



GEOLOGIA DEL VOLCAN ARACAR. SUR DE LOS ANDES CENTRALES (24°19'00"S, 67°49'20"O).  
ARGENTINA.

Magdalena Koukharsky# y Mariela Etcheverría\*

INTRODUCCION

El cerro Aracar es un estrato volcán predominantemente central con cuatro domos lávicos que se proyectan como un espolón hacia el sudeste.

Emplazado en el ambiente geológico de la Puna en el oeste de la provincia de Salta y vecino al límite con Chile, alcanza los 6050 msnm, presentando un desnivel de 1900 m en su ladera norte y de 2800 m en la ladera sur. El diseño de su planta se aproxima a un rectángulo de unos 18 km en sentido norte-sur y 12 km en sentido este-oeste. Con un volumen aproximado de 148 Km<sup>3</sup> de lavas extruidas, y dos dataciones K/Ar (1) de 3,4 ± 1,2 Ma en los Derrames fenobasálticos orientales y de 2,6 ± 0,4 Ma en las Coladas dacíticas del Grupo V (Fig.1), es un importante exponente del volcanismo dacítico-andesítico en el arco andino durante el Plioceno. Este trabajo sintetiza características geológicas, petrográficas y mineralógicas, con el objeto de contribuir a interpretar la evolución del magmatismo plioceno en el contexto regional.

Se lo considera moderadamente conservado por mantener su perfil original, reconociéndose los rasgos superficiales de algunas coladas. Las mas antiguas, dacíticas y fenobasálticas, asoman bajo los aluviones actuales del cerro, alcanzando con suaves pendientes el Salar de Taca Taca o extendiéndose hacia el este y sureste (Fig.1). Sobre ellas, varios conjuntos de coladas dacíticas cuyas formas reflejan alta viscosidad, componen la parte principal del edificio del volcán (Grupos I a V), conformando una grosera plataforma sobre la que se erigió el cono andesítico de 900 m de altura y 5 km de diámetro que constituye la parte superior. En la cima hay un cráter erosionado de 1 km de diámetro aparentemente relacionado con pequeñas coladas andesíticas finales que fluyeron hacia el sur.

MARCO GEOLOGICO

Granitoides paleozoicos constituyen la base del sector oriental del volcán. Sobre ellos se labró una superficie llamativamente irregular interpretada como la base exhumada de sedimentitas terciarias rojas de la región (2). Gran parte de los derrames fenobasálticos orientales yacen directamente sobre esta superficie, permitiendo acotar la edad del episodio erosional que representa. Hacia el sur cubren areniscas conglomerádicas escasamente consolidadas terciarias (Fig.1).

En el sector occidental no aflora el substrato de las coladas basales del volcán, pero los niveles volcano-sedimentarios suavemente plegados y muy cubiertos por detritos que constituyen el Cordón de Arizaro, han marcado el límite del avance de las coladas dacíticas intermedias, indicando su presencia entonces como relieve positivo. Dichos depósitos pueden ser correlacionados con los Estratos Quebrada Salin, reconocidos en territorio chileno (3), con dataciones isotópicas comprendidas entre 15,8 ± 0,8 y 17,5 ± 1,8 Ma.

Al sudoeste se encuentra el cerro Arizaro, estrato volcán andesítico de tamaño comparable al del Aracar aunque disectado en mayor medida por la erosión, que cuenta con una datación K/Ar de 9,0 ± 1,3 (1).

Las manifestaciones volcánicas más jóvenes del área son pequeños cuerpos riolíticos emplazados en las rocas graníticas y una colada fenobasáltica bien preservada asociada a un cono en el oeste, sobre la secuencia volcano-sedimentaria del Cordón de Arizaro.

