

EPISODIOS VOLCÁNICOS CENOZOICOS EN EL AREA DE CHAJARAHUATICO-CASABINDO, PUNA  
JUJENA.

Beatriz COLRA \*

RESUMEN

Las manifestaciones más orientales del vulcanismo cenozoico en el ámbito de la Puna, a los 22°40'-23° de latitud sur, tuvieron lugar durante el Terciario superior.

Los primeros eventos de dicho ciclo volcánico, mesosilíceos de naturaleza piroclástica, fueron concomitantes con la depositación de sedimentos continentales (Formación Moreta y Formación Sijes) de reducida representación en el área considerada.

La actividad volcánica cobró mayor magnitud con la implantación de estratovolcanes resultado de la eyección inicial de material piroclástico mesosilíceo (Formación Doncellas), posterior derrame lávico fundamentalmente de "fenoesandesitas" y fenómenos subvolcánicos asociados (Formación Vicuñahuasi).

Las primeras efusiones ignimbríticas en la zona (Formación Alto Laguna) fueron coetáneas, al menos en parte con la etapa inicial de construcción de los edificios volcánicos.

Culminó el vulcanismo terciario con un incremento en el grado de acidez, registrado en una emisión ignimbrítica de importante distribución areal (Formación Zapaleri).

Los procesos mineralizantes han estado particularmente vinculados a la generación de estratovolcanes.

Se destaca para el ambiente "puneño" la potencialidad de los complejos volcánicos estratiformes como reservorios de depósitos del tipo cobre porfírico, y se plantea la necesidad de revisar la ubicación cronoestratigráfica de los mismos, en algunos casos asignados al Cuaternario inferior.

ABSTRACT

The eastern manifestations of Cenozoic vulcanism at Puna enviroment, between Lat. 22°40' and 23°S, took place during late Tertiary.

The first events of this cycle, mesosiliceous and pyroclastic in nature, were concomitant with the deposition of continental sediments (Moreta Formation and Sijes Formarion), with restrained diffusion in the considered area.

The volcanic activity gained greater magnitude with the stratovolcano implantation. It was set as a result of initial ejection of mesosiliceous pyroclastic material (Doncellas Formation), later lavic flow fundamentally composed by "phenoesandesites" and associated subvolcanic phenomena (Vicuñahuasi Formation).

\* Servicio Minero Nacional

The early ignimbritic eruptions were coetaneous (Alto Laguna Formation) in part with the initial construction stage of volcanic buildings.

The Tertiary vulcanism culminated with an increase in the acidity degree, registered as an ignimbritic flow of important areal distribution (Zapaleri Formation).

The ore deposition has been specially related to stratovolcanoes formation.

It is resalted the potentiality of stratiform volcanic complexes for the Puna setting as reservoirs of porphyry-type mineralization, and it is supported the necessity to revise stratovolcanoes chronostratigraphic site in some cases assigned to early Quaternary.

## INTRODUCCION

La estratigrafía volcánica cenozoica se encuentra pobremente documentada en el ámbito "puneño" a pesar de la amplia difusión que estos episodios han alcanzado en él. Este hecho guió durante el levantamiento geológico de la Hoja 3c Abra Pampa, Jujuy, Coira, (1972) la elección del área de Chajarahuaico-Casabindo ( $22^{\circ}40'$  de latitud sur-  $23^{\circ}$  y  $66^{\circ}15'$  -  $66^{\circ}22'$  de longitud oeste), escenario de importantes acontecimientos volcánicos en esos tiempos, para la realización de un estudio detallado de las entidades volcánicas en ella aflorantes, tendiente a caracterizar petrográficamente al menos una porción de la columna volcánica, acotada a través de determinaciones radiométricas (INGEIS) de las unidades principales.

Los antecedentes geológicos de la zona de estudio son reducidos. Este sector ha sido lugar de paso a fines del siglo pasado, comienzos del actual, de investigadores tales como Brackebusch (1883), Hausen (1925) y Sgrosso (1943) quienes han hecho ligera referencia acerca de las vulcanitas del área. Expectativas mineras relacionadas a las rocas efusivas de interés llevaron a Ahlfeld (1948) y Angelelli (1950) a la evaluación de las manifestaciones de hierro y antimonio cercanas a la localidad de Doncellas, análisis que les permitió establecer la vinculación de la mineralización a las etapas póstumas del vulcanismo.

## SINTESIS GEOLOGICA

El basamento ordovícico, Arenigiano-Llanvirniano, (Formación Acoite, Harrington, en Harrington y Leanza, 1957) de importante extensión en áreas aledañas ha sido casi totalmente ahogado en este sector. Está representado por una sucesión de pelitas y niveles psamíticos finos, gris verdosos a pardo amarillentos alternantes, en la que se intercalan mantos lávicos espilíticos y niveles piroclásticos e ignimbrito-lávicos queratofíricos (Coira, 1973, 1975).

En discordancia angular sobre la entidad paleozoica descansan areniscas (protocuarzitas-ortocuarzitas y subgrauvacas), limoarcilitas y conglomerados rojizos pardo morados y blanquecinos de la Formación Pirgua (Vilela, 1951), con las que se inicia en el Cretácico superior la depositación del Grupo Salta, sedimentación que cobró real importancia al este de la depresión de Abra Pampa-laguna de Guayatayoc. En el sector en consideración los afloramientos de esta Formación son restringidos y se encuentran fundamentalmente alineados según fallas inversas de rumbo NNE-SSW, las que determinan la cabalgadura de la Formación Acoite sobre ellas.

La secuencia estratigráfica se continúa en el Terciario superior con la depositación en cuencas intermontanas de la Formación Moreta, Coira, 1975, (areniscas, conglomerados, lutitas, limolitas pardo grisáceas a moradas y tobas andesíticas gris verdosas) y de la Formación Sijes, Turner, 1960, (conglomerados y areniscas sabulíticas pardo rosados a grisáceos con intercalaciones de tobas dacíticas, tufitas, calizas y diatomitas blanquecino-grisáceas).

