 % de cristoclastos (plag + bi + px + opacos), menores a 1 mm y 2-5 % de vitroclastos, menores a 0,75 mm, en una mesostasis fina (60-73 %). Los fragmentos líticos vítreos tienen formas equidimensionales, están desvitriificados, y algunos son porfíricos. La mesostasis es de grano fino y está muy alterada a ceolita y clorita.

Depósitos epiclásticos volcánicos-fluviales con intercalaciones de tobas: Este tipo de depósitos aflora principalmente en la parte sureste del área de estudio (Fig. 1), mientras que en el sector centro-oeste, lo hacen sólo como pequeñas intercalaciones de hasta 50 cm entre algunos flujos de bloques y cenizas.

En el sector sureste aparecen como intercalaciones de bancos de areniscas medias a gruesas con areniscas sabulíticas y ortoconglomerados a paraconglomerados de grano fino, color gris verdoso, pardo rojizo, gris y pardo y escasos niveles de tobas, de hasta 1 m de potencia y de color rojo pardo. Se presentan en forma de capas y lentes. Los clastos en general, redondeados a subredondeados, son de volcanitas de la Fm. Moreta y muy pocos de pelitas y areniscas de la Fm. Acoite. Su espesor total es de aproximadamente 200 metros.

En el sector centro-oeste son niveles masivos de grano medio a fino, en los que se distinguen cristoclastos de plagioclasa y hornblenda de hasta 1-2 mm y algunos clastos de lavas de hasta 5 milímetros. En las bases de las capas se observan estructuras de corte y relleno. Sus espesores no superan los 50 centímetros.

Complejo Volcánico Pirurayo

Estratigrafía

Sector norte: Gran parte de la secuencia en el sector norte se encuentra plegada formando un sinclinal (Fig. 8) con eje buzante hacia el norte, de rumbo aproximado N-S y cortado en ambos flancos y en su prolongación meridional por fallas de rumbo aproximado también N-S (Fig. 1).

La secuencia al oeste del sinclinal inclina al este y

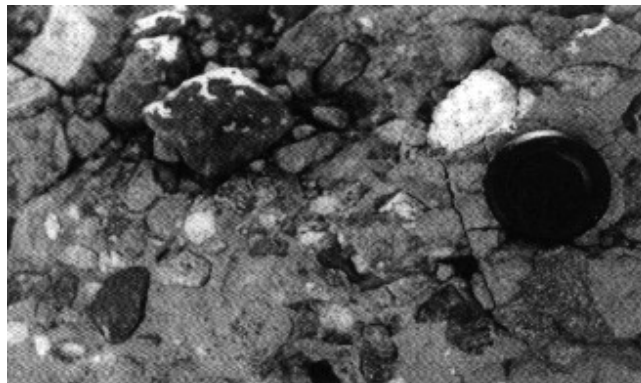


Figura 7: Vista en detalle de depósito lahárico del sector sur. Nótase el redondeamiento de sus clastos.

comienza con depósitos de flujos de bloques y cenizas andesíticos parcialmente cubiertos, sin base aflorante. Hacia arriba presenta intercaladas escasas lavas andesíticas (con y sin biotita), con flujos de bloques y cenizas andesíticos y dacíticos.

Por su parte, la estructura sinclinal se inicia con depósitos de flujos de bloques y cenizas andesíticos y dacíticos, también sin base aflorante. Prosigue en su parte noroeste con una unidad andesítica de coloración en general verde, constituida por lavas (sin biotita) macizas y brechosas, algunas de las cuales terminan en el techo con una colada de lava más fina (con biotita), alternantes con flujos de bloques y cenizas; mientras que en su parte sur solo se observan depósitos de flujos de bloques y cenizas andesíticos. Estos últimos muestran un aumento en el tamaño de los litoclastos de este a oeste, lo cual unido a la presencia de lavas en el sector norte y sólo de flujos de bloques y cenizas al sur, indicaría un área de emisión ubicada al NNO. Por encima de la unidad lávico-piroclástica verdosa, previamente descrita, afloran flujos de bloques y cenizas andesíticos que son sucedidos por una colada de lava andesítica (con biotita).