# Universidad de Buenos Aires - CONICET

\* Universidad de Buenos Aires

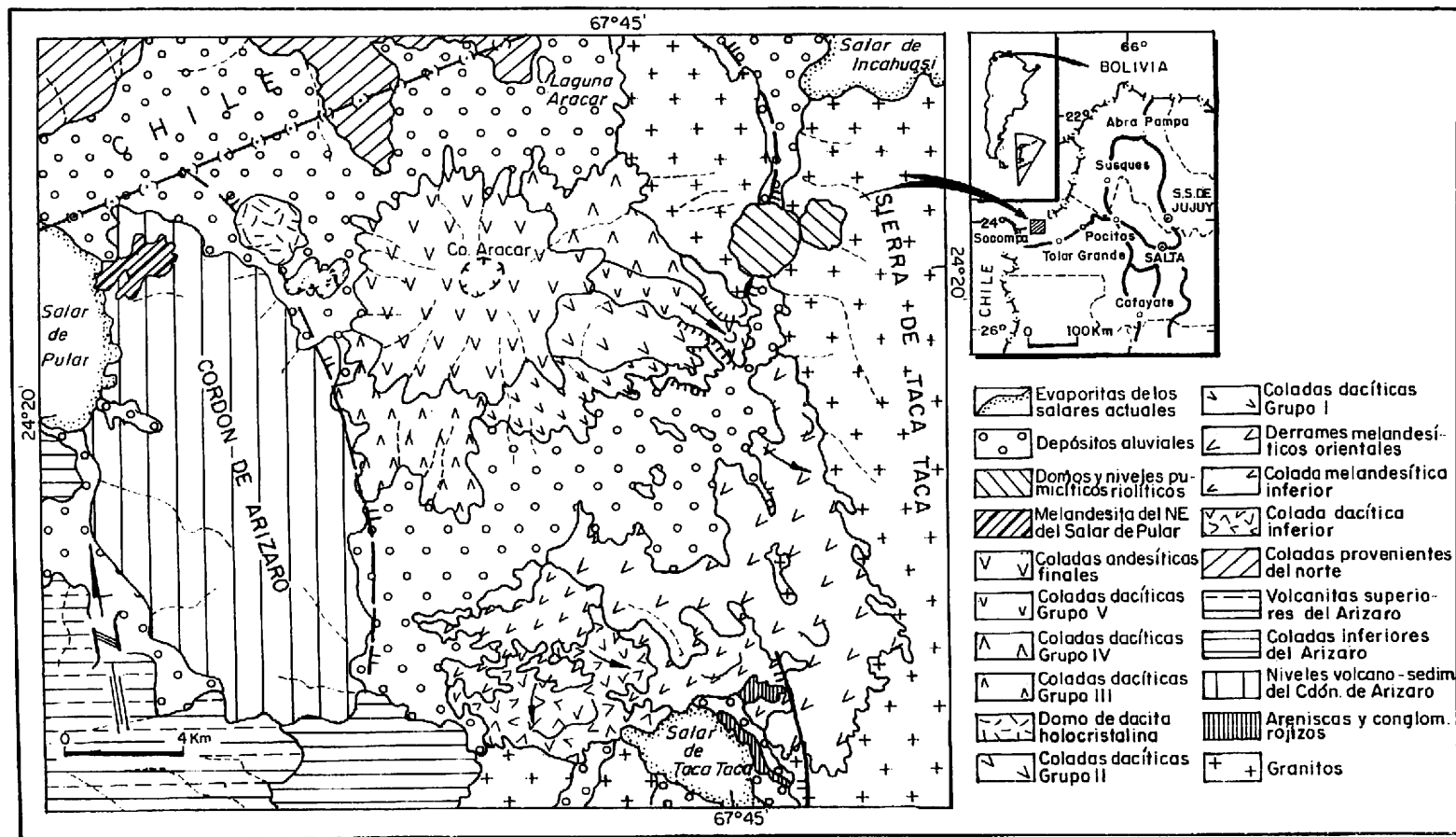


FIGURA 1. Esquema geológico del área estudiada. Los grupos de coladas que integran el volcán Aracar tienen rastras en formas de V dispuestas con diferentes orientaciones y el domo lávico recristalizado de su ladera noroeste aparece con trazos cortos dispuestos al azar. Otras referencias: falla falla inferida cráter direcciones de flujo en coladas. escarpas de borde de lavas.

