

Tesis de Posgrado

Geología de la Puna en la región que media entre el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, Pcia. de Salta

Koukharsky, Magdalena María Luisa

1988

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias
Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Koukharsky, Magdalena María Luisa. (1988). Geología de la Puna en la región que media entre el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, Pcia. de Salta. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2166_Koukharsky.pdf

Cita tipo Chicago:

Koukharsky, Magdalena María Luisa. "Geología de la Puna en la región que media entre el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, Pcia. de Salta". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1988.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2166_Koukharsky.pdf

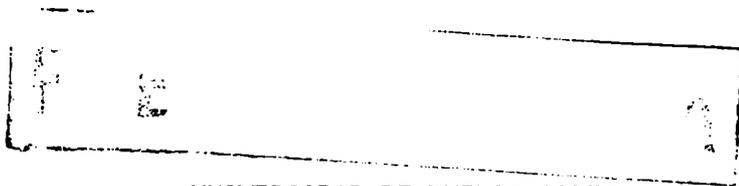
EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

301-

GEOLOGIA DE LA PUNA EN LA REGION QUE MEDIA
ENTRE EL CERRO SOCOMPA Y EL CERRO TUL TUL, PROVINCIA DE SALTA.

REALIZADA POR MAGDALENA MARIA LUISA KOUKHARSKY

DIRECTOR : DR. BERNABE QUARTINO

TESIS PARA OPTAR AL TITULO DE

DOCTOR EN CIENCIAS GEOLOGICAS

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLOGICAS

JULIO DE 1988

BUENOS AIRES

- 2.166 -
g. 2

A MIS FAMILIARES POR SU APOYO.

A LA ESCUELA DE DIADEMA ARGENTINA (COMODORO RIVADAVIA,
PROVINCIA DE CHUBUT) POR DESPERTAR MI INTERES POR EL
ESTUDIO.

A LA UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES POR HABERLO HECHO
POSIBLE.

I N D I C E

	Página
I. INTRODUCCION	1
II. METODOS DE TRABAJO	2
III. UBICACION GEOGRAFICA Y LOCALIZACION GEOLOGICA	3
FIGURA 1. Croquis de ubicación	3
IV. DESCRIPCION GEOGRAFICA	4
V. SINTESIS DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS Y DE LA ESTRUCTURA	5
CUADRO I. Esquema estratigráfico	8
VI. ESTRATIGRAFIA	
A. PRECAMBRICO	
PROTEROZOICO SUPERIOR: FORMACION MACON	9
Edad	10
Consideraciones acerca de la Formación Macón	10
B. PALEOZOICO INFERIOR	
ARENIGIANO SUPERIOR-LLANVIRNIANO: FORMACION COQUENA	10
Edad y correlaciones	12
Consideraciones finales acerca de la Formación Coquena	13
ORDOVICICO SUPERIOR: COMPLEJO CHACHA	13
Edad y correlaciones	16
Consideraciones finales acerca del Complejo Intrusivo Chacha	16
DEVONICO INFERIOR: FORMACION SALAR DEL RINCON	17
Descripción de los afloramientos	18
Edad y correlaciones	19
Consideraciones finales acerca de la Formación Salar del Rincón	20
C. PALEOZOICO SUPERIOR	
CARBONICO SUPERIOR: FORMACION CERRO OSCURO	20
Descripción de los afloramientos	21
Edad y correlaciones	21
Consideraciones finales acerca de la Formación Cerro Oscuro	21
PERMICO INFERIOR: FORMACION ARIZARO	22
Descripción de los afloramientos	22

Edad y correlaciones	23
Consideraciones finales acerca de la Formación Arizaro	24
D. CENOZOICO	
TERCIARIO	
EOCENO MEDIO-MIOCENO MEDIO: FORMACION FABIAN	24
Miembro Conglomerados Guanaquero	25
Miembro Areniscas y tobas Guanaquero	25
Miembro Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero	25
Miembro Areniscas calcáreas Vega Macón	25
Miembro Areniscas conglomerádicas Vega Macón	26
Perfiles estratigráficos realizados en la Formación Fabián	26
PERFIL I: Ladera oeste de la sierra de Macón, borde sur del área mapeada .	26
PERFIL II: Faldeo sur del cerro Guanaquero	26
PERFIL III: Nacientes de la quebrada de Batin, lado oeste de la falla norte-sur (bloque alto)	27
PERFIL IV: Nacientes de la quebrada de Batin, lado este de la falla norte sur (bloque hundido)	28
PERFIL V: Este de la sierra de Macón (corte del ferrocarril)	28
FIGURA 2: Secciones litológicas de la Formación Fabián y correlaciones ten tativas	29
Consideraciones acerca de la Formación Fabián	30
Edad y correlaciones	30
MIOCENO SUPERIOR: FORMACION BATIN	32
PERFIL VI: Ladera occidental del cerro Macón	33
PERFIL VII: Desembocadura de la primera quebrada inmediatamente al sur de la quebrada de Batin	33
PERFIL VIII: Camino a Laguna Gechel, 1.5 km al norte de Chacha	34
PERFIL IX: Este de Vega Portomán	35
PERFIL X: Borde NE del salar de Taca Taca	35
Consideraciones acerca de la Formación Batin	35
Edad y correlaciones	36
FIGURA 3: Perfiles litológicos de las unidades epiclásticas y piroclásti- cas del Terciario Superior	37

VULCANISMO CENOZOICO	
MIOCENO SUPERIOR: FORMACION EL LEON	38
PERFIL XI: Borde SE de la laguna Gechel (faldeo SO del cerro Rincón)	39
PERFIL XII: Borde norte de la quebrada profunda ENE que limita por el norte el sinclinal de sedimentitas paleozoicas	40
Características petrográficas de la Formación El León	41
Edad y correlaciones	42
Consideraciones acerca de la Formación El León	43
MIOCENO SUPERIOR: FORMACION ANDESITAS DEL CERRO RINCON	44
Edad y correlaciones	45
Consideraciones acerca de la Formación Andesitas del Cerro Rincón	45
MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO INFERIOR: COMPLEJO PIROCLASTICO-LAVICO-INTRUSIVO DACITICO-ANDESITICO DE PORTOMAN	45
Edad y correlaciones	47
Consideraciones acerca del Complejo Portomán	48
MIOCENO SUPERIOR: COMPLEJO PIROCLASTICO-LAVICO CON INTERCALACIONES CONGLOMERADICAS DE QUEBRADA DEL AGUA	48
Niveles inferiores: Aglomerados dacíticos y andesíticos, fenobasaltos, tobas y conglomerados de Quebrada del Agua	48
PERFIL XIII: Quebrada del Agua de la Virgen	49
Vulcanitas dacíticas de Loma Colorada	50
Andesitas y dacitas lávicas superiores del norte de Quebrada del Agua	51
Edad y correlaciones	51
Consideraciones acerca del Complejo Quebrada del Agua	51
PLIOCENO-PLEISTOCENO?: VULCANITAS DE LOS CERROS TUL TUL, DEL MEDIO, POCITOS, GUANAQUERO, CHIVINAR, ARACAR, SALIN Y ARIZARO.	52
A) Niveles basales dacíticos lamprobolíticos del cerro Aracar	53
B) Fenobasaltos hipersténicos, en partes con olivina, de los cerros Arizaro, Aracar, Guanaquero y Chivinar	54
C) Andesitas hornblendíferas (o lamprobolíticas) hipersténicas de los cerros Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Arizaro y Salin	55
D) Melandesitas augíticas hipersténicas de la cima de los cerros Salin, Aracar y Rincón	56

Edad y correlaciones	56
Consideraciones acerca de las vulcanitas de los cerros Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Arizaro, Salin y de la cima del cerro Rincón	57
PLIOCENO INFERIOR: IGNIMBRITA RINCON	58
Edad y correlaciones	58
Consideraciones acerca de la Ignimbrita Rincón	58
PLIOCENO SUPERIOR- PLEISTOCENO: FENOBASALTOS AUGITICOS DEL OESTE DE LAGUNA GECHEL, OESTE DEL SALAR DE INCAHUASI Y ESTE DEL SALAR DE PULAR	58
Edad y correlaciones	59
PLIOCENO: IGNIMBRITA GECHEL Y TOBA PETAQUILLA	59
Edad y correlaciones	60
PLIOCENO SUPERIOR- PLEISTOCENO?: COLADAS DACITICAS SUPERIORES DEL CERRO SOCOMPA CAIPE	60
Edad y correlaciones	61
PLIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO: NIVELES LAVICOS ANDESITICOS Y DACITICOS DEL VOLCAN SOCOMPA	61
Edad y correlaciones	62
Consideraciones acerca de las vulcanitas del Socompa	62
PLIOCENO A HOLOCENO?: DOMOS DE VIDRIO	63
Edad y correlaciones	63
Consideraciones acerca de los domos de vidrio riolítico	63
PLEISTOCENO SUPERIOR-RECIENTE: DIQUE LAVICO FENOANDESITICO	63
Edad y correlaciones	64
Consideraciones acerca del dique lávico fenoandesítico	64
PLIOCENO-RECIENTE: DEPOSITOS DE SINTERITAS CALCAREAS	64
Edad y correlaciones	64
PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO: FORMACION PULAR	65
Edad y correlaciones	65
Consideraciones acerca de la Formación Pular	65
PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO: DEPOSITOS DETRITICOS RECIENTES Y ACTUALES ..	65
PLIOCENO-HOLOCENO: DEPOSITOS EVAPORITICOS	66
Edad	66
VII, GEOLOGIA Y PETROLOGIA DEL VULCANISMO CENOZOICO	67

CONSIDERACIONES FINALES	69
VIII. ESTRUCTURA Y TECTONICA	71
IX. GEOMORFOLOGIA	74
X. RESEÑA DE LOS PRINCIPALES APORTES A LA GEOLOGIA DE LA PUNA LOGRADOS POR EL PRESENTE TRABAJO	77
AGRADECIMIENTOS	80
CUADRO 11: Análisis químicos de vulcanitas cenozoicas.	
FIGURA 4: Diagramas de Harker de las rocas analizadas.	
FIGURA 5: Clasificación TAS de las rocas analizadas.	
FIGURA 6: Diagrama $K_2O - SiO_2$.	
FIGURA 7: Diagrama AFM.	
FIGURA 8: Relaciones K_2O/SiO_2 - Longitud oeste de Greenwich de muestras representativas del vulcanismo plioceno y cuartario.	
FIGURA 9: Relaciones Rb - Sr.	
FIGURA 10: Diagrama $Zr/TiO_2 - Nb/Y$.	
FIGURA 11: Perfiles AA' y BB'.	
BIBLIOGRAFIA	
MAPA GEOLOGICO.	

1. INTRODUCCION

Caracterizar las unidades litológicas que afloran en el sector de nuestra Puna entre los cerros Socompa y Tul Tul es el objetivo de esta Tesis. Para ello se propone su discriminación en un conjunto de 26 formaciones y unidades plutónicas y volcánico - sedimentarias, dedicando especial atención a la efusividad terciaria - cuartaria y a la sedimentación epiclástica que la enmarca, para contribuir a la interpretación estructural de la región y analizar la evolución del vulcanismo en relación con los episodios tectónicos cenozoicos.

El trabajo se llevó a cabo con algunas interrupciones, por lo que puede considerarse desarrollado en varias etapas entre los años 1968 y 1987.

En 1968, cuando la autora trabajaba en el entonces Instituto Nacional de Geología y Minería, seleccionó el área entre un conjunto de posibilidades que el fueron ofrecidas por el jefe de la División Geología Regional, Dr. Juan Carlos M. Turner, con la intención de realizar la descripción geológica y encontrar en ella el tema de tesis. La campaña correspondiente de 120 días, fue realizada entre los meses de setiembre de 1968 y enero de 1969. Con las observaciones de campo se confeccionaron en forma inmediata y se entregaron, los informes sobre la estratigrafía y los mapas preliminares, correspondientes a las hojas 6a y b, Socompa y Cerro Guanaquero, de la Carta Geológico-Económica de la República Argentina (Koukharsky, 1969).

Al margen de las tareas desempeñadas en el Plan NOA I Geológico-Minero, con sede en Tucumán, desde octubre de 1969 hasta enero de 1972 se realizaron una parte de las descripciones petrográficas de las sedimentitas paleozoicas y las vulcanitas cenozoicas del área, y todas las determinaciones de índices de refracción en minerales y vidrios volcánicos. El interés que había despertado el hallazgo de fósiles devónicos motivó una segunda campaña de 15 días en junio de 1970, durante la cual se completó el mapeo del sector nororiental y se obtuvo una colección más completa de la fauna devónica, la cual fue entregada para su estudio al Departamento de Paleontología de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

El ingreso a una empresa privada de exploración minera en febrero de 1972 y el posterior ausentamiento del país al cesar ésta sus actividades, tuvieron como consecuencia la paralización de los trabajos relacionados con el tema hasta fines de 1981, época en que la autora se desempeñó por 5 meses en la Dirección de Minería de la Provincia de Jujuy, realizando y completando, fuera del horario de trabajo, las descripciones petrográficas necesarias para caracterizar la litología de la zona. En esta época se realizó, en forma particular, una visita al área para coleccionar gran parte de las muestras destinadas a los análisis químicos.

En junio de 1984 se solicitó la readmisión en la Carrera del Doctorado con el reconocimiento del Dr. Bernabé J. Quartino como Consejero y Director de trabajo, lo cual fue concedido en abril de 1985. Consecuentemente en mayo de 1985 se presentó ante la Subcomisión de Doctorado del Departamento de Ciencias Geológicas el tema y el plan de trabajos de esta tesis, los que fueron aprobados en agosto del mismo año. A partir de entonces se reelaboraron los datos de campaña confeccionándose nuevamente los mapas, se realizaron los análisis químicos por elementos mayoritarios y por trazas en las muestras, y se redactó la memoria final.

II. MÉTODOS DE TRABAJO

Durante las tareas de campaña se contó fundamentalmente con los mapas topográficos a escala 1:100.000 de la Dirección Nacional de Geología y Minería realizados por el topógrafo Antonio Lizuain con la ayuda del señor Norberto O. García, y de una parte de las fotografías aéreas a escala 1:50.000.

Con la colaboración de la licenciada Graciela Blasco de Nullo, durante la primera salida al campo se trabajó inicialmente a pie, logrando el traslado desde el pueblo de Tolar Grande por algún vehículo de la zona. Posteriormente pudo contratarse dos baqueanos (Antolín Ramos y Felipe Salva) y una tropa de mulares proveniente de Antofagasta de la Sierra (provincia de Catamarca). Con ellos se realizaron dos recorridos en el área cubierta por la hoja 6b, Cerro Guanaquero. Para la hoja 6a, Socompa, se viajó en ferrocarril hasta Quebrada del Agua, en donde se contrató un baqueano (Celestino Alegre) y otra tropa de mulas, efectuándose un tercer recorrido. Con tres mulas y una baqueana (Beatriz Fabián) se completó el mapeo del norte y noreste de la sierra de Macón en la hoja 6b, contándose en el mes final de la primera campaña con una camioneta provista por el Instituto Nacional de Geología y Minería, pudiéndose con ella transitar los escasos caminos de la zona.

La complejidad estructural pudo ser interpretada de modo convincente sólo a partir de 1981, cuando el Dr. Roberto Caminos, Jefe de la División Geología Regional de la Dirección Nacional de Geología y Minería remitió a la autora, entonces en Jujuy, además de un conjunto de fotografías aéreas del norte de la sierra de Macón, las imágenes Landsat correspondientes a la banda 5 en escala 1:500.000. Posteriormente, al desempeñar tareas en la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, pudo disponer de las imágenes satelitarias a escala 1:500.000 en falso color compuesto standard.

Para las interpretaciones y descripciones petrográficas se confeccionaron y estudiaron cortes delgados de 152 muestras. Se realizaron 37 mediciones de índices de refracción en vidrios y feldespatos mediante inmersión en mezclas de nitrobenzeno y querosene, con el refractómetro de Abbe y luz blanca. Los cristales de plagioclasa de algunas vulcanitas cenozoicas fueron determinados por sus índices de refracción. En las rocas intrusivas paleozoicas en cambio, las plagioclasas de 10 muestras fueron identificadas y comparadas a través de las relaciones angulares entre los cristales y sus elipsoides ópticos, obtenidas empleando una platina universal de 4 ejes. En todos los casos se utilizaron los correspondientes gráficos de Stemmmons (1962) para las determinaciones de plagioclasas.

Los análisis químicos por elementos mayoritarios de 12 muestras fueron realizados por la autora en los laboratorios del Departamento de Geoquímica y de Aplicaciones Geológicas de la Teleobservación de la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, bajo la dirección del técnico Sr. Arturo Barros. En ellas los contenidos de SiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 y MnO se determinaron por espectrofotometría de los complejos sílico-molibdico, Fe-2-2' dipiridilo y molivdovanado-fosfórico y como MnO_4^- respectivamente; por complejometría con EDTA: Ca y Mg, y de retroceso Al_2O_3 ; por volumetría con KMnO_4^- el FeO; por gravimetría H_2O y por espectrometría de emisión de llama Na_2O y K_2O . Otras 15 muestras fueron analizadas en el Institut für Petrographie und Geochemie de la Universidad Karlsruhe (Karlsruhe, Alemania), por fluorescencia de rayos X, excepto el H_2O (método Karl Fischer), C02 y S (absorción infrarroja).

Los análisis por trazas de las 27 muestras fueron realizados por la licenciada Orquídea Morello y el técnico Ricardo Rodano en los laboratorios de la División Estudios Especiales de la Comisión Nacional de Energía Atómica, mediante fluorescencia de rayos X.

En las clasificaciones modal de rocas plutónicas y volcánicas, y química de vulcanitas, se utilizaron los criterios recomendados por la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Ígneas de la Unión Internacional para las Ciencias Geológicas (IUGS), que fueron publicados por Streckeisen (1973, 1980) y por Le Maitre et al. (1982) respectivamente.

Las edades absolutas están referidas a la escala compilada por Palmer (1983).

III. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La zona estudiada abarca una superficie de 4889 km². Está ubicada en el departamento Los Andes de la provincia de Salta, y comprendida entre los paralelos 24°00' y 24°30' S, el meridiano 67°00' O y el límite con Chile. Está incluida en la porción centro-occidental de la Puna argentina, es decir, en plena provincia geológica conocida como Puna.

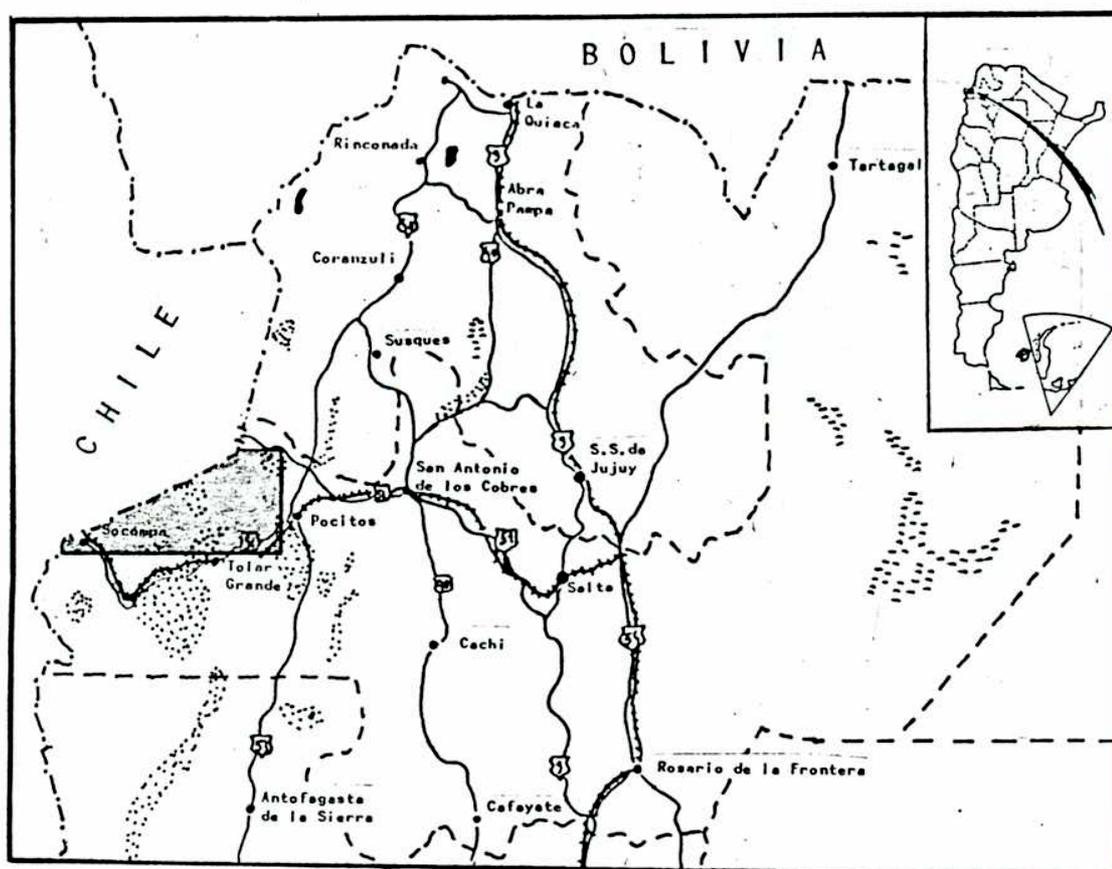


FIGURA 1: Croquis de ubicación.

IV. DESCRIPCIÓN GEOGRÁFICA

Entre los rasgos geográficos más característicos se destacan las cuencas endorreicas ocupadas por salares, los que constituyen las mínimas alturas de la región. Las zonas más deprimidas corresponden a los salares de Arizaro e Incahuasi, a 3.500 m snm. Los salares de Pocitos y Pular están en la cota de 3.650 m, y entre los de importante extensión el más alto es el de Rincón, a 3.700 m snm.

Cercano al extremo SE del área se encuentra el único cordón montañoso bien definido. Corresponde al extremo norte de la sierra de Macón que separa las cuencas de los salares de Pocitos y de Arizaro, cuyo rumbo es NNE. La divisoria de aguas de dicho cordón puede prolongarse hacia el norte, describiendo un arco levemente cóncavo hacia el oeste, en las elevaciones que limitan por el SO el salar de Rincón. La altura máxima de la sierra de Macón es el cerro Macón, con 5.851 m snm. Un cordón aproximadamente paralelo se insinúa al NO del anterior, entre Batin y el cerro Rincón.

En algunos sectores el relieve se podría describir como un conjunto de elevaciones extensas y poco pronunciadas. Tal es el caso de la sierra de Taca Taca, cuyas máximas alturas son un conjunto de cerritos dispersos con una orientación aproximadamente meridiana y cuyas alturas aumentan de sur a norte desde casi 4.000 m snm hasta los 4.200 m snm del cerrito Huajco Tugle. En las elevaciones del sector nororiental se destaca el cerro Rincón en el límite con Chile, cuyo pico más alto alcanza 5.628 m snm, y el cerro Oscuro, de 5.010 m snm.

Otro rasgo notable es la presencia de volcanes con edificios aproximadamente cónicos. Tres de ellos están alineados con rumbo ONO separando las cuencas de los salares del Rincón y Pocitos. Son los cerros Tul Tul (5383 m snm), Del Medio (4.853 m snm) y Pocitos (cuya cima se encuentra al este del área cubierta por el mapa).

Entre los volcanes de la región resaltan por su imponentia los de Socompa (6.090 m snm) en el límite con Chile y de Aracar (6080 m snm) ubicado aproximadamente en el centro de la zona estudiada. Otros volcanes notables son el Salin (6030 m snm), Arizaro (5.736 m snm), Guanaquero (5.800 m snm) y Chivinar (5.250 m snm).

La zona es de aridez extrema. Las escasas precipitaciones generalmente ocurren en verano. No existen ríos ni arroyos, tan sólo algunas pequeñas vegas que permiten el pastaje de algunos rebaños de cabras y ovejas. Consecuentemente, si se excluye la localidad de Socompa, la población permanente suele ser del orden de una decena de personas, repartidas en las vegas de Olajaca, Batin y del este del cerro Rincón.

En Socompa existe un destacamento de Gendarmería Nacional y un grupo reducido de personas cuya actividad está relacionada principalmente con el ferrocarril que vincula las ciudades de Salta y Antofagasta (Chile). Algunos tramos de esta línea del Ferrocarril General Belgrano atraviesan la zona estudiada en el borde sur, lo mismo que parte de la ruta nacional N°51, actualmente difícil de transitar en las cercanías de Socompa, debido a la falta de trabajos de mantenimiento durante los últimos años.

Existen algunas huellas que pueden recorrerse con vehículo partiendo desde el pueblo de Tolar Grande (al SO del cerro Macón, fuera del área cubierta por el mapa), que alcanzan las localidades de Santa María (o Gechel) y Taca Taca, y el salar de Incahuasi.

V. SÍNTESIS DE LAS UNIDADES LITOLÓGICAS Y DE LA ESTRUCTURA

La columna estratigráfica de la zona estudiada está integrada por unidades que representan la parte más alta del Precámbrico y gran parte de las eras Paleozoica y Cenozoica, en tanto que un importante hiato abarca los tiempos mesozoicos.

-Dataciones isotópicas con valores comprendidos entre los 670 ± 20 Ma y 630 ± 20 Ma (Linares, 1979 y 1981) llevan a asignar al Proterozoico Superior a la Formación Macón (Mendez, 1975) compuesta por granodioritas biotíticas que afloran en la sierra homónima.

-Al Ordovícico pertenece un conjunto sedimentario-volcánico que en el sector oriental se considera depositado esencialmente en ambiente marino, plegado y afectado por metamorfismo regional de bajo grado, correlacionable con la Formación Coquena (Schwab, 1973) de edad arenigiana-llanvirniana, que en los contactos con rocas graníticas está convertido en hornfels. Con niveles volcánico-clásticos ácidos se correlacionan afloramientos de riolitas queratofíricas del norte del volcán Aracar.

- El episodio tectónico que plegó y metamorfizó a las rocas ordovícicas se conoce como Fase Oclóyica (Turner y Mendez, 1975), a la cual se asocia un importante plutonismo mesosilíceo a ácido. Este último está representado por una unidad informal denominada Complejo Chacha constituida por granodioritas, monzogranitos, granitos alcalinos, intercalaciones aplíticas y pórfiros cuarcíferos, interpretada como un plutón compuesto meso a epizonal, con una zonación composicional cuya relación K_2O/Na_2O aumenta hacia el oeste. Su edad queda acotada entre la del Ordovícico Inferior a Medio intruído y la del Devónico Inferior que lo cubre en discordancia erosiva. Una datación isotópica de la zona de Taca Taca les asigna una edad mínima del Ordovícico Medio (469 ± 4 Ma, Viramonte y Salfity, citado en Palma et al., 1986), valor compatible con las observaciones mencionadas.

-En discordancia angular sobre las rocas ordovícicas y las intrusivas ácidas, yacen conglomerados y areniscas de color pardusco muy claro, portadoras de una fauna marina de edad devónica inferior, conocidos como Formación Salar del Rincón (Aceñolaza et al., 1972).

-En discordancia erosiva sobre la anterior se dispone un conjunto de areniscas rojas y moradas, con una flora fósil que permitió identificar su edad carbónica superior. Es la Formación Cerro Oscuro (Aceñolaza et al., 1972), la cual pasa transicionalmente a una unidad de calizas marinas con nódulos de chert y niveles estromatolíticos parcialmente opalizados, alternantes con areniscas calcáreas y tobas, denominada Formación Arizaro (Aceñolaza et al., op. cit.), fosilífera, de edad Pérmica Inferior.

El conjunto de las tres formaciones del Paleozoico Medio y Superior se encuentra plegado y fracturado, conformando un anticlinal buzante hacia el norte y un amplio sinclinal elevado por la tectónica terciaria, al sur del cerro Rincón.

-Las sedimentitas terciarias rojas de amplia difusión en la Puna, están representadas por la aquí definida Formación Fabián, depositada en el borde NNO de una cuenca mayor que se habría formado a partir de la fase orogénica Incaica (Coira et al., 1982). En esta formación se han diferenciado cinco miembros cuya secuencia desde la base es: Conglomerados Guanaquero; Areniscas y tobas Guanaquero; Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero; Areniscas calcáreas Vega Macón y Areniscas conglomerádicas Vega Macón. A este conjunto se atribuye edad comprendida entre el Eoceno Medio y el Mioceno Medio.

-Un importante acontecimiento tectónico correlacionable con la Fase orogénica

* En el Complejo Chacha queda incluida la Formación Taca Taca, definida por Méndez (1975) para las rocas graníticas aflorantes al poniente del Salar de Arizaro.

Quechua inicial, que habría ocurrido durante el Mioceno Superior, generó áreas positivas en la anterior cuenca y modificó radicalmente las condiciones ambientales de sedimentación, depositándose entonces un conjunto de fanglomerados grises integrantes de la Formación Batin (Donato y Vergani, 1985), aquí redefinida para incluir las facies areniscosas estratigráficamente equiparables. La edad de la Formación Batin sería Miocena Superior.