En la escama tectónica al este del pliegue, la secuencia, buzante hacia el este, comienza con una sucesión de flujos de bloques y cenizas dacíticos-andesíticos parcialmente cubiertos y termina en su techo con lavas dacíticas.

Por último, al este de la sucesión anterior y separado por falla se dispone el miembro superior de la Fm. Moreta, el que se encuentra hacia el este en contacto tectónico con la Fm. Acoite.

Sector central: Este sector (Fig. 8) está muy deformado tectónicamente, lo que se ve claramente en el cambio de rumbo e inclinación de los estratos. En la parte más oriental las unidades buzant al este con rumbo aproximado NNO, mientras que hacia el oeste van variando hasta alcanzar un rumbo aproximado E-O y



Figura 8: CVP visto desde el SO. A la derecha de la foto (flecha negra) se observa una parte del sector sur, constituida por lavas y depósitos de flujos de bloques y cenizas dacíticos interestratificados. Hacia el centro de la foto se puede ver una parte de los sectores central y norte del Complejo, destacándose en este último su estructura sinclinal (flecha blanca).

buzamiento al norte. Esta disposición de los estratos refleja el sistema de fallas antitético, con arreglo en cola de caballo, que los afecta (Fig. 1).

La zona este es de composición principalmente dacítica y está integrado por intercalaciones de lavas con depósitos de flujos de bloques y cenizas.

Por su parte, en la zona oeste la secuencia es principalmente andesítica y está constituida por intercalaciones de lavas (con y sin biotita) con depósitos de flujos de bloques y cenizas.

Sobre algunos de los flujos de bloques y cenizas anteriores, se observan depósitos de caída de poco espesor.

Sector sur: En este sector (Figs. 8 y 9), el miembro intermedio de la Fm. Moreta se encuentra aflorando con disposición homoclinal y rumbo aproximadamente N-S, buzando al este. La composición de dicho miembro aquí es netamente dacítica, con excepción de una sola colada de lava andesítica (con biotita) y de muy escasos flujos de bloques y cenizas andesíticos.

La secuencia empieza con un pequeño depósito de flujo piroclástico que se apoya directamente sobre el miembro inferior de la Fm. Moreta o sobre depósitos de oleadas piroclásticas y que muestra, hacia el sur, intercalaciones pequeñas de niveles de oleadas piroclásticas.

Hacia arriba pasa a una sucesión de oleadas piroclásticas con muy escasas intercalaciones de depósitos fluviales. En esta sucesión se intercala un nivel de lava andesítica (con biotita), el cual divide una parte inferior rica en litoclastos del basamento (Fm. Acoite), de una superior empobrecida en ellos.

La secuencia continúa con depósitos de flujos de bloques y cenizas, intercalados al norte con lavas gruesas. La presencia de lavas hacia el norte indica un área de proveniencia ubicada en esa dirección.

A continuación se disponen depósitos laháricos, los

que son sucedidos por areniscas y conglomerados de grano fino fluviales, algunos rellenando paleocauces. Pequeños niveles de tobas vitrocrystalinas, intercalados en dicha secuencia, posiblemente estén relacionados con fases póstumas del volcanismo de la región. Por encima de esta unidad tenemos al miembro superior de la Fm. Moreta, netamente epiclástico, el cual se encuentra hacia el este en contacto tectónico con la Fm. Acoite.

Evolución del CVP y mecanismos eruptivos

El CVP está formado por una sucesión principalmente de flujos de bloques y cenizas y en menor cantidad lavas, ambos de composición andesítico-dacítica, acompañados por reducidos depósitos de flujos y oleadas piroclásticas dacíticas y laháricos, aflorantes en el sector sur.

En el sector centro-norte la secuencia es principalmente de composición andesítica y está integrada por depósitos de flujos de bloques y cenizas, algunos con pequeños depósitos de caída en su techo y en menor cantidad lavas. Las secuencias lávicas dacíticas son predominantemente de grano grueso, mientras que las andesíticas suelen presentar gradación de niveles gruesos (sin biotita) a finos (con biotita).