## VOLCANISMO DEL ARACAR

En el Aracar se han diferenciado los 10 grupos lávicos señalados en la figura 1. Los componen rocas porfíricas de dos tipos principales: 1) dacíticas con abundante pasta de colores negros, rojos, grises y rosados y fenocristales de plagioclasa y mafitos de hasta 8 mm y 2) rocas andesíticas basálticas y andesíticas de pastas negras o grises oscuras, con fenocristales de plagioclasa y mafitos de hasta 3 mm. En todas estas rocas las plagioclasas más desarrolladas tienen zonación oscilatoria múltiple predominantemente inversa, algunas fuertemente corroídas, conteniendo vidrios castaño violáceos. Con la sola excepción del domo recrystalizado de la ladera occidental, todas las volcanitas tienen pasta hialopilitica con granos de piroxeno y opacos.

La colada dacítica inferior presenta un relieve de lomadas paralelas regularmente distanciadas convexas hacia el sudsudeste, que las asemeja a lavas-domo dacíticas de la región (4). El acercamiento de esas crestas de flujo en los bordes indica que fluyó encauzada en una depresión que se extendía a lo largo del salar de Taca Taca. Actualmente desintegrada, en el terreno presenta bloques y fragmentos dispersos. Al microscopio hay fenocristales de andesina (An 35-38) y de oxihornblenda con bordes opacíticos. La pasta tiene microlitas determinadas como An41, en base de vidrio incoloro y amígdalas irregulares de cristobalita.

La colada fenobasáltica inferior es morfológicamente comparable a la dacítica a la que cubre parcialmente, aunque petrográficamente se asemeja a los derrames orientales posteriores. Se la ha separado por ser la primera manifestación del volcanismo fenobasáltico y por conservar rasgos que permiten individualizarla. En corte delgado sus rocas tienen abundante vidrio vesiculado castaño violáceo. Con microsonda se determinó un centro de An72 y borde de An53 en su plagioclasa. Los mafitos son ortopiroxeno, clinopiroxeno, opacos y frecuentemente olivina, con glomérulos de clinopiroxeno-ortopiroxeno y de piroxenos-opacos-plagioclasas con una zona cribada.

Posteriores coladas fenobasálticas intensamente erosionadas se extienden desde el flanco oriental del volcán, por lo que se las ha reunido en el grupo de los "derrames fenobasálticos orientales". Una fractura afecta su nivel mas bajo en el borde del Salar de Taca Taca. Algunos sectores conservan formas de flujo semejantes a pliegues, remarcados por diferentes densidades de vesiculación. Son andesitas y andesitas basálticas de dos piroxenos con o sin olivina. Se determinaron con microsonda composiciones de An62 y An58 en un centro y borde de fenocristal de plagioclasa. Los vidrios suelen tener colores castaños-violáceos. En algunos casos el clinopiroxeno encierra plagioclasa en disposición subofítica y en ocasiones pequeños clinopiroxenos rodean hipersteno.

Los grupos I a V de coladas dacíticas forman el edificio principal del Aracar (Fig.1). Las que mejor conservan los rasgos originales presentan lóbulos con crestas y surcos de flujo y en algunos casos albardones laterales, que en el terreno están cubiertos por detritos. Las alturas en los frentes son del orden de los 20 a 40 m. Algunas son lavas de bloque, en partes escoriáceas (Grupo V); otras presentan grosera fluidalidad subhorizontal (grupo I) y otras son brechosas, con fragmentos negros dacíticos suborientados englobados en dacita castaño rojiza destacando la fluidalidad (Grupo III). Las lavas del grupo II forman una cubierta sobre 4 elevaciones que se interpretan como domos lávicos. Al microscopio las dacitas de los grupos II a V tienen base de vidrio incoloro, en tanto que en el grupo I el vidrio es castaño claro. Son comunes las vesículas tapizadas por cristobalita o tridimita. Con microsonda se han determinado composiciones en centros y bordes de fenocristales como An32-An39; An51-An54 (corroído) y An73-An59 en muestras de los grupos I, IV y V respectivamente. Los mafitos son orto y clinopiroxeno en el grupo I, con relictos de olivina rodeados por pequeños piroxenos. En los grupos II y III es importante la participación de hornblenda castaño u oxihornblenda además de piroxenos, y en los grupos IV y V el mafito dominante es hornblenda castaño de bordes opacos con hipersteno y augita subordinados. Hornblendas bordean cristales de ortopiroxeno en muestras de los grupos II, III, IV y V. El domo lávico noroccidental está formado por dacita hornblendífera que se diferencia por su matriz microgranosa donde un mosaico de feldespato alcalino y escaso cuarzo encierra primitivas microlitas de plagioclasa.