-El vulcanismo cenozoico podría haber cobrado importante magnitud en la zona en el Mioceno Medio en el sector del oeste de Vega Portomán, si su correlación con rocas similares ubicadas más al norte fuera válida. Es éste un caso especial que se confirmará o no en trabajos futuros. La distribución y las características litológicas de extensos afloramientos piroclásticos-lávicos han llevado a diferenciar tres complejos principales denominados: Formación El León cubierta por las Andesitas del Cerro Rincón el oriental; Complejo Portomán el ubicado en la zona central-norte y Complejo Quebrada del Agua el occidental. La Formación El León aquí propuesta, está caracterizada por la alternancia de aglomerados andesíticos grises y tobas pumicíticas dacíticas blancas, fracturada y suavemente plegada, cuya depositación fue simultánea con los niveles más altos de la Formación Batin. Concordantes sobre la Formación El León se disponen las Andesitas del cerro Rincón, espesa serie de coladas macizas de color gris azulado de andesitas hornblendíferas hipersténicas, cuya morfología original ha sido borrada por los procesos erosivos. A la secuencia integrada por estas dos unidades litológicas se asigna una probable edad Miocena Superior.

El Complejo Portomán es un conjunto piroclástico-lávico e intrusivo de composiciones esencialmente andesíticas y dacíticas quizás genéticamente vinculado a la depresión del sur de Vega Incahuasi, y en cuyos afloramientos noroccidentales se localiza una llamativa estructura elíptica probablemente de colapso con sectores de notable alteración hidrotermal e intrusiones de pórfiros dacíticos. Afectado por importante dislocación en muchos de los afloramientos, se considera al Complejo Portomán simultáneo con la Formación El León, pudiendo ser más antiguos sus niveles basales.

El Complejo Quebrada del Agua, piroclástico-lávico con intercalaciones conglomerádicas y con apófisis andesíticas intruyendo los niveles más bajos, comprende rocas fenobasálticas, andesíticas y dacíticas. Está afectado por importantes fracturas, y plegado con notable intensidad al sur y este del salar de Pular y al oeste del cerro Aracar. Teniendo en cuenta la intensidad y el estilo del tectonismo que lo afecta y tres dataciones isotópicas realizadas por investigadores de la Universidad de Salta (1982) cuyos valores fueron 11 ± 3 Ma; 11 ± 2 Ma y 7 ± 3 Ma, se considera que la edad de este Complejo correspondería al Mioceno Medio y Superior.

-El último episodio tectónico importante de la zona, asimilable a la Fase Quechua Final, habría ocurrido en tiempos del Mioceno Superior casi Plioceno. Dicho episodio fue posterior a la depositación de las formaciones Batin y El León y a las Andesitas del Cerro Rincón, así como a la de los complejos Portomán y Quebrada del Agua; y anterior al emplazamiento de un conjunto de ocho volcanes de morfología muy característica (Pocitos, Del Medio, Tul Tul, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Salín y Arizaro). Fuertemente compresivo, dicho episodio habría plegado a las unidades terciarias, originando sobrecorrimientos y basculado hacia el oeste algunos bloques graníticos.

-Los ocho centros efusivos mencionados son estrato volcanes, compuestos principalmente por andesitas lamprobolíticas hipersténicas y hornblendíferas hipersténicas aquí descritas bajo la denominación generalizada de Vulcanitas de los cerros Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Salín y Arizaro. En el sector central ellas han sido precedidas por una secuencia de coladas cuyas formas aún se reconocen, permitiendo identificar un grupo basal de andesitas lamprobolíticas de colores gris-

rosados cartografiadas como Coladas andesíticas basales del Aracar, sobre las que yacen extensos y delgados mantos negros de basaltos hipersténicos que aparecen en el mapa como Derrames basálticos inferiores de los cerros Aracar y Guanaquero y del este del Salar de Incahuasi. Quizás asociados a estos basaltos, se ha reconocido remanentes de un cuerpo aparentemente mantiforme, probablemente subvolcánico y finamente diaclasado, de un Pórfiro oscuro andesítico piroxénico intrusivo en las riolitas ordovícicas, que asoma sobre el zócalo granítico del este del cerro Aracar. En los volcanes del sector oriental existen niveles basales andesíticos de color gris oscuro claramente diferenciables por su mayor índice de color, que han sido discriminados en el mapa como Coladas basales de los cerros Tul Tul y Del Medio.

Las elevaciones de la Sierra de Arizaro, compuestas por andesitas claras y muy porosas, comparables a las aflorantes en cerritos bajos dispersos al oeste del Filo de Caipe, representan episodios volcánicos anteriores a los de los ocho edificios actuales, por lo que ambos grupos han sido reunidos en el mapa como Remanentes de edificios volcánicos antiguos del oeste del Aracar y de coladas muy erosionadas del sur del cerro Salin. En la cima de algunos de los estrato volcanes considerados se destacan Niveles lávicos oscuros finales. Su composición es andesítica y suelen contener pequeños cristales de olivina. Con ellos se correlacionan los afloramientos de la parte más alta del cerro Rincón. Sobre la base de su relación con la tectónica y su grado de erosión, al conjunto de vulcanitas descrito se atribuyen edades comprendidas entre el Plioceno bajo y el Pleistoceno.

-Los dos edificios volcánicos que están ubicados al oeste, sobre el límite internacional con Chile, presentan las coladas morfológicamente mejor preservadas de la zona estudiada. Uno de ellos es el Socompa Caipe, compuesto por andesitas augíticas - hipersténicas con lamprobolita y biotita, pudiéndose distinguir dos conjuntos diferenciados como Niveles inferiores (piroclásticos y lávicos) y Niveles superiores (esencialmente lávicos) del volcán Socompa Caipe. Estas vulcanitas cuentan con una datación isotópica de 3 ± 1 Ma (U.N.SA, 1982), y pueden ser correlacionadas con rocas datadas en el volcán Lullillaco por Gardeweg et al. (1984), por lo que se las considera pliocenas.

El edificio volcánico morfológicamente mejor conservado es el Volcán Socompa, formado por grupos sucesivos de coladas de meladacitas y melandesitas hornblendíferas hipersténicas con olivina y biotita, y un domo extrusivo asociado, en los que se han determinado edades isotópicas de 2 ± 1 Ma, 1.3 ± 0.5 Ma, 0.8 ± 0.3 Ma y ≤ 0.5 Ma (U.N.SA, op. cit.), que permiten atribuirles edades mínimas comprendidas entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno.

-Un pequeño retazo, probable facies distal de la extensamente desarrollada más al norte Ignimbrita Rincón, datada isotópicamente Pliocena (Schwab y Lippold, 1974), fue reconocido al sudeste del cerro Rincón. Otra unidad similar, aquí denominada Ignimbrita Gechel, compone importantes afloramientos al oeste y sudoeste de la laguna homónima y se extiende hacia el sur como un manto piroclástico escasamente consolidado para el que se propone el nombre de Toba Petaquilla. Se las asigna también al Plioceno, quizás posteriores a la Ignimbrita Rincón.

-De edad pliocena anterior a la Ignimbrita Gechel, ya que ésta lo cubre en muchos sectores, sería la efusión del Fenobasalto del oeste de la laguna Gechel, (intrusivo en la ignimbrita del Complejo Portomán) y el derrame lávico encauzado en un valle del noroeste del salar de Incahuasi.

-En intersecciones de fracturas se han localizado Domos de vidrio fenodacíticos, casi afíricos y de color gris claro. Su edad máxima estaría acotada en el Mioceno Superior casi Plioceno de una de las fracturas alojantes. Quizás correlacionable, de época reciente e indudablemente post-glacial, es una manifestación lávica muy pequeña, que

CUADRO I : ESQUEMA ESTRATIGRAFICO

UNIDADES GEOLOGICAS			
VOLCANICAS			INTRUSIVAS
SECTOR ORIENTAL	SECTOR CENTRAL	SECTOR OCCIDENTAL	
Dique Idívico del SE del Cerro Rincón ? ? Vulcanitos andesíticos y dacíticos de los Cerros Tul Tul, Pocitos, Del Medio y cumbrizas del Cerro Rincón Igambrilla Rincón	? Domo de vidrio raiítico Vulcanitos andesíticos y dacíticos de los Cerros Guanquero y Chinar Toba Periquilla Ignimb Gechel Fencasalto del Q de Los Gechel	? Vulcanitos andesíticos y dacíticos de los Cerros Aracar, Arizero y Salin Niveles Idívicos andesíticos y dacíticos del Sacompa y del Sacompa Carpe	
Formación Andesitos del Cerro Rincón Formación El León (aglomerados y tobas and-dac)			Páfirio dacítica Vega Porti
	Complejo piroclástico - Idívico - Intrusivo - dacítico - andesítico Portomón	Complejo piroclástico - Idívico - intrusivo - andesítico - dacítico de Quebrada del Agua	
	?		

constituye el relleno fenoandesítico aflorante de una fractura en el sur del cerro Rincón.

- La sedimentación epiclástica y química que compone una serie de niveles aterrazados alrededor de algunas depresiones, y los remanentes de un antiguo nivel carbonático en el borde noroccidental del salar de Pocitos, han sido reunidos en la Formación Pular, cuya edad puede ser Pleistocena Superior hasta Reciente.

- La estratigrafía cuartaria se completa con los Depósitos calcáreos localizados al pie de algunas fracturas, los conglomerados escasamente cementados de los Depósitos aterrazados antiguos, los Niveles actuales conglomerádicos y arenosos y las Evaporitas de los salares actuales.

- En su configuración estructural, la zona presenta un conjunto de bloques discontinuos de orientación aproximadamente meridiana, limitados por fallas mayores inversas de trazado curvo, en algunos casos sinuoso. Algunos bloques están basculados y otros son sobrecorrimientos a los que se asocia un plegamiento disarmónico de los estratos terciarios. Existen fracturas transversales menores, la mayoría de ellas rectilíneas, cuyas relaciones entre inclinación del plano y bloque hundido corresponden en algunos casos a fallas inversas y en otros a fallas directas.

VI. ESTRATIGRAFÍA

A. PRECÁMBRICO

PROTEROZOICO SUPERIOR: FORMACIÓN MACÓN

De este modo denominó Méndez (1975) a las rocas graníticas que forman el núcleo de la sierra de Macón.

La variedad dominante es una granodiorita biotítica de grano mediano y tonalidad gris clara, con diverso grado de alteración clorítico-arcillosa. Presenta varios juegos de diaclasas bien definidos (generalmente 3 ó 4), muchas veces tapizados por finos agregados de cuarzo con epidoto o limonita, siendo más frecuentes en el borde occidental los de rumbos N0 con fuerte inclinación al NE y S0, subverticales.

En las quebradas del S0 del cerro Macón es común la presencia de: inclusiones oscuras de grano fino y composición monzodiorítica hornbléndífera, de contornos redondeados cuyo diámetro máximo alcanza los 30 cm; pequeños filones básicos negros de decenas de centímetros de espesor y apófisis (aparentemente intrusivas) de finos pórfiros fenoandesíticos grises verdosos acompañados por alteración arcillosa-sericitica con los que se asocia, poco al sur del área mapeada, una mineralización de cobre.

Al microscopio la granodiorita presenta cristales idiomorfos parcialmente alterados de oligoclasa (An 26) con características estructurales plutónicas, rodeada por feldespato potásico y por cuarzo. La plagioclasa presenta saussuritización y en algunos casos, una tenue zonalidad gradual directa. En el feldespato alcalino se observan perfitas difusas de distribución regular. La extinción del cuarzo suele ser ondulosa. El mineral fémico es biotita pardo oscura con pasaje a clorita, y en las proximidades de las inclusiones oscuras aparece también hornblenda verde. Los minerales accesorios son opacos, apatita y circón.

En las inclusiones oscuras predominan los cristales prismáticos de hornblenda verde que suelen rodear plagioclasas idiomorfas saussuritizadas y cristales de epidoto,

encerrados todos poiquilíticamente por feldespato alcalino que contiene pertitas difusas. Como accesorios abundantes existen prismas y agujas de apatita y cristales cúbicos de pirita.

El corte petrográfico de una muestra tipo perteneciente a las apófisis fenoandesíticas, contiene fenocristales de plagioclasa de dos tipos, de anfíbol y de cuarzo. Una parte de los fenocristales de plagioclasa están totalmente convertidos en material sericitico y arcilloso, en algunos casos acompañados por analcima. Los restantes, claramente posteriores, son de andesina cálcica límpida, con zonalidad oscilatoria múltiple poco contrastante. El cuarzo, que contiene abundantes inclusiones flúidas, parece corresponder a xenocristales extraídos de la granodiorita. Está corroído por la matriz y bordeado por concentraciones de pequeños prismas de anfíbol. El mineral fémico, abundante, es actualmente anfíbol subhedral de tamaños seriados que llegan a ser pequeñas agujas distribuidas en la matriz microgranosa intensamente alterada. En los individuos mayores permanece como hornblenda parda y verde, pero en los de menor tamaño está reemplazada por fina actinolita con escasa proporción de clorita y gránulos opacos. Como accesorios más notables se destacan cristales opacos.

La muestra tipo perteneciente a uno de los filones básicos de color negro, es un basalto con fenocristales de labradorita de tamaños seriados que alcanzan los 4 mm y de augita de tamaño algo menor en abundante pasta intersertal y escasas amígdalas de tamaño microscópico. La plagioclasa está parcialmente saussuritizada, y en los cristales mayores se aprecian estructuras cribadas. El piroxeno se agrupa en algunos cumulos en donde se asocia hornblenda verde oliva y muchos de ellos están totalmente convertidos en actinolita. La pasta es un agregado con tablillas de plagioclasa rodeadas por abundantes actinolita, peninita y gránulos opacos. Las amígdalas contienen láminas de peninita que incluyen agujas de actinolita y algunos granos de pistacita.

Edad:

En rocas de esta Formación se han realizado dataciones radimétricas cuyos resultados a través de los métodos K/Ar en biotitas y en roca total, y Rb/Sr en roca total han correspondido a 670 ± 20 Ma; 630 ± 20 Ma y 670 ± 60 Ma respectivamente (Linares, 1979 y 1981).

Consideraciones acerca de la Formación Macón:

Como veremos más adelante, son muy notables las semejanzas litológicas entre esta Formación y las facies granodioríticas del Complejo Chacha que aflora poco más al norte y noroeste, con sus inclusiones oscuras y manifestaciones de cobre asociadas a pequeñas intrusiones. La única diferencia aparente parecería ser la ausencia de una facies posterior de pórfiros cuarcíferos, muy conspicua en el Complejo Chacha. El Complejo Chacha es intrusivo en las sedimentitas ordovícicas y anterior a las areniscas devónicas, y de no haber mediado las dataciones isotópicas, los granitoides de la Formación Macón habrían sido incluidos en él.

La comparación entre las rocas granodioríticas de ambas unidades serán motivo de posteriores estudios, a los que deberán agregarse nuevas dataciones isotópicas.:

Las apófisis fenoandesíticas, con plagioclasas límpidas zonales y con analcima se atribuyen al ciclo volcánico cenozoico. Con respecto a los filones basálticos se plantea la duda sobre posibles correlaciones con sus similares del ciclo ordovícico o del Terciario.

B. PALEOZOICO INFERIOR

ARENIGIANO SUPERIOR - LLANVIRNIANO: FORMACION COQUENA

Esta Formación fue definida por Schwab (1971) en la hoja 5b, Salar de Cauchari, ubicada directamente al noreste de nuestra zona, como una secuencia de arenitas y grauvacas en partes conglomerádicas finas, acompañadas por vulcanitas submarinas y rocas piroclásticas. Con ella se correlacionan los afloramientos de metasedimentitas y meta-vulcanitas representantes del ciclo sedimentario más antiguo expuesto en el área, que

se distribuyen en el cerro Oscuro y sus alrededores, y al sur de la quebrada de la Petaquilla.

En los afloramientos del sur de la quebrada de la Petaquilla predominan los bancos de 10 a 40 cm de espesor, de metapelitas finamente escamadas alternantes con metaareniscas finas con laminación paralela, de colores grises verdosos y azulados. En las proximidades de las rocas graníticas aquellas se convierten en cornubianitas generalmente muy finas, atravesadas por venillas de cuarzo con epidoto y calcita, existiendo algunas zonas brechadas con cemento silíceo.

En el cerro Oscuro y sus alrededores son bancos metapelíticos y metapsamíticos con algunas intercalaciones de espilitas, que están convertidos en hornfels de colores negros y grises oscuros.

Al nordeste del sinclinal de rocas paleozoicas del sur del cerro Rincón, concordantes con las metapelitas finamente escamadas y metapsamitas, existe una secuencia de metarenitas volcánicas blanquecinas en bancos de 10 a 30 cm, metapiroclastitas riódacíticas pardo rojizas claras con espesores comprendidos entre 0.15 y 1 m, brechas fenodacíticas metamorfizadas de colores grises verdosos como niveles de 0.50 hasta 20m de potencia y algunas intercalaciones de andesitas propilitizadas. Hacia el este se destaca un cuerpo de riódacita rojiza, brechado y finamente diaclasado, intrusivo en los niveles pelíticos, al cual se correlaciona con las facies del borde del plutón compuesto aquí denominado Complejo Chacha.

Con las rocas piroclásticas ácidas ordovícicas se vincula un conjunto de riolitas macizas y traquitas cuarzosas aparentemente queratofíricas bandeadas de colores pardo anaranjados y pardo morados, finamente diaclasadas, que afloran al norte del volcán Aracar. La correlación se basa en características petrográficas, ya que fragmentos con similares desvitrificaciones esferulíticas participan en las tobas ordovícicas del sector oriental. Por otra parte, metaignimbritas y riolitas casi afíricas con desvitrificaciones esferulíticas difusas comparables a las vulcanitas del norte del cerro Aracar y a las del SE del cerro Rincón, aparecen asociadas en los conglomerados carbónicos de la Formación Cerro Oscuro.

Al este de la fractura norte-sur que elevó el sinclinal de rocas del Paleozoico Superior, entre los detritos actuales asoman pequeñas lomadas oscuras de metapsamitas y metapelitas con intercalaciones de espilitas negras y gris verdosas, que probablemente alcancen los 20 ó 30 metros de espesor.

Las metapsamitas presentan clastos angulosos, frecuentemente tabulares, de plagioclasa sódica como componente dominante, acompañados por cuarzo y muy escasos apatita y circón. La matriz, en proporciones variables, es un fino agregado de clorita y material arcilloso poco birrefringente, con escasa sericita.

Los niveles pelíticos contienen finísimos agregados de sericita con probables clorita y material arcilloso y muy pequeños cristaloclastos de cuarzo dispersos.

Los hornfels del grado más bajo se coleccionaron al sur de la quebrada de la Petaquilla. En ellos se aprecia una textura moteada microscópica, dada por la concentración de material oscuro (clorita y opacos) rodeando núcleos incoloros arcilloso-sericíticos. Los hornfels de los alrededores del cerro Oscuro presentan una textura moteada similar pero más acentuada, por recristalización como láminas sericíticas en continuidad óptica de las motas claras, rodeadas por clorita, gránulos opacos y diversas proporciones de de hojuelas biotíticas anhedrales. En algunos casos estas texturas sugieren un dudoso pseudomorfismo de cristales prismáticos.

En el faldeo sur del cerro Oscuro, en el contacto con el granito, los hornfels tienen textura granoblástica fina y contienen biotita como agregados decusados concentrados en algunos sectores, oligoclasa, cuarzo y escasa muscovita. Los minerales opacos son abundantes, habiéndose determinado especularita parcialmente convertida en magnetita, magnetita martitizada y muy escasos pequeños granos de oro.

Los niveles de tobas fenodacíticas biotíticas presentan aspecto porfírico, con cristaloclastos de hasta 7 mm de plagioclasa albitizada, de cuarzo con tamaños algo menores y abundantes láminas de biotita alterada (convertida en mica incolora con gránulos de rutilo y/o minerales opacos). Son comunes las trizas y fragmentos vítreos substituídos por cuarzo o por agregados clorítico-arcillosos. Como clastos accesorios en estas tobas se han observado fragmentos de ignimbritas dacíticas anfibólicas con las características líneas "de compresión" entre sus clastos.

En los afloramientos orientales de espilitas existen niveles con textura traquítica y amígdalas elongadas ocupadas por agregados de prehnita y calcita. En otros casos son finamente porfíricas con tendencia a subofíticas, conteniendo algunos cumulos de clinopiroxeno. Sus plagioclasas, que alcanzan tamaños de 3 mm están albitizadas y la pasta suele estar muy teñida por limonitas. Todas contienen agregados de prehnita y cristales de calcita.

Las espilitas que están intercaladas entre los hornfels biotíticos del cerro Oscuro aparecen totalmente convertidas en agregados de cristales tabulares de albita de tamaño seriado, algunos en disposiciones divergentes, y pseudomorfos de los minerales félicos (que incluyeron a las plagioclasas en texturas subofíticas), según actinolita, a la que se asocian cristales de magnetita martitizada.

En los niveles de tobas riodacíticas del SE del cerro Rincón, algunos con aspecto megascópico fluidal y otros brechosos, se describieron bancos originalmente cristalinovítreos en la base y vitrocristalinos en la parte superior. Los cristaloclastos, de hasta 2 mm, son de plagioclasa (ópticamente oligoclasa), bordeados y parcialmente substituídos por albita carente de maclas; de cuarzo y muy escasos de biotita (convertida en mica incolora con gránulos opacos). Las trizas, cuyos contornos denotan que han sido extremadamente frágiles, están comúnmente substituídas por cuarzo, en tanto que los fragmentos vítreos mayores están convertidos en agregados felsíticos de feldespato alcalino, en algunos casos con bandas cuarzosas. Similar aspecto felsítico presenta la matriz, en la que al feldespato alcalino se asocian mosaicos de calcita, láminas de clorita y de sericita.

Las riolitas del norte del cerro Aracar presentan escasos fenocristales de feldespato alcalino rosados de hasta 3 mm, y en algunos casos otros de cuarzo de alrededor de 1 mm. Probablemente sean queratofíricas, y seguramente están modificadas por metamorfismo de contacto debido a la intrusión de los granitos del complejo Chacha. Al microscopio sus fenocristales feldespáticos carecen de maclas y suelen presentar algunos remanentes de plagioclasa en su interior. El mineral félico ha sido escasa biotita, ahora convertida en mica incolora y gránulos opacos. Las pastas presentan desvitrificaciones microgranosas, esferulíticas difusas y, en algunas muestras también granofíricas formadas por dos tipos de feldespatos con leve alteración arcillosa, uno más abundante de color amarillento (albita) y otro de coloración parda más oscura (feldespato potásico), y porcentajes de cuarzo en algunos casos inferiores al 20% en relación a los feldespatos, por lo que se supone probablemente latíticas a las vulcanitas originales.

Estas rocas están afectadas por plegamiento intenso cuyo estilo tiende a ser isoclinal con rumbos entre NO y N-S al sur de la quebrada de la Petaquilla donde la litología es más homogénea, y con aspecto más desordenado y diferentes longitudes de onda en el SE del cerro Rincón.

En marcada discordancia angular sobre esta unidad plegada y fracturada, se asienta el conglomerado basal del Devónico Inferior fosilífero del sur del cerro Rincón.

Edad y correlaciones:

La Formación Coquena en la zona de Catua (hoja 5b, Salar de Cauchari) donde fue definida, y su extensión meridional en la sierra de Guayaos (que limita por el este el salar del Rincón a la latitud de la zona en estudio), ha proporcionado faunas graptolíticas que certifican una edad acotada entre el Arenigiano Superior y el Llanvirniano. En la mencionada sierra se han descrito areniscas finas impuras, limolitas y metapelitas con participación volcánica, tobas finas y gruesas, lapillitas y brechas, todas ellas ácidas, y hialoclastitas espilíticas (Coira et al., 1987). Al igual que en nuestra zona las rocas epiclásticas presentan plagioclasa albitizada como cristaloclastos casi exclusivos, a veces acompañados por cuarzo y muy escasa biotita, careciendo de granos

de feldespato potásico o de minerales que pudieran sugerir una proveniencia de rocas graníticas o con metamorfismo regional de grados mediano o alto. También el tipo de metamorfismo y el estilo tectónico que presentan son similares, favoreciéndose así la correlación.

Consideraciones finales acerca de la Formación Coquena:

La Formación Coquena, cuyo espesor estimado en la zona es del orden de los 1.000 metros, está integrada por sedimentitas, piroclastitas y vulcanitas lávicas, plegadas y afectadas por grado bajo de metamorfismo, comparables a las aflorantes en la sierra de Guayaos, en donde fueron interpretadas como depositadas en ambientes marinos poco profundos y vinculadas a un vulcanismo de arco, calcoalcalino y en gran parte explosivo (Koukharsky et al., 1987). La presencia de brechas y lavas andesíticas y dacíticas al sur del cerro Rincón, litologías aún no reconocidas en la sierra de Guayaos, podría indicar una mayor proximidad de los centros de emisión.

Las asociaciones mineralógicas de las intercalaciones básicas: prehnita-albita-clorita-calcita, con actinolita y epidoto en las más félicas, son características del grado incipiente de metamorfismo en los criterios de Winkler (1974), o la facies prehnita-pumpellita del metamorfismo de carga.

En las aureolas de contacto con rocas graníticas, cuyo ancho estimado es de pocas centenas de metros, el grado más alto de modificación alcanza probablemente las temperaturas más bajas de la facies de hornfels de hornblenda, caracterizada por la aparición de porfiroblastos de oligoclasa asociada a biotita, muscovita y cuarzo.

ORDOVICICO SUPERIOR: COMPLEJO CHACHA

En esta unidad se incluyen los afloramientos de granodioritas, con granitos y pórfiros cuarcíferos asociados, que afloran como fajas de rumbos aproximadamente meridianos en las elevaciones del oeste de la quebrada del Oscuro, en las del sur de la quebrada de la Petaquilla, en la sierra de Taca Taca, en el potente zócalo del NE del cerro Aracar y en las lomadas del SO del salar de Taca Taca. (*)

En casi todos los afloramientos pueden reconocerse en el campo por lo menos dos tipos litológicos asociados. Uno más antiguo de granometría mediana a gruesa, composición entre granodiorítica y monzogranítica y colores grisáceos hasta levemente rosados, y otro tipo de colores rojizos, textural y composicionalmente más heterogéneo, de grano fino hasta porfírico de pasta microgranosa, y composiciones entre granodioríticas y graníticas alcalinas, que intruye al anterior apareciendo como sus facies de borde o como rocas filonianas.

En los afloramientos orientales estos granitos han intruído las rocas atribuidas a la Formación Coquena (Arenigiana superior-Llanvirniana) originando hornfels. Sobre este conjunto tectonizado yacen los conglomerados basales del Devónico Inferior marino fosilífero del sur del cerro Rincón.

Un intenso diaclasamiento con rumbos e inclinaciones que varían notablemente aún entre puntos relativamente próximos es característico en los afloramientos de las rocas de este complejo. Las diaclasas afectan tanto a los pórfiros como a las rocas graníticas, y se ha podido identificar claramente hasta 8 planos en algunos puntos de observación. También suelen ser numerosas las pequeñas fracturas que pueden reconocerse en el campo.

Las rocas de la facies de granodioritas grises se reconocen fácilmente por las características antes enunciadas, pudiéndose agregar que el contenido de minerales félicos (biotita y anfíbol) varía entre 8 y 15%, y que todas ellas presentan al micros-

* Los granitos que componen los tres afloramientos mencionados en último término forman parte de la Formación Taca Taca (Méndez, 1975).

copio abundantes cristales zonales de plagioclasa con diferentes grados de alteración. En los afloramientos orientales están afectados por importante cataclasis apareciendo una matriz de cuarzo y feldespato molidos que llevan a clasificarlas como protocataclásitas. En la zona de Taca Taca son monzogranitos con megacristales aislados de feldespato potásico de hasta 2 cm de largo, quizás relacionados con la presencia de numerosos filones aplíticos y algunas pegmatitas gráficas, cuya frecuencia disminuye hacia el este. Al oeste de la Vega de las Burras se observaron inclusiones de pórfiros microtonalíticos grises azulados oscuros, probables autolitos, como fragmentos de hasta 1 metro de diámetro.

Un granito fino biotítico rosado o rojizo intruye a las granodioritas grises en numerosas localidades. En los contactos la granodiorita siempre está más alterada, resaltando ante la erosión por ello el granito, efecto que es muy notable en la sierra de Taca Taca, donde los granitos rojos y pórfiros cuarcíferos componen todos los altos topográficos. En los afloramientos del oeste de la Vega de las Burras los granitos cortan a la granodiorita gris en forma de finas guías y se tornan dominantes hacia el sur. En la quebrada de Batin es una granodiorita fina rojiza la que hacia el contacto con la granodiorita gris muestra un notable cambio textural gradual, pasando en 50 metros a un pórfiro riódacítico de abundante pasta microgranosa muy fina. No se observaron lineamientos en los contactos. En facies de pórfiros riódacíticos biotíticos intruyen a las metasedimentitas ordovícicas y a las granodioritas grises en el oeste de Chacha como diques de rumbo aproximadamente norte-sur, observándose los también en el norte de Batin y en la sierra de Taca Taca. Con las facies finas del borde oriental del Complejo Chacha se correlaciona un cuerpo riódacítico de color rojizo y escasamente porfírico, de aproximadamente 500 m de ancho máximo y 1.000 m de largo, brechado e intensamente diaclasado, que intruye la secuencia pelítica-piroclástica de la Formación Coquena al sur del cerro Rincón, y forma parte del substrato de las sedimentitas devónicas.

Caracterizan a los granitos y granodioritas finos rojizos una proporción más baja de minerales félicos (biotita) que no supera el 5%, y, al microscopio una menor intensidad de los fenómenos cataclásticos, siendo las plagioclasas más sódicas (oligoclasas) y carentes de zonalidad.