En el sector sur, la secuencia es predominantemente dacítica y está formada por unidades de flujos y oleadas piroclásticas, de flujos de bloques y cenizas alternantes con lavas macizas y/o brechosas, depósitos laháricos y por último secuencias clásticas.

Tanto en el norte como en el sur aparecen intercalaciones de lavas con flujos de bloques y cenizas, en las que las lavas desaparecen hacia el sur. Asimismo, los clastos de mayores dimensiones aparecen únicamente en los sectores norte y central del Complejo. Ambas



Figura 9: Flanco occidental del sector sur del CVP. Se distingue a medio flanco de la serranía una franja de color blanco a gris claro, correspondiente a las unidades basales del CVP (oleadas piroclásticas, ignimbritas y una lava andesítica con biotita). Por encima de ella se intercalan lavas con depósitos de flujos de bloques y cenizas, en su mayoría de composición dacítica, y por debajo se observa al miembro inferior clástico de la Fm. Moreta.

observaciones estarían indicando un área de emisión de los flujos y de las lavas, ubicada al NNO.

En el sector norte y centro, las lavas son principalmente de composición andesítica, en contraposición al sector sur, en donde son principalmente dacíticas, lo que podría indicar por lo menos dos centros de emisión que controlaron las efusiones dacíticas y andesíticas. La deformación tectónica que afecta al Complejo Volcánico Pirurayo, sin embargo, dificulta corroborar esta posibilidad.

El espesor total del CVP en el sector sur es de 500 m, mientras que en el sector norte, adonde no aflora su base, supera los 640 metros. Esto apoyaría la idea de un centro de proveniencia ubicado al norte.

Considerando las características de las secuencias volcánicas del Complejo Volcánico Pirurayo aquí analizadas, junto a las descritas para sucesiones volcánicas modernas y antiguas exhaustivamente estudiadas (Martí Molist y Colombo, 1992; Mellors *et al.*, 1988; Heiken and Wohletz, 1987; Cas and Wright, 1985; Fisher and Schmincke, 1984; Francis *et al.*, 1974), es posible realizar una interpretación general de los tipos de depósitos y mecanismos eruptivos responsables de su formación.

Los depósitos de flujos de bloques y cenizas han sido denominados así por ser depósitos volcánicos caóticos oligomícticos, portadores de bloques, ricos en matriz, algunos con una base empobrecida en clastos grandes, emplazados en caliente y que suelen estar cubiertos por depósitos de caída. Las evidencias de un emplazamiento en caliente que muestran dentro del CVP, este tipo de flujos, están dadas por la presencia de bloques con bordes de enfriamiento y estructuras en forma de corteza de pan, que aparecen en los sectores norte y central. Asimismo, la existencia de fragmentos vítreos no vesiculados y la ausencia de pómez y/o trizas vesiculadas, indican un mecanismo eruptivo en los que la fragmentación por presión de gases no actuó o fue muy secundaria. Dadas las características observadas para estos flujos de bloques y cenizas y su intercalación con cantidades menores de lavas dómicas, podría interpretarse su génesis como el producto de colapso de domos y/o de frentes de lavas. Las tobas cristalinas que se encuentran sobre algunos de los depósitos de bloques y cenizas, se estima están directamente relacionados al mecanismo de selección explicado por Fisher y Heiken (1982), por el cual a partir del flujo de bloques y cenizas se separa una nube de cenizas acompañante que genera el depósito de caída por encima.

Las oleadas piroclásticas, excepto las intercaladas entre los depósitos ignimbríticos, corresponden a oleadas basales (*base surge*, *blast surge* o *ground surge*) generadas por erupciones de tipo magmáticas, debido o a una explosión dirigida o al colapso parcial de una columna eruptiva o a su separación a partir de un flujo piroclástico más denso, fluyendo más lejos que este y depositándose como facies únicas. La presencia en

las mismas de abundantes trizas no vesiculadas se podría deber a fragmentación por colisión de las partículas durante el movimiento de la oleada piroclástica y/o a la fragmentación de un magma previamente enfriado. Otro probable origen para dichas trizas podría haber sido la participación de agua en la fragmentación del magma, la cual debería haber sido escasa respecto al magma ya que no alcanzó ni a generar una oleada húmeda, ni a dejar ninguna evidencia de participación de agua en el sistema. La intercalación de pequeños depósitos fluviales nos dice que en el área existía un sistema hídrico escasamente desarrollado mientras tenían lugar los procesos volcánicos de referencia.