Al finalizar la sedimentación de dichas secuencias cobran definida importancia los procesos volcánicos, los que se prolongan durante el resto del Terciario.

#### EFUSIVIDAD CENOZOICA

El primer acontecimiento volcánico cenozoico está registrado en la Formación Moreta la que en la localidad tipo, inmediatamente al NNW del área de estudio, muestra en su miembro intermedio una marcada participación volcánica reflejada a través de los constituyentes cristalinos y líticos de areniscas gruesas a sabulíticas y conglomerados, como en los niveles piroclásticos que se intercalan. Estos últimos están representados por tobas cristalinas a litocristalinas gruesas, gris verdosas, en algunos casos brechosas, en las que la fracción cristalina (60-35%) está compuesta por : andesina cálcica ( $An_{45}$ ) con zonalidad oscilatoria, biotita, hornblenda pardo verdosa suavemente pleocroica y clinopiroxeno y cuarzo subordinados y esporádicos. Los fragmentos líticos (30-55%) son "fenoandesitas" hornblendíferas y en menor proporción "fenodacitas" biotíticas.

En la Formación Sijes, aflorante en el sector nordeste, la presencia de frecuentes niveles con participación piroclástica pone de manifiesto un segundo evento efusivo. Dichos niveles corresponden a depósitos tobáceos retrabajados y tobas (vitrocristalinas) en las que en una matriz vitroclástica se distribuyen cristaloclastos (30-45%) de : andesina ácida a cálcica ( $An_{32-46}$ ) zonal, sanidina no maclada reducida frente a la plagioclasa, cuarzo superior al 10%, y entre los félicos en orden de importancia biotita, hornblenda y clinopiroxeno. Los fragmentos líticos (1-10%) corresponden a pumicitas, andesitas y rocas ordovícicas.

La instauración del vulcanismo como un fenómeno continuo de importante magnitud ha tenido lugar en esta región a poco de iniciarse la elevación de la Puna. Dichos acontecimientos volcánicos se evalúan a continuación a través del análisis de las unidades litoestratigráficas que los representan.

Formación Doncellas. En esta entidad se ha reunido a las manifestaciones piroclásticas (tobas brechosas, brechas y aglomerados volcánicos andesíticos) con que se inicia en la región la construcción de estratovolcanes.

El nivel erosivo alcanzado permite en la actualidad apreciar a esta Formación por debajo de derrames lávicos (Formación Vicuñaahuasi) y emisiones ignimbríticas (Formación Zapaleri) a lo largo del curso medio a inferior de los ríos Rachaite, Quichagua, y de su colector el río Doncellas. Sus afloramientos se prolongan al norte hasta el río Tinate bordeando el cordón de rocas ordovícicas del cerro Queta, sin mostrar indicios de dislocación, a diferencia de la Formación Sijes, limitada tectónicamente poco más al norte. El límite este lo constituyen, al menos en parte, los pequeños cordones de rocas paleozoicas que se extienden en el borde oriental de la zona. En la margen norte del río Rachaite, inmediatamente al sur del río Tinate y en el cerro Overo y Mesada Grande se intercala en esta secuencia en forma dis-

continúa un manto ignimbrítico (Formación Alto Laguna).

La secuencia en consideración alcanza su máximo espesor, 350m, en la quebrada de Condor Armas, la que disecta una porción del sector central del edificio volcánico, y un espesor medio de 150m en las márgenes del río Rachaite. Integran la misma tobas gruesas a brechosas, grisáceas con tonalidades amarillentas, rosadas o violáceas, pobremente estratificadas, entre las que se interponen niveles de aglomerados y brechas de coloración semejante.

Las tobas son fundamentalmente litocristalinas, si bien las hay aunque escasas vitrocrystalinas. Suelen participar en la constitución de las mismas fragmentos líticos subangulosos comprendidos en la fracción 3-10 cm, los que representan el 5-10% de la roca y llegan en algunos casos (tobas brechosas) al 35%. En los representantes litocristalinos los constituyentes líticos (65-40%) provienen fundamentalmente de rocas comagmáticas (andesitas de pastas hialopiliticas a pilotáxicas, hornblendíferas con biotita y clinopiroxeno, y en menor proporción pumicitas) siendo exiguos los de naturaleza accidental. Los cristaloclastos (35-25%) son: andesina media-cálcica ( $An_{41}$ ) zonal, biotita, lamprobolita con gruesos rebordes de mineral opaco, con carácter accesorio clinopiroxeno ( $zAc = 40^{\circ}-42^{\circ}$ ) y cuarzo (inferior al 5%), y excepcionalmente hipersteno. En la matriz (10-25%) porosa e inhomogéneas se observan vitrocristos, pastas hialopiliticas, escasos cristaloclastos finos distribuidos en una mesostasis clorítico-arcillosa, en ocasiones con tinción limonítica. Fig.2.

Las tobas vitrocrystalinas exhiben en su matriz fragmentos vítreos vesiculares y filiformes, frecuentemente espumosos, libres de desvitrificación, los que exhiben cristaloclastos (25-45%) y litoclastos (5-10%) similares a los anteriormente descriptos.

Las brechas y aglomerados presentan en una matriz tobácea gruesa, inferior al 35%, clastos subangulosos de fenoandesitas de diámetro variable entre pocos milímetros y 40 cm.

Formación Alto Laguna. Se registra en ella un pulso ignimbrítico dacítico-riodacítico, que si bien tiene reducida extensión en el área, merece ser diferenciable de la Formación Doncellas en la que se intercala, ya que marca la concomitancia de emisiones de tipo fisural con la eyección de tipo central de piroclastos con que se inicia la construcción de estratovolcanes.