Delgadas intercalaciones tabulares (0.5 a 5 m de espesor) de rocas máficas finas están presentes en ambos tipos de rocas graníticas, lo mismo que pequeños cuerpos (hasta 30 X 100 m) de andesitas alteradas.

Las granodioritas grises están modificadas por cataclasis con diversa intensidad, siendo a veces difícil reconocer su textura original hipidiomorfa y en partes monzonítica. Están compuestas por abundante plagioclasa con zonalidad múltiple oscilatoria cuyas composiciones predominantes fueron determinadas como comprendidas entre An₃₀ y An₂₆ con estructuras correspondientes a altas temperaturas en muestras de Batin y del sur de la quebrada de la Petaquilla, y algo más cálcicas: entre An₃₅ y An₂₉, estructuralmente plutónicas en los monzogranitos de la sierra de Taca Taca, parcialmente alteradas a densos agregados parduscos muy finos y de alto relieve (probables prehnita o lawsonita), con diseminación de gránulos de clinzoisita y epidoto y laminillas de sericita. El feldespato potásico es microclino con leve alteración arcillosa y tenue maclado en arpillería en las cataclásitas de los afloramientos orientales, en tanto que ópticamente homogéneo (con 2V aproximadamente de 80°), conteniendo escasas pertitas maculosas en los monzogranitos de Taca Taca. El mineral félico más común es biotita, invariablemente convertida en peninita con gránulos de epidoto en las líneas de clivaje, y en proporción subordinada hornblenda, también cloritizada y epidotizada, de la cual suelen conservarse algunos relictos. En muchos casos la disposición de agregados de láminas biotíticas cloritizadas sugieren substitución de anterior anfíbol. El cuarzo siempre presenta extinción fragmentosa, llegando a componer bandas irregulares de finos morteros conjuntamente con el microclino en protomilonitas granodioríticas de la zona de Batin. Los minerales accesorios son abundantes en las muestras de Taca Taca con buen desarro-

llo de cristales de titanita, opacos, apatita y escaso circón. En las muestras del este, la alteración intensa y los efectos cataclásticos dificultan su reconocimiento.

Los "granitos rojos" presentan composiciones modales que varían entre granodioríticas (Batin), granítica (oeste de la vega de las Burras) y granítica micropertítica (Manantial de Coria). En los primeros casos las texturas son panalotriomorfas y en el último granofíricas. En los alforamientos orientales las plagioclasas se determinaron como An₂₄ con estructuras de alta temperatura, que están enturbiadas por fina alteración pardusca asociada a granos de clinzoisita; feldespato alcalino oscurecido por arcillización, a veces con maclado discontinuo del tipo "chess-board" y evidencias de sustitución de anteriores cristales de plagioclasa. El cuarzo, de extinción fragmentada, contiene abundantes inclusiones. Los minerales félicos han sido escasos (casi ausentes en el oeste de Vega de las Burras) y están totalmente convertidos en agregados de peninita y epidotos. En el granito alcalino de Manantial de Coria en cambio, el feldespato potásico es muy abundante. Está arcillitizado levemente y contiene láminas albíticas límpidas como pertitas gruesas de distribución regular. Los cristales de cuarzo tienen extinción homogénea conteniendo allí cristales aciculares orientados cristalográficamente (rutilo). La plagioclasa (albita) sólo aparece como relictos, y los félicos, extremadamente escasos, son biotita y cristales opacos. Los minerales accesorios transparentes más comunes son turmalina verde, circón y apatita.

El pórfiro riodacítico que pasa transicionalmente a la granodiorita roja de la zona de Batin, tiene fenocristales de cuarzo de hasta 1 mm, límpidos y de extinción homogénea, con algunos senos de corrosión por la pasta, fenocristales de plagioclasa intensamente alterados, algunos a agregados de epidotos y otros sericitizados, en abundante pasta microgranosa muy fina en la que el feldespato alcalino es el constituyente dominante. Los minerales félicos consisten en muy escasa biotita cloritizada y cristales opacos.

Las aplitas de la sierra de Taca Taca son alaskíticas con texturas granofíricas, en las que el cuarzo está intercrecido con un feldespato potásico ($2V_x = 80^\circ$) levemente arcillitizado con frecuente maclado según ley de Carlsbad en Taca Taca, y con microclino escasamente pertítico poco al este de Vega Coria; y muy escasa oligoclasa con ocasionales bordes mirmequíticos. Agregados cuarzo-feldespáticos más gruesos, probablemente extraídos de las rocas graníticas suelen aparecer como pseudofenocristales.

Las inclusiones de microtonalitas oscuras en la granodiorita del oeste de la Vega de las Burras contienen tablillas de plagioclasas alteradas (actualmente oligoclasas sódicas a juzgar por sus índices relativos) de hasta 2 mm, incluidas en cristales de cuarzo equidimensionales de hasta 5 mm, con pseudomorfos de minerales félicos (probables anfíbol y biotita) de hasta 3 mm totalmente convertidos en agregados de peninita y epidoto. Los minerales accesorios, abundantes, son opacos, apatita y titanita.

Muestras provenientes de las intercalaciones tabulares de rocas máficas finas que se estudiaron al microscopio, resultaron ser metavulcanitas. Una de ellas, de la zona de Taca Taca fue clasificada como metabasalto probablemente olivínico. Está formada por una trama de cristales tabulares muy elongados de albita, levemente arcillitizada cuyas disposiciones radiadas recuerdan las texturas variolíticas, en una base de clorita, albita epidoto pardo violáceo claro, finos carbonatos y cristales opacos. En algunos sectores de esta base, la disposición lineal de material opaco revela sustitución de minerales con clivajes aproximadamente ortogonales, probables mafitos resorbidos cuyos contornos han sido totalmente desdibujados por la recristalización. Los restantes componentes son pequeñas amígdalas perfectamente esféricas ocupadas por cloritas, minerales que substituyen también algunos pseudomorfos de olivina, con sus contornos y fracturas característicos.

Otra muestra, del oeste de Vega de las Burras, en cuyos bordes se advertía esquistosidad, es de composición andesítica. Está formada por pasta microgranosa, donde microclitas de actual albita pardusca están incluidas en granos de feldespato alcalino levemente arcillitizado, cuya extinción óptica revela las disposiciones radiadas comunes en las desvitrificaciones, con abundantes impurezas oscuras que en muchos casos recuerdan las formas de cristallitos (triquitos), diseminación de hojuelas biotíticas-cloríticas y escaso cuarzo límpido intersticial. Los fenocristales, muy pequeños y escasos, son pseudomorfos de anfíbol según una biotita verde pardusca y calcita, plagioclasas albitizadas, biotita substituida por hojuelas de biotita verde, y algunos fragmentos de cuarzo. El mineral accesorio es apatita. Algunas pequeñas amígdalas contienen cuarzo y calcita.

Las andesitas de los cuerpos que aparecen en los granitos de la zona oriental son porfíricas, con fenocristales perfectamente idiomorfos de plagioclasas, de pseudomor-

fos de anfíbol y en algunos casos de cuarzo. Los fenocristales de plagioclasa fueron alterados conjuntamente con la pasta, y convertidos ya sea en albita con sericita (casi muscovita en algunos casos), clorita y biotita verde pardusca, o en albita y epidotos. El anfíbol está transformado en biotita verdosa y clorita, o en epidoto. La pasta es siempre microgranosa, llegando las más gruesas a tener aspecto "micropoiquilítico" por la inclusión de microlitas de plagioclasa albitizada en feldespatos alcalinos microgranosos (aparentemente también albita), con diseminación de clorita y de óxidos de hierro. Los minerales accesorios son apatita (abundante) y escaso circón. Frecuentemente estas rocas están atravesadas por venillas de cuarzo límpido con epidotos.

A lo largo de la fractura norte-sur que pasa por la localidad de Chacha, las rocas graníticas se hallan brechadas, existiendo allí una zona con acentuada alteración arcillosa-clorítica relacionada probablemente con aquella, donde ocurrieron surgencias de soluciones depositadoras de travertinos hasta épocas recientes. En sus alrededores son comunes las manifestaciones de minerales oxidados de cobre, encontrándose también algunos sombreros de hierro. Poco al oeste de Chacha, en el contacto entre metasedimentitas ordovícicas y diques de pórfiros riódacíticos, se localiza una mineralización con sulfuros y óxidos de cobre, plomo y manganeso, conocida como "Mina Chachas" (DGFM, 1971).

En las proximidades de Taca Taca sobre el borde sur del área mapeada existe otra importante zona de alteración, arcillosa-sericítica, con zonas brechadas e impregnaciones de limonitas, probablemente relacionadas con una mineralización diseminada de cobre y molibdeno conocida como Taca Taca, la que fue motivo de un plan de perforaciones por parte de Fabricaciones Militares en 1973 (Angelelli, 1984). Al norte de Taca Taca se distribuyen en los granitos algunas manifestaciones de cobre en donde existen pequeñas labores, como la mina Hortensia o la mina Frusso, la última con bornita, calcopirita, calcosina primaria y secundaria, cuprita, malaquita y limonitas (DGFM, 1973). También existen allí manifestaciones vetiformes de hierro como la mina San Martín (Zardini, 1948).

Edad y correlaciones:

La casi constante asociación de dos o más tipos de rocas graníticas en los afloramientos, lleva a considerarlas como originadas en diferentes etapas de la evolución de un mismo cuerpo magmático. Estratigráficamente quedan acotadas entre el Ordovícico Inferior a Medio (Arenigiano Superior-Llanvirniano) de las sedimentitas intruídas, y el Devónico Inferior que las cubre.

Las similitudes petrográficas que existen entre las rocas piroclásticas con probables tendencias queratófíricas ordovícicas, y la facies de borde riódacítica albitizada de los granitos intrusivos en ellas del sur del cerro Rincón y, probablemente entre granitos micropertíticos con estructuras granofíricas y las riolitas granofíricas en el NE del volcán Aracar, indican afinidades químicas que permiten suponer entre ellas una vinculación genética.

(*) Una datación Rb/Sr relativamente reciente llevada a cabo sobre el granito de Taca Taca arrojó un valor de 469 ± 4 Ma (Viramonte y Salfity, citado en Palma et al., 1986), edad mínima del Ordovícico Medio compatible con las observaciones de campo realizadas por la autora.

Consideraciones finales acerca del Complejo intrusivo Chacha:

Si bien la composición de los afloramientos que integran este Complejo es algo diversa, sus variaciones aparecen graduales y uniformes cuando son consideradas desde un punto de vista regional.

Existe para esta zona una facies entre granodiorítica y monzogranítica, grano-

* La Formación Taca Taca (Méndez, 1975) contaba con una datación radiométrica de 323 ± 5 Ma (Rundle, 1973, in Turner y Méndez, 1975) y otra posterior realizada por el INGEIS, la cual llevó a signarla al Carbónico Superior (Turner y Méndez, op. cit.).

metría predominantemente mediana y colores grisáceos, que es la de mayor difusión areal (facies "granodioritas grises"). La textura hipidiomorfa a veces monzonítica, con plagioclasas de zonalidad múltiple, biotita y hornblenda como mafitos originales y alteración parcial de sus componentes a asociaciones de la facies metamórficas de esquistos verdes, son las características petrográficas constantes de los representantes de esta primera etapa intrusiva registrada en la zona.

Las siguientes etapas (probablemente dos), están representadas por rocas más alcalinas, más leucocráticas, rojizas y de granometrías más finas, cuyas composiciones varían entre granodioríticas y graníticas micropertíticas con texturas entre granosas finas y porfíricas de pastas microgranosas, las últimas como facies de borde o como rocas filonianas.

Afloramientos de las rocas de caja ordovícicas nos indican que al sur y al sudeste del cerro Rincón y probablemente al norte del volcán Aracar se está en presencia de probables bordes del plutón.

A través de la mineralogía se registra, en todo el Complejo Chacha una zonación, con las composiciones más sódicas hacia el este y un paulatino enriquecimiento en potasio hacia el oeste, coincidente con la tendencia observada en las rocas volcánicas y volcanoclásticas ácidas de la Formación Coquena. Esta zonación podría estar relacionada con la presencia de la cuenca marina desarrollada en su borde este evidenciada por la pila sedimentaria ordovícica intruída.

Las composiciones modales, las características texturales y las observaciones de campo, nos llevan a interpretar al Complejo Chacha como un plutón compuesto, calcoalcalino, epizonal del tipo "I" en la división de Chappell y White (1974). En este sentido, merecen remarcarse la hornblenda entre los minerales primarios (notable en los autolitos), titanita como accesorio, contenido en sodio probablemente alto, ausencia de foliaciones y presencia de pseudodiques y cuerpos de metavulcanitas como grandes "xenolitos".

Ello significa un origen a partir de la fusión parcial de rocas ígneas o metaígneas, lo que unido a la presencia de vulcanitas en la misma zona durante el Ordovícico, apoya la existencia de un anterior arco volcánico en la evolución del magmatismo dentro de la "Faja Eruptiva de la Puna Occidental" propuesta por Palma et al. (1986).

La granodiorita de la Formación Macón es petrográficamente similar a las rocas más antiguas del borde oriental del plutón compuesto denominado Complejo Chacha, y de no contarse con sus dataciones isotópicas precámbricas, hubiera sido integrada al mismo.

DEVONICO INFERIOR: FORMACIÓN SALAR DEL RINCÓN

Como Formación Salar del Rincón han sido descriptas las sedimentitas marinas portadoras de una fauna devónica inferior, que afloran en tres localidades del sur del cerro Rincón (Aceñolaza et al, 1972).

Elas fueron descubiertas por la presente autora en el núcleo del anticlinal fracturado del SE de Laguna Gechel, durante la campaña de enero de 1969. Consideraciones paleogeográficas y una fauna de braquiópodos mal conservada hicieron interpretarlas inicialmente como una facies del Ordovícico diferente de la común en la región, que no aparecía intruída por las rocas graníticas de la zona (Koukharsky, 1969). Una nueva visita en enero de 1970 permitió localizar otro afloramiento de los mismos niveles, como una delgada faja SSE en el ala occidental del sinclinal del sur del cerro Rincón en donde se encontró, además de braquiópodos, un trilobite de indudable edad devónica. El interés del hallazgo motivó un tercer viaje en junio de 1970, durante el

cual se reunió un mayor número de elementos pertenecientes a esta fauna, los que fueron entregados para estudio a los doctores B. Baldis y R. L. de Caminos, quienes posteriormente publicaron los resultados de sus investigaciones (Baldis et al., 1973).

Las tareas desempeñadas entonces como geóloga de campo del Plan NOA I, sede Tucumán, llevaron a comunicar el hallazgo a los colegas que trabajaban en la zona, surgiendo de esta manera la primera publicación del mismo como nota breve en la Revista de la Asociación Geológica Argentina (Aceñolaza et al., 1972).

Finalmente, en 1985 se conoció un trabajo estratigráfico-estructural, en el que se presentan detalladas descripciones y análisis de la Formación, y un interesante perfil estructural conceptual de la región comprendida entre el salar de Incahuasi y el borde este del salar del Rincón (Donato y Vergani, 1985).

Descripción de los afloramientos:

La Formación Salar del Rincón expuesta en sección completa totaliza 110 m, con un miembro inferior conglomerádico de 40 m y otro superior arenoso de 70 m.

En el afloramiento occidental ella compone el núcleo de un anticlinal fracturado que buza hacia el norte. Allí no aflora la base y su espesor es de unos 20 m.

Se trata de areniscas medianas y gruesas, de colores grises claros y pardo amarillento claro, muscovíticas, estratificadas en bancos de alrededor de 10 cm. En partes se tornan conglomerádicas, con clastos subredondeados de cuarzo de hasta 2 cm de diámetro. Algunos niveles son portadores de una fauna en la que según Baldis et al. (1973, localidad 1) fueron identificadas las siguientes formas:

Receptaculites sp.
Australostrophia mesembria Clarke
"Chonetes" sp.
Meristella sp.
Schellwienella inca (d'Orb.)
Bucanella rectangularis Knod.

El segundo afloramiento forma parte de una escama desmembrada del borde oeste del sinclinal por tectonismo, probablemente escasamente desplazada y adosada a las areniscas carbónicas de la Formación Cerro Oscuro. El mismo cobra importancia por haber provisto la fauna más variada que incluye a los ejemplares de trilobites. Sus bancos sobresalen apenas en las lomadas cubiertas por detritos cuartarios, con rumbo norteesur e inclinación de 30° al este. Por no ser conocido este afloramiento en la bibliografía se detalla a continuación su secuencia litológica:

Techo: Areniscas rojas de la Formación Cerro Oscuro

----- falla -----	
Areniscas medianas, micáceas, laminadas en capas de alrededor de 1/2 cm. En la base los colores son amarillentos y hay ondulitas y marcas corrientes. Hacia el techo son grises	12 m
Conglomerados finos con un 80% de clastos de hasta 2 cm de cuarzo y de metalimolitas grises. La matriz es una arenisca gris morada, con estratificación entrecruzada grosera en paquetes de 0.50 m	3 m
Alternancia de areniscas medianas y areniscas micáceas finas amarillentas, las últimas con laminación planar en capas de 1 cm, se tornan dominantes hacia el techo	20 m
Conglomerados finos con un 40% de clastos bien redondeados de alrededor de 1 cm de cuarzo y de metalimolitas grises. Estratificados en bancos de 10 a 20 cm	1 m
Cubierto	15 m
Areniscas impuras calcáreas de color amarillento con moldes silíceos de braquiópodos, trilobites y otros invertebrados. Cercana a la base se destaca una intercalación lutítica amarilla verdosa de 0.40 m	5 m
Areniscas medianas de colores amarillentos estratificadas en bancos de	

3 a 5 cm. Se intercalan algunos niveles morados.	3 m
Cubierto	11 m
Areniscas medianas blanco amarillentas con pequeñas manchas de óxidos de hierro, estratificadas en bancos de 10 a 20 cm, fosilíferas (braquiópodos).....	1 m
Base: No aflora (cubierta).	
Espesor del perfil: 71 m	

Los fósiles identificados en esta exposición fueron, según Baldis et al. (op. cit., localidad 2):

"Chonetes" sp.
 Língula lepta Clarke
 Língula Kozlowskii Feruglio
 ?Leptaena sp.
 Orbiculoidea baini (Sharpe)
 Schellwienella inca (d'Orb.)
 Schellwienella sp.
 Schizobolus cf. truncatus Hall
 Platyostoma allardicei Clarke
 Modiomorpha scapula Clarke
 Conularia africana Salter
 Conularia quichua Ulrich
 Conularia sp.
 ?Metacryphaeus nov. sp.
 Cornulites sp.

El tercer alforamiento forma el borde noreste de la estructura sinclinal que afecta las rocas neopaleozoicas. En él se expone la Formación Salar del Rincón en la totalidad de su espesor (110 m), mostrando claramente sus relaciones con el techo y con la base. Yace en marcada discordancia angular sobre las metasedimentitas y metapiroclastitas ordovícicas plegadas, intruídas allí por una riódacita de pasta rojiza asignada al Complejo Chacha del Ordovícico Medio, y está cubierta en discordancia erosiva por los niveles basales de la Formación Cerro Oscuro, de edad Carbónica Superior.

Los 70 m superiores están compuestos predominantemente por arenitas cuarzosas medianas pardo amarillentas comparables a las de las otras dos localidades descritas. En sus niveles más bajos se destacan bancos más resistentes, de 10 cm, que contienen moldes de braquiópodos de color pardo por tinción ferruginosa. Hacia la parte superior hay dos bancos de 15 cm, de areniscas gruesas conglomerádicas moradas, en partes coquinoideas, portadoras de abundantes valvas de braquiópodos de color pardusco.

La parte inferior comienza con un nivel de conglomerados polimícticos de desarrollo local y pocos metros de espesor, que contiene bloques de la riódacita infrayacente de hasta 1 m de diámetro. Su color es blanco rosado, y la matriz ha sido clasificada como una arenita cuarzosa. Comunes también son los clastos de metasedimentitas gris verdosas y otros son de areniscas cuarzosas gris rosadas. Le suceden areniscas gruesas gris rosadas y amarillentas, con estratificación entrecruzada en capas de 2 a 5 cm y paquetes de 0.30 m que en partes pasan a lentes de conglomerados finos polimícticos con laminación entrecruzada groseramente definida en unidades de 0.50 m de espesor.

Las formas fósiles identificadas en esta localidad por Baldis et al. (1973, punto 3) son:

Australostrophia mesembria Clarke
 Strophomenidae indet.
 Conularia sp.
 Tentaculites crotalinus Salter

Edad y correlaciones:

El contenido faunístico permitió datar a la Formación Salar del Rincón como Devónica Inferior y vincularla con las cuencas de Sica Sica en Bolivia y de Cuyo en la Precordillera argentina (Baldis et al., op. cit.).

Areniscas y conglomerados comparables a los de esta formación que hasta el mo-

mento no han aportado fósiles determinativos afloran unos 200 km al SSO, con más de 150 m de espesor en Botijuela (Allmendinger et al., 1982), en Quebrada Honda (algo más al oeste de las anteriores) (Palma e Irigoyen, 1987) y en la Quebrada de las Minas de Antofalla (Martos, 1982). La autora de este trabajo ha observado fragmentos de rocas similares en los actuales detritos del norte del río Huaitiquina, unos 35 km al NNE de los afloramientos aquí considerados.

Niveles equivalentes están siendo reconocidos desde hace poco tiempo en Chile (Cecioni, 1982), donde la Formación Quebrada Incitas (Niemeyer et al., 1985), portadora de una fauna afín a la de la Formación Salar del Rincón y aflorante unos 80 km al oeste, representa una secuencia sedimentaria arenosa-conglomerádica de 2.000 m de potencia, cuya parte basal indica ambiente marino poco profundo cercano a la costa, que pasa hacia el techo a una sedimentación deltaica con proveniencia clástica desde el SO (sucesión opuesta a la predominantemente transgresiva del sur del cerro Rincón). La secuencia adquiere hacia el techo un carácter continental, pasando probablemente a vulcanitas.

Consideraciones finales acerca de la Formación Salar del Rincón:

Donato y Vergani, al interpretar la columna estratigráfica de esta Formación consideran al miembro inferior originado en un sistema fluvial anastomosado proximal cercano al área de aporte que se ubicaría inmediatamente al este, con pasaje rápido, desde las facies continentales a las marinas someras del miembro superior. Las observaciones realizadas durante la elaboración de este trabajo demuestran en base a analogías mineralógicas que, por lo menos para el miembro superior arenoso, el área de aporte estaba ubicada al oeste o al sudoeste de los actuales afloramientos, en rocas de la facies de granitos micropertíticos del Complejo Chacha comparables a las de Mantial de Coria. Ello se pone de manifiesto en la participación de numerosos clastos de circón de tamaños no observados en otras rocas, de turmalina verde abundantes, y de cuarzo con inclusiones aciculares de rutilo (sagenita) según una trama de diseños triangulares, elementos característicos de la mencionada facies que se localiza en el borde occidental aflorante del plutón zonal compuesto.

La presencia de clastos provenientes de los granitos alcalinos del oeste garantiza además un techo para la edad del plutonismo del Complejo Chacha del sector occidental anterior al Devónico Inferior.

C. PALEOZOICO SUPERIOR

CARBÓNICO SUPERIOR: FORMACIÓN CERRO OSCURO

La Formación Cerro Oscuro propuesta por Aceñolaza et al. (1972) es una secuencia de casi 200 metros de sedimentitas continentales rojizas de edad carbónica, que yacen en discordancia erosiva sobre las areniscas devónicas y forman el substrato de calizas pérmicas, en el sur y sudoeste del cerro Rincón.

Al igual que los niveles marinos devónicos de la Formación Salar del Rincón fue observada por primera vez por la presente autora durante la campaña de 1968-69, inicialmente por debajo de calizas marinas en el SO del cerro Rincón; también como pequeños asomos en la base de areniscas terciarias rojizas del borde SE de la laguna Gechel y posteriormente integrando los niveles intermedios del amplio sinclinal del sur del cerro Rincón.

Por formar parte de una sucesión comparable a la de la cuenca cretácica aflorante más al este, en un primer momento se la correlacionó con las entonces formaciones Pirgua (Vilela, 1951) y Lecho (Turner, 1959), y es así como figura en un informe preliminar inédito (Koukharsky, 1969).

El trabajo sobre el Devónico y Neopaleozoico del cerro Rincón de Donato y Vergani (1985) incluye un análisis estratigráfico e interpretación paleogeográfica de estos afloramientos, por lo que sólo se incluirán aquí una breve síntesis y algunas observaciones propias o extraídas de la bibliografía más reciente.

Descripción de los afloramientos:

El nivel superior, de unos 40 m, comienza con areniscas gruesas y conglomerados polimícticos medianos y finos de color morado con clastos que ocasionalmente alcanzan 0.30 m de diámetro, redondeados y muy variados, entre los que se destacan calizas moteadas finas micáceas (devónicas?) y otros finamente porfíricos con feldespatos rosados en pastas afaníticas, que al microscopio resultaron ser riolitas desvitrificadas y metaignimbritas (ordovícicas). Estos conglomerados alternan y pasan gradualmente a areniscas medianas de color morado y laminación planar, con frecuentes estructuras de ondulitas y portando restos vegetales.

Como niveles intermedios de la Formación Cerro Oscuro se han medido espesores de hasta 100 m, de areniscas predominantemente medianas, con estratificación diagonal en capas de 1 a 2 cm en unidades de 0.50 a 0.60 m. Las areniscas son micáceas y de colores grises y morados en la porción inferior, y cuarzosas, de color rojo ladrillo formando paquetes algo más finos en la superior.

Los niveles inferiores consisten en conglomerados y areniscas gruesas. En los afloramientos del este del sinclinal, sobre un relieve labrado en las areniscas devónicas se han depositado en algunos sectores unos 5 m de areniscas medianas y gruesas, micáceas, de color negro, poco coherentes, con estratificación diagonal en capas de 0.5 a 1 cm y paquetes de 0.40 m, alternantes con conglomerados finos oligomícticos. Estos últimos son de color gris oscuro y contienen clastos de metasedimentitas finas provenientes de la Formación Coquena. Contrastando por la tonalidad rojiza sobre los anteriores, afloran otros 10 m de conglomerados ahora polimícticos, con clastos redondeados de hasta 0.5 m de diámetro, estratificados formando lentes de hasta 1.5 m que alternan con bancos de areniscas gruesas conglomerádicas con estratificación diagonal formando paquetes de 0.30 a 0.40 m de espesor. Los clastos, en orden de abundancia pertenecen a:

- A. Granitos biotíticos medianos con megacristales de feldespato blanco-rosados de hasta 1 cm.
- B. Granitos finos leucocráticos con cristales idiomorfos de feldespatos blanco-amarillentos.
- C. Pórfiros granodioríticos cuyos mafitos incluyen tabillas feldespáticas.
- D. Filitas o esquistos finos sericítico-cloríticos con notable clivaje de transposición.
- E. Riolitas de pasta rojiza.
- F. Hornfels cuarzo-biotíticos negros y metalimolitas gris oscuras.

Los tipos A, B y C corresponden a la litología del Complejo Chacha, indicando los dos primeros una posible proveniencia del oeste. No se tienen conocimiento de afloramientos cercanos de rocas francamente esquistosas como las del tipo D. Las riolitas del grupo E podrían pertenecer a las vulcanitas de la Formación Coquena conjuntamente con las metasedimentitas del grupo F, o bien pertenecer a las facies de borde traquiandesíticas del Complejo Chacha.

Los fósiles identificados en estos niveles fueron *Botrychiopsis weissiana*, *Sphenopteridium* y numerosas icnitas atribuidas a artrópodos (Aceñolaza y Toselli, 1981).

Edad y correlaciones:

Por las características litológicas, posición estratigráfica y flora fósiles estas sedimentitas han sido correlacionadas con las del Carbónico Superior de la cuenca del Paganzo (Aceñolaza et al., 1972).

Consideraciones finales acerca de la Formación Cerro Oscuro:

En el perfil realizado en esta zona por Donato y Vergani (1985) los niveles conglomerádicos inferiores alcanzan 70 m, el miembro intermedio es de 136 m y el superior de 106 m. Dichos autores mencionan variaciones importantes en los espesores de la Formación, que atribuyen a un paleorelieve accidentado para la cuenca carbónica de

la región, con lo cual resultan coherentes las frecuentes intercalaciones conglomerádicas de indudable origen fluvial.

El estudio de clastos de conglomerados del nivel superior de esta Formación aportó algunos datos importantes. En lo que se refiere a proveniencia, se reconocieron rocas del Complejo Chacha actualmente ubicadas al SO (actuales zonas del oeste de vega de las Burras hasta Taca Taca), y de filitas o micacitas finas con notable clivaje de transposición, lo que revela la erosión de un basamento metamórfico aún no conocido en áreas cercanas. Las riolitas desvitrificadas y las metaignimbritas, las últimas con las características líneas de compresión entre cristaloclastos en su textura microscópica, desvitrificadas y con desarrollo de láminas sericíticas en la matriz, especialmente a lo largo de las líneas de fluidalidad confirman, por el tipo y grado de metamorfismo, su correlación con las volcánoclastitas de la Formación Coquena, apoyando entonces la adjudicación al Ordovícico de las riolitas desvitrificadas del norte y NE del cerro Aracar (comparables a clastos presentes en estos conglomerados, por lo que se supone formaban parte de los afloramientos ordovícicos que se erosionaban en tiempos carbónicos).