La unidad diferenciada como ignimbrita se habría generado a partir del colapso de una columna eruptiva cuyo principal mecanismo de fragmentación fue la presión de los gases magmáticos, evidenciado esto último por la gran cantidad de fragmentos vítreos vesiculados. La presencia de algunos fragmentos vítreos no vesiculados se explican de la misma manera que para las oleadas piroclásticas descritas previamente. La estructura masiva de esta unidad, la ausencia de gradaciones y de otras capas, a lo largo de todo su afloramiento, sin evidencias de fenómenos de escapes de gases u otros procesos que pudieran haber borrado los rasgos primarios durante la depositación, nos indican la ausencia de una fluidización significativa durante el movimiento de este flujo. Por su parte, los niveles de oleadas piroclásticas que se encuentran intercalados entre ellas se habrían formado a partir del flujo y corresponderían a depósitos de oleada de nube acompañante (*ash cloud surge*) o de oleada basal acompañante de un flujo piroclástico (*ground surge*).

Los líticos de la Fm. Acoite en los depósitos de flujos piroclásticos y en las oleadas, dan una idea del nivel de fragmentación alcanzado durante la erupción. Su abundante presencia en las unidades infrayacentes a una lava andesítica y su brusca disminución en las unidades superiores, se interpreta como producto de dos etapas eruptivas diferentes en las que varió el nivel de fragmentación, haciéndose más superficial durante la erupción de las secuencias superiores.

Los depósitos laháricos fueron resultado de un flujo de régimen laminar, como lo indica la ausencia de gradación en los clastos y la forma de los mismos, así como su heterogeneidad. Es de suponer que su origen se debió a la removilización de depósitos piroclásticos previamente formados.

Sobre la base de las características observadas, es posible decir que el CVP representa a un sistema de volcanes compuestos, en los que se registraron importantes episodios de crecimiento y colapso de domos de composición andesítico-dacítica. La actividad se inició con una fase explosiva magmática, evidenciada en el sector sur por las oleadas piroclásticas y por las ignimbritas y en la que el nivel de fragmentación varió haciéndose más superficial hacia el techo de estos

depósitos. Durante esta etapa solo se llegaron a formar buenas columnas eruptivas en muy escasos casos, lo cual se ve reflejado por los escasos niveles ignimbríticos intercalados en la base de esta secuencia, integrada principalmente por oleadas piroclásticas. La fase anterior es sucedida por el continuo crecimiento y colapso parcial de domos y por la emisión de lavas y el colapso parcial de sus frentes, como lo registra la gran sucesión de flujos de bloques y cenizas intercalados con lavas [mecanismos similares, asociados al crecimiento de domos en la Puna jujeña, han sido descritos anteriormente por Caffè (1999) (Fig. 10). Los niveles de tobas de caída registrados en el Miembro superior de la Fm. Moreta, permiten reconocer una reactivación explosiva póstuma, de escaso volumen, para dicho complejo volcánico.

El CVP se encuentra fuertemente dislocado según fallas submeridianas, lo que dificultó la correlación de

los perfiles realizados. Procesos de alteración hidrotermal controlados por dicho fallamiento afectaron al complejo, particularmente en el sector nor-oriental y central adonde se observa carbonatización y silicificación, a los que se asocian celadonita y en forma difusa y venosa, crisocola.