Aflora con su sección más completa (200m) en el faldeo sur y este del cerro Alto Laguna (localidad tipo) apoyándose discordantemente sobre las brechas y tobas de la Formación Doncellas y cubierta por coladas de "fenoandesitas" de la Formación VicuñaHuasi. Al oeste del cerro Overo (80m) y de la Mesada Grande (20m), como en los cerritos que se extienden entre los ríos Tinate y Quichagua se intercalan en la Formación Doncellas con carácter lentiforme.

Integran esta Formación ignimbríticas de mediana a pobre soldadura, gris blanquecinas, homogéneas, moderadamente compactas, las que presentan fragmentos pumíceos blanquecinos (5-10%) equidimensionales a ligeramente elípticos en sección, de 4mm a 3 cm. En ellas los fenoclastos (40-45%) son: andesina media a cálcica ( $An_{46-48}$ ) con zonalidad oscilatoria normal, sanidina muy limpada, biotita de marcado pleocroismo y cuarzo bipiramidal ligeramente fracturado de llamativo desarrollo (2-4mm). La abundancia de cuarzo (10-20%) como la presencia de sanidina desde accesorias a ligeramente inferior a los 2/3 del total de los feldespatos, indican al evaluar la composición de estas

rocas en función de sus componentes cristalinos, su ubicación en el campo de las dacitas a riodacitas. La matriz vitroclástica muestra grados variables de aglutinación de sus fragmentos vítreos (soldadura mediana a pobre), siendo en ella exigua la desnaturalización de los mismos a agregados microesferulíticos silíceo-feldespáticos. Fig. 5.

Formación Vicuñahuasi (Turner, 1965). Se agrupa en esta entidad a las lavas ("fenoandesitas") y niveles de brechas autoclásticas, cuyo apilamiento por encima de los piroclastos de la Formación Doncellas conforman los niveles superiores del edificio volcánico (estratovolcán), que parcialmente disectado y ahogado por una secuencia ignimbrítica mantiforme (Formación Zapaleri) se extiende desde el río Quichagua prolongándose 3-4 km al sur del área de estudio. También se incluyen en ella a los representantes subvolcánicos de dicho episodio magmático los que se disponen ya sea en una porción del sector central de dicho complejo, como se observa en la quebrada de Condor Armas donde atraviesan a la Formación Doncellas, o en el abra de Llumpaité donde también intruyen a los niveles lávicos.

Se mantiene en el presente estudio el nombre formacional utilizado en áreas aledañas por Turner (1965) para rocas similares, si bien no se incluyen en esta Formación a los elementos piroclásticos, ya que estos constituyen una entidad perfectamente diferenciable y mapeable.

Desde la línea de máximas alturas del relieve volcánico, la que coincide con el borde de un sector del antiguo cráter, han descendido coladas con direcciones NE, E y SW, pudiéndose observar en los últimos derrames en las porciones distales, buen desarrollo de crestas transversales de flujo y albardones laterales.

Constituyen las coladas rocas macizas, infrecuentemente porosas, porfíricas, pardo grisáceas, grises a suavemente rosadas, las que en algunos casos exhiben clara fluidalidad, característica que facilita su partición a manera de lascas. Excepcionalmente son afíricas a pobremente porfíricas (5% de fenocristales) y de coloración negruzca a rojiza. La textura de la pasta generalmente es hialopilitica, si bien en algunos niveles grada a vítrea fluidal o a pilotáxica. En este último caso suelen distribuirse con las tablillas de plagioclasa pequeños cristales de hipersteno y minerales opacos. Con carácter subordinado, si bien en forma frecuente, se disponen en la mesostasis agregados de tridimita-cristobalita-ópalo y/o calcedonia, irregulares u ordenados en coincidencia con la fluidalidad. El porcentaje de sílice que dichos minerales totalizan en la mayoría de los casos es inferior al 5%, observándose sin embargo niveles con 5-10% y excepcionalmente con 15%. Los fenocristales (30-45%) se presentan con tamaños que gradan desde 4mm hasta las microlitas de la pasta. Aquéllos de andesina cálcica muestran zonación oscilatoria reversa con 38-40% An en el núcleo hasta 50-52% An en la zona de borde, son límpidos, suelen encontrarse cribados e incluyen abundantes minerales opacos y apatita preferencialmente en sus núcleos. Dentro de los minerales féficos (5-20%) predomina el anfíbol: lamprobolita, con gruesos rebordes de minerales opacos, dominante sobre hornblenda pardo verdosa. La biotita no es un constituyente constante, suele acompañar a la hornblenda en proporción ligeramente inferior a ella. El hipersteno con  $2V=55^{\circ}60^{\circ}(-)$ , idiomorfo y de reducido tamaño predomina sobre el clinopiroxeno. Este último ligeramente verdoso de  $zAc=38^{\circ}42^{\circ}$ ;  $2V=50^{\circ}-55^{\circ}(+)$ , es el féfico más escaso, se presenta con buen desarrollo, incipientemente uralitizado, y constituyendo cumulos de cristales pequeños asociados a minerales opacos. El cuarzo

se observa excepcionalmente y como xenoclasto con sus bordes modificados por la pasta. La presencia de apatita de color rosado suave a gris azulado, con desarrollo de hasta 0,6mm de diámetro, es característica distintiva de estas rocas Fig3.

Las brechas, autoclásticas, configuran potentes niveles que se intercalan en forma esporádica y discontinua en la secuencia lávica. Sus clastos subangulosos de tamaños variados (5-40 cm de diámetro) están dispersos en una masa lávica de idéntica naturaleza, constituyendo el 10-40% del total.