De la hornblenda se reconocen pseudomorfos de bordes opacos y pasta microgranosa con relictos de hornblenda castaña. En ellos se concentran granos isoorientados de clinopiroxeno sugiriendo una cristalización póstuma, conservándose inalteradas las plagioclasas. Se destacan ortopiroxeno parcialmente oxidado y oxibiotita como accesorios, además de apatita y escaso circón.

El interior del cono superior del volcán está constituido por coladas de marcada partición en lajas. Son andesitas de aspecto macizo con escasos fenocristales de plagioclasas y abundantes mafitos. Al microscopio casi todos los fenocristales de plagioclasa están fuertemente corroídos, habiéndose determinado con microsonda composiciones de An76 con borde de An56, correspondiendo An61 a un cristal no corroído. Los mafitos son clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivina frecuentemente bordeada por clinopiroxeno. Cristobalita tapiza vesículas. Hay glomérulos de piroxenos-plagioclasa.

De lo expuesto, una historia de este volcán puede sintetizarse de la siguiente manera:

Un pequeño volumen de dacitas cubiertas por fenobasaltos, con formas que denotan suaves pendientes hacia el sudeste y zona de emisión localizada al oeste del eje del cono actual, representan las dos primeras etapas del volcanismo. Fracturación con rumbo norte-sur acompañó el comienzo de una tercera etapa con varios pulsos de fenobasaltos mas fluidales, en la que comenzó a construirse el borde oriental del actual edificio, extendiéndose ampliamente los derrames hacia el este. El mayor volumen corresponde a la cuarta etapa, de dacitas inicialmente piroxénicas que se tornaron paulatinamente hornblendíferas, distribuidas radialmente, construyendo las paredes empinadas del edificio actual. La mayor longitud de sus coladas del sur y la curvatura de los extremos de otras coladas, señalan la influencia de una importante pendiente en tal sentido. La presencia de dicha pendiente se refleja en el desnivel del orden de 1000 m, existente entre las bases de las laderas norte y sur del volcán y también en similares diferencias de cota entre las escamas graníticas de Vega Coria y de Taca Taca. Las coladas dacítica y fenobasáltica inferiores con su centro emisor localizado al oeste pueden ser previas a la generación de tan marcado desnivel, en tanto que los derrames fenobasálticos orientales ya estarían vinculados al mismo. La falla que levantó en el oeste la secuencia miocena suavemente plegada del Cordón de Arizaro fue previa a la extrusión de las coladas dacíticas del grupo III cuyas formas muestran que actuó como contención de las mismas. El lineamiento que marcan los domos de las laderas pasando por la cima del volcán y por una profunda quebrada occidental, denota una zona de debilidad que puede haber jugado un papel importante en su génesis. Con él se relacionaría una fuerte actividad térmica superficial en el domo occidental, causante de la cristalización microgranosa de su pasta y de la neoformación de clinopiroxeno en pseudomorfos de hornblendas.

La quinta etapa está representada por andesitas fluidales que formaron el cono superior de paredes lisas, con el pequeño cráter de la cima.