Conclusiones

- El Complejo Volcánico Pirurayo representa un sistema volcánico compuesto, de composición andesítico-dacítica, que se implantó en la Puna jujeña oriental en una cuenca continental de régimen fluvial, controlada por sistemas de fracturación submeridianos, durante el Oligoceno superior- Mioceno inferior. El mismo mostró a lo largo de su evolución, una etapa inicial netamente explosiva magmática, represen-

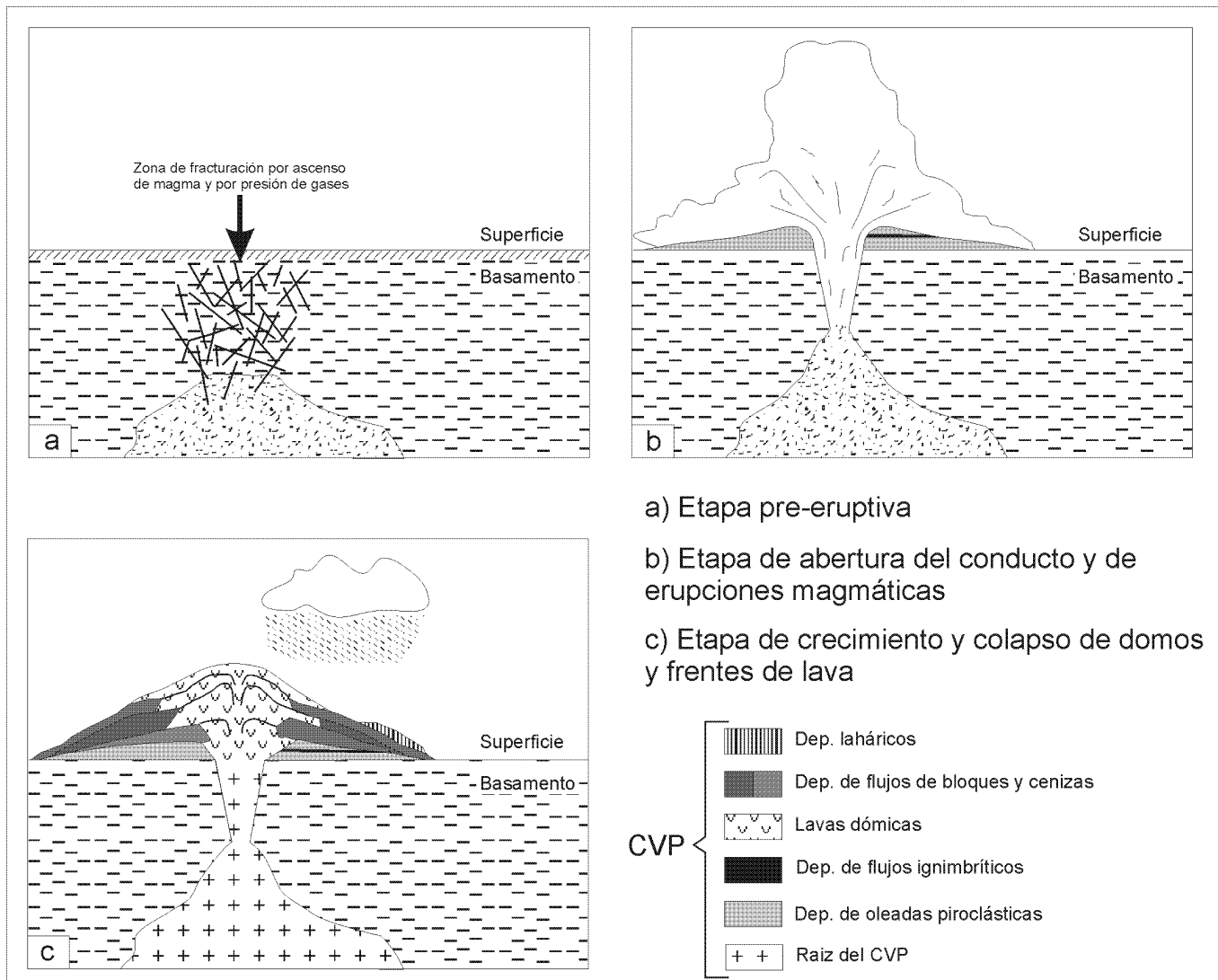


Figura 10: Esquema evolutivo de los principales procesos eruptivos del CVP. (Nota de los autores: en esta representación se trató de simplificar la evolución del CVP, ya que el mismo pudo haber sido un complejo volcánico de bocas múltiples)

tada por depósitos de oleadas basales e ignimbritas. Continuó con la alternancia de episodios lávicos y desarrollo de domos, acompañados por frecuentes colapsos de los mismos. El área de proveniencia de los depósitos volcánicos se encontraba en el sector NNO del complejo y la boca de emisión de los mismos pudo ser única o haberse tratado de un volcán compuesto, de bocas múltiples, andesítico al norte y dacítico al sur.