Dentro de los representantes subvolcánicos se encuentra el cuerpo de la quebrada de Condor Armas, centralizado en el edificio volcánico con disposición NNW-SSE, de 1km por 200m de ancho. Está intensamente argilitizado y silicificado, con sectores de fuerte limonitización. La roca que lo constituye es porfírica, destacándose en ella fenocristales de plagioclasa, biotita y/o anfíbol reemplazados en forma casi completa por caolinita ópalo, calcedonia y/o mosaicos de cuarzo, al igual que la pasta, totalmente reemplazada por dichos minerales.

Acompañan al cuerpo anteriormente descrito un séquito de diques de 0,80-3m de potencia y rumbos N15°W-N10°E, verticales o buzantes 70° al este. De naturaleza semejante son los diques que afloran en el abra de Llumpaite con espesores de 0,30-1,5m, disposición vertical y rumbos N10°W-N45°W. Constituyen dichos cuerpos "fenoandesitas" hornblendíferas, biotíticas, gris verdosas a negro verdosas, de pasta pilotáxica afieltrada. Los fenocristales (30-40%) son de andesina cálcica (An<sub>47</sub>), límpida, con zonalidad oscilatoria normal y en proporción semejante hornblenda pardo verdosa, ligeramente pleocroica, con rebordes de minerales opacos y en proporción más reducida biotita parda muy pleocroica en frecuente relación de pasaje.

Formación Zapalari. En esta entidad se agrupa a los representantes del "plateau" ignimbrítico dacítico-riodacítico que se localiza en el ángulo sudoeste de la zona, el que bordea y sepulta parcialmente al complejo volcánico estratiforme integrado por la Formación Doncellas y Formación VicuñaHuasi, como a los cordones montañosos de rocas ordovícicas y cretácicas de los cerros Quichagua y Queta. Se prolonga hacia el norte por encima de un conjunto de areniscas sabulíticas, tufitas y escasas tobas (representantes distales de la Formación Doncellas), cubriendo escasamente por el este al basamento paleozoico de la sierra de Carahuasi, entidad positiva en esa época.

Se utiliza en el presente trabajo el nombre formacional empleado por Turner (1971) para rocas homologables en las Hojas 3a y b.

Las rocas en consideración han alcanzado una imponente difusión en la región (1800 km<sup>2</sup>). Se extendieron al S y WSW de la zona de estudio controladas en su avance por el relieve preignimbrítico. Fluyeron bordeando el alto volcánico del cerro Coranzulí, limitadas al este por el cordón de rumbo NNE-SSW de rocas paleozoicas (cerro Vicuñaoc), y en su extensión al NW por el bloque de la sierra de Carahuasi. (Fig 1).

El espesor máximo de la Formación dentro de la zona de interés es alcanzado en las cabeceras del río Rachaite (800m), disminuyendo el mismo hacia el norte y nordeste donde presenta respectivamente 250m (Mesada de Chajarahuaico) y 150m (Alto Corral). En las cercanías a Casabindo solamente exhibe 50m de potencia.

En las secciones más espesas se observa una mayor soldadura de los niveles ignimbríticos, diferenciándose con frecuencia por otra parte una

unidad superior ignimbrítica grisácea bien compactada, caracterizada por la alineación de fragmentos elongados y marcado diaclasamiento columnar, y una inferior blanquecina amarillenta poco coherente y de estratificación inconspicua. Dentro de la sección superior es posible distinguir un ligero aumento en la aglutinación del material vítreo fragmentario hacia los niveles bajos.

En las secciones de menor potencia ya el manto se presenta constituido por tobas sin evidencias de aglutinación o incipientemente soldadas, portadoras de escasos fragmentos pumíceos aproximadamente equidimensionales y desorientados.

Los niveles ignimbríticos se caracterizan al microscopio por su textura eutaxítica resultado de la disposición subparalela adoptada por los vitroclastos y fragmentos vítreos mayores, los que se encuentran estirados adaptándose a los cristales y entre sí y suelen ser vitrofíricos o pumíceos ( Fig 4 ).

Es llamativa la abundancia de los constituyentes cristalinos (40-60%), de naturaleza fragmentaria. Ellos son : andesina acida a media ( $An_{35-41}$ ) límpida, con zonación oscilatoria múltiple, abundante cuarzo (10-20%) con buen desarrollo de caras cristalinas, sanidina euhedral inferior al tercio del total de los feldespatos, y abundante biotita parda (10-20%) excepcionalmente desferrizada. Dentro de los minerales accesorios se observan abundante apatita rosada y en proporción exigua magnetita. Los litoclastos accidentales son escasos.

La desnaturalización del material vítreo no es intensa. Se la observa preferencialmente en las secciones de menor soldadura, donde los fragmentos vítreos mayores muestran crecimientos microesferulíticos de feldespato alcalino y cuarzo o agregados de calcedonia, y la mesostasis solamente desvitriificación incipiente.

En base a la naturaleza y porcentaje de los constituyentes cristalinos exclusivamente, estas rocas quedan encuadradas en orden de frecuencia en el campo de las dacitas, riodacitas.

Los niveles tobáceos difieren en la textura de la matriz constituída por vitroclastos vesiculares y filamentosos de tamaños similares, libres de aglutinación y ordenamiento.

Las características superficiales de estas rocas, resultado de un diseño particular de diaclasamiento al que se suman lineaciones correspondientes a posibles crestas de flujo, facilitan su identificación mediante fotografías aéreas. Dentro del diaclasamiento principal en ellas desarrollado pueden diferenciarse : a) un modelo de reticulado fino, determinado por juegos de diaclasas rectas que se intersectan con ángulos variables y curvas no orientadas, el que determina el desarrollo de columnas prismáticas hexagonales o cuadrangulares de 0,50-4 m de diámetro; b) un diaclasamiento mayor paralelo de orientación WNW-ESE, ligeramente oblicuo a posibles crestas de flujo, el que suele condicionar el drenaje de la región. El tipo de diaclasamiento (a) sería resultado del enfriamiento del flujo ignimbrítico, mientras que el (b) podría corresponder a planos de sisa desarrollados por desplazamiento de las ignimbritas, según la pendiente después de su emplazamiento, hipótesis propuesta por Guest (1969) para ignimbritas correlacionables en territorio chileno.

## VINCULACION CON AREAS ALEDANEAS

La contemporaneidad durante el Terciario superior de acontecimientos volcánicos con la depositación de sedimentos clásticos en cuencas intermontanas, ha sido un fenómeno de amplia difusión en el noroeste argentino, particularmente en la Puna.

La carencia en general en dichas secuencias de contenido fosilífero ha planteado dificultades en la correlación de secciones pertenecientes a distintas cuencas, como en la determinación de la posición cronoestratigráfica de las mismas, y consecuentemente de los eventos magmáticos en ellas registrados.

En ambiente "puneño" sobre la base de dataciones radimétricas se ha comenzado últimamente a definir con más precisión la estratigrafía cenozoica, fundamentalmente volcánica. Así, en relación a los episodios volcánicos iniciales en Puna salteña, Schwab y Lippolt (1974), Hojas 5a y b, señalan fenómenos subvolcánicos riódacíticos (Formación Huayra Huasi) de 11,8 m.a., en parte contemporáneos con la acumulación de sedimentos clásticos y piroclásticos (Formación Trincheras) de  $10,8 \pm 0,4$  m.a.,  $9,9 \pm 0,3$  m.a. y  $8,9 \pm 0,7$  m.a. ( edades K-Ar de tobas e ignimbritas intercaladas ) y con la Formación Pastos Chicos, al menos en su sección inferior la que contiene material piroclástico de  $9,5 \pm 0,3$  m.a.. Estas secuencias suceden a depósitos del tipo "estratos rojos" (Formación Log Log) comparables con la parte inferior de la Formación San Pedro y con las formaciones Geste y Pozuelos (Turner, 1960).

Méndez (1974) indica un episodio subvolcánico algo más antiguo que el de la Formación Huayra Huasi, representado por el pórfiro de Inca Viejo, Salta, cuya edad radimétrica es de  $15 \pm 0,2$  m.a., valor coincidente con el obtenido para el pórfiro dacítico de Pancho Arias, Salta ( $15,4 \pm 0,3$  m.a. Sillitoe, 1977).

En Puna catamarqueña, Coira y Pezzutti (1976) en base a las edades radimétricas ( $13,5 \pm 1$  y  $8,8 \pm 0,8$  m.a. ) de representantes lávico-piroclásticos y subvolcánicos (Andesita lacítica-Dacita Agua de la Falda) que sucedieron a la depositación de secuencias correlacionables con la Formación Geste y Formación Pozuelos, acotan el límite superior de edad de estas últimas y consecuentemente por su participación volcano-clástica, del inicio de la efusividad cenozoica en dicho sector.

En el área del presente estudio la determinación radimétrica por parte del INGEIS de  $8 \pm 1$  m.a. para la Formación VicuñaHuasi permite adjudicar al Terciario superior la implantación, sobre las secuencias sedimentario-piroclásticas : Formación Moreta Y Formación Sijes , de estratovolcanes en este sector.

Este episodio ha sido reconocido en áreas aledañas (Hojas 3a y b y 2a) por Turner (1971,1976) quién agrupó a sus constituyentes piroclástico-lávicos y fenómenos subvolcánicos asociados en la Formación VicuñaHuasi, asignándolo al Cuartario inferior; y en la región de El Moreno-San Antonio de los Cobres por Ramos (1973) quién reunió a los constituyentes del Volcán Chipas en la Formación Chipas (Cuartario inferior) si bien incluyó en el miembro superior (Ignimbrita Vizcachayoc) a rocas posiblemente correspondientes a una fase efusiva posterior.

En la provincia de Salta el evento en consideración sería correlacionable con la emisión de "Andesitas y tobas de andesita" que conforman edificios volcánicos como el estratovolcán Pastos Grandes , entre otros, las que



han sido asignadas por Vilela (1953) al Plioceno medio a superior cuyos afloramientos se prolongan inmediatamente al sur (Formación Rumibola, Cuartario inferior, Turner, 1964).

En el sector de las Hojas 6a y a, ya lindantes con Chile, este acontecimiento estaría documentado en la Formación Socompa, Plioceno-Pleistoceno, piroclástico-lávica y en parte por las "coladas andesíticas de los cerros Rincón y Chivinar", Pleistoceno (Koukharsky, 1969), correlacionables estas últimas exclusivamente con la Formación Vicuñaahuasi. En dicha zona también fue observada la contemporaneidad entre la construcción de estratovolcanes y emisiones ignimbrítico-tobáceas (Formación Olajaca, Pleistoceno).

Para la región del Salar de Cauchari, Schwab (1973) y Schwab et. al. (1974) señalan restos de un volcán estratificado (Formación Esquina del Rincón) de edad más antigua que  $9,5 \pm 0,3$  m.a., y coladas de andesitas lacíticas de  $7,2 \pm 0,4$  m.a., posiblemente correlacionables.

En la provincia de Catamarca sucesos volcánicos análogos a la emisión de la Formación Vicuñaahuasi son descritos en la zona de Chaschuil (Formación Tunas, Cuartario inferior) por Turner (1967); en el sector lindante con Chile, al oeste del volcán Antofalla (Andesita lacítica Aguas Blancas:  $7,8 \pm 1,8$  m.a., Coira et. al., 1976) y en la región del Salar de Hombre Muerto (Formación Beltrán, Cuartario, Aceñolaza et. al., 1976).

En relación al norte de Chile las emisiones andesíticas en consideración, representantes del "Andesit-Vulkanismus" (Zeil, 1964) podrían ser asimilables a los estratovolcanes andesíticos de 10 m.a. de San Pedro Toconce (Guest, 1969) y a los conos andesíticos disectados que afloran entre  $21^\circ$  y  $22^\circ$  de latitud sur aproximadamente, cuyas edades radimétricas oscilan entre  $12,2 \pm 0,3$  y  $10,5 \pm 0,2$  m.a. (Baker, 1977).

De este análisis comparativo surgen, particularmente en territorio argentino, discrepancias en la asignación al Terciario superior o Cuartario inferior de estratovolcanes modificados en mayor y menor grado en su morfología. Las mismas provienen del tipo de fundamentos utilizados para su ubicación en el Cuartario inferior, exclusivamente basada en que se implantan discordantemente por encima de secuencias clásticas terciarias carentes de registros paleontológicos, y han sido modificados por glaciación o se encuentran cubiertos por depósitos asignados al Cuartario inferior. Esta posición frente a las edades isotópicas determinadas para las sucesiones sedimentarias de referencia, como para las vulcanitas que les suceden exige una prolija revisión.

Con respecto a las emisiones ignimbríticas, cabe consignar que en territorio argentino existen pocos elementos que permitan fijar la duración y ubicación de sus distintos pulsos, a diferencia de Chile donde las numerosas dataciones radimétricas de sus representantes: Formación Riolítica (Brüggen, 1950; Zeil, 1964) han llevado a establecer el comienzo de sus erupciones en el Mioceno inferior a medio ( $21$  m.a., Mortimer et al., 1974) y su extensión hasta tiempos recientes ( $0,75 \pm 0,1$  y  $0,79 \pm 0,2$  m.a., Baker, 1977).

En el área en consideración se iniciaron con un pulso de reducida magnitud (Formación Alto Laguna) contemporáneo, al menos en parte, con la actividad volcánica de tipo central en su faz piroclástica (Formación Doncellas), acotado en el tiempo por la Formación Vicuñaahuasi ( $8 \pm 1$  m.a.). Sucedió al derrame lávico, una segunda fase ignimbrítica cuya datación (INGEIS) arrojó una edad de  $14 \pm 2$  m.a., no coherente con su posición stratigráfica respecto de la Formación Vicuñaahuasi. Esto último, sumado al reducido número de determinaciones radimétricas obtenidas hasta el momento, determina

que dichos valores tengan que ser tomados meramente como indicativos de una edad terciaria superior, hasta tanto no se disponga de más resultados.

Aproximadamente a la misma latitud en Chile se ha documentado la emisión de ignimbritas durante el lapso 10,0 - 4,25 m.a. (Dingman, 1965; Rutland et. al., 1965).

En sectores puneños más australes, en base a sus edades isotópicas ha sido posible establecer pulsos ignimbríticos ubicados para la zona del Salar de Cauchari (Schwab et.al., 1974) en :  $9,9 \pm 0,3$ ,  $10,8 \pm 0,4$  y  $4,8 \pm 0,3$  m.a. y a  $25^{\circ}30'$  -  $25^{\circ}50'$  de latitud (Coira et.al., 1976) en  $13,5 \pm 1,5$ ,  $3 \pm 2$  y  $3,2 \pm 1,6$  m.a., los que junto a las erupciones acaecidas en la zona de estudio señalan en una primera aproximación el predominio de los eventos ignimbríticos durante el Terciario superior.

#### ESTRATOVOLCANES-SU MINERALIZACION

La quebrada de Condor Armas al disectar al complejo volcánico estratiforme pone a descubierto un cuerpo subvolcánico centralizado en él intensamente argilitizado y silicificado con limonitización irregular, en cercanías al cual se disponen pequeñas manifestaciones vetiformes de galena y blenda. Mineralización de Fe y Sb se asocia a coladas marginales de la Formación VicuñaHuasi, inmediatamente al sudoeste de la localidad de Doncellas (Mina San José o Doncellas), donde con estructura brechosa bandeada se disponen ópalo y limonita antimonífera o cuarzo y calcedonia con fina antimonita en una masa limonítica. Manifestaciones de manganeso (psilomelano y/o criptomelano) con escasa participación de hierro (magnetita-limonitas) se localizan como niveles subparalelos o en forma venosa en tobas y brechas de la Formación Doncellas, en el extremo noroccidental del estratovolcán (Minas Pabellón e Iral).

La disposición espacial así adoptada por las manifestaciones minerales en relación al edificio volcánico, donde los fenómenos de alteración hidrotermal se relacionan a manifestaciones subvolcánicas nucleadas en su interior, mientras que marginalmente tienen lugar depósitos epitermales vetiformes de Pb-Zn, y ya en la periferia concentraciones de Mn-Fe, Fe-Sb vinculadas a los procesos póstomos, permite reconstruir al menos en parte el cuadro genético evolutivo de los fenómenos mineralizantes en dicho ciclo volcánico del Terciario superior.

En complejos volcánicos correlacionables, de distintos sectores de la Puna es frecuente observar, especialmente en aquéllos parcialmente disectados por procesos erosivos, indicios de mineralización y particularmente procesos de alteración hidrotermal vinculados a cuerpos subvolcánicos, como el descrito. Ejemplo de ello son entre otros: Alto Nevado San Pedro-Pairique (Turner, 1971), volcán Chipas (Ramos, 1973), estratovolcán El Queva (Sillitoe, 1975), volcán Antofalla, sector de Agua Escondida (Coira et.al., 1975; Peralta, 1975).

El distrito de Farellón Negro, ya en Sierras Pampeanas, constituye un claro ejemplo de la vinculación existente entre complejos volcánicos del Terciario superior (Mioceno superior,  $10,7 \pm 0,3$ ,  $7,1 \pm 0,1$  m.a., Caelles et.al., 1971), con características similares a las detalladas para la Puna, y depósitos de cobre porfírico.

Lo anteriormente expuesto resalta la potencialidad de aquellas áreas de afloramiento de estratovolcanes del Terciario superior, en ambiente "pu-

neño", como portadoras de depósitos hidrotermales del tipo cobre porfírico.

#### SINTESIS Y CONCLUSIONES

- Los acontecimientos volcánicos cenozoicos iniciales han sido contemporáneos con la depositación de sedimentos clásticos (Formación Moreta y Formación Sijes) al igual que en otras áreas del noroeste argentino.
- La subsiguiente implantación de estratovolcanes "andesíticos" ha podido ser ubicada en el Terciario superior, hecho que se fundamenta en la edad radiométrica obtenida para la emisión lávica de "fenoandesitas" (Formación VicuñaHuasi) que sucedió a una fase piroclástica (Formación Doncellas).
- Sobre la base de edades isotópicas obtenidas en tiempos recientes para vulcanitas de estratovolcanes o para piroclastitas intercaladas en secuencias sedimentarias por encima de las cuales se produjeron derrames lávicos, se plantea la necesidad de revisar la ubicación cronoestratigráfica en el Cuartario inferior de Complejos volcánicos estratiformes del ambiente "puneño".
- Las primeras emisiones ignimbríticas en la zona (Formación Alto Laguna) fueron contemporáneas con la etapa inicial de construcción de los edificios volcánicos, si bien cobraron real importancia con posterioridad (Formación Zapaleri), aún en el Terciario superior.
- Los procesos mineralizantes, de importancia en los episodios volcánicos del Terciario superior, han estado particularmente vinculados en el área a la formación de estratovolcanes, reservorios potenciales de depósitos hidrotermales de tipo cobre porfírico en la Puna.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, G.F., Toselli, A. y Gonzalez, O., 1976. Geología de la región comprendida entre el salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca - *Asoc. Geol. Arg.*, Rev. XXXI (2) :127-136 Bs.As.
- Ahlfeld, F., 1948. Estudios Geológicos de yacimientos minerales de la Provincia de Jujuy - Univ. Nac. de Tucumán. *Inst. Geol. y Minería. Publ.* 455.
- Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina - Museo Arg. *Cienc. Natur. Cienc. Geol.* II.
- Baker, M.C., 1977. Geochronology of upper Tertiary volcanic activity in the Andes - *Geol. Rundschau* 66: 455-465.
- Brackebusch, L., 1883. Estudios sobre la Formación Petrolífera de Jujuy - *Bol. Acad. Nac. Ciencias* 5, Córdoba.
- Brüggen, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile - *Inst. Geogr. Mil.* 374. Santiago de Chile.
- Caelles, J.C., Clark, A.H., Farrar, E., McBride, S.L. and Quirt, S., 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in Farallón Negro-Capillitas district, Catamarca, Argentina - *Econ. Geol.* 66: 961-964.
- Coira, B., 1972. Descripción geológica de la Hoja 3c, Abra Pampa, Prov. de Jujuy - *Serv. Nac. Min. Geol. Inédito.*
- 1973. Geología y petrología de la zona de Abra Pampa, Prov. de Jujuy - *Tesis Univ. Nac. Bs.As. Inédito.*

- 1975. Ciclo efusivo ordovícico registrado en la Formación Acoite, Abra Pampa, Prov. de Jujuy, Argentina - II Congr. Ibero Amer. Geol. Econ., I: 37-56.
- Coira, B., Pezzutti, N. y Reinoso, M., 1975. Guías petrológicas y geoquímicas para la definición de un área potencialmente mineralizada en Puna catamarqueña - II Congr. Ibero Amer. Geol. Econ. V : 203-214.
- Coira, B. y Pezzutti, N., 1976. Vulcanismo cenozoico en la Puna catamarqueña - Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (1) : 33-52. BS. AS.
- Dingman, R. J., 1965. Pliocene age of ash-flow deposits of San Pedro Area, Chile - U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 525C : 63-67.
- Guest, J. E., 1969. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of Antofagasta Province, Northern Chile - Bull. Geol. Soc. Amer. 80 : 337-362.
- Hausen, J., 1925. Sobre un perfil geológico en el borde oriental de la Puna de Atacama - Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. XXIII: 1-95.
- Koukharsky, M., 1969. Informe preliminar sobre la estratigrafía de las Hojas 6a y b, Prov. de Salta - Inst. Nac. Geol. y Minería. Inédito.
- Méndez, V., 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65°30' oeste, hasta el límite con las repúblicas de Bolivia y Chile - Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (4): 391-424. Bs. As.
- Peralta, E. 1975. Tectónica premineral y control de la mineralización al noroeste del Salar de Antofalla, Argentina - II Congr. Ibero Amer. Geol. Econ. II : 577-592.
- Ramos, V., 1973. Estructuras de los primeros contrafuertes de la Puna Salto-Jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas, Actas V Congr. Geol. Arg. IV : 159-202.
- Rutland, R. W., Guest, J. E. and Gratsy, R. L., 1965. Isotopic Ages and the Andean Uplift. Nature, 208 : 677-678. London.
- Schwab, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebund des Salar de Cauchari (NW-Argentinien) - Geotekt. Forsch. 43:168.
- Schwab, K., Lippolt, H. 1974. K-Ar Mineral Ages and Late Cenozoic History of Salar de Cauchari area (Argentine Puna) - IAVCEI Symp. Intern. Volc. (preprint)
- Sillitoe, R., 1975. Lead-Silver, Manganese, and native Sulfur Mineralization within a Stratovolcano, El Queva, Northwest Argentina. Econ. Geol. 70:1190-1201
- 1977. Permo-Carbóniferous, Upper Cretaceous, and Miocene Porphyry Copper Type Mineralization in the Argentinian Andes. - Econ. Geol. 72 : 99-103.
- Turner, J. C. M., 1960. Las Sierras Transpampeanas como unidad estructural - An. las. Jorn. Geol. Arg. II. Bs. As.
- 1964. Descripción geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi, Prov. de Salta - Dir. Nac. Geol. Min., Bol 99. Bs. As.
- 1965. Perfil transversal de la Puna. Latitud 22°15' S aproximada Actas II Jorn. Geol. Arg. III : 355-378.
- 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b, Chaschuil, provincias de Catamarca y La Rioja - Dir. Nac. Geol. Min., Bol 106. Bs. As.
- 1971. Descripción geológica de las Hojas 3a y b Pirquitas, Jujuy. Serv. Nac. Min. Geol. Inédito.
1976. Estratigrafía de la Comarca de Cusi-Cusi (Prov. de Jujuy) - Actas VI Congr. Geol. Arg. I : 287-296.
- Vilela, C. R., 1969. Descripción geológica de la Hoja 6c San Antonio de los Cobres, Prov. de Salta - Dir. Nac. Geol. Min., Bol 110. Bs. As.
- Zeil, W., 1964. Die Verbreitung des jungens Vulkanismus in der Hoch Kordillere Nordchiles - Geol. Rundsch, 53 : 731-757.