Conglomerados y areniscas rojizas similares a las de la Formación Cerro Oscuro no han sido descriptas en el lado chileno, en donde en cambio se reconoce la presencia de representantes de un arco volcánico calcoalcalino que se habría implantado quizás a partir del Devónico Superior (Niemeyer et al., 1985; Azcuy y Caminos, 1987). La ausencia de discordancia angular notable entre los niveles del Devónico Inferior y del Carbónico es una característica que se extiende a los afloramientos chilenos y que señala que en la región no hubieron deformaciones importantes asociadas a los movimientos eohérmicos.

PÉRMICO INFERIOR: FORMACIÓN ARIZARO

La Formación Arizaro, así denominada por Aceñolaza et al. (1972), es una secuencia de más de 180m de calizas marinas, areniscas calcáreas y tobas, de colores grises, ocres, rojizos y morados, a la que pasan transicionalmente las areniscas rojizas continentales de la Formación Cerro Oscuro en el sur del cerro Rincón. Su techo es una discordancia angular que forma la base de las sedimentitas continentales rojizas terciarias en la margen derecha de la quebrada de la Petaquilla.

Observadas por la autora de este trabajo durante la campaña 1968-1969 formando niveles superiores concordantes sobre areniscas rojas continentales, estas calizas fueron homologadas inicialmente con las de la Formación Yacoraite (Turner, 1959), y de esta manera descriptas en un informe stratigráfico preliminar inédito en el cual consta que la fauna aún no había sido determinada (Koukharsky, 1969). La datación y correlación de estas rocas con las de la Formación Copacabana de Bolivia (Pérmica Inferior) a través de la fauna y de sus características litológicas se debe al dr. F. Aceñolaza. Ellas fueron investigadas conjuntamente con las de la Formación Cerro Oscuro, motivando las publicaciones ya mencionadas con referencia a las sedimentitas carbónicas.

La microfauna de los niveles basales de la Formación fue estudiada por Benedetto (1976) y posteriormente Donato y Vergani (1985) presentaron un detallado perfil, cuyo espesor coincide con los valores anteriormente medidos por la presente autora. Ellos diferencian tres miembros, y a la litología conocida agregan la presencia de rocas piroclásticas clasificadas como tobas finas, tufitas y chonitas.

Descripción de los afloramientos:

El miembro superior aflorante está integrado por calizas laminadas finamente cristalinas, grainstones pelletoidales (*) con frecuentes concreciones silíceas oscuras.

(*) En las rocas carbonáticas se utilizó la clasificación de acuerdo a las texturas deposicionales de Dunham (1962), extraída de Greensmith (1971).

ras discoidales de hasta 8 cm de diámetro y areniscas calcáreas de colores grises, morados, blancos y rojizos, con intensa substitución por sílice pardusca en algunos niveles. La laminación, en capas de 0.1 a 1 cm es generalmente paralela, aunque asociada a la presencia de ondulitas aparece también entrecruzada en paquetes de 5 cm de espesor. Se observaron algunas brechas intraformacionales en los niveles más altos. Este miembro está mejor expuesto en la desembocadura de la quebrada de la Petaquilla, y su espesor mínimo es del orden de los 80 m.

Al microscopio, calizas provenientes de estos niveles aparecen como mudstones laminados en cuyas bandas de granulometría más gruesa los cristales de calcita alcanzan 12μ y 4μ en las de grano más fino, con un 2% de clastos dispersos de cuarzo de tamaño limo. Otras son wackestones con substitución parcial por sílice débilmente birrefringente de color pardo amarillento claro, que contienen restos orgánicos dispersos y un 3% de clastos de cuarzo de tamaño arena fina.

El miembro intermedio está constituido por areniscas calcáreas, calizas finamente cristalinas y pelletoidales, y rocas pelíticas que Donato y Vergani (op. cit.) clasificaron como tobas finas, tufitas y chonitas. Las estructuras más comunes son laminaciones paralelas en capas de 1 a 5 mm con frecuente partición en lajas. En la parte media y superior de este miembro que afloran al norte de Chacha y al SE de la quebrada de la Petaquilla es intensa la substitución por sílice. Se observaron bancos estromatolíticos y niveles fosilíferos coquinoideos. Los colores son grises, amarillentos y rojizos, y el espesor del orden de los 60 m.

Pertenecientes a este miembro se observaron al microscopio: mudstones, calizas finamente recristalizadas, packstones y wackestones con restos orgánicos y escasísimos clastos de cuarzo dispersos y boundstones estromatolíticos con importante recristalización del carbonato y substitución por calcedonia pardo amarillenta con desarrollo esferulítico. También se observaron lutitas laminadas cuyo abundante material muy fino puede ser de origen piroclástico.

El miembro inferior de esta Formación marca la transición del ambiente continental de la Formación Cerro Oscuro al marino de aguas someras. Comienza con un banco concordante de areniscas calcáreas grises con laminación planar en capas de 1 a 2 cm, que pasan a calizas con nódulos silíceos estratificadas en bancos de 0.10 a 0.30 m de espesor y a wackestones pelletoidales en una sección de 10 m. A ella sucede un fino conglomerado de aspecto brechoso (1.5 m), continuando areniscas gruesas conglomerádicas con estratificación diagonal en paquetes de 0.40 m por 5.5 m, y 30 m de areniscas gruesas y medianas con estratificación planar y partición en lajas de 1 a 5 cm. Este miembro de 46 m está expuesto claramente en el ala oriental del sinclinal de rocas paleozoicas del sur del cerro Rincón.

Los macrofósiles descritos en esta unidad son braquiópodos (*Kochiproductus peruvianus*, *Lissochonetes* cf. *L. geinitzianus*, *Composita* cf. *C. subtilita*, *Reticulatia* sp.), briozoarios (*Tabulipora* aff. *T. carbonaria*, *Fenestrella* sp.), gasterópodos (*Eucospira arizaroensis*), bivalvos (*Aviculopecten* sp.) corales *Rugosa* del tipo de *Lophophyllidium* y restos indeterminables de peces (mandíbulas fragmentarias y dientes aislados) según Aceñolaza et al. (1972).

En los niveles basales Benedetto (1976) identificó foraminíferos pertenecientes a las superfamilias Ammodiscacea (*Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp.), Parathuramminacea (*Earlandia* sp., *Parathikinella pachyseptata* nov. sp.) y Endothyracea (*nodosinella* sp., *Geinitzina poscarbonica*, *Pachyphloia* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina bulloides*, *Globivalvulina graeca*, *Globivalvulina* sp. cf. *G. cyprica* y *Robuloides* sp.).

Edad y correlaciones:

La edad Pérmica Inferior atribuida a esta Formación fue confirmada por los estudios de Benedetto (op. cit.), quien considera que la fauna podría ser de edad Pérmica

Inferior a Media.

Como ya se ha expresado se la ha correlacionado con la Formación Copacabana de Bolivia. No se conocen aún otros afloramientos de este Pérmico marino en nuestro país, pero en Chile, unos 300 km al ONO de los aquí considerados, en Salar de Navidad, Niemeyer et al. (1985) han correlacionado con la Formación Arizaro a un conjunto de areniscas conglomerados y limolitas de color rojizo, con lentes calcáreas, fosilífero, de unos 300 ó 400 m de espesor. Algo más próximos, unos 180 km al oeste, en la zona de Augusta Victoria, los mismos autores describen niveles carbónico-pérmicos documentados paleontológicamente y asociados con vulcanismo ácido. Ellos consisten en dos unidades: la inferior integrada por más de 125 m de riolitas y tobas riolíticas que hacia el techo presentan lentes de "cherts", lutitas y calizas; y la superior, con un potente conglomerado en la base, consiste en areniscas, lutitas, calizas y conglomerados, totalizando 430 m de espesor aflorante.

Consideraciones finales acerca de la Formación Arizaro:

La Formación Arizaro representa la transgresión sobre el continente de un mar somero vinculado a una extensa cuenca que se desarrolló en territorio boliviano y más al norte.

Niemeyer et al. (1985) proponen un modelo geotectónico para el ciclo Hercínico en la región, con una zona de subducción ubicada al oeste del Salar de Navidad (Chile) con polaridad hacia el este, y un arco volcánico aproximadamente coincidente con la Cordillera de Domeyko' activo seguramente durante el Pérmico Inferior y quizás desde el Carbónico Inferior. Puede suponerse que de éste arco provendría el finísimo material piroclástico detectado en nuestra zona, la que formaría parte de una cuenca de trasarco según Azcuy y Caminos (1987).

D. CENOZOICO

TERCIARIO

EOCENO MEDIO - MIOCENO MEDIO: FORMACIÓN FABIÁN

Se propone el nombre de Formación Fabián para reunir los afloramientos de sedimentitas continentales rojizas de edad terciaria, pertenecientes a una cuenca cuyo mayor desarrollo se encuentra al sur del área mapeada, entre los salares de Pocitos y de Arizaro. La Formación Fabián representa entonces las facies del borde norte de la cuenca mencionada, con un espesor de más de 360 m en el faldeo sur del cerro Guanaquero. Su litología es variada. Son conglomerados, areniscas, lutitas y evaporitas de colores predominantemente rojizos, con algunas intercalaciones de tobas y tufitas, afectados por plegamiento disarmónico, fracturas y sobrecorrimientos.

Yace en discordancia angular sobre las unidades paleozoicas, y representa su base un relieve maduro con drenaje dendrítico elaborado en rocas graníticas levemente arcillitizadas, que aparece exhumado en la sierra de Taca Taca. El contacto basal sobre las granodioritas de la Formación Macón fuertemente inclinado al oeste, puede ser observado en el borde occidental de la sierra de Macón.

En discordancia erosiva sobre la Formación Fabián se encuentran tanto los conglomerados grises y las areniscas yesosas claras de la Formación Batín (Mioceno tardío), como las diferentes unidades que representan el vulcanismo cenozoico en el área estudiada.

La escasa toponimia existente ya ha sido empleada para designar otras formaciones, o será utilizada para unidades litoestratigráficas menores caracterizándolas con su localidad de afloramiento específica. Por estas razones, y considerando su amplia

distribución se propone como nombre formacional el apellido de los escasos pobladores permanentes de la zona, pertenecientes todos a una misma familia (Fabián).

Los perfiles levantados ilustrados en la figura 2 revelan la presencia de dos ciclos sedimentarios. El primero de ellos es "transgresivo" y está representado por 3 miembros, los que enunciados desde el basal al superior son: Miembro Conglomerados Guanaquero cuyo espesor en la localidad tipo es de más de 200 m (no aflorando la base); Miembro Areniscas y tobas Guanaquero con 50 m y el Miembro Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero de 45 m. Al segundo ciclo, "regresivo" pertenecen los miembros Areniscas calcáreas Vega Macón, de 90 m, y las Areniscas conglomerádicas Vega Macón cuyo espesor se estima en 100 metros.

Miembro Conglomerados Guanaquero:

Constituído por conglomerados polimícticos generalmente finos y areniscas conglomerádicas de colores rojizos, representa los términos más bajos de la Formación. Sus clastos suelen ser subangulosos con tamaño promedio comprendido entre 1 y 2 cm. La estratificación es paralela en bancos de 10 a 40 cm con contactos relativamente netos en el faldeo del cerro Guanaquero, difusos en los del cerro Macón, y frecuentemente lentiformes en la quebrada de la Petaquilla.

Sus características se exponen con mayor detalle más adelante, en las descripciones de los perfiles I y II.

Miembro Areniscas y tobas Guanaquero:

Este miembro, caracterizado por la presencia de areniscas medianas alternantes con bancos de tobas, marca la transición hacia los depósitos más finos de la cuenca. Fue identificado en el sur del cerro Guanaquero con un espesor de 50 m. Está ilustrado en el perfil II cuyo detalle se expone más adelante, y en la figura 2.

Miembro Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero:

Lo integran areniscas medianas y finas yesosas o con cemento calcáreo de colores variados, alternantes con lutitas, tobas y tufitas, que afloran en el faldeo sur del cerro Guanaquero, extendiéndose probablemente como areniscas moradas yesosas y lutitas por la quebrada de la Petaquilla hasta vega Portomán y el faldeo SO del cerro Rincón. Son característicos los niveles con laminación planar y con estratificación entrecruzada, y las superficies con ondulitas o con grietas de desecación. Se los correlaciona con los aflorantes en el borde oeste de las nacientes de la quebrada de Batin, caracterizados allí por una alternancia de areniscas micáceas, calizas y yeso de colores variados, con intercalaciones de tobas y tufitas con fina laminación entrecruzada (perfil III), y con los niveles inferiores del este de la fractura que elevó la sierra de Macón, en donde se intercalan bancos de sal de roca. Sus características y correlaciones están descriptas en los perfiles II, III y V, y sintetizadas en la figura 2.

Miembro Areniscas calcáreas Vega Macón:

Representa la secuencia que sucede a las evaporitas en el este de la sierra de Macón. Consiste en areniscas medianas con cemento calcáreo, incluyendo algunos finos bancos de caliza gris en la base, y otros de tobas en la parte superior. Entre estos últimos llama la atención una lapillita fina rojiza, compuesta exclusivamente por fragmentos de pumicita de alrededor de 2 mm.

Se correlaciona con este miembro a las areniscas calcáreas superiores de la sección del sur del cerro Guanaquero. Las descripciones se presentan en los perfiles II y V, y están ilustradas en la figura 2.

Miembro Areniscas conglomerádicas Vega Macón:

Comprende los bancos de areniscas conglomerádicas con que culmina este ciclo sedimentario. El pasaje desde las areniscas calcáreas es gradual. Aparecen areniscas conglomerádicas en forma de lentes que gradualmente pasan a conglomerados finos, los cuales se extienden lateralmente dando lugar a bancos tabulares de 1 metro de espesor. El tamaño promedio de los clastos es de 1 cm en las lentes conglomerádicas inferiores y de 10 cm en los niveles más altos aflorantes. La matriz es una arenisca mediana pardo rojiza.

Los niveles más bajos de este miembro probablemente se correlacionen con los expuestos en el borde este de las cabeceras de la quebrada de Batin (perfil IV). La sección más completa aflora al este de la sierra de Macón (perfil V), en donde está cubierto en discordancia erosiva por conglomerados grises de un nivel de pie de sierra erosionado.

Perfiles estratigráficos realizados en la Formación Fabián:

A continuación se exponen cinco perfiles litológicos realizados en la Formación Fabián, que ilustran la secuencia y las divisiones estratigráficas en diferentes localidades. En el esquema de la figura 2 se indican las correlaciones consideradas. Al compararlos debe tenerse en cuenta que los perfiles I y V son los más próximos al centro de la cuenca, pero que por fenómenos tectónicos la parte superior de la Formación Fabián ha sido erosionada en el primero de ellos, estando expuesta sólo la base. En el perfil V en cambio, afloran los tres miembros más altos.

PERFIL I: Ladera oeste de la sierra de Macón, borde sur del área mapeada:

Techo: Formación Batin. Conglomerados grises con lentes de areniscas eólicas.

----- discordancia erosiva ----- :

Formación Fabián:

Conglomerados y areniscas conglomerádicas pardo rojizos a violáceos con matriz areniscosa mediana. Presentan estratificación paralela en bancos mal delimitados de 20 a 40 cm con diferentes proporciones de matriz. Los rodados, por lo común un 35% del volumen, son angulosos y tienen hasta 5 cm de diámetro, siendo el más frecuente 2 cm. Predominan los de pizarras negras y filitas sericíticas grises, algunas finamente corrugadas. También hay rocas graníticas alteradas, rocas oscuras con textura porfírica difusa, y cuarzo blanco.

40 m

----- discordancia erosiva -----

Base: Formación Macón. Granodiorita biotítica gris con alteración arcillosa, tinción ferruginosa y venillas de yeso. Las superficies de diaclásas están recubiertas por finos epidoto y cuarzo.

PERFIL II: Faldeo sur del cerro Guanaquero:

Techo: Complejo Portomán. Aglomerados de pumicita dacítica blanca.

----- discordancia angular -----

Formación Fabián:

Areniscas finas de color rojo de ladrillo con cemento calcáreo, homogéneas, con estratificación paralela en bancos de 2 a 10 cm.

50 m

Cubierto

5 m

Areniscas medianas y lutitas pardo moradas. En la base se destaca un banco de 20 cm de una tufita fina cristalino-vítrea de colores rosado y blanquecino, composición dacítica biotítica, cemento calcáreo y venillas de cuarzo. En sus superficies hay ondulitas de 3 cm de longitud de onda y grietas de desecación.

Hacia el techo predominan las areniscas medianas con cemento yesoso y venillas subconcordantes de yeso. La partición es en lajas de alre

dedor de 3 cm. En algunas superficies se observa el diseño de
ondulitas cruzadas 45 m

Areniscas medianas friables y lutitas de color pardo rojizo con
estratificación paralela en bancos de 5 a 20 cm. En la parte in-
ferior se destacan 4 bancos de tobas finas blancas de 20 cm de
espesor. Hacia el techo el color se torna morado..... 50 m

Areniscas gruesas y areniscas conglomerádicas de color pardo ro-
jizo claro con rodados más comunes de 0.5 a 1 cm, alcanzando al-
gunos los 20 cm de diámetro. La matriz es areniscosa gruesa y
mediana y el cemento calcáreo, escaso. La estratificación es pre-
dominante paralela en bancos de 0.10 a 0.50 m. Entre los ro-
dados, subangulosos, son comunes los de granodiorita biotítica
gris, metalimolitas oscuras algunas de texturas moteadas, grani-
tos rojos finos, aplitas rosado-violáceas y areniscas finas par-
do rojizas muy coherentes. 200 m

Base: No aflora.

Espesor de la Formación Fabián en el perfil: 350 m.

PERFIL III: Nacientes de la quebrada de Batin, lado oeste de la falla norte-sur (blo-
que alto):

Techo: Formación Batin. Conglomerados grises.

----- discordancia angular -----

Formación Fabián:

Bancos blancos de yeso casi puro de grano mediano a fino y en par-
tes con aspecto concrecional. Estratificación paralela poco defi-
nida en bancos de 0.5 a 1 m. Se intercalan delgadas capas de are-
niscas finas rosadas. Hacia el techo predominan areniscas yesosas
calcáreas de color rosado con estratificación irregular en bancos
de 10 a 40 cm 20 m

Calizas yesosas de grano mediano y color pardo amarillento claro
(de texturas fibroso-radiadas al microscopio y con yeso intersti-
cial). Son friables y en partes están cubiertas.
Intercalaciones de 3 a 5 cm de tobas gris ceniza..... 15 m

Calizas areniscosas medianas con abundante yeso (al microscopio
con cristales idiomorfos de calcita y cristaloclastos de cuarzo,
plagioclasas zonales frescas, hornblenda, clinopiroxeno y frag-
mentos líticos volcánicos con yeso intersticial), de colores al-
ternadamente negro, blanco, pardusco y grisáceo. Estratificadas
en bancos mal definidos de hasta 2 m. Venas de yeso. 13 m

Areniscas micáceas medianas con cemento calcáreo de colores gri-
ses y rosados claros, y tobas finas vítreas verdosas finamente
estratificadas en bancos de alrededor de 8 cm con laminación pa-
ralela en capas de 1 mm a 1 cm.
A los 3 m se destaca un banco de 0.50 m de tufitas finas blan-
cas con laminación entrecruzada en paquetes de 10 cm..... 12 m

Calizas areniscosas gruesas de color pardo amarillento claro, con
estratificación mal definida en bancos de 1 a 2 cm. Se intercalan
bancos de 10 a 60 cm de areniscas tobáceas gris azuladas 16 m

Areniscas medianas y gruesas con cemento calcáreo y yesoso de co-
lor gris claro, conteniendo dispersas pequeñas "motas" blancas... 8 m

Calizas de grano mediano y grueso y colores alternadamente grises

y parduscos (que al microscopio aparecen granulares y conteniendo abundantes impurezas).....	1
<hr/>	
Areniscas medianas micáceas de color gris rojizo, con pequeñas láminas de biotita fresca y cemento calcáreo. La estratificación es paralela en bancos de hasta 3 cm. En la parte superior se destaca un nivel tobáceo gris blanquecino de 20 cm.....	8
----- Falla -----	
Base: Niveles superiores de la Formación Fabián (Perfil IV). Espesor de la Formación Fabián en el perfil: 93 m.	
PERFIL IV: Nacientes de la quebrada de Batin, lado este de la falla norte-sur (bloque hundido).	
Techo: Formación Fabián en niveles estratigráficos más bajos (Perfil III).	
----- Falla -----	
Formación Fabián: Areniscas medianas y gruesas en partes conglomerádicas con cemento calcáreo, de color pardo amarillento claro, estratificadas en bancos de 5 a 20 cm de espesor. El tamaño máximo de los clastos en los bancos conglomerádicos es 1 cm, y son de pizarras y metalimolitas grises. Se intercalan lentes de hasta 10 cm de tobas finas verdosas y amarillentas. Hacia el techo resalta un banco de 0.50 m de caliza fina, porosa, con aspecto oolítico y color gris, (que al microscopio aparece como agregados de cristales escalenohédricos, anhedrales y esferulíticos parcialmente recristalizados de calcita, con abundantes impurezas en los núcleos, escasos clastos de plagioclasa y cuarzo y con yeso intersticial).....	20
Base: No aflora	:
PERFIL V: Este de la sierra de Macón (corte del ferrocarril):	
Techo: Antiguo nivel de pie de sierra. Fanglomerados grises.	
----- discordancia erosiva -----	
Formación Fabián: Areniscas medianas y gruesas de color pardo rosado. Hacia la parte media se intercalan lentes de areniscas conglomerádicas de 0.30 m de espesor con clastos cuyo tamaño más común es 1 cm. Hacia la parte superior aparecen bancos tabulares de conglomerados de alrededor de 1 m de espesor, con diámetros más comunes de los clastos de 10 cm alternantes con las areniscas. En el techo predominan nuevamente los bancos de areniscas.....	100
<hr/>	
Areniscas medianas y finas con escaso cemento calcáreo y lutitas, de colores pardo rosados, con estratificación paralela en bancos de 1 a 10 cm. En los niveles inferiores se intercalan bancos calcáreos de color gris de alrededor de 20 cm. Hacia el techo afloran delgados niveles (hasta 10 cm) de tobas finas y gruesas. Uno de estos últimos es una lapillita con clastos pumicíticos de 2 mm (al microscopio está formada exclusivamente por fragmentos de vidrio muy vesiculado, fresco y afírico; carece de matriz fina, y su cemento es ferruginoso).....	90
<hr/>	
Arcillitas, limolitas y areniscas finas de colores blanco amarillentos y rosados. La estratificación no puede apreciarse por estar los bancos muy cubiertos. Predominan las arcillitas muy cementadas por sal de roca, que forman pequeños cerritos abovedados. Es posible que en muchos de ellos la sal de roca sea el componente dominante. Son comunes las venillas de yeso.....	80
Base: No aflora.	

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Esquema

Alto: 41

Ancho: 55

Descripción: Secciones litológicas de la formación fabian y correlaciones tentativas.

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

Espesor de la Formación Fabián en el perfil: 270 m.

Consideraciones acerca de la Formación Fabián:

Los perfiles litológicos levantados en la zona e ilustrados en la figura 2 revelan una secuencia basal con granulometría progresivamente decreciente y otra superior en la que gradualmente aumenta el tamaño de la fracción clástica. Es así que los tres miembros inferiores: Conglomerados Guanaquero, Areniscas y tobas Guanaquero y Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero, representan la acumulación de sedimentos en un ambiente de relativa calma tectónica. Los dos miembros superiores: Areniscas calcáreas Vega Macón y Areniscas conglomerádicas Vega Macón indican una actividad erosiva progresivamente más intensa que puede asociarse al episodio tectónico con el que finalizó en esta cuenca el ciclo de depositación de sedimentos rojos terciarios.

Al establecer las probables correlaciones estratigráficas entre los perfiles resumidos en la figura 2 se tuvieron en cuenta principalmente el tipo de secuencia granulométrica dominante y los rasgos paleoambientales impresos en los estratos más que la litología en sí, ya que tratándose de una cuenca continental podrían ocurrir cambios faciales importantes en distancias relativamente cortas. De este modo se consideró plausible la vinculación del miembro Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero con los afloramientos del borde oeste de las nacientes de la quebrada de Batin, así como la del miembro Areniscas calcáreas Vega Macón con los niveles calcáreo-yesosos conglomerádicos del este de las nacientes de la mencionada quebrada.

La simple observación de la imagen satelitaria revela que el centro de la cuenca estaba ubicado al sur de la zona aquí estudiada. Es así que también resulta coherente relacionar los niveles con sal de roca del perfil del este de la sierra de Macón con los calcáreo-yesosos (conteniendo sales solubles) del oeste de las nacientes de la quebrada de Batin, ya que en su posición original deben haberse encontrado más hacia el borde de la cuenca, y con los del miembro Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero del faldeo del cerro homónimo, algo más perisféricos aún.

Las líneas de correlación entre los cinco perfiles ilustrados en la figura 2 resumen las consideraciones expuestas.

La presencia de delgados niveles tobáceos denota la concomitancia de actividad volcánica ácida explosiva durante la depositación de los cuatro miembros superiores de la Formación. La posición de los centros volcánicos debe haber sido relativamente lejana con la excepción, quizás, del que originó la lapillita de la parte superior del miembro Areniscas calcáreas Vega Macón.

Finalmente cabría mencionar que durante la depositación del miembro Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero las condiciones climáticas habrían sido áridas o semiáridas, con algunos ambientes de lagunas transitorias, según se deduce de la presencia conspicua de yeso, además de estructuras laminadas, ondulitas y grietas de desecación en los estratos. Durante este tiempo se habrían instalado los primeros salares importantes documentados en la región.

Edad y correlaciones:

La Formación Fabián representa, para la zona estudiada, la sedimentación continental terciaria que, según Coira et al. (1982) se habría iniciado en la Puna en cuencas originadas a partir de la fase orogénica Incaica en el Eoceno Medio.

Según las ideas de Alonso et al. (1984 b), los sedimentos basales en la Puna se habrían depositado en una extensa cuenca única. En una etapa posterior habrían surgido los pilares tectónicos transversales al rumbo andino señalados por Salfity et al.

(1984), que delimitaron cinco cuencas estructurales. Entre ellas, los sedimentos aquí considerados pertenecerían juntamente con los de la zona de Pastos Grandes, a la cuenca estructural que denominaron Arizaro.

La observación de la imagen satelitaria confirma la inclusión en una misma cuenca de los sedimentos terciarios rojos del salar de Arizaro, extendiéndose por el norte por el salar de Incahuasi y alcanzando el cerro Rincón, para incluir la región del salar del Rincón y su anterior extensión meridional, el salar de Pocitos. En este contexto la sierra de Taca Taca y los afloramientos graníticos del borde NO del salar de Arizaro deben su particular forma de relieve a la exhumación de la superficie basal de esta cuenca terciaria. Entonces el zócalo de Manantial de Coria con la superficie basal exhumada actualmente fuertemente inclinada al oeste y en gran parte cubierta por las coladas del volcán Aracar (pero de todos modos aún visible desde el norte), representa un bloque basculado comparable al de la sierra de Macón.

Turner (1961) define tres formaciones en la cuenca terciaria de Pastos Grandes, las que enunciadas desde la basal a la superior son: Geste (1.500 m) de conglomerados y areniscas; Pozuelos (800 m) con conglomerados y areniscas finas y muy finas, calizas, diatomitas, lutitas y limolitas, y Sijes (2.000 m) de arcillitas y tobas de diferentes colores, boratos, calizas, tierras de diatomeas, con una importante intercalación conglomerádica (300 m) en el tramo superior.

Los trabajos publicados por Alonso et al. (1984, a y b) señalan la presencia de intercalaciones conglomerádicas cercanas a la base de la Formación Pozuelos, y por encima de ellos un importante cuerpo de sal. Por debajo de tales conglomerados han hallado fósiles (marsupiales y notoungulados) que permiten atribuir a dichas capas una edad eocena s.l.. También mencionan la presencia de niveles equivalentes a las formaciones Geste y base de Pozuelos sobre la dorsal de Calalaste-Pocitos, lo que (en correspondencia con los conglomerados) les permite datar la elevación de dicho bloque meridiano entre el Eoceno y el Oligoceno. Citan además la comunicación de la datación de una toba que se localizaría en la base de Sijes unos 200 m por encima de la sal, en 6.81 ± 0.4 Ma es decir, con edad mínima Mioceno Superior. Finalmente otro dato que estos autores aportan es la correlación con niveles de la Formación Pozuelos de los sedimentos pelítico-yesosos ubicados más al norte, donde se aloja el intrusivo de Punta del Viento, el cual pertenece a un conjunto de cuerpos subvolcánicos, uno de los cuales fue datado por Schwab y Lippold (1974) en 11.8 ± 0.4 Ma (Huayra Huasi).

Si se admite una correspondencia entre la evolución que denotan las unidades litológicas terciarias de la zona en estudio con las de Pastos Grandes-Pocitos, basada en su proximidad geográfica y la continuidad de parte de sus afloramientos, pueden considerarse aproximadamente simultáneos los grandes cuerpos salinos que serían comparables a los grandes salares actuales. Entonces pueden establecerse las siguientes correlaciones:

El Miembro Conglomerados Guanaquero equivale a la Formación Geste.

Los miembros Areniscas y tobas Guanaquero y Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero equivalen a la Formación Pozuelos.

Los miembros Areniscas calcáreas Vega Macón y Areniscas conglomerádicas Vega Macón equivalen a la Formación Sijes.

Según los datos de Alonso et al. (op. cit.) la Formación Pozuelos abarcaría desde el Eoceno correspondiente a sus niveles fosilíferos, y sería más antigua que los intrusivos en ella de 11.8 Ma (base del Mioceno Superior) datados por Schwab y Lippold. Queda entonces el intervalo entre la orogenia Incaica generadora de la cuenca (Eoceno Medio) y el Eoceno s. l. para la Formación Geste, o sea el Eoceno Medio a Superior. La Formación Sijes habría comenzado a depositarse durante el Mioceno Superior ya que en

su base existiría una toba datada en 6.8 Ma.

Con los paralelismos que habíamos establecido podemos adjudicar entonces una edad Eoceno Medio a Superior para el miembro Conglomerados Guanaquero y Eoceno Superior-Oligoceno, quizás hasta Mioceno Inferior para los miembros Areniscas y tobas Guanaquero y Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero. A los miembros Areniscas calcáreas Vega Macón y Areniscas conglomerádicas Vega Macón les podría corresponder entonces una edad Mioceno Inferior a Medio (ya que, como veremos más adelante, la correlación de la unidad suprayacente Formación Batin con elementos datados isotópicamente al oeste del salar de Cauchari nos establece un techo en la edad mínima de 9.5 ± 0.3 Ma.

Con respecto a las unidades litológicas descritas por Schwab (1973) en la zona ubicada inmediatamente al norte de la aquí cartografiada, la Formación Log Log, sintetizada como más de 1.800 m de estratos rojos con yeso se corresponde con los tres miembros inferiores de la Formación Fabián (Conglomerados Guanaquero, Areniscas y tobas Guanaquero y Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero), en tanto que la Formación Trinchera, con 1.200 m de sedimentos clásticos y calcáreos con intercalaciones piroclásticas cuya datación radimétrica en la zona del cerro Trinchera fue de 10.8 ± 0.4 Ma (Schwab y Lippold, 1974) podría equivaler cronológicamente a los miembros Areniscas calcáreas Vega Macón (cuyo nivel lapillítico podría asociarse a alguna de sus ignimbritas) y Areniscas conglomerádicas Vega Macón.

MIOCENO SUPERIOR: FORMACIÓN BATIN

Bajo la denominación de Formación Batin se reúne en este trabajo a un conjunto de sedimentitas continentales integrado principalmente por conglomerados y areniscas yesosas poco consolidadas de coloraciones grisáceas, en partes muy afectadas por tectonismo, que yacen en discordancia erosiva sobre diferentes miembros de la Formación Fabián, y están cubiertas por los representantes del vulcanismo cenozoico o de los actuales niveles de bajada. Definida de este modo, la Formación Batin representa el episodio de sedimentación acontecido entre dos fases tectónicas registradas en este sector de la cuenca terciaria.

Como conglomerados polimícticos y areniscas conglomerádicas grises o levemente rosadas con intercalaciones de lentes de areniscas eólicas y más de 600 m de espesor aflora fuertemente inclinada hacia el oeste en el borde occidental de la sierra de Macón; y subhorizontal con 50 m de espesor, se extiende al norte de la mencionada sierra por las localidades de Batin y Chacha hasta las nacientes de la quebrada del Oscuro; hacia el oeste ha sido reconocida en Vega Portomán y en el borde NE del salar de Taca Taca. En facies de areniscas yesosas escasamente conglomerádicas de coloración gris clara, aflora cubierta por las coladas basálticas inferiores de los cerros Aracar y Guanaquero en los bordes N y NE del salar de Arizaro.

La facies conglomerádica fue inicialmente descrita como Formación Macón con localidad tipo en el borde este de la sierra homónima en el informe inédito que acompañó el mapa preliminar de esta zona (Koukharsky, 1969). La misma unidad fue denominada Formación Batin por Donato y Vergani (1985), quienes la asociaron a la elevación de las cumbres de Macón durante la fase tectónica Quechua Principal. En el presente trabajo se mantiene la denominación ya publicada pero se redefine la Formación cuya edad estaría comprendida entre las fases Quechua Inicial y Quechua Principal, para abarcar a todos los afloramientos epiclásticos estratigráficamente equivalentes.

La localidad tipo para la Formación Batin en facies conglomerádica se encuentra en el faldeo occidental del cerro Macón, donde está compuesta por bancos de conglomerados de alrededor de 1 m de espesor y colores grises, con una potente intercalación en la parte media de areniscas grises conglomerádicas en la que son frecuentes las lentes

de areniscas eólicas (dunas) de coloraciones rojizas con laminación diagonal, de hasta 2.5 m de altura. Al sur del área cubierta por el mapa el espesor totaliza unos 2.700 m, en donde alcanza su ancho máximo la escama tectónica volcada al oeste que contiene esta Formación.

Las facies areniscosas de la Formación Batin que se encuentran en el norte del salar de Arizaro consisten en bancos arenoso-conglomerádicos, arenoso-arcillosos y arenoso-yesosos de colores grises claros y blanquecinos escasamente consolidados y dislocados. La estratificación que puede observarse es en bancos de 1 a 10 cm, pero la naturaleza del material, generalmente desagregado, hace que constituyan lomadas abovedadas carentes de cortes que permitan observarlas en detalle.

Para ilustrar la litología y su relación con unidades suprayacentes se han seleccionado los perfiles litológicos que se exponen a continuación y que están representados en la figura 3.

PERFIL VI: Ladera occidental del cerro Macón.

Techo: Niveles de bajada actuales del cerro Macón.

----- discordancia angular -----

Formación Batin:

Conglomerados de color gris pardusco claro, en bancos de alrededor de 1 m de espesor. Los clastos, redondeados y subredondeados alcanzan 1 m de diámetro, siendo los más comunes de 0.10 m en los niveles inferiores y 0.20 a 0.30 m en el techo. Son de granitos biotíticos grises, pórfiros cuarcíferos rojizos, pizarras y limolitas negras y gris oscuras, filitas biotíticas-muscovíticas y pórfiros andesíticos de pasta oscura. La matriz es una arenisca gruesa con granos feldespáticos rosados y blancos, cuarzo, biotita y litoclastos gris oscuros. El cemento es calcáreo. Se intercalan algunos bancos de areniscas conglomerádicas de color gris rosado, los que son más frecuentes en la base..... 270 m

Bancos de areniscas gruesas conglomerádicas gris rosadas, entre los que se intercalan lentes de areniscas eólicas rosadas con estratificación gradada diagonal en capas de 1 cm. Estas lentes (dunas) tienen 5 a 10 m de longitud y hasta 2.5 m de altura. En la base de algunas de ellas aparecen clastos aislados de hasta 8 cm de diámetro. En la parte inferior predominan bancos de conglomerados que alternan con lentes de areniscas eólicas de no más de 0.5 m de espesor..... 50 m

Conglomerados y areniscas conglomerádicas comparables a los del nivel superior, de colores gris pardusco claro, gris amarillento y gris rosado. Hacia la base predominan netamente los conglomerados 280 m

----- discordancia erosiva -----

Base: Formación Fabián. Conglomerados rojos del Perfil I.

Espesor de la Formación Batin en el perfil: 600 m.

PERFIL VII: Desembocadura de la 1° quebrada inmediatamente al sur de la quebrada de Batin.

Techo: Actual nivel de erosión.

Formación Batin:

Tobas dacíticas biotíticas-hornblendíferas de color blanco-grisáceo con estratificación paralela en bancos desiguales de 1 a 10 cm (Al

microscopio son vitrocrystalinas con 85% de trizas y fragmentos pumíceos frescos, biotita pardo oscura y pardo rojiza, hornblenda verde, andesina con leve zonalidad gradual y muy escaso cuarzo). Entre ellas se intercala un banco de travertino gris claro de 0.20 m y otro de areniscas gruesas claras de 0.30 m

2 m

Bancos de conglomerados de alrededor de .1 m de espesor que alternan con areniscas medianas y gruesas de 0.5 a 2 m. El color de los conglomerados es gris y gris amarillento. Los clastos alcanzan entre 0.10 y 0.30 m de diámetro en los diferentes bancos, siendo de alrededor de 3 cm los más comunes. Son de rocas graníticas, limolitas y pizarras negras, lutitas gris verdosas, pórfiros cuarcíferos rojizos y calizas finas rosado-violáceas. La matriz es una arenisca mediana a gruesa. Las areniscas son líticas (probablemente volcánicas) de colores grises azulados y violáceos, con delgadas intercalaciones rojizas. Las areniscas gris azuladas presentan laminación en capas de 1 mm a 5 cm de espesor. Las más gruesas se tornan conglomerádicas finas.....

50 m

Base: No aflora.

Espesor total aflorante de la Formación Batín en el perfil: 52 m.

PERFIL VIII: Camino a Laguna Gechel (o Laguna Santa María), 1.5 km al norte de Chachá.

Techo: Actual nivel de erosión.

Formación El León:

Banco masivo de aglomerados andesíticos con matriz tobácea de color gris azulado, con bloques de hasta 0.50 m de diámetro, de andesitas con diferentes proporciones de fenocristales de plagioclasa. La mayor parte corresponde a andesitas hornblendíferas de pasta afanítica negra o gris, existiendo otros andesíticos (o dacíticos) biotíticos con pasta microgranosa gris rosada.

15 m

Banco masivo de toba fina vítrea blanco-rosada, con abundante cemento calcáreo y concreciones redondeadas de alrededor de 1/2 cm. Contiene pequeños litoclastos de vulcanitas microgranosas gris blanquecinas.....

4 m

Banco masivo de arenisca volcánica gruesa de color gris violáceo o morado, que contiene abundantes fragmentos de pumicita blancos de hasta 3 mm y pequeños litoclastos oscuros

3 m

Banco masivo de arenisca volcánica gruesa de color gris claro, que contiene numerosos fragmentos de pumicita blanca con aspecto "fibroso" (vesículas tubulares) de hasta 0.5 cm de diámetro y cemento calcáreo (que al microscopio presenta clastos angulosos hasta redondeados de pumicita inalterada y de vulcanitas con texturas que varían entre víteras macizas amarillo-parduscas hasta porfíricas con fenocristales de plagioclasa y lamprobolita con bordes opacos en pastas hialopiliticas. Los cristaloclastos, escasos, son de plagioclasa, lamprobolita y cuarzo anhedral. El cemento es un fino mosaico de calcita oscurecida por pequeñas impurezas)....

1 m

-----discordancia erosiva -----

Formación Batín:

Conglomerados de color gris claro estratificados en lentes de 0.30 m de espesor. Los clastos son angulosos y su tamaño dominante es 1 cm. Pertenecen a metalimolitas y lutitas gris oscuras y a rocas graníticas. La matriz es una arenisca de granulometría variada (fina a gruesa) de color gris pardusco

3 m

Base: No aflora.

PERFIL IX: Este de vega Portomán.

Ignimbrita Gechel: Toba fina soldada, maciza, de color rosado	10 m
Basalto del oeste de laguna Gechel: Roca negra, finamente vesiculada con fenocristales de augita negro-verdosa de hasta 3 mm y de plagioclasa de hasta 4 mm.....	20 m
Ignimbrita Portomán: Tobas finas soldadas de color blanco con partición en lajas de 1 a 2 cm de espesor.....	15 m
Toba blanca masiva, porosa, con pequeños cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo.....	8 m
Formación Batin: Areniscas líticas medianas y gruesas de color gris claro, con clastos esféricos que revelan transporte eólico. Hacia el techo predominan los fragmentos líticos afaníticos volcánicos negros, que llegan a formar un banco oscuro, irregular, de unos 0.50 m.....	3 m
Conglomerados finos y gruesos de color gris pardusco claro, estratificados en bancos de 0.5 a 3 m de espesor, algunos con estratificación diagonal en paquetes de 1.5 m. Los clastos son angulosos y subangulosos, y su tamaño más común varía para los diferentes bancos desde pocos cm hasta 0.30 m. Predominan los de andésitas macizas de pasta afanítica gris con fenocristales de plagioclasa y de anfíbol no mayores que 3 mm; fenobasaltos vesiculados negros con tablillas de plagioclasa de hasta 3 mm; fenobasaltos porosos alterados de colores pardo rojizos; lutitas o esquistos con bajo grado de metamorfismo grises verdosos y areniscas pardo grisáceas. La matriz es una arenisca fina, arcillosa en algunos bancos. El cemento, escaso, es calcáreo. El pasaje a las areniscas eólicas del techo es gradual....	50 m
----- discordancia erosiva -----	
Formación Fabián. Areniscas yesosas finas de color morado. Espesor de la Formación Batin en el perfil: 53 m	

PERFIL X: Borde NE del salar de Taca Taca.

Techo: Coladas fenobasálticas basales del cerro Aracar.

Formación Batin: Conglomerados finos con abundante matriz arcósica escasamente consolidada, estratificados en lentes de alrededor de 0.20 m de espesor. Los clastos son subangulosos y alcanzan 2 cm de diámetro. Pertenecen a las rocas graníticas de la zona. Hacia la parte superior se intercalan delgados bancos de travertinos blanco parduscos y de onix blanco-verdosos.....	20 m
Base no aflora.	

Consideraciones acerca de la Formación Batin;

En todos los casos en que fue posible observar la base de la Formación Batin, ésta era una superficie labrada sobre los miembros de la Formación Fabián existiendo entre ambas unidades, en la mayoría de los casos, una muy leve discordancia angular. Cuando la discordancia angular era más notable, podía adjudicarse al desigual comportamiento ante la deformación de conjuntos litológicos diferentes. Es decir que casi no

existe discordancia angular cuando se superponen niveles de conglomerados como ocurre en cerro Macón, en cambio sí la hay más al norte, donde las capas psamíticas y pelíticas con yeso y sal de roca de la Formación Fabián presentan un plegamiento más acentuado por debajo de los niveles conglomerádicos suavemente plegados de la Formación Batin a lo largo de la quebrada de Batin.

Estas observaciones nos permiten inferir que la cuenca de depositación de los sedimentos grises de la Formación Batin fue casi la misma cuenca de los sedimentos rojos de la Formación Fabián, en la cual un episodio tectónico generó por lo menos un relieve positivo importante, tal vez en el borde NE del salar de Arizaro. Ese primer episodio tectónico posterior a la fase Incaica (ya que ésta habría generado la primitiva cuenca de sedimentos rojos terciarios), consistió en movimientos verticales de ascenso y descenso relativos de bloques, manteniéndose de ese modo prácticamente paralelas las superficies de estratificación. La fase tectónica posterior, que afectó a ambas formaciones tuvo un estilo estructural diferente, causando el plegamiento de los estratos, generando bloques basculados hacia el oeste y quizás un incipiente apilamiento de escamas tectónicas en el borde nordeste del salar de Arizaro. Es decir, tuvo un carácter compresivo más acentuado.

Entre los sedimentos de la Formación Batin en la zona estudiada no se detectaron facies pelíticas o evaporíticas (en sus areniscas yesosas el yeso es clástico, seguramente derivado de la erosión de parte de la Formación Fabián expuesta en las áreas positivas). Aparentemente la Formación Batin representa la acumulación relativamente rápida de sedimentos en un ambiente árido, en donde la actividad eólica tenía importancia en el transporte y la depositación de los niveles psamíticos.

En los niveles más altos existen algunas intercalaciones de travertinos y tobas, estas últimas petrográficamente correlacionables con los aglomerados andesíticos y tobas dacíticas de la Formación El León (de las pocas unidades que presentan hornblenda verde como mafito) cuyas características se exponen más adelante y se sintetizan en la figura 3. Esta relación estratigráfica de la Formación El León con los niveles más altos de la Formación Batin, lleva a incluir en esta última a los conglomerados grises que aparecen como un antiguo nivel de bajada afectado por fracturas, depositado casi concordantemente sobre las areniscas conglomerádicas rojizas del miembro más alto de la Formación Fabián, al este de la sierra de Macón.

Edad y correlaciones:

Como ya fue expresado, en los niveles más altos de la Formación Batin se identificaron tobas y areniscas volcánicas que permiten su correlación con los aglomerados y tobas de la Formación El León. Esta correlación deja poco lugar a dudas, ya que los extensos afloramientos de la Formación El León se presentan también plegados con rumbo meridiano. Ambas formaciones pueden ser correlacionadas con la Formación Pastos Chicos (Schwab, 1971) aflorante poco al norte, en el este de la depresión del salar del Rincón, interpretada como una secuencia mixta, predominantemente epiclástica con intercalaciones piroclásticas (Schwab y Lippold, 1974, figura 2). La edad de estas formaciones sería Mioceno Superior, aproximadamente comprendida entre los 10 Ma (para incluir una toba datada en 9.9 ± 0.3 Ma) y los 7.2 ± 0.4 Ma (edad mínima para la colada que la cubre en el cerro Bayo), según las dataciones isotópicas que presentan los mencionados autores. De este modo la Formación Batin sería Miocena Superior y estaría acotada entre los dos episodios tectónicos reconocidos en otros sectores de la Puna como ocurridos respectivamente en el Mioceno Medio y a fines del Mioceno Superior (Lahsen, 1982).

Una unidad litológicamente comparable a la Formación Batin fue descrita con el nombre de Formación Singuel por Alonso et al. (1984 b) y Alonso y Gutiérrez (1986)

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Esquema

Alto: 37

Ancho: 65

Descripción: Perfiles litológicos de las unidades epiclásticas y piroclásticas del terciario superior

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

en la serranía de Pucará, al este del salar del Pastos Grandes. Ella también alcanza un espesor de 2.700 m y tiene similar posición estratigráfica, ya que se dispone concordantemente sobre la Formación Sijes y está cubierta en discordancia angular por niveles lávicos del Complejo Volcánico Quevar. Sin embargo las correlaciones efectuadas por los mencionados autores los llevan a asignar a la Formación Singuel una edad Pliocena Superior, en tanto que las adoptadas en el presente trabajo para la Formación Batin le atribuyen una edad algo mayor: Mioceno Superior. Por tratarse de diferentes cordones serranos existiría la posibilidad de que sus edades no fueran idénticas. De todos modos, como ambas formaciones están íntimamente relacionadas con importantes episodios tectónicos de la Puna, algunas determinaciones radiométricas permitirían acotar en forma más precisa sus edades. En el caso de nuestras formaciones Fabián y Batin, las dataciones isotópicas en sus niveles tobáceos podrían aportar interesantes datos para certificar las edades de dos eventos tectónicos importantes.

VULCANISMO CENOZOICO

MIOCENO SUPERIOR: FORMACION EL LEON.

Se propone el nombre de Formación El León para una unidad caracterizada por la alternancia de niveles de aglomerados andesíticos cuya matriz es tobácea de colores grises, con niveles de tobas dacíticas blancas, y menor proporción de conglomerados y areniscas volcánicas conglomerádicas andesíticas de colores grises y morados, que afloran al oeste y sur del cerro Rincón, como una faja NO-SE de unos 18 km de ancho que se extiende hasta el borde NO del salar de Pocitos.

Los aglomerados componen bancos de 1 a 40 m de espesor en algunos casos masivos y en otros con grosera estratificación planar o lentiforme, con bloques angulosos o subangulosos de hasta 1.5 m y, más comúnmente hasta 0.20 ó 0.50 m, cuyos diámetros en algunos casos aumentan y en otros disminuyen de tamaño promedio hacia el techo, de andesitas macizas con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y/o biotita en pasta gris oscura. La matriz suele ser una toba vitrocrystalina fina o gruesa de color gris azulado claro. La abundancia en ella de clastos pumicíticos confiere a algunos niveles una composición química global dacítica.

Las tobas dacíticas blancas son vitrocrystalinas, en algunos casos débilmente aglutinadas y contienen biotita como mafito principal en sus niveles más altos y hornblenda en los inferiores. Se intercalan entre los aglomerados como bancos de espesores muy variados, comprendidos entre 0.5 m y 25 m, en algunas oportunidades precedidos por niveles finamente laminados. Suelen incluir fragmentos de pumicitas de hasta 10 cm y pequeños clastos accesorios y accidentales oscuros. Es común una tinción superficial de tonalidades rojizas.

Una intercalación de tobas y brechas pumicíticas blancas compuesta por la superposición de 5 niveles que totalizan 27 m de espesor, por debajo de la Formación Batin (en la que participan clastos andesíticos) en Olajaca, y cubierta por los aglomerados andesíticos de la Formación El León más al este, tiene importante distribución areal y fue discriminada en el mapa por su predominio de material pumíceo e incluida provisoriamente en la base de la Formación El León, sin descartar la posibilidad de su vinculación con el Complejo Portomán aflorante más al oeste.

La Formación El León cubre en discordancia erosiva a las sedimentitas rojas de la Formación Fabián o en discordancia erosiva aparente a los conglomerados grises de la Formación Batin (perfiles VIII, XI y XII y figura 3). Sus niveles se encuentran suavemente plegados y muy cubiertos por detritos. Los espesores medidos alcanzan 112 m en sección completa en el SO del cerro Rincón (perfil XI) y 150 m, sin aflorar la ba-

se en el oeste del cerro Tul Tul.

La razón del nombre formacional propuesto es la existencia de buenos afloramientos expuestos inmediatamente al este de las canteras de ónix El León. Anteriormente, en el informe preliminar inédito confeccionado al regresar de la primera campaña a la zona, se había denominado Formación Olajaca a los niveles tobáceos blancos de la zona de Olajaca, y Formación Socompa a los aglomerados andesíticos (Koukharsky, 1969). La alternancia común de niveles de una y otra composición en los perfiles, y la imposibilidad por el momento de identificar en cada caso de cuáles niveles se trata, obligan a dejar de lado las anteriores denominaciones y crear esta nueva unidad litológica.

A continuación se transcriben dos perfiles litológicos característicos de esta Formación, los cuales están ilustrados, esbozándose posibles correlaciones en la figura 3.

PERFIL XI: Borde SE de la laguna Gechel (faldeo SO del cerro Rincón).

Techo: Niveles lávicos del cerro Rincón. Se identifican 2 coladas andesíticas de 10 m de espesor.

Formación El León:

Nivel pumicítico blanco. En la parte inferior predominan los clastos accesorios andesíticos grises y accidentales de pórfiros cuarcíferos rojizos. Hacia la parte superior se tornan dominantes los fragmentos de pumicita blanca, los que participan con exclusividad en el tramo superior. El tamaño máximo de los fragmentos de los diferentes tipos es 10 cm 20 m

Aglomerado volcánico masivo con gran densidad de clastos exclusivamente andesíticos. Son andesitas macizas aparentemente hornblendíferas y la matriz es tobácea gris azulada clara. El tamaño de los bloques aumenta hasta 1 m hacia la parte superior. Los últimos metros consisten en bancos conglomerádicos y arenoso-conglomerádicos 40 m

Conglomerado con clastos de andesitas macizas porfíricas y vítreas de variadas texturas en matriz tufítica. El tamaño más común de los clastos mayores es 3 cm alcanzando algunos los 10 cm. La base es una arenisca volcánica que gradualmente pasa al conglomerado 1 m

Toba dacítica blanca masiva, porosa, con pequeños fragmentos pumicíticos dispersos y escasos clastos accidentales oscuros y rojizos de alrededor de 1 cm de diámetro, llegando algunos a 10 cm. 8 m

Conglomerados con clastos subangulosos a subredondeados de andesitas macizas con variadas texturas cuyo tamaño más frecuente es 2 cm, alcanzando 10 cm los mayores. La matriz es una arenisca volcánica de color gris y levemente rojizo en el 1/2 metro superior..... 1.5 m

Toba lapillítica blanca con fragmentos de pumicita de hasta 5 cm. Los clastos accesorios son muy abundantes y consisten en andesitas macizas grises y rojizas. Comunes son los clastos accidentales de pórfiros cuarcíferos rojizos. Los 1.5 m inferiores consisten en niveles freato-magmáticos blanco-grisáceos en capas de 10 cm con finas laminaciones paralelas y oblicuas 22 m

Bancos de alrededor de 3 m de aglomerados andesíticos con matriz

tobácea de color gris azulado. Los bloques andesíticos son macizos, de texturas variadas y alcanzan 40 cm de diámetro. En la parte inferior se intercala una lente de 0.5 m de tobas con marcada laminación paralela y color gris claro. A los 10 m desde la base pasan gradualmente a formar areniscas conglomerádicas y tobas finamente laminadas de colores celeste grisáceo conformando una intercalación de 2 m de espesor. En la parte superior de estos niveles aparecen numerosos clastos de pumicita blanca.....

20 m

----- discordancia erosiva -----
Base: Formación Fabián. Areniscas yesosas rojo-moradas.

Espesor de la Formación El León en el perfil: 112.5 m.

PERFIL XII: Borde norte de la quebrada profunda OSO-ENE que limita por el norte el sinclinal de sedimentitas paleozoicas al sur del cerro Rincón.

Techo: Coladas andesíticas del cerro Rincón.

Formación El León:

Aglomerados andesíticos con matriz tobácea de color gris, en partes rosado. Los bloques y clastos mayores constituyen el 50 a 60% del volumen, con tamaños más comunes entre 5 y 20 cm, alcanzando 1.5 m los mayores. Su disposición insinúa una grosera estratificación planar en la parte inferior que hacia el techo se torna lentiforme. En la base son frecuentes los fragmentos de pumicita blancos, pero los característicos son de andesitas macizas con pequeños fenocristales de plagioclasa y hornblenda y/o biotita, en pasta microgranosa pardo-rojiza o afanítica gris o negra. De este nivel proviene la muestra geoquímica N°19 (cuadro II). En el techo se pasa a un nivel conglomerádico con clastos andesíticos redondeados, estratificados como lentes de 1.5 m de espesor.

25 m

Aglomerados andesíticos con matriz tobácea y color gris claro, con cemento calcáreo y tinción limonítica superficial. Los bloques y clastos mayores componen aproximadamente un 50% del volumen y su tamaño máximo varía desde 1.5 m en la base hasta 2 cm en los niveles más altos. La estratificación es en lentes que se tornan más definidas en la parte superior. Los clastos mayores y más abundantes son de andesitas macizas con anfíbol y biotita de pasta gris azulada clara, y en algunos casos con aspecto vítreo y color negro. La matriz es una toba gris clara muy friable. De este nivel es la muestra geoquímica N°18 (ver cuadro II).

En la parte media hay una intercalación discontinua de toba blanca de 0.5 m.

En los 0.5 m basales son muy comunes los fragmentos de pumicita blanca de hasta 2 cm

7 m

Banco cuyo techo curvo denota forma lenticular, de toba lapilítica dacítica blanca levemente rosada, con clastos de hasta 1 cm de pumicita biotítica y abundantes cristaloclastos de biotita con diferentes grados de alteración denotados por los colores negro, pardo amarillento traslúcido, rojizo y amarillo claro. Los clastos accesorios, poco frecuentes en las porciones media y superior pertenecen a andesitas hornblendíferas cuyos tamaños están comprendidos entre 1.5 y 10 cm. En la base son más abundantes y alcanzan 25 cm. Su disposición insinúa una grosera estratificación. En la base aflorante se destaca una estructura tipo duna, con capas oblicuas de 2 a 10 cm levemente más anchas en la base y fuertemente inclinadas, casi verticales, de probable origen eólico. Muy escasos son los litoclas-

tos accidentales de sedimentitas rojas.

De este nivel se extrajo la muestra para análisis geoquímico
Nº 17.....

5 m

Base: No aflora.

Espesor aflorante de la Formación El León en el perfil: 37 m.

Características petrográficas de la Formación El León:

En su aspecto mesoscópico las andesitas de los fragmentos mayores son porfíricas y vitrofíricas, con un 5 a 20% de fenocristales, predominando en algunos casos los de anfíbol y/o biotita de alrededor de 1 mm de largo y en otros los de plagioclasa blanco-traslúcidos cuyos tamaños, seriados, pueden alcanzar los 6 mm en su mayor dimensión. La pasta suele ser negra en las vítreas con abundantes pequeños mafitos dispersos, o gris oscuro o claro en las microgranosas, y en algunos casos rojiza.

Como clastos accesorios suelen encontrarse pumicitas dacíticas blancas concentradas en la base o en el techo de los niveles. Algunos fragmentos andesíticos que presentan coloraciones verdosas son probables clastos accidentales provenientes de las vulcanitas ordovícicas. Ellos son muy escasos, lo mismo que los de las restantes formaciones infrayacentes.

La matriz es siempre una toba vitrocrystalina de colores grises, muy claros cuando participan pumicitas dacíticas. Por lo común está escasamente consolidada, pero en las proximidades de algunas fracturas se encuentra cementada por calcita.

Al microscopio, en las muestras de bloques andesíticos la plagioclasa es andesina (An₄₀ a An₃₈), fresca, en cristales completos o formando algunos cumulos pequeños en los que a veces se asocia biotita. Suele presentar zonalidad múltiple poco contrastante y en ocasiones alguna delgada zona cribada interpuesta. El mafito más común es hornblenda castaña bordeada por material opaco, a la que puede acompañar biotita castaña oscura, a veces incluida en la anterior.

La pasta comúnmente es felsítica, resultando imposible identificar sus componentes. Como accesorios aparecen cristales opacos y apatita.

Como matriz de estos aglomerados se identifican tobas litocrystalinas en las más oscuras y vitrocrystalinas en las claras. En las primeras participan como dominantes litoclastos de texturas variadas, siendo los más comunes los de andesitas de pastas pilotáxicas en bases microgranosas muy finas hasta felsíticas, con fenocristales de plagioclasa, anfíboles, cristales opacos y en algunos casos biotita. Hay también andesitas vitrofíricas con plagioclasa, hornblenda verde y cristales opacos en vidrios macizos o pumicíticos. Menos frecuentes son los vidrios pardo amarillentos con tenues desvitrificaciones esferulíticas.

En las tobas vitrocrystalinas más claras, con abundancia de trizas y fragmentos pumicíticos, las plagioclasas suelen presentar una zonalidad múltiple más marcada.

En todos los casos se identificaron cristaloclastos de andesinas con zonalidad múltiple, reconociéndose a veces una tendencia a directa e interposición de delgadas zonas cálcicas; hornblenda verde; lamprobolita; hornblenda parda (con fenómenos de resorción total o parcial) y biotita pardo rojiza. Accesorios escasos son apatita, cristales opacos y circón.

La hornblenda verde aparenta ser algo más abundante en los niveles más bajos de esta Formación.

Las tobas, en partes lapillíticas, dacíticas blancas, aparecen como rocas coherentes en los niveles más altos, y algo más friables en los inferiores de la Formación El León. En ellas se identifican, además de los fragmentos pumicíticos, cristaloclastos dispersos, de hasta 1 mm, de plagioclasa translúcida, cuarzo y biotitas.

Al microscopio predominan las trizas de vidrio incoloro, habiéndose medido en un caso un índice de refracción de 1.505. Algunos niveles presentan un débil a moderado grado de aglutinación y una incipiente desvitrificación axiolítica.

Los cristaloclastos llegan a componer el 40% de las secciones delgadas estudiadas y son de plagioclasa (habiéndose determinado en un caso An₃₂) con zonalidad múltiple a veces predominantemente inversa, hornblenda castaña (ausente en algunos niveles), cuarzo (en fragmentos con contornos que revelan formas de origen volcánico) y biotita castaña oscura. Comunes son los fragmentos de pumicita, que en los niveles inferiores contiene hornblenda castaña como fenocristales. Minerales accesorios son apatita, cristales opacos y circón.

En algunos niveles de la parte superior la biotita es el mineral fémico exclusivo.

En los bancos de tobas y brechas pumicíticas blancas de Olajaca se observaron fragmentos pumíceos de hasta 0.50 m de diámetro que contienen fenocristales de hasta 1 mm de hornblenda y plagioclasa. La matriz es friable en algunos niveles y en otros más coherente, en partes cementados por carbonato de calcio. Como fragmentos accesorios participan andesitas porfíricas macizas con pastas microgranosas muy finas de colores grises.

Al microscopio un fragmento de pumicita contiene fenocristales de oligoclasa cálcica (An₂₇) con zonalidad múltiple predominantemente inversa; hornblenda castaña y biotita castaña oscura, y como accesorios circón, apatita y pequeños cristales opacos, en vidrio intensamente vesiculado.

La matriz tobácea blanca es vitrocrystalina con abundantes trizas, fragmentos pumíceos y cristaloclastos, y escasos vitroclastos de andesitas pilotácicas con fenocristales de lamprobolita.

Los cristaloclastos son de andesina sódica (An₃₂); hornblenda castaña; hornblenda verde y lamprobolita (la última en algunos casos con notable zonalidad hacia los bordes). En algunos fragmentos pumíceos se observaron asociaciones de lamprobolita y de hornblenda castaña, con clinopiroxeno y cristales opacos.

En la margen oeste de la desembocadura de la quebrada de la Petaquilla, en la base de tobas pumicíticas blancas, se intercalan varios niveles de travertinos. Son bancos calcáreos porosos teñidos por óxidos de hierro de colores amarillentos y rojizos, que en algunos puntos alcanzan 30 m de espesor, y más comúnmente 3 ó 4 metros. Las tobas, con fragmentos de pumicita de hasta 2 cm están cementadas por calcita y al microscopio contienen, además del material vítreo (incoloreo y pardo oscuro), cristaloclastos de andesina (An₃₈), biotita castaña oscura y litoclastos andesíticos de pasta pilotácica con fenocristales de plagioclasa y de hornblenda castaña, que en algunos casos envuelven nódulos de clinopiroxeno. Esta última asociación característica lleva a correlacionarlas con los afloramientos de Olajaca antes descritos e incluir a los niveles travertínicos entre las rocas de la Formación El León.

Los análisis químicos se presentan en el cuadro II. Las muestras 16, 18 y 19 pertenecen a aglomerados con matriz tobácea gris. Entre ellas son químicamente andesitas las muestras 16 y 19, y la 18, cuya matriz era gris clara por participar también material pumíceo, resultó dacítica. La muestra 17 corresponde a un nivel de toba pumicítica blanca y es dacítica.

Las características petroquímicas son consideradas con detalle en el capítulo VII, pero para caracterizar a la Formación El León puede decirse que conjuntamente con las Andesitas del Cerro Rincón forman parte de una serie cuyo contenido de K₂O la ubica en el límite entre las calcoalcalinas y las de alto contenido en potasio (ver gráfico figura 6)

Edad y correlaciones:

Se considera que la despositación de la Formación El León fue simultánea con los niveles más altos de la Formación Batin. Entre las evidencias que llevan a tal suposición pueden citarse su similar posición estratigráfica y el hecho de encontrarse ambas suavemente plegadas con rumbos semejantes. En la desembocadura de la segunda

quebrada al sur del Batin, y asociado a travertinos, se destaca un banco tuffítico de color gris ceniza de 2 m de espesor, intercalado entre los conglomerados plegados de la Formación Batin. El estudio al microscopio lo revela formado por abundantes trizas y fragmentos pumíceos frescos, con un 15% de cristaloclastos de: andesina (An₃₉) con leve zonalidad gradual hacia los bordes, biotita castaño oscura, hornblenda verde y cuarzo de evidente origen volcánico. Estos componentes permiten vincularla con los niveles más bajos de la Formación El León. La presencia de clastos de andesitas cenozoicas en los conglomerados de la Formación Batin de las zonas de Olajaca y del este de vega Portomán (perfil IX) podrían indicar interdigitaciones con los niveles más bajos de los aglomerados de la Formación El León. Pero en la zona de Chacha (perfil VIII) los conglomerados de la primera están cubiertos por afloramientos de aglomerados alternantes con tobas blancas, típicos de la segunda.

De manera que por las razones expuestas y las consideraciones y correlaciones acerca de la Formación Batin, la Formación El León tendría una edad correspondiente al Mioceno Superior.

Consideraciones acerca de la Formación El León:

Los aglomerados andesíticos y dacíticos con sus bloques angulosos de rocas macizas, masivos o groseramente estratificados en bancos o en lentes, alternando en ocasiones con conglomerados de similar composición, se suponen originados en avalanchas y flujos cuyo agente de transporte fue un lodo de ceniza volcánica, consolidado posteriormente como la matriz tobácea. La mayor proporción de agua en dicho lodo habría dado lugar a estructuras comparables a las de depósitos fluviales. Es decir, se trata de lahares.

Algunos niveles de tobas dacíticas blancas presentan características que permiten suponerlos originados a partir de flujos piroclásticos. Del modelo presentado por Sheridan (1979) para la sucesión de elementos texturales en las unidades de flujo piroclásticos de facies proximales, se pueden identificar ya sea el predominio de fragmentos líticos en la parte inferior de los bancos y la concentración de pumicitas en el techo, o bien las laminaciones características de depósitos freato-magmáticos en la base. También se ha reconocido un débil a moderado grado de aglutinación en los cortes petrográficos. En un caso las laminaciones tipo duna, por su alto grado de inclinación, fueron consideradas de origen eólico (base del perfil XII).

La casi regular alternancia de las tobas de flujos de cenizas y lahares, llevan a considerar probable una asociación entre los procesos que originaron ambos tipos litológicos. En tal caso los aglomerados podrían ser el resultado de avalanchas y flujos de detritos volcánicos que habrían precedido a las erupciones de los flujos piroclásticos, perteneciendo entonces ambos al mismo foco eruptivo cuya ubicación, relativamente cercana podría corresponder al actual emplazamiento del cerro Rincón. Las afinidades químicas y mineralógicas apoyarían esta suposición.

Dentro del conjunto de la Formación El León merece destacarse la presencia de hornblenda verde en los niveles inferiores e intermedios, tanto en las tobas como en los aglomerados y, en el caso de pertenecer a éste las tobas de Olajaca, de clinopiroxeno en los niveles más bajos. En los niveles superiores la biotita es el mafito común de las tobas dacíticas y la hornblenda castaña el de los aglomerados.

La Formación El León precede al vulcanismo lávico andesítico del cerro Rincón, cuyas coladas la cubren concordantemente constituyendo la culminación de la actividad relacionada con la misma cámara magmática. Para el afloramiento del oeste de laguna Gachel, la zona de emisión es otro volcán morfológica y litológicamente similar al cerro Rincón, ubicado unos 8 km al oeste, en territorio chileno.

MIOCENO SUPERIOR: FORMACION ANDESITAS DEL CERRO RINCON

La Formación Andesitas del Cerro Rincón está integrada por un conjunto de coladas andesíticas de colores grises que forman el cuerpo principal del mencionado cerro, cubriendo concordantemente a los aglomerados y tobas de la Formación El León e infra-yaciendo a niveles lávicos oscuros y finamente vesiculados que constituyen la cima.

En los extremos aflorantes las coladas tienen una decena o pocos más metros de espesor, algunas formadas por andesitas brechosas que contienen abundantes fragmentos de hasta 20 cm, o por andesitas homogéneas, macizas o porosas debido a una fina vesiculación. La fluidalidad es apenas notable por la disposición de los fenocristales y de algunas bandas oscuras en la pasta. La morfología original se conserva sólo parcialmente y corresponde a coladas con lóbulos amplios actualmente lisos y abovedados. El edificio volcánico ha sido dislocado por fracturas y disectado por intensa erosión en su borde SE, probablemente relacionada con circos glaciales que se identifican en las partes altas.

Se trata de andesitas con hornblenda castaña o lamprobolita e hipersteno como mafitos principales, que en su aspecto mesoscópico contienen entre 10 y 30% de fenocristales, predominando los de plagioclasa fresca de hasta 6 mm, con anfíbol y biotita de hasta 3 mm de largo y algunos pequeños prismas de piroxeno gris verdoso, en pasta afanítica de color gris.

Al microscopio se aprecia orientación en los fenocristales de tamaño seriado, que suelen ser idiomorfos y completos. Un 60 a 70% de su volumen son plagioclasas, de hábito tabular corto, con zonalidad oscilatoria múltiple poco contrastante, cuya composición dominante corresponde a andesina (An₄₀₋₄₄). En algunas muestras los individuos mayores presentan una zona intensamente cribada, apareciendo las cavidades ocupadas por pasta o por una plagioclasa más sódica.

El mineral félico más abundante es anfíbol (hornblenda parda en algunos casos y lamprobolita en otros) con gruesos bordes opacos. También es común el hipersteno, con su pleocroísmo característico, bordeado o no por óxidos de hierro. Escaso es el clinopiroxeno (augita) inalterado, el que participa en una proporción del 2 al 4% de los fenocristales. En todas las muestras estudiadas se observaron láminas de biotita castaño oscura con bordes cribados, en cuyas cavidades han cristalizado granos de plagioclasa con débil zonalidad gradual, material opaco y un piroxeno incoloro, evidenciando corrosión en una etapa previa a la extrusión de la lava.

Las pastas han sido hialopiliticas, actualmente convertidas en agregados muy finos hasta felsíticos de feldespato alcalino con gránulos opacos y disseminación de agregados de una ceolita (chabazita o gmelinita), la que a veces rellena amígdalas de hasta 0.4 mm de largo.

Minerales accesorios son apatita (a veces de color rosado y débilmente pleocroica), cristales opacos y muy escaso circón.

Con esta Formación se correlaciona el remanente de un nivel dislocado de 50 m de espesor, de una andesita maciza gris azulada con fenocristales de anfíbol y plagioclasa, depositado en discordancia angular sobre conglomerados de la Formación Fabián en la margen derecha de la desembocadura de la quebrada de la Petaquilla.

También se considera probablemente vinculados con este vulcanismo al conjunto de pequeñas apófisis de pórfiros andesíticos finos, alterados, intrusivos en las calizas y areniscas calcáreas pérmicas de la Formación Arizaro, unos 11 km al SSE de la laguna Gechel, en el extremo norte de una estructura anticlinal. Estos pórfiros contienen cristales idiomorfos de alrededor de 1 mm de plagioclasa rojiza, albitizada y sericitizada. Los minerales félicos y la matriz presentan importante substitución por carbonatos.

La muestra N°20, analizada químicamente (cuadro II) pertenece a la Formación Andesitas del Cerro Rincón, correspondiendo sus contenidos de K₂O y SiO₂ a una serie

ubicada en el límite entre las andesitas normales y las de alto contenido de potasio (ver figuras 5 y 6).

Edad y correlaciones:

Por tratarse de los episodios lávicos que suceden concordantemente a los aglomerados y tobas de la Formación El León en el estrato-volcán del cerro Rincón (dislocado y profundamente erosionado), la edad de esta Formación sería Mioceno Superior. Ella está apoyada por una datación K/Ar en roca total de 10.5 ± 0.9 Ma realizada por Ramírez y Gardeweg (1982) en una andesita de hornblenda y piroxeno del faldeo norte del cerro Incahuasi Sur, ubicado este último en territorio chileno, unos 8 km al oeste de la cima occidental del cerro Rincón, y comparable al mismo por sus características morfológicas e intensidad de erosión.

En el extremo norte del cerro Rincón, Schwab (1970), describe la Formación Esquina del Rincón integrada por lavas, aglomerados y tobas que se alternan entre sí. En este trabajo se interpreta que la Formación Esquina del Rincón podría corresponder a los afloramientos septentrionales de la Formación El León (alternancia de aglomerados tobáceos, tobas y conglomerados) y que allí se intercalarían niveles lávicos, lo que no ocurre en los afloramientos del sur, o bien a la Formación Andesitas del Cerro Rincón, que allí alternaría con aglomerados y tobas.

A los niveles más altos, de coloraciones negras y negro-rojizas de la cumbre occidental del cerro Rincón, de andesitas químicamente más básicas, morfológicamente menos disectados y estructuralmente alineados con los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos, se los vincula a otra etapa magmática, de probable edad Pliocena, similar a la de las vulcanitas de los tres cerros mencionados.

Consideraciones acerca de la Formación Andesitas del Cerro Rincón:

Como ya se ha expresado, representa una sucesión de coladas andesíticas, que sobre los aglomerados y tobas de la Formación El León han formado el cuerpo principal de un importante estrato-volcán, correlacionable con los más antiguos de la región (Estrato-volcanes I de Ramírez y Gardeweg, 1982), de edad Miocena Superior.

MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO INFERIOR: COMPLEJO PIROCLÁSTICO-LÁVICO-INTRUSIVO DACÍTICO-ANDESÍTICO DE PORTOMÁN

Bajo la denominación de Complejo Portomán se reúne un conjunto de rocas piroclásticas probablemente dacíticas de colores grises verdosos, blanquecinos y morados; niveles lávicos dacíticos y andesíticos finamente vesiculados de colores grises y rojizos, y cuerpos intrusivos subvolcánicos dacíticos y andesíticos, que afloran como retazos dislocados de uno o más estrato-volcanes al norte del salar de Arizaro, entre el salar de Incahuasi y la margen izquierda de la desembocadura de la quebrada de Guanaquero en el SE, alcanzando el este de la vega Portomán en sus afloramientos nororientales.

Los niveles inferiores, principalmente piroclásticos, se asientan en discordancia angular sobre las sedimentitas continentales rojas de la Formación Fabián en vega Portomán. Conjuntamente con los niveles lávicos están dislocados y en gran parte afectados por intensa alteración hidrotermal que confiere una llamativa coloración blanca a los afloramientos, los que están cubiertos por las vulcanitas lávicas (andesitas basálticas y andesitas) relativamente inalteradas de los cerros Chivinar y Guanaquero.

En este complejo se reconocieron cinco unidades mapeables principales: 1) Tobas y probables tufitas; 2) Ignimbrita Portomán; 3) Dacitas y probables andesitas lá-

vicas; 4) Pórfiros andesíticos finos y 5) Pórfiros dacíticos.

La unidad 1 aflora alterada e intruída por pórfiros dacíticos al oeste de vega Portomán, en donde alcanza espesores del orden de los 230 m. También se la observó en el SE de la vega de Incahuasi, en los cerros Chivinar y Guanaquero, y en la quebrada de Guanaquero.

En vega Portomán afloran los niveles basales, predominando allí las tobas finas vítreas con matriz arcillosa de colores verdosos, con frecuentes clastos accidentales de sedimentitas finas grises (probablemente ordovícicas) de hasta 1 cm de diámetro. Presentan importante substitución por calcita y abundante cemento yesoso. Los niveles superiores, de amplia difusión areal, fueron observados en la desembocadura de la quebrada de vega Portomán en donde consisten en aglomerados de pumicita de colores gris verdosos y blanquecinos, cuyos fragmentos alcanzan 10 cm de diámetro.

La unidad 2 o Ignimbrita Portomán aflora en las nacientes de la vega homónima, concordante sobre conglomerados grises atribuidos a la Formación Batin, que han sido descritos en el perfil IX (página 35 de este trabajo). Se trata de tobas finas escasamente aglutinadas, de color blanquecino, cuyo diaclasamiento permite distinguir un nivel basal masivo de 8 m y otro superior de 10 m con notable partición en lajas planas de 1 a 3 cm de espesor. Está cubierto hacia el este por el fenobasalto del oeste de Laguna Gchel. Existe la posibilidad de que la Ignimbrita Portomán corresponda a la parte basal de la unidad 1 (rocas piroclásticas finas del Complejo Portomán) en el borde externo de la estructura de colapso del oeste de vega Portomán, en donde no ha sido afectada por alteración hidrotermal.

Los representantes lávicos del Complejo, o unidad 3, afloran en la vega de Incahuasi, extendiéndose hacia el sur hasta el faldeo NE del cerro Chivinar. Sus afloramientos están tectonizados y la intensa erosión impide apreciar la morfología de las coladas. Las rocas son dacitas y andesitas finamente vesiculadas de colores grises, castaños y morados con un 10 a 20% del volumen de fenocristales de plagioclasa (labradorita o andesina) de hasta 2 mm, acompañada por lamprobolita (de hasta 3 mm de largo) y biotita o por lamprobolita e hipersteno como mafitos más importantes, en pastas hialopiliticas en las muestras no alteradas. A una de ellas pertenece el análisis N°1, una fenoandesita lamprobolítica biotítica que químicamente resultó ser dacita (cuadro 11). Sus relaciones TAS y $K_2O - SiO_2$ son similares a las de las muestras de la Formación El León.

Una muestra de los niveles más bajos es la fenoandesita lamprobolítica-biotítica que químicamente resultó ser dacítica (muestra N°1). Presenta textura cumulatofírica con un 18% de fenocristales en pasta hialopilitica finamente vesiculada parcialmente impregnada por calcita. Como fenocristales más abundantes aparecen cumulos de fina plagioclasa idiomorfa con zonalidad oscilatoria múltiple poco contrastante hacia los bordes, acompañada por cristales opacos, apatita y escaso vidrio de color castaño. Su composición dominante es labradorita (An_{61}) con $\alpha' = 1.559$ y $\gamma' = 1.568$. Los fenocristales máficos son oxibiotita y lamprobolita en proporciones semejantes, la última incluyendo a pequeños fenocristales de plagioclasa. La pasta está formada por vidrio fresco e incoloro que contiene diminutos cristales aciculares, globulitos y gránulos opacos, en el que se disponen abundantes microlitas feldespáticas y laminillas biotíticas de contornos irregulares.

A los niveles superiores aflorantes al norte de vega Incahuasi pertenecen una fenoandesita lamprobolítica-hipersténica con escasa augita, porfírica con fenocristales de labradorita (An_{61}) con $\alpha' = 1.560$ y $\gamma' = 1.567$. La lamprobolita está rodeada por gruesos bordes de reacción consistientes en intercrecimientos de mineral opaco con un probable piroxeno de baja birrefringencia. La augita forma pequeños cumulos aislados, y la pasta consiste en vidrio castaño ($n = 1.505$), con abundantes prismas de clinopiroxeno y microlitas de plagioclasa.

Otra muestra resultó ser una fenoandesita lamprobolítica con fenocristales de andesina (An_{36} con $\alpha' = 1.546$ y $\gamma' = 1.557$) con zonalidad oscilatoria múltiple poco con-

trastante, de lamprobolita con bordes opacos y proporciones subordinadas de oxibiotita, cristales opacos y cuarzo con senos de corrosión. En la pasta participan abundantes microlitas feldespáticas y cristales aciculares máficos, pequeños prismas castaño-rojizos de biotita y lamprobolita, gránulos opacos y vidrio incoloro.

La unidad 4, de pórfiros andesíticos finos está estrechamente ligada a los niveles lávicos de la unidad 3, y posiblemente represente sus raíces o zonas profundas. Aflora en el borde NE de la vega de Incahuasi y se distingue por su coherencia y diaclasamiento regular con superficies tapizadas por epidoto y pequeños cristales de magnetita. Las rocas presentan abundantes cristales de plagioclasa tabulares elongados de hasta 5 mm de largo y mafitos oxidados en pasta afanítica gris clara.

Al microscopio la textura es porfírica con pasta desvitrificada a haces de fina plagioclasa en disposiciones radiadas, y minerales opacos, con ceolita (probable chabazita) y calcita. Los fenocristales son de oligoandesina ($\alpha' = 1.545$ $\gamma' = 1.550$) con leve zonalidad gradual oscilatoria predominantemente directa. Los mafitos, originariamente clinopiroxeno, probable hipersteno, anfíbol y escasa biotita, se encuentran en gran parte reabsorbidos por la pasta, y convertidos en agregados granulares finos de minerales pardo amarillentos, rojizos, y opacos. Los minerales opacos, del orden del 5% del volumen consisten en magnetita convertida en hematita y pseudobrookita, y hematita derivada de la oxidación de los piroxenos y anfíboles.

Los pórfiros dacíticos, o unidad 5, que intruyen a los niveles piroclásticos del Complejo Portomán son rocas macizas con abundante pasta afanítica de colores verdosos y pardo amarillentos, con fenocristales tabulares cortos de plagioclasa de hasta 1 cm y en menor proporción, de cuarzo de hasta 0.5 cm, escasas agujas de anfíbol y láminas de biotita.

Al microscopio están formados por un 30 a 40% de fenocristales, predominando los de oligoclasa (An_{20} con $\alpha' = 1.545$ y $\gamma' = 1.54$), en la que se distribuyen agregados radiados de sericita acompañada por peninita, pequeños granos opacos de contornos irregulares y de carbonato. Los minerales féficos, anfíbol y biotita originales, están totalmete transformados en peninita, cristales opacos, escasa sericita y carbonato. Los fenocristales de cuarzo aparecen corroídos por la pasta, la que es microgranosa compuesta por un 30% de cuarzo intercrecido con plagioclasa sódica, distribuyéndose entre ellos gránulos opacos, sericita y carbonatos. Accesorios son apatita y escaso circón.

Grán parte de las rocas pertenecientes a este Complejo, y en especial las tobas de los niveles más bajos y los pórfiros intrusivos, están afectadas por diverso grado de alteración hidrotermal. Una llamativa zona de intensa alteración se localiza en la ladera occidental del cerro Chivinar. La componen rocas macizas, afaníticas o microgranosas, con muy escasos y pequeños fenocristales de cuarzo y feldespatos, de coloraciones blanquecinas, verdosas, parduscas y rosadas. Los afloramientos se presentan finamente diaclasados y se han identificado sectores con silicificación asociada a lentes de cuarzo, zonas con alunitización y afloramientos de sinteritas calcáreas.

Edad y correlaciones:

Las piroclastitas y vulcanitas lávicas del Complejo Portomán presentan relaciones estratigráficas similares a las de las rocas de la Formación El León y también están afectadas por fracturación y plegamiento de rumbo meridiano (particularmente notable en el este de la desembocadura de la quebrada de Guanaquero).

El diseño del borde oriental de los afloramientos de las tobas y brechas pumíticas dacíticas blancas de Olajaca, convexo hacia el este, sugiere la posibilidad de que estén vinculadas con sus equivalentes del Complejo Portomán. Como ellas subyacen (concordantemente) a los aglomerados característicos de la Formación El León, podría también suponerse que el Complejo Portomán, en sus niveles basales, sea anterior a la mencionada Formación.

Las rocas piroclásticas y lávicas del Complejo Portomán serían equivalentes en el tiempo a las de la Formación El León y a las Andesitas del Cerro Rincón, con centros de emisión ubicados al oeste y suroeste de los de aquellas.

La presencia de pórfiros subvolcánicos andesíticos y dacíticos, intrusivos en rocas atribuidas a los Estrato Volcanes I del Mioceno Superior a las que se asocia alteración hidrotermal ha sido observada en Chile por Ramirez y Gardeweg (1982) en la hoja geológica Toconao (ubicada al norte del paralelo 24°S). Los autores mencionados señalan que ellas afloran en dos fajas norte-sur, de una de las cuales los afloramientos aquí indicados serían el extremo meridional. Dos dataciones K/Ar en biotitas de esos cuerpos correspondieron a edades mínimas de 5.2 ± 0.8 Ma y 4.8 ± 0.2 Ma (Plioceno Inferior cercano al límite con el Mioceno).

Por las razones expuestas se atribuyen edades correspondientes al Mioceno Superior a las rocas piroclásticas y lávicas del Complejo Portomán y al Plioceno Inferior cercano al límite con el Mioceno a los cuerpos subvolcánicos dacíticos y andesíticos.

Consideraciones acerca del Complejo Portomán:

Se trata de una unidad complexiva que reúne a las rocas volcánicas y subvolcánicas cenozoicas afectadas por tectonismo e intensamente erosionadas del borde oriental del salar de Incahuasi, anteriores a las coladas relativamente frescas y morfológicamente mejor preservadas de los volcanes Guanaquero y Chivinar.

Las rocas piroclásticas son predominantemente pumicíticas a diferencia de las predominantemente aglomerádicas con bloques macizos de la Formación El León; y las vulcanitas lávicas más vesiculadas, menos porfíricas, y de composiciones mineralógicas probablemente más heterogéneas que las de las Andesitas del Cerro Rincón. El análisis químicos de una roca lávica correspondió a una dacita con tenores en óxidos y en las trazas investigadas muy similares a los de muestras de la Formación El León, excepto los contenidos de Zr, que resultó ser mayor y de Nb, menor.

Los centros de emisión podrían encontrarse en la zona de vega Incahuasi o en el área actualmente deprimida del SE de aquella y en el sector actualmente cubierto por los edificios de los volcanes Chivinar y Guanaquero, si se considera la disposición de los afloramientos.

MIOCENO SUPERIOR: COMPLEJO PIROCLASTICO-LAVICO CON INTERCALACIONES CONGLOMERADICAS DE QUEBRADA DEL AGUA.

En el Complejo Quebrada del Agua se reúne a las rocas piroclásticas, conglomerados y vulcanitas lávicas e intrusivas que afloran tectonizados en el sector occidental del área estudiada, extendiéndose desde el límite con Chile hasta el faldeo del cerro Aracar. En él se han distinguido cinco unidades mapeables que son: Aglomerados y tobas; Conglomerados; fenobasaltos; coladas y domos dacíticos, y niveles lávicos dacíticos y andesíticos superiores. Como los conglomerados y los fenobasaltos alternan con los aglomerados en los afloramientos, la descripción del Complejo será subdividida en tres partes: la inferior compuesta predominantemente por aglomerados tobáceos de coloraciones grises azuladas, con intercalaciones de fenobasaltos rojizos vesiculados, tobas blanquecinas y conglomerados; las coladas, intrusivos subvolcánicos y domos lávicos dacíticos grises claros de Loma Colorada y las andesitas y dacitas lávicas superiores de colores grises oscuros y frecuente partición en lajas del norte de Quebrada del Agua.

Niveles inferiores. Aglomerados dacíticos y andesíticos, fenobasaltos, tobas y conglome-

merados de Quebrada del Agua:

Estos niveles constituyen la base visible de la planicie relativamente elevada que con orientación meridiana separa la depresión del este del volcán Socompa del cerro Arizaro , y en cuyo extremo NE se levanta el edificio volcánico del cerro Salin. Conglomerados, aglomerados andesíticos y/o dacíticos y fenobasaltos reaparecen al este del cerro Arizaro, entre éste y el cerro Aracar, representando probablemente las primeras manifestaciones de estos importantes centros efusivos cenozoicos. Al este y sudeste del cerro Socompa Caipe, rocas similares forman parte de pequeños volcanes dislocados intensamente erosionados.

En todos los casos la base de los afloramientos consiste en brechas y aglomerados dacíticos y andesíticos con matriz tobácea de colores grises y rojizos, estratificados en bancos de alrededor de 1 m de espesor. Los fragmentos tienen tamaños variados, encontrándose bloques de hasta 1 m de diámetro (y hasta 1.5 m al SO del cerro Arizaro). Por lo general los tamaños máximos son del orden de los 20 cm y los más frecuentes de alrededor de 2 cm. Los clastos dominantes corresponden a andesitas y dacitas macizas o finamente vesiculadas con un 20 a 30% de fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm, anfíbol y biotita en pasta afanítica gris clara u oscura o morada. Al este del volcán Socompa ellos tienen más de 200 m de espesor y presentan sectores con intensa alteración arcillosa blanquecina, en partes teñidos de colores rojizos y amarillentos. Allí las rocas son poco coherentes, están muy cubiertas por detritos y suelen presentar venas de alunita.

Al este del cerro Socompa Caipe, entre los aglomerados de matriz tobácea y los niveles lávicos superiores, se dispone un nivel de aglomerados de pumicita biotítica gris blanquecina que culmina con 5 m de tobas macizas blanco anaranjadas que contienen biotita y un 35% de fragmentos de plagioclasa de hasta 4 mm de largo.

El perfil tipo para la parte inferior del Complejo aflora en los alrededores de Quebrada del Agua de la Virgen (donde las vías del ferrocarril cruzan el borde sur del mapa, al este de Socompa). En su parte alta contiene intercalaciones de tobas y un manto ignimbrítico escasamente consolidado al que se asocian niveles freato-magmáticos. El mismo se transcribe a continuación como perfil XIII y aparece ilustrado en la figura 3.

PERFIL XIII. Quebrada del Agua de la Virgen:

Techo: Andesitas lávicas superiores del Complejo Quebrada del Agua, con partición en lajas.

Aglomerados y conglomerados en los que predominan los fragmentos de andesitas pumíceas oscuras de hasta 15 cm de diámetro. La matriz es tobácea o arenosa con intensa tinción ferruginosa. Los colores son rojizos y rojo-amarillentos. En la base existen 4 bancos de 0.20 m de espesor de una arenisca lítica gruesa con clastos afaníticos negros. La disposición del nivel es horizontal y el espesor, variable, llega como máximo a	20 m
----- discordancia erosiva -----	
Toba lapillítica blanca casi inconsolidada. En la base predominan lapillitas blancas con pumicitas de hasta 3 cm. Dispersos se observan bloques de obsidiana gris de hasta 30 cm. Este banco rellena una antigua depresión y lateralmente se acuña. El espesor máximo observado es	6 m
----- discordancia erosiva -----	
Areniscas volcánicas gruesas en partes conglomerádicas de color gris oscuro, estratificadas en bancos mal definidos de hasta 1 m, con intercalaciones de tobas blancas de 0.10 a 0.20 m de espesor. Los clastos de mayor tamaño, angulosos, son de pastas volcánicas	

afaníticas grises. Otros menores son de pumicitas blancas y de vulcanitas microgranosas oscuras. Sus tamaños varían entre 1 y 40 cm, siendo los más frecuentes de 3 cm. El rumbo de los bancos es N-S, inclinando 22° al este. 20 m
 ----- discordancia erosiva -----

Aglomerados volcánicos de color gris con matriz tobácea, estratificados en bancos y lentes de alrededor de 0.5 m de espesor. Entre los clastos (de hasta 20 cm de diámetro) predominan los de dacitas con abundante pasta gris clara, algunas finamente vesiculadas y otras de aspecto macizo, con fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm y pequeños prismas aciculares de anfíbol. También hay fragmentos de pastas oscuras con fina plagioclasa orientada, de tobas lapillíticas y de pumicitas blancas que alcanzan el tamaño de un puño. Su rumbo es 120° inclinando 15° SO. 100 m

Base: No aflora

Espesor total aflorante de la unidad en el perfil: 146 m.

Una muestra de la matriz de los aglomerados en sus niveles más bajos (muestra 6, ubicada en el mapa y con análisis químico) fue clasificada petrográficamente como toba litocrystalina andesítica hornblendífera-augítica (con hornblenda verde como mafito más común) Y un clasto de la parte superior de los aglomerados en las cabeceras de la quebrada del Agua de la Virgen resultó ser una dacita lamprobolítica (muestra 2).

Al microscopio la toba litocrystalina andesítica contiene cristaloclastos de andesina cálcica, hornblenda verde oliva, augita (como granos independientes y en nódulos asociada a opacos y con hornblenda castaña hacia los bordes), escaso hipersteno y cristales opacos, en matriz pulverulenta y en partes vítrea con color levemente castaño. Los litoclastos presentan textura hialopilitica con microlitas de plagioclasa en vidrio fresco de color castaño.

El fragmento de dacita lamprobolítica contiene un 20% de fenocristales de andesina cálcica en pasta que ha sido hialopilitica oscurecida por abundantes cristalitos (margaritos), desvitrificada a un mosaico difuso débilmente birrefringente de probable feldespato alcalino. Los fenocristales más abundantes son lamprobolita con gruesos bordes opacos. En muy escasa proporción aparecen pequeños cristales de hipersteno.

Vulcanitas dacíticas de Loma Colorada .:

En la región del este y sudeste de Socompa los niveles inferiores del Complejo están cubiertos por dacitas de coloraciones grises claras o rojizas, levemente porosas y de brillo mate, con las cuales culminó allí un ciclo efusivo, que dio lugar a pequeños volcanes y domos, parte de los cuales están dislocados y profundamente erosionados por lo que los relieves y formas de sus coladas no han sido preservados.

En su aspecto mesoscópico son porfíricas con 20 a 30% de fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm de largo y prismas finos de anfíbol y biotita de tamaños generalmente menores, en pasta afanítica de aspecto poroso (probablemente por desvitrificación), color gris claro o rojizo y brillo mate. Los niveles más altos, frecuentemente brechosos, presentan pastas de texturas traquíticas y coloraciones más oscuras.

Se trata de dacitas lamprobolíticas-biotíticas u hornblendíferas-hipersténicas (con hornblenda castaña). El análisis químico de una de ellas está ilustrado por la muestra 3 (cuadro II).

Al microscopio se caracterizan por la abundancia de pasta originariamente hialopilitica oscurecida por una densa trama de cristalitos ligeramente verdosos y gránulos opacos. Los fenocristales mayores de plagioclasa suelen estar cribados, con la excepción de unas pocas zonas de borde de composición más cálcica. Se los ha determinado como An37 y An38. El mineral fémico dominante es siempre anfíbol, lamprobolita u horn-

blenda castaña comúnmente con bordes opacos y a veces corroída por la pasta y bordeada por finos agregados de piroxeno con opacos. En algunos casos está acompañada por hipersteno y en otros por biotita, apareciendo escasísima augita. En una muestra el vidrio de la pasta aparece fresco y de coloración castaño clara. Por lo general se encuentra desvitrificado y convertido en un mosaico difuso de feldespatos alcalinos.

Andesitas y dacitas lávicas superiores del norte de Quebrada del Agua:

Las vulcanitas lávicas que cubren a los aglomerados del Complejo en los bordes este y oeste del bloque relativamente elevado ubicado entre los volcanes Socompa y Arizaro se caracterizan por su aspecto macizo, partición en lajas y coloración gris oscura.

Mesoscópicamente contienen entre 20 y 35% de cristales orientados de plagioclasa de tamaño seriado que alcanzan 1/2 cm de largo, y finos prismas de anfíbol de hasta 3 mm, a veces acompañados por láminas de biotita, en pasta afanítica gris oscura.

Química y petrográficamente han sido clasificadas como dacita y andesita hornblendíferas respectivamente una muestra procedente de los alforamientos noroccidentales (N°7) y otra del norte de quebrada del Agua (N°13). El mineral félico característico de la primera es una hornblenda verde pardusca y el de la segunda una Mg-hastin-gita con fuerte pleocroísmo amarillo a castaño amarillento.

Al microscopio la dacita es porfírica con fenocristales de tamaño seriado predominando de plagioclasa y de hornblenda en pasta originariamente hialopilitica con abundantes cristalititos (margaritos), desvitrificada a agregados felsíticos. La plagioclasa tiene núcleos de An₄₂ con bordes más cálcicos débilmente zonales, mediando generalmente una zona cribada. La hornblenda, componente abundante, es verde pardusca y suele aparecer corroída por la pasta. Se observan nódulos con hornblenda castaña a la que se asocia biotita. Sumamente escasos se encuentran hipersteno, biotita, cristales opacos, apatita y circón.

En la andesita, de textura similar a la anterior, parte del vidrio se conserva fresco, incoloro y de bajo índice de refracción. La plagioclasa es An₄₁ y la hornblenda, zonal (castaño amarillenta fuertemente pleocroica) es muy abundante. Se observan escasas láminas de biotita castaño oscura corroída por la pasta, mucho más escaso clinopiroxeno y muy raros cristales de cuarzo.

Edad y correlaciones:

Afortunadamente se cuenta con dataciones isotópicas K/Ar efectuadas para la Universidad de Salta (UNSA, 1982; Galliski et al., en prensa). Según ellas, la edad mínima de los niveles inferiores del Complejo sería Mioceno Superior, acotada por la de un domo fenodacítico que los intruye en la desembocadura de la quebrada del Agua de la Virgen (inmediatamente al sur del área cubierta por el mapa) datado en 11 ± 3 Ma. También un fenobasalto dislocado equiparable a los de los niveles inferiores, coleccionado más al sur fue datado en 11 ± 2 Ma. La dacita del domo lávico de Loma Colorada arrojó un valor correspondiente a 7 ± 3 Ma.

Estas rocas se equiparan en el tiempo con las del Complejo Portomán y de las formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón, ubicadas más al este, también caracterizadas por niveles basales esencialmente piroclásticos y superiores lávicos de composiciones andesíticas y dacíticas.

Consideraciones acerca del Complejo Quebrada del Agua:

Al igual que el Complejo Portomán, el Complejo Quebrada del Agua es una unidad mayor complexiva que reúne las rocas volcánicas cenozoicas intensamente tectonizadas, anteriores a estratos volcanes cuyos edificios se destacan en el relieve actual, en este caso los volcanes Salin, Arizaro y Aracar.

La edad del Complejo sería Mioceno Superior, comparable a la del Complejo Portomán y a la de las formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón, caracterizándose los tres conjuntos por el predominio de rocas piroclásticas en la parte inferior y de vulcanitas lávicas en el superior.

Las rocas del sector sur (muestras 2, 3 y 13) pertenecen químicamente a una serie que por sus relaciones $K_2O - SiO_2$ se ubica en el límite entre las calcoalcalinas normales y las de alto contenido de potasio, comparablemente a las de las formaciones El León - Andesitas del cerro Rincón, en tanto que las del sector norte (muestras 6 y 7) corresponden a una serie calcoalcalina normal. Estos dos conjuntos podrían indicar orígenes en diferentes focos de emisión. Cuando se consideran las relaciones TAS (ver figura 5) se disponen en una misma línea, en una secuencia de las más ácidas a las más básicas las muestras 3, 2, 7 y 13, apareciendo fuera de ella por su menor alcalinidad, el aglomerado tobáceo de la muestra 6, que representa la base de los niveles inferiores aflorantes en el sector norte. También se aprecia una tendencia a basicidad hacia los términos más altos de la serie.

Entre los elementos traza analizados, los valores de Th, Ti e Y son en general semejantes a los de las formaciones El León - Andesitas del Cerro Rincón. El Zr es levemente más abundante (con la excepción de la muestra 13, cuyo valor es anómalamente bajo) y el Nb, si se exceptúa la muestra 6, suele ser menor.

PLIOCENO - PLEISTOCENO ? : VULCANITAS DE LOS CERROS TUL TUL, DEL MEDIO, POCITOS, GUANAQUERO, CHIVINAR, ARACAR, SALIN Y ARIZARO.

Estos ocho volcanes poligénicos presentan características petrográficas, químicas y geomorfológicas similares, por lo que son considerados en conjunto.

Todos ellos están compuestos por niveles lávicos de composición intermedia, y existen numerosas evidencias de su posterioridad con respecto al último episodio importante de la zona, correspondiente a la Fase Quechua Final. En el caso del cerro Tul Tul, la colada que descendió hacia el sudoeste y que conserva aún sus crestas y surcos de flujo, no está afectada por el plegamiento y la fracturación que elevó a los aglomerados vecinos de la Formación El León (Mioceno Superior). El volcán Aracar se edificó sobre los aglomerados volcánicos plegados y fracturados del Complejo Quebrada del Agua (Mioceno Superior) y sobre una escama granítica volcada hacia el oeste posiblemente como consecuencia de la tectónica Quechua Final. Similar consideración puede hacerse para el cerro Salin, cuyo edificio se levanta sobre una faja relativamente elevada de aglomerados volcánicos estratificados del Mioceno Superior. En la base del cerro Guanaquero existen niveles tobáceos con aglomerados de pumicitas dacíticas blancas del Complejo Portomán, también atribuido al ciclo Mioceno Superior, así como los niveles con intensa alteración hidrotermal que forman el cuerpo del cerro Chivinar, asomando entre sus coladas en los faldeos oeste y noroeste.

Las formas de estos volcanes son cónicas imperfectas debido a la alta viscosidad de las lavas, y algunos están afectados por fracturas de rumbos NO (laderas NE de los cerros Arizaro y Salin); NNO (SO del cerro Guanaquero) y NNE (este del cerro Tul Tul, este del cerro Del Medio).

Los centros volcánicos se presentan en algunos casos alineados según alguna de las fracturas que les habrán dado origen. La disposición es ESE para los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos (sobre un lineamiento que incluye la fractura que disecta el faldeo NE del cerro Queva, localizado al este del área cubierta por el mapa); norte-sur para los de Guanaquero y Chivinar y probablemente NO-SE para los de Salin y Arizaro.

En la secuencia lávica que compone el cerro Aracar se reconocen cuatro conjuntos principales, los que enumerados desde la base hacia la parte superior son:

- A) Dacitas lamprobolíticas.
- B) Fenobasaltos hipersténicos, en partes con olivina.
- C) Andesitas hornblendíferas (o lamprobolíticas) hipersténicas.
- D) Melandesitas augíticas hipersténicas finales.

La unidad B puede extenderse, abarcando también niveles basales de los volcanes Arizaro, Guanaquero y Chivinar; la unidad C sería la que compone el cuerpo principal de los ocho volcanes considerados, pudiéndose discriminar una parte basal en los edificios de los cerros Tul Tul y Del Medio. La unidad D ha sido reconocida también en el cerro Salin y en la cima del cerro Rincón. En este último caso descansa sobre las coladas andesíticas muy erosionadas atribuidas al ciclo del Mioceno Superior (Formación Andesitas del Cerro Rincón).

Algo difícil resulta la ubicación estratigráfica del manto de melandesita maciza, alterada y diferente de las comunes del Cenozoico de la zona, representada en el mapa como "Pórfiro oscuro, andesítico piroxénico del cerro Aracar". Contiene fenocristales de plagioclasa de hábito tabular corto de alrededor de 1 cm de color gris oscuro debido a una alteración clorítica-sericítica intensa, y presenta un fino diaclasamiento similar al que afecta riolitas vecinas asignadas al ciclo ordovícico (con las que muestra claras relaciones de intrusividad). Las diferencias petrográficas notables con las vulcanitas cenozoicas, su aspecto macizo, su alteración y el mencionado diaclasamiento llevaron en un primer momento a asignarlo al ciclo ordovícico. Pero las relaciones $Zr/TiO_2 - Nb/Y$, que según los trabajos de Winchester y Floyd (1977) pueden ser utilizadas para caracterizar a las rocas volcánicas aún cuando estén modificadas por procesos de alteración o metamorfismo, ubicaron la muestra representativa de este manto (N°11) en el conjunto de las vulcanitas cenozoicas, claramente discriminado del de las vulcanitas ordovícicas conocidas (ver figura 10). El manto oscuro descansa sobre rocas graníticas en la base del cerro Aracar del borde NE, y podría representar fenobasaltos anteriores al conjunto A de dacitas lamprobolíticas, o bien correlacionarse con los fenobasaltos del conjunto B. En el cuadro estratigráfico y en el mapa se optó por la primera posibilidad, pero para los fines de la descripción se los incluye entre estos últimos con el fin de facilitar las comparaciones.

En el conjunto de vulcanitas analizadas, la muestra de la unidad inferior A (N°15) ha correspondido a una dacita cercana al campo de las andesitas, y han resultado andesitas las restantes. Ellas forman parte de una serie que entre todas las vulcanitas cenozoicas analizadas presenta relativamente alto contenido de TiO_2 (ver gráfico correspondiente en la figura 4), y cuyas relaciones K_2O/SiO_2 varían entre las consideradas normales en series calcoalcalinas (muestras 8 del cerro Salin y 15 de la dacita basal del Aracar), hasta las de series calcoalcalinas con alto contenido de potasio (muestras 22 y 23 del cerro Tul Tul y 26 del Guanaquero) pasando por valores intermedios que caen en el límite entre ambas (fenobasaltos y andesitas del Aracar números 14 y 10; muestra 24 del cerro Del Medio y la melandesita de la cima del cerro Rincón número 27, ver figura 6).

A) Niveles basales dacíticos lamprobolíticos del Cerro Aracar:

Afloran por debajo de derrames fenobasálticos en el suroeste del cerro Aracar y son posteriores a los conglomerados y aglomerados volcánicos allí intensamente tec-

tonizados atribuidos al Mioceno Superior.

Son rocas formadas por abundante pasta afanítica de colores grises rojizos y morados claros con fenocristales de plagioclasa de hasta 1/2 cm, bien diferenciados de los de la pasta que alcanzan 1mm. El mineral fémico es anfíbol negro, de hábito acicular con no más de 2 mm de largo.

Una muestra estudiada al microscopio es porfírica con pasta originariamente hialopilitica convertida en un agregado felsítico con abundantes microlitas de plagioclasa, cristalitos aciculares verdosos y concentraciones de cristobalita, pigmentada por óxidos rojizos e impregnada en sectores por fino carbonato. Los fenocristales son de andesina sódica y de lamprobolita con gruesos bordes opacos. La plagioclasa de los fenocristales presenta hasta 6 zonas que suelen ser más cálcicas hacia el borde, una de las cuales aparece frecuentemente cribada. La composición dominante se ha determinado como An₃₅ ($\alpha' = 1.548$ y $\gamma' = 1.552$), en tanto que las microlitas, más cálcicas, son de An₄₁ ($\alpha' = 1.551$).

La muestra N°15, analizada químicamente, representa esta unidad litológica. Ella participa de la serie volcánica caracterizada en la zona por una relativamente alta relación TiO₂/SiO₂ (ver figura N°4).

B) Fenobasaltos hipersténicos, en partes con olivina, de los cerros Arizaro, Aracar, Guanaquero y Chivinar.

Entre los niveles más bajos de los mencionados volcanes, y precedidos por dacitas al pie del cerro Aracar, se destacan derrames de fenobasaltos con características petrográficas y morfológicas tan definidas que resultan fáciles de reconocer. Afloran como delgados mantos negros actualmente desagregados en bloques, cuyos representantes más extensos cubren a las rocas graníticas y a las areniscas yesosas de la Formación Batin (atribuida al Mioceno Superior) entre los cerros volcánicos de Aracar y Guanaquero.

Mesoscópicamente son rocas formadas por abundante pasta maciza o vesiculada, de colores grises verdosos oscuros o negros, con un 10 a 15% de fenocristales, predominando las tablillas elongadas de plagioclasa de hasta 2 mm, con pequeños granos oscuros de mafitos y, en algunos casos con fenocristales dispersos de hasta 1 mm de olivina verdosa que cuando alterados se tornan pardo amarillentos.

Al microscopio presentan pasta hialopilitica y fenocristales de tamaño seriado de plagioclasa y piroxenos, pudiendo participar también olivina. La pasta contiene abundantes microlitas de plagioclasa, pequeños prismas de clinopiroxeno (algunos tan diminutos que pueden ser considerados cristalitos) y gránulos opacos, en base de vidrio incoloro ($n = 1.478$) en algunos casos oscurecido por tinción ferruginosa. Los fenocristales fueron determinados como labradorita, An₅₅ y An₅₆ ($\alpha' = 1.555$ y $\gamma' = 1.564$) con zonalidad múltiple predominantemente inversa, algunos con una zona cribada. Los mafitos, de tamaño menor, son hipersteno y augita, ambos participando además en pequeños cumulos asociados a escasa plagioclasa y minerales opacos. Los fenocristales de olivina aparecen fracturados y parcialmente alterados a iddingsita. En una muestra se observaron muy escasos relictos de lamprobolita en cristales resorbidos. En pequeñas vesículas suele encontrarse cristobalita.

El "Pórfiro oscuro andesítico piroxénico" es macizo, con un 35% de fenocristales, gran parte de los cuales son plagioclasas de colores grises de alrededor de 1 cm y piroxenos negros de tamaños menores. Petrográficamente es un fenobasalto augítico modificado por alteración propilitica en la que participa abundante sericita. Es por ello que su análisis químico corresponde a una latita (potásica) aunque sus contenidos en trazas inmóviles no la discriminan del conjunto de vulcanitas cenozoicas, y parti-

cipa de la serie con la más baja relación TiO_2 / SiO_2 (ver gráfico de la figura 4), lo que podría sugerir para ella una edad Miocena.

Al microscopio los fenocristales son de labradorita (An_{62}) parcialmente saussurizada. En menor proporción participa augita en cristales frecuentemente fracturados y con bordes irregulares a los que suele asociarse mineral opaco. Muy escasos han sido unos fenocristales de hábito tabular corto, zonales en los bordes (hornblenda ?), totalmente substituídos por peninita y gránulos opacos. La pasta, con escasas microalitas de plagioclasa y evidencias de haber contenido cristallitos fémicos y texturas esferulíticas, ha recristalizado como un agregado pardo amarillento, en el que son comunes las disposiciones en cruz o divergentes del feldespato alcalino, con diseminación de pequeños poiquiloblastos idioblásticos de epidoto, abundantes gránulos opacos (algunos de notable sección tabular fina) y escasos cuarzo y clorita anhedral.

C) Andesitas hornblendíferas (o lamprobolíticas) hipersténicas de los cerros Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Arizaro y Salin.

Entre las rocas que integran el ciclo efusivo correspondiente a los ocho volcanes considerados, el mayor volúmen corresponde a estas andesitas hornblendíferas (muchas veces lamprobolíticas) hipersténicas. Ellas afloran como coladas superpuestas de decenas de metros de espesor, terminadas en amplios lóbulos, cuyos surcos y crestas de flujo aparecen mejor preservados en el grupo de los volcanes occidentales (Araçar, Arizaro y Salin). Observadas a distancia presentan un característico aspecto aterciopelado y coloración pardusca.

En los cerros Tul Tul, Del Medio y Pocitos, esta unidad presenta niveles basales claramente diferenciables por su coloración gris oscura, algo más ricos en componentes máficos y con menor grado de alteración y de fragmentación de sus fenocristales.

En general son andesitas de aspecto poroso que llega a ser pumíceo en el extremo de las coladas mejor preservadas. Frecuentemente se aprecian estructuras fluidales por alternancia de bandas rojizas y grises oscuras, y en pocos casos son brechosas. Están compuestas por abundante pasta que suele ser gris en los niveles más bajos y pardo violáceo o rojizo con aspecto terroso en los superiores. Contienen hasta un 30% de fenocristales de plagioclasa cuyo tamaño máximo varía entre 2 y 5 mm, y prismas de anfíbol negros normalmente muy pequeños, pudiendo alcanzar en algunas muestras los 3 mm de largo. En los niveles más altos suelen observarse también pequeñas láminas de biotita.

Al microscopio la composición de los fenocristales de plagioclasa varía entre oligoclasa cálcica y andesina cálcica, con zonalidad múltiple oscilatoria poco contrastante y generalmente tendiendo a inversa, interponiéndose en muchos casos una zona cribada. Se determinaron composiciones dominantes de An_{45} en el cerro Salin; An_{40} (con $\alpha' = 1.551$ y $\gamma' = 1.555$) en el cerro Guanaquero y en los niveles inferiores del Tul Tul; An_{38} (con $\alpha' = 1.547$ y 1.545 y $\gamma' = 1.553$) en el cerro Aracar y An_{28} (con $\alpha' = 1.542$ y $\gamma' = 1.549$) en los niveles superiores del cerro Tul Tul.

El mineral fémicó dominante es anfíbol, por lo general lamprobolita con gruesos bordes de mineral opaco, aunque en algunas muestras del cerro Aracar es una hornblenda castaña, y en otras del cerro Aracar también, y de los cerros Guanaquero y Tul Tul, una hornblenda zonal con pleocroísmo amarillo claro a castaños rojizos, probablemente Mg-hastingsita.

En proporciones similares a las del anfíbol (3 a 6% de la superficie de los cortes delgados) o levemente menores, se encuentra hipersteno comúnmente acompañado por augita y más raramente biotita. En muestras de los niveles superiores del Tul Tul participan también fragmentos de cristales de cuarzo.

La pasta suele ser hialopilítica, compuesta por vidrio incoloro para el cual, en muestras procedentes del cerro Aracar se determinaron los índices 1.515 y 1.493; mi-

crolitas de plagioclasa; pequeños prismas o cristallitos de clinopiroxeno; en pocos casos mafitos de color castaño, e invariablemente pequeños granos opacos dispersos. En una muestra del cerro Aracar consta de una base vítrea con escasas microlitas feldspáticas y una densa trama de cristales máficos aciculares suborientados. En pocos casos, y particularmente en los domos lávicos, la pasta ha recristalizado como agregados microgranosos, predominando la oligoclasa cálcica en el domo del NO del cerro Aracar, donde los mafitos están parcialmente convertidos en agregados de clinozoisita y gránulos opacos.

Los minerales accesorios son cristales opacos y apatita. Esta última alcanza notable desarrollo en muestras del cerro Tul Tul.

Entre los análisis químicos que acompañan este trabajo (cuadro II), las Andesitas hornblendíferas (o lamprobolíticas) hipersténicas están representadas por los correspondientes a las muestras: 8 (Salin): 9 (domo lávico del NO del cerro Aracar); 26 (Guaquero); 23 y 22 (Tul Tul, niveles inferiores y superiores respectivamente) y 24 (Del Medio). Los contenidos de SiO₂ (recalculados a 100% eliminando al agua y los componentes volátiles), están comprendidos entre 59% y 60.67% en las coladas, alcanzando 66% en el domo lávico del faldeo NO del cerro Aracar, por lo que las primeras están clasificadas como andesitas y el último como dacita.

D) Melandesitas augíticas hipersténicas de la cima de los cerros Salin, Aracar y Rincón:

Estas rocas representan la culminación del ciclo volcánico considerado, y aparentemente constituyen los términos más básicos, y relativamente más alcalinos dentro de la serie correspondiente a cada volcán. En el caso del Aracar ello se aprecia a través de los análisis de las muestras estratigráficamente más jóvenes números 14 (niveles A); 15 (niveles B) y 10 (niveles D), aunque se trata de una generalización, y es probable que cuando se estudie con mayor detalle la secuencia, existan recurrencias hacia términos más ácidos.

En razón de sus características morfológicas, petrográficas y químicas, se incluye en este conjunto a los niveles que constituyen la cima del cerro Rincón, los cuales se han depositado sobre las coladas erosionadas de la Formación Andesitas del Cerro Rincón atribuidas al ciclo Mioceno Superior.

En el mapa que acompaña el presente trabajo, las melandesitas consideradas han sido cartografiadas como "Niveles lávicos oscuros finales" de estos volcanes.

Mesoscópicamente están formadas por una pasta vítrea negra o gris oscura finamente vesiculada, en la que se destacan hasta un 10% de fenocristales del plagioclasa de hasta 2 mm de largo y pequeños granos de mafitos negros y verdosos.

Al microscopio la textura es hialopilítica con vidrio de color castaño oscuro que llega a ser opaco en algunas muestras, conteniendo abundantes microlitas de plagioclasa y pequeños prismas de clinopiroxeno.

Los fenocristales, de tamaño seriado, son de plagioclasa con zonalidad múltiple poco contrastante (habiéndose la determinado como An₄₂ en la muestra del cerro Rincón). Los de mayor tamaño suelen presentar una zona corroída por el vidrio. En proporciones comparables a la de plagioclasa participa augita levemente verdosa generalmente asociada a granos opacos y, en proporción menor, hay hipersteno.

En la muestra del cerro Aracar se observaron cristales de olivina, y en la del cerro Rincón, relictos de lamprobolita bordeados por anillos de reacción de finos clinopiroxeno y cristales opacos.

Los análisis químicos de las muestras números 10 (cerro Aracar) y 27 (cerro Rincón) ilustran la composición de estas rocas (ver cuadro II).

Edad y correlaciones:

Se considera que estos volcanes se han emplazado con posterioridad a la Fase tectónica Quechua Final, a la que Salfity et al. (1984) atribuyen edad Miocena tardía. Al mismo tiempo volcanes con características geomorfológicas y litológicas similares han sido estudiados en territorio chileno al norte del paralelo 24° por Ramirez y Gardeweg (1982), contando con el apoyo de dataciones radiométricas. Los volcanes aquí considerados podrían ser asimilados a las unidades denominadas "Estrato volcanes II y Estrato volcanes III" por los mencionados autores quienes les asignan edades Pliocena y Pliocena-Pleistocena respectivamente, contando en los primeros con determinaciones K/Ar de 3.6 ± 0.4 Ma; 3.0 ± 0.2 Ma y 3.7 ± 0.4 Ma. Los "Estrato volcanes III" se disponen sobre los anteriores y localmente sobre la Ignimbrita Cajón, la que cuenta con dataciones de 1.3 ± 0.3 y 1.7 ± 0.3 Ma, y subyacen a depósitos glaciales que han sido considerados Holocenos, por lo que son atribuidos al Plioceno (Ramirez y Gardeweg, op. cit.).

Dentro del lapso Plioceno-Pleistoceno es posible que la historia cronológica del vulcanismo del cerro Aracar sea más prolongada que la que corresponda a los tres volcanes orientales, cuya composición es menos variada.

Las edades de estos volcanes sólo podrán ser precisadas mediante la datación radiométrica de muestras adecuadamente seleccionadas entre sus niveles lávicos más representativos.

Consideraciones acerca de las vulcanitas de los cerros Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanquero, Chivinar, Aracar, Arizaro y Salin, y de la cima del cerro Rincón:

En esta unidad se han agrupado las rocas que componen ocho edificios volcánicos de similares características morfológicas, petrográficas y químicas, para los cuales no se cuenta con determinaciones radiométricas más que su posterioridad con respecto a unidades datadas como del Mioceno Superior (Complejo Quebrada del Agua), y su probable correlación con unidades litológicas datadas en territorio chileno de más al norte, en donde la estratigrafía volcánica probablemente sea más compleja.

Se han diferenciado cuatro sub-unidades principales de características mineralógicas definidas, cuya sucesión completa estaría expuesta en el sector del cerro Aracar. Esta secuencia pone de manifiesto dos pasajes de sub-unidades ácidas a básicas superpuestas (A - B y C - D), de las que sólo las dos superiores puede decirse con certeza que componen el edificio volcánico actual. Por ello no se descarta del todo la posibilidad de que las dos inferiores (A y B) pertenezcan al ciclo Mioceno Superior. Esto podría explicar la composición calcoalcalina más "normal" de sus muestras representativas (15 y 14, respectivamente). En tal caso, elevaciones vecinas topográficamente notables elaboradas en rocas volcánicas podrían ser remanentes de otros aparatos volcánicos anteriores. Algunos de ellos han sido discriminados y así figuran en el mapa. Y las melandesitas (o fenobasaltos) acentuadamente fluidales (probablemente por las altas temperaturas de sus derrames) de la sub-unidad B serían correlacionables con los fenobasaltos intercalados en la serie tectonizada del Mioceno Superior de los Complejos Quebrada del Agua y Portomán.

Químicamente la mayor parte de las muestras analizadas para esta unidad son andesitas, las que participan de una serie cuyas relaciones $K_2O - SiO_2$ las ubican en el límite de los campos calcoalcalinos normales y los correspondientes a series de alto contenido de potasio (ver gráfico de la figura 6). En el diagrama $TiO_2 - SiO_2$ ellas pertenecen a una serie con contenidos de Ti mayores que los de las rocas del Mioceno Superior de las formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón, pero menores que los de las muestras del volcán Sosompa, del Plioceno superior-Pleistoceno (ver gráfico de la figura 4).

PLIOCENO INFERIOR: IGNIMBRITA RINCÓN

A tal unidad se atribuye un pequeño afloramiento que se apoya sobre los aglomerados andesíticos de la Formación El León, en la margen derecha cercana a la desembocadura de las quebradas que descienden desde la Cantera El León, al SE del cerro Rincón. Son retazos de dos niveles superpuestos, masivos, de alrededor de 6 m de espesor cada uno, de ignimbritas blanquecinas porosas pero coherentes, en las que se encuentran alineados litoclastos fenoandesíticos oscuros y fragmentos de pumicita que por lo común tienen entre 0.5 y 1 cm de diámetro, alcanzando 4 cm los mayores.

Mesoscópicamente está compuesta por un agregado fino de color blanco mate con cristaloclastos de plagioclasa traslúcida de hasta 2 mm y láminas idiomorfas de biotita cuyo diámetro alcanza 1 mm.

Petrográficamente es una toba soldada fenodacítica biotítica-hipersténica, y químicamente está representada por la muestra 21 (cuadro II), de composición riolítica, notablemente más ácida que la toba dacítica blanca intercalada en la Formación El León, a la que corresponde la muestra analizada N°17.

Al microscopio es un agregado de trizas elongadas, con moderado grado de soldadura y un 10% de cristaloclastos, en su mayor parte de andesina con zonalidad múltiple oscilatoria poco contrastante (An36), acompañada por cuarzo con profundos senos de corrosión, biotita castaño oscura y escaso hipersteno.

Las trizas, desvitrificadas en los bordes presentan estructuras axiolíticas con núcleos de vidrio color castaño claro. La matriz es un agregado de color pardusco, isotropo y de bajo índice de refracción.

Los litoclastos rojizos mayores corresponden a fenoandesitas hipersténicas con pequeños cumulos de plagioclasa-augita.

Edad y correlaciones:

En 1974 Schwab y Lippold publicaron una datación K-Ar en biotitas de una muestra del manto ignimbrítico ubicado en el extremo NO del salar del Rincón. El valor que obtuvieron correspondió a 4.8 ± 0.3 Ma. Recientemente en dicho "manto" fueron discriminadas por lo menos tres unidades ignimbríticas diferentes por Gardeweg y Ramírez (1987). De ellas, nuestro afloramiento podría correlacionarse con la Ignimbrita Guaytiquina que aflora poco al norte en el límite argentino-chileno de Paso Huaytiquina, y que subyace a la más extensamente distribuida Ignimbrita Atana (asociada a una importante caldera). Por correlacionarse con la Ignimbrita Guaytiquina, la edad de la Ignimbrita Rincón sería 5.1 Ma (Gardeweg y Ramírez, op. cit.).

Consideraciones acerca de la Ignimbrita Rincón:

Este afloramiento representa actualmente el extremo meridional de un manto que se extiende más al norte, cuya zona de emisión se encontraría en territorio chileno (al noroeste), probablemente cubierta por los niveles, más nuevos, de la Ignimbrita Atana.

PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO. FENOBASALTOS AUGITICOS DEL OESTE DE LAGUNA GEHEL, OESTE DEL SALAR DE INCAHUASI Y ESTE DEL SALAR DE PULAR

Al oeste del Laguna Gechel se destaca un área de lomadas bajas constituidas por fenobasaltos que yacen por encima de un nivel ignimbrítico que se incluyó en el Complejo Portomán (ver perfil VIII, página 34, y columna de la figura 3) y, según se deduce de la observación de las fotografías aéreas, están cubiertos por la Ignimbrita

Gechel.

Son rocas formadas por abundante pasta afanítica gris oscura con vesículas de formas irregulares de hasta 0.5 cm y fenocristales de plagioclasa y de piroxeno negro verdoso que alcanzan 3 mm de largo.

Al microscopio una muestra de estos fenobasaltos contiene abundantes fenocristales idiomorfos de plagioclasa y de augita, de tamaños seriados, entre los cuales se disponen escaso vidrio de color castaño y vesículas tapizadas por fino carbonato.

La plagioclasa fue determinada como An₄₈ con zonalidad múltiple oscilatoria en los cristales de mayor tamaño. La augita está siempre asociada a cristales opacos y aparece participando en intercrecimientos con plagioclasa rodeando relictos de probable lamprobolita (convertidos en goethita) y bordeado el conjunto por concentraciones de fino piroxeno en la pasta, o intercrecida con cristales de aspecto esquelético (o simplectítico) de mineral opaco. En menor proporción participa hipersteno débilmente pleocroico, el que también forma pequeños cumulos.

En las elevaciones del borde occidental del salar de Incahuasi se destaca otra colada fenobasáltica correlacionable con la anterior. Ella conserva casi intacta su morfología original, la cual indica que fluyó desde el norte, encauzándose en un amplio valle. De características comparables es, también, el pequeño derrame fenobasáltico del este del salar de Pular.

Edad y correlaciones:

En el caso de los fenobasaltos del oeste de Laguna Gechel se cuenta con el dato de su anterioridad con respecto a una ignimbrita que fue correlacionada con la Ignimbrita Patao (Ramírez, 1978 en Ramírez y Gardeweg, 1982), cuya datación radiométrica la asignó al Plioceno Superior. Pero se considera ésta una asignación de edad tentativa que dudosamente sería válida para los tres basaltos. Efusiones comparables a éstas han sido datadas en otras localidades de la Puna, con edades comprendidas entre 3 ± 1 Ma en el sur de la Laguna Socompa (UNSA, 1982), pasando por 0.75 ± 0.4 Ma en Tincalayu (Alonso et al., 1984) y 0.2 ± 0.15 Ma en Cerro Negro de Chorriños (Schwab y Lippold, 1974).

PLIOCENO: IGNIMBRITA GEHEL Y TOBA PETAQUILLA

Bajo la denominación de Ignimbrita Gechel se describen aquí las tobas soldadas que afloran en el piso y el borde occidental de la Laguna Gechel, apareciendo en algunas lomadas existentes entre dicha laguna y vega Portomán.

Son ignimbritas fenodácíticas biotíticas hipersténicas con moderado grado de aglutinación, que suelen aflorar como una cubierta de lajas porosas de color blanco amarillento, teñidas superficialmente de rosado, en las que se distinguen cristales de plagioclasa de hasta 2 mm y otros de cuarzo y de biotita de tamaños menores.

Constituyen su base los aglomerados andesíticos de la Formación El León y los conglomerados de la Formación Batin (ambos considerados del Mioceno Superior), apoyándose también sobre los fenobasaltos augíticos de las lomadas del oeste de la Laguna Gechel.

Su espesor se estima en el orden de los 40 metros en Laguna Gechel y de 10 metros en las cabeceras de Vega Portomán (Perfil IX, figura 3).

Como un nivel superior y al mismo tiempo la facies más lejana (co-ignimbrítica) de esta unidad se ha interpretado un manto de tefra que aflora extensamente al sur de la fractura NO-SE del sur de Vega Portomán-sur de Chacha, y que ha sido denominado Toba Petaquilla.

La Toba Petaquilla se dispone discordantemente sobre las sedimentitas plegadas rojas de la Formación Fabián y sobre las tobas y aglomerados pumicíticos inferiores del Complejo Portomán, de probable edad Miocena Superior.

Al microscopio una muestra de la Ignimbrita Gechel está formada por trizas ensambladas y moderadamente deformadas de alrededor de 0.250 mm de largo; un 10 a 15% de cristaloclastos, muy fino material pardusco intersticial, y ocasionalmente cemento calcáreo.

Las trizas presentan leve alteración arcillosa e incipiente desvitrificación axiolítica. Entre los cristaloclastos predominan los de andesina cálcica (An₃₈) con zonación múltiple oscilatoria, y en proporciones menores aparecen hipersteno levemente oxidado, cuarzo profundamente corroído y biotita oxidada.

Los minerales accesorios son cristales opacos que incluyen apatitas rosadas y escasos prismas de circón.

Edad y correlaciones:

Las características que presentan los afloramientos de la Ignimbrita Gechel en la imagen satelitaria 1:500.000 procesada en falso color compuesto standard, llevan a correlacionarlos con otros existentes más al norte, en territorio chileno, los que aparecen cartografiados en la hoja Toconao de la Carta Geológica de Chile (Ramírez y Gardeweg, 1982) como Ignimbrita Patao. De composición química dacítica y en general fuertemente soldada, la Ignimbrita Patao cuenta con una datación radimétrica K-Ar en biotitas que arrojó un valor correspondiente a 3.1 ± 0.7 Ma. Sin embargo debe destacarse que cuando se comparan las descripciones petrográficas, la Ignimbrita Gechel difiere de la Ignimbrita Patao en la naturaleza del piroxeno que participa en ambas como cristaloclastos poco importantes, y que es hipersteno parcialmente limonitizado en la primera y clinopiroxeno oxidado en la segunda. La explicación podría encontrarse en la existencia de una zonación composicional de la ignimbrita, fenómeno ya observado en otros flujos piroclásticos, especialmente en los de composición intermedia (Lipman, 1967; Hildreth, 1979; Sheridan, 1979). También resulta llamativa la similitud petrográfica entre las ignimbritas Rincón y Gechel, aunque sus distribuciones geográficas y características de reflectancia en la imagen llevaron a correlacionarlas con unidades diferentes.

Según Ramírez y Gardeweg (op. cit.), la Ignimbrita Patao se habría originado a partir de erupciones centrales en el área del Cordón de Puntas Negras, ubicado unos 30 km al norte de los afloramientos aquí considerados.

PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO ? : COLADAS DACITICAS SUPERIORES DEL CERRO SOCOMPA CAIPE

Edificado sobre una plataforma erosionada de ignimbritas y brechas correlacionables con niveles del Complejo Quebrada del Agua, el cerro Socompa Caipe está compuesto por dacitas con megafenocristales de plagioclasa cuyas coladas descienden hacia el territorio chileno. Presentan crestas de flujo transversales relativamente espaciadas bien conservadas en los extremos de las coladas, sugiriendo una edad Plio-Pleistocena en lavas relativamente viscosas.

Las componen rocas con fenocristales aislados de plagioclasa de hasta 2 cm con aspecto "granulado" debido a corrosión por la pasta, la que es afanítica, bandeada o masiva, de colores negro, gris o violáceo y contiene cristales de plagioclasa traslúcida de tamaño seriado, que en las diferentes muestras alcanzan 2 o 5 mm de largo, láminas de biotita negro brillante o dorada de hasta 1 mm de diámetro y, en algunos casos; pequeños cristales de cuarzo rosado.

Petrográficamente las muestras estudiadas fueron clasificadas como fenoandesitas augíticas o augíticas-hipersténicas, con lamprobolita y biotita, y químicamente son dacitas potásicas (muestras 4 y 5, cuadro II).

Al microscopio los cristales mayores han sido determinados como andesina cálcica (An₄₆), corroída por la pasta. El porcentaje de fenocristales suele ser del orden del 10%, apareciendo muy fragmentados en las muestras de textura bandeada. Los fenocristales menores de plagioclasa son más sódicos (An₄₄ o An₃₈) con zonalidad múltiple directa. El mineral fémico más común es augita, la que forma pequeños cumulos asociada a plagioclasa con escaso vidrio castaño intersticial, o aparece en agregados finos, con centros radiados, evidentes anillos de reacción, donde pueden estar asociados orto y clinopiroxeno. Comunes son los cristales de lamprobolita y biotita con gruesos bordes opacos, y sumamente escasos los fragmentos de fenocristales de cuarzo.

La pasta es hialopilitica teniendo por base un vidrio que puede ser incoloro o castaño, conteniendo abundantes microlitas de plagioclasa y pequeños prismas de piroxeno. En vesículas y cavidades de cristales corroídos aparecen agregados de cristobalita.

Minerales accesorios son cristales opacos y apatita.

Edad y correlaciones:

En base al grado de conservación de la morfología de sus coladas, se considera a estas rocas más nuevas que las vulcanitas de los cerros Salin y Arizaro, y más antiguas que las del Socompa, por lo que podría suponerse una edad del orden de 3 a 2 Ma, aunque podrían ser más jóvenes si se correspondieran con las dacitas del volcán Lluillallaco, ubicado poco al sur, cuyo conjunto de coladas más antiguas arrojó valores radimétricos correspondientes a $1.5 \pm 0,4$ Ma (Gardeweg et al., 1984).

PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO. NIVELES LAVÍCOS ANDESITICOS Y DACITICOS DEL VOLCAN SOCOMPA

Al volcán Socompa, ubicado en el límite internacional con Chile, pertenecen las manifestaciones lávicas extensas más nuevas y mejor preservadas del área estudiada. Es un volcán central con una caldera elíptica parcialmente conservada en su parte superior, dentro de la cual los productos de las manifestaciones finales edificaron un cono agrietado que constituye la cumbre.

Este centro efusivo ha sido considerado en los trabajos de Derruelle (1979, 1982) sobre la petrología del vulcanismo plio-cuaternario de los Andes, y estudiado por un grupo de profesionales de la Universidad de Salta (UNSa, 1982; Galliski et al., en prensa) en razón de su interés como posible fuente de energía geotérmica.

Las dataciones isotópicas dadas a conocer por la Universidad de Salta (1982) permitieron identificar como más antiguo al conjunto de coladas aflorante en el faldeo norte, el cual justamente se destaca por presentar las formas de relieve de apariencia más joven, y como más nuevos los conjuntos correspondientes a lavas más viscosas que afloran sucesivamente hacia el sur, entre los que se incluye el domo lávico del faldeo SSE. El último registro importante de la actividad de este volcán está representado por depósitos de avalancha que se desplazaron hacia el sector chileno, vinculados al colapso de parte de un cono anterior, ocurriendo también erupciones de flujos piroclásticos pumíceos y la extrusión de domos dacíticos, que por no presentar evidencias de erosión glacial a pesar de su altitud, y no figurar en los registros históricos, habrían acontecido en el intervalo de hace 10.000 a 500 años (Francis et al., 1985). Anteriormente los mismos depósitos habían sido interpretados por Derruelle (1978) como originados en nubes ardientes y conocidos con el nombre de Negros de Aras.

Entre las coladas aflorantes en nuestro país se destaca la "lengua" de unos 5 km de largo y más de 50 m de altura del norte de la localidad de Socompa. Presenta profundos surcos que limitan los albardones laterales y crestas de flujo paralelas curvadas hacia la parte distal. Las coladas sucesivamente más antiguas presentan un diseño más apretado de sus crestas de flujo y un menor espesor de las coladas indivi-

duales, las que en los frentes son lavas de bloque cuyos fragmentos alcanzan más de 1 m de diámetro.

Están formadas por pasta gris oscura o rojiza con fenocristales de plagioclasa aislados cuyo tamaño alcanza 0.5 cm en el sector sur, y pastas vesiculadas oscuras o rojizas con fenocristales más pequeños en los afloramientos del norte.

Petrográficamente las rocas de los niveles lávicos del lado argentino son clasificadas como melandesitas piroxénicas con lamprobolita y biotita.

Los análisis químicos que se conocen a través de la bibliografía llevan a clasificar como dacita (meladacita) a una muestra de la colada I del mapa que acompaña este trabajo (análisis de la muestra N-12V, Deruelle, 1978 b) y como andesita a otra de la colada IV (muestra 15 del trabajo de Deruelle, 1978 a), existiendo para este volcán otros análisis que incluyen una andesita basáltica, una dacita y dos andesitas, cuya ubicación precisa se desconoce (análisis presentados por Deruelle, 1982). Pertenecen a una serie calcoalcalina normal cercana a las potásicas, distinguiéndose del conjunto de vulcanitas cenozoicas por su relativamente alta relación $TiO_2 - SiO_2$.

Al microscopio los fenocristales mayores de plagioclasa suelen ser de andesina, zonales y en algunos casos con núcleos cribados. Se ha observado zonación oscilatoria con tendencia a inversa. Las microlitas de la pasta suelen ser de labradorita.

Los fenocristales félicos son hornblenda pardo rojiza y oxibiotita, ambos con bordes corroídos remarcados por material opaco, olivina, hipersteno y augita casi incolora. El ortopiroxeno o el anfíbol suelen ser los más abundantes. Son comunes los cristales redondeados de cuarzo envueltos por fino clinopiroxeno, y los agregados monominerales de hipersteno, augita y de pequeñas plagioclasas zonales.

La pasta siempre es hialopilitica con una base de vidrio incoloro a veces convertida en agregados microgranosos débilmente birrefringentes, y contiene abundantes cristálitos de piroxeno, microlitas de plagioclasa y gránulos opacos.

Como minerales accesorios hay escasos apatita y cristales opacos (que no derivén de los fenómenos de reabsorción).

Edad y correlaciones:

Se cuenta con cuatro dataciones K-Ar en roca total realizadas para la universidad de Salta (UNSa, 1982), que permiten adjudicar a las lavas y domos asociados edades mínimas de 2 ± 1 Ma; 1.3 ± 0.5 Ma; 0.8 ± 0.3 y menor que 0.5 Ma. Las edades son comparables a las obtenidas por Gardeweg et al. (1984) para el volcán Llullaillaco (ubicado unos 40 km al SSO), de composición química notablemente más ácida.

Consideraciones acerca de las vulcanitas del Socompa:

Se trata de un volcán edificado quizás desde el final del Plioceno, abarcando el Pleistoceno, con manifestaciones de magmatismo explosivo ocurridas durante el Holoceno. Sus rocas integran una serie que en algunos aspectos se diferencia de las series más antiguas. Entre ellos pueden citarse la más alta relación TiO_2/SiO_2 (figura 4) y, según Deruelle (1982) la más baja relación Th/SiO_2 . Se conoce la relación $87Sr/86Sr$ para una muestra de las coladas IV que es 0.7067 según Klerx et al. (1977).

La Petrología de estas vulcanitas y de otras de la Puna chilena fue estudiada por Deruelle (1982), quien entre sus interpretaciones señala que la zonación siempre inversa en las plagioclasas tendría su explicación en variaciones de la presión de agua durante la cristalización. En base a determinaciones químicas en los minerales remarca que no deben considerarse verdaderos cumulos a los agregados de cristales, ya que resulta evidente que de su desintegración surgen los fenocristales independientes, y considera verdaderos fenocristales a los de cuarzo, dada su recurrencia en estas rocas en la región, con lo cual cuenta con un importante argumento para estimar la profundidad mínima de la cámara magmática.

PLIOCENO A HOLOCENO? : DOMOS DE VIDRIO

En dos localidades, sobre la intersección de fracturas, se observaron cerros de planta circular, compuestos por vidrios afíricos de color gris claro y partición en lascas con disposición concéntrica. Uno de ellos intruye a las brechas andesíticas de la Formación El León (Mioceno Superior) 6 km al norte de Chacha, al oeste del camino que une esta localidad con Laguna Gechel. El otro se destaca entre las rocas graníticas del sur de Manantial de Coria.

El análisis químico de una muestra (N°12, cuadro 11) la revela como una riolita. Petrográficamente podrían ser considerados vidrios fenodacíticos biotíticos.

Al microscopio la textura es vesiculada y orientada, con importante participación de pequeños fenocristales o microlitas zonales de plagioclasa (oligoclasa, An₁₅₋₂₀, con $\alpha' = 1.535$ y $\gamma' = 1.547$) y de biotita castaño oscura, pudiendo llegar a ser similares las proporciones de vidrio y cristales.

Los vidrios aparecen frescos, son incoloros, y los índices de refracción medidos fueron 1.500 en la zona de Chacha y 1.503 al sur de Manantial de Coria. Carecen de los cristalitos prismáticos de piroxenos comunes en las andesitas y dacitas de la región, apreciándose en cambio abundantes cristalitos globulares y ahusados y escasos triquitos casi rectos. En las muestras procedentes de la zona de Manantial de Coria, las vesículas están parcialmente ocupadas por un material muy fino, probablemente sericítico.

Edad y correlaciones:

Su intrusividad en rocas atribuidas al Mioceno Superior en un caso, y en el otro su ubicación sobre la fractura que ocasionó el vuelco de la escama granítica hacia el oeste (supuestamente ocurrido durante el Mioceno Superior, por comparación con la sierra de Macón), unidos a la ausencia de erosión importante en ellos, hace considerar estos vidrios entre los productos volcánicos probablemente más nuevos de la región, de edad comprendida entre el Plioceno y épocas recientes, sólo posible de precisar a través de una datación radiométrica.

Consideraciones acerca de los domos de vidrio riolíticos:

Se trata de una unidad litológica con características particulares, de escasa distribución areal y estrechamente relacionada con la tectónica, ya que está emplazada sobre importantes fracturas.

Químicamente representa el extremo ácido de la Asociación Volcánica Cenozoica en la zona estudiada.

PLEISTOCENO SUPERIOR - RECIENTE: DIQUE LAVICO FENOANDESÍTICO

En la zona profundamente erosionada del borde sur del cerro Rincón se destaca un afloramiento con aspecto de "colada" que aparenta descender de un pequeño cerro, pero que en realidad es un cuerpo tabular de 100 m de ancho y poco más de 1 km de recorrido, con rumbo norte-sur y fuerte inclinación al oeste. En superficie presenta dos marcados surcos paralelos a los bordes y un fino diaclasamiento perpendicular a ellos, subhorizontal, en la parte central, lo que le otorga un aspecto "escalonado".

La roca que lo compone es una fenoandesita semejante en su aspecto mesoscópico a las de la Formación Andesitas del Cerro Rincón, las cuales constituyen su caja. Presenta fenocristales de plagioclasa traslúcida de hasta 0.5 cm y pequeñas agujas de anfíbol negro con aspecto corroído, en abundante pasta afanítica gris azulada, en la que se aprecian vesículas de hasta 1 mm de largo.

Edad y correlaciones:

Como el relieve de la zona fue elaborado por los hielos que descendían de los circos existentes en la parte superior del cerro Rincón, se debe asignar a este dique una edad post-glacial.

Quizás pudiera correlacionarse estas rocas con los domos de vidrio riolíticos precedentemente descritos. En ambos casos los afloramientos están relacionados con fracturas norte-sur, probablemente reactivadas en épocas recientes.

Consideraciones acerca del dique lávico fenoandesítico:

La morfología con surcos laterales bien conservados y el carácter vesiculado de la roca hacen interpretar el afloramiento como el relleno de una fractura norte-sur por material lávico que alcanzó la superficie cuando la topografía de la zona era comparable a la actual.

La importancia de este cuerpo radica en que se trataría de una manifestación lávica muy reciente.

PLIOCENO - RECIENTE: DEPÓSITOS DE SINTERITAS CALCÁREAS

Al pie de algunas elevaciones, y vinculados a fracturas, se encuentran depósitos de travertinos y ónix, algunos de los cuales fueron motivo de explotación hasta hace pocos años.

El material ha sido ya en gran parte extraído en las canteras El León, ubicadas en el bloque bajo del este de la fractura que elevó el sinclinal de rocas neopaleozoicas del sur del cerro Rincón. Allí las capas de onix cubren discordantemente a las rocas de la Formación El León y están brechadas en algunos sectores.

Otros afloramientos importantes en los que predominan travertinos se encuentran en los alrededores de Chacha, sobre la fractura NNO que pasa por la laguna Gchel, y al sur de la quebrada de la Petaquilla. En estas dos últimas localidades se encuentran también travertinos más antiguos participando de los niveles más altos de la Formación Batin (ver perfil VII, pág. 33 y figura 3).

En el extremo noroeste del salar de Pocitos se destaca un antiguo nivel elevado y dislocado que contiene travertinos y venas de ónix. Los afloramientos allí permiten observar un perfil de 20 m de espesor, en el que predominan calizas y areniscas calcáreas finas y macizas de color blanco, intercalándose bancos de 0.30 m de cineritas blancas y rosadas. En la parte superior se destacan dos bancos de areniscas medianas de color negro, culminando el perfil con niveles de 0.50 m de travertinos blancos cortados por delgadasguías irregulares de ónix verdoso. Por tratarse de un antiguo nivel del borde del Salar (próximo a zonas de surgencia de carbonatos), estos afloramientos podrían ser incluidos en la Formación Pular.

Edad y correlaciones:

Aparentemente existen dos etapas principales durante las cuales se formaron este tipo de depósitos. Una de ellas correspondería al Mioceno Superior (post-Fase Quechua inicial) y forma parte de los niveles más altos de la Formación Batin. La otra etapa, post-Fase Quechua final, está extensamente representada en las canteras El León y en el antiguo nivel del salar de Pocitos.

En otras localidades de la Puna (Tocomar, Tuzgle, etc.), depósitos de este tipo continúan formándose en la actualidad.

PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO: FORMACIÓN PULAR

Integran esta Formación conjuntos de bancos predominantemente horizontales, de 1 a 10 m de espesor, que rodean concéntricamente a las lagunas de Socompa (ubicada fuera del mapa, al sudeste de la localidad homónima), Pular y Gechel, poniendo en evidencia una serie de etapas en la progresiva disminución del nivel de las aguas en dichas lagunas. Se reconocen más de 20 terrazas en la laguna Gechel y más de una docena en la de Socompa.

Las rocas que integran esta Formación son areniscas finas, tufitas, calizas limosas y calizas, grises o blanquecinas, con fina estratificación paralela o con estructuras de aspecto fibroso o en formas de tubos irregulares, debidas a la precipitación de carbonatos sobre restos orgánicos vegetales.

En estas terrazas de la laguna de Socompa Cordini (1965) describió diatomitas, a las que atribuyó posible edad pleistocena.

Niveles calcáreos comparables a éstos fueron observados rodeando una pequeña laguna de indudable origen glacial y ya totalmente disecada, en la quebrada de Guanaquero.

Edad y correlaciones:

Por considerarse a la Formación Pular una consecuencia de la última glaciación, y por encontrarse depositándose en la actualidad los últimos niveles en algunas de las lagunas que aún contienen agua, su edad estaría comprendida entre el Pleistoceno Superior y los tiempos actuales.

Consideraciones acerca de la Formación Pular:

Estos depósitos se ubican al pie de formas erosivas que revelan claramente la anterior existencia de glaciares (circos en el cerro Rincón y la artesa de una importante lengua glacial en la quebrada de Guanaquero), lo que permite considerarlos post-glaciales. La presencia de diatomeas es común en lagos de este origen (Green-smith, 1971, pág. 264). Al mismo tiempo en todas estas lagunas se constató la presencia de zonas de surgencia de aguas carbonatadas vinculadas con fracturas, cuya actividad decreciente está relacionada con el continuo descenso del nivel freático.

PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO: DEPOSITOS DETRITICOS RECIENTES Y ACTUALES

Los depósitos detríticos de mayor distribución corresponden a niveles de fan-glomerados originados en los abanicos aluviales adyacentes a algunas zonas elevadas.

El antiguo nivel de fan-glomerados del este y oeste de la sierra de Macón que está separado de su zona de aporte por la tectónica reciente, se encuentra actualmente expuesto a la deflación, con sus rodados en proceso de facetamiento al par que son oscurecidos por el "barniz del desierto". Estos últimos fenómenos afectan también a niveles fenobasálticos y andesíticos, como los que desintegrados en bloques yacen sobre los granitos y areniscas yesosas del norte del salar de Arizaro, al sur del cerro Aracar.