Cuando se consideran los análisis químicos representativos de las diferentes unidades, todas corresponden a una serie calcoalcalina con moderado a alto contenido de K<sub>2</sub>O en el esquema de Gill (5). Las etapas 1 y 4 señalan la recurrencia de composiciones dacíticas similares, que pueden derivar del fraccionamiento por cristalización de olivina, piroxenos, plagioclasa y magnetita de anteriores magmas fenobasálticos. Las etapas 2-3 y 5 en cambio, indican episodios de basificación que pueden vincularse a nuevos aportes de magmas profundos.

Entre las características petrográficas la presencia de plagioclasas cribadas con vidrios castaño-violáceos es una constante en casi todas estas lavas a partir del fenobasalto inferior. En ellas son comunes los contornos redondeados comparables a los obtenidos por calentamiento de cristales por encima de la temperatura del liquidus por Tsuchiyama (6). Su participación es mayor en las rocas oscuras y llega a abarcar todos los fenocristales en las andesitas del cono superior. La zona cribada se determinó en dos casos como An51 y An56. Se detectaron glomérulos de piroxenos y/o plagioclasas con vidrio intersticial semejante al de los interiores de tales plagioclasas. El color de dichos vidrios es similar al de la base de pastas de algunos fenobasaltos. Todas estas características sumadas a la

presencia de bitownita en el centro de algunos fenocristales, apoyan la hipótesis de disequilibrios por aporte de magmas básicos. En la región hay un volcanismo básico joven (<2 Ma) que suele relacionarse con una modificación del campo de esfuerzos y/o una componente extensional en fracturas (7,8), que contiene fenocristales de olivina de composición Fo79 a Fo85. La determinación con microsonda como Fo66 de la olivina de un fenobasalto de los derrames orientales, sugiere un magma profundo mas evolucionado para el origen de las rocas del Aracar, lo que sería coherente con un ambiente tectónico compresivo como el que ya fuera señalado para la región durante el Plioceno (9).

#### AGRADECIMIENTOS

A la empresa BHP Minerals International y a su gerente Nivaldo Rojas por brindar apoyo logístico para la campaña de 1992 y permitir que los análisis químicos se realizaran en sus laboratorios. A Segundo Soriano por su colaboración en las tareas de campo. A Laura Hernández por su extraordinario trabajo con la microsonda. Este trabajo se realizó en el marco de los proyectos UBACYT Ex 194 y PID CONICET 3161/92. Es una contribución al Proyecto IGCP 345.

#### REFERENCIAS

- (1) Koukharsky, M.; Munizaga, F. 1993. Nuevas edades K/Ar de estrato volcanes de la Puna entre los 24° y 24°30'S, Argentina. In Congreso Geológico Argentino N°12, Actas Tomo 4, p. 277-281.
- (2) Koukharsky, M. 1988. Geología de la Puna en la región que media entre el Cerro Socompa y el Cerro Tul Tul, provincia de Salta. Tesis Doctoral N°2166 Universidad de Buenos Aires, Dto. Cs. Geológicas. 87 p
- (3) Ramirez, C.; Gardeweg, M.; Davidson, J.; Pino, H. 1991. Mapa geológico del área de los volcanes Socompa y Pular, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documentos de Trabajo N° 4.
- (4) Marinovic, N.; Lahsen, A. 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 58, 140 p., Santiago.
- (5) Gill, J. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag. 390 p. N.York.
- (6) Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite. Contributions to Mineralogy and Petrology, V 89, p. 1-16.
- (7) Viramonte, J.; Galliski, M.; Araña Saavedra, V.; Aparicio, A.; García Cacho, L. ; Martín Escorza, C. 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, Provincia de Salta. In Congreso Geológico Argentino N°9, Actas Tomo 3, p. 234-251. San Carlos de Bariloche.
- (8) Knox, W.; Kay, S.; Coira, B. 1989. Geochemical evidence on the origin of quaternary basaltic andesites of the Puna, Northwestern Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, 44, 1-4 p. 194-206. Buenos Aires.
- (9) Jordan, T.; Alonso, R. 1987. Cenozoic Stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountains, 20-28° South Latitude. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin V. 71 N°1 p. 49-64. Tulsa.