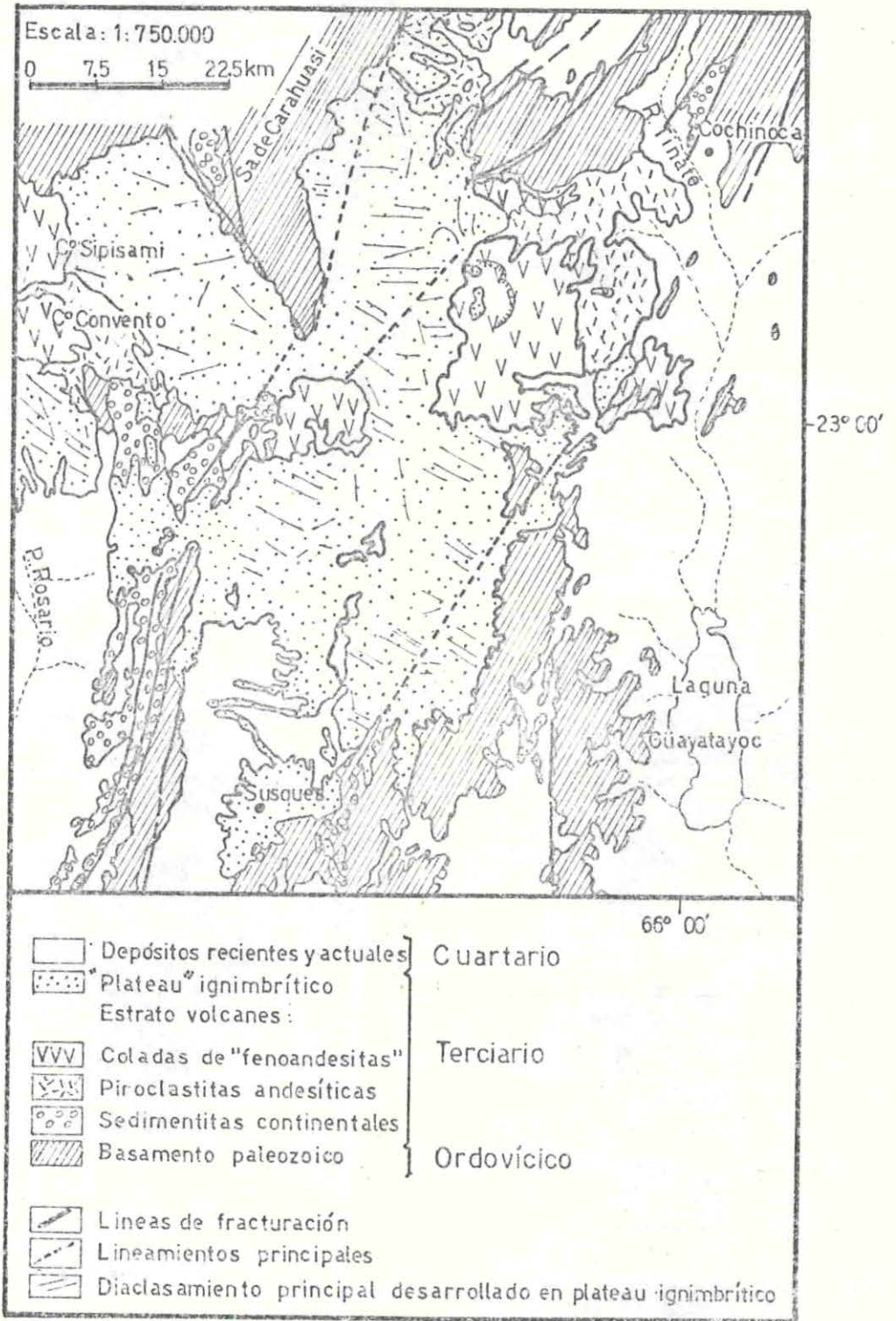


Figura 1  
 Distribución de las vulcanitas cenozoicas en la  
 región.- Bosquejo geológico.

Fig.2 x60. Toba brechosa litocristalina  
(Formación Doncellas).

Fig.3 x180. "Fenoandesita". Se observa lam-  
probolita con buen desarrollo (Forma-  
ción Vicuñaahuasi).

Fig.4 x180. Ignimbrita. Detalle de su tex-  
tura eutaxítica (Formación Zapaleri).

Fig.5 x60. Toba con exigua soldadura  
(Formación Alto Laguna).