- El CVP está afectado por fallas, de rumbo principalmente submeridiano, que responden a un sistema compresivo (O – E). Algunas de las mismas habrían actuado a través del tiempo como fallas de desplazamiento de rumbo sinistral. Procesos de alteración hidrotermal (carbonatización y silicificación) se han asociado preferentemente a favor de fallas secundarias antitéticas del sistema sinistral, más desarrollado en los sectores norte y central.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado dentro del Marco de los proyectos PIP 5017–CONICET, PICT-00511 ANPCyT, otorgados a Beatriz Coira. Los autores desean agradecer a los árbitros sus acertadas correcciones y sugerencias que han ayudado a enriquecer el presente trabajo. También queremos agradecer a todo el personal del Instituto de Geología y Minería (UNJu) y de la Cátedra de Petrología Ígnea y Metamórfica (F.C.E.F.y N., UNC), por el gran apoyo brindado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caffè, P. J., 1999. Complejos Volcánicos Dómicos del Terciario Superior de la Puna Norte: sus implicancias magmatotectónicas y metalogenéticas. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 239 p. (Inédito)
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V., 1985. Volcanic Successions Modern and Ancient. Chapman & Hall, 528 p., London.
- Cladouhos, T. T., Allmendinger, R. W., Coira, B. and Farrar, E., 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: fault kinematics from the northern Puna, northwestern Argentina and southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (2): 209-228.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la hoja 3c Abra Pampa, Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional Argentino, Boletín 170, 90 p.
- Coira, B., Kay, S. M. and Viramonte, J., 1993. Upper Cenozoic Magmatic Evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry. *International Geology Review*, 35 (8): 677-720.
- Fisher, R. V., and Heiken, G., 1982. Mt. Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, Pyroclastic flows and surges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13: 339-371.
- Fisher, R. V. and Schmincke, H. U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 472 p., Berlin.
- Francis, P. W., Roobol, M. J., Walker, G. P. L., Cobbold, P. R. and Coward, M., 1974. The San Pedro and San Pablo Volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau*, 63: 357-388.
- Heiken, G. and Wohletz, K., 1987. Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows. *Geological Society of America. Special Paper 212: 55-76*.
- Linares, E., 1977. Nuevas constantes a utilizar en los métodos de datación radimétrica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3): 239-240.
- Linares, E., 1979. Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar II. Años 1975-1976. *Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie "B", Didáctica y Complementaria*, 6, 32 p., Buenos Aires.
- Linares, E., Parica, C. A. y Parica, P. D., 1987. Catálogo de edades radimétricas realizadas por INGEIS y sin publicar IV. Años 1979-1980. *Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie "B", Didáctica y Complementaria*, 15, 49 p., Buenos Aires.
- Martí Molist, J. y Colombo, F., 1992. Erupciones explosivas. Piroclastos. En: *Elementos de Volcanología*. Díez Gil, J. L. (Ed.). Serie Casa de los Volcanes. Servicios Públicos Excelentísimo Cabildo Insular de Lanzarote, 2: 73 - 102. Isla de Lanzarote.
- Méndez, V., Turner, J. C. M., Navarini, A., Amengual, R. and Viera, O., 1979. Geología de la región noroeste, Provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, 118 p. Buenos Aires.
- Mellors, R. A., Waitt, R. B. and Swanson, D. A., 1988. Generation of pyroclastic flows and surges by hot-rock avalanche from the dome of Mount St. Helens volcano, U.S.A. *Bulletin of Volcanology*, 50: 14-25.
- Soler, M. M., 1996. Volcanismo Cenozoico superior temprano en la Sierra de Pirurayo – Puna Jujeña. Trabajo Final. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 119 p. (Inédito)
- Turner, J. C., 1964. Descripción geológica de la hoja 2b: La Quiaca, Provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional Argentino, Boletín 103, 118 p.

Recibido: 28 de noviembre, 2000

Aceptado: 8 de abril, 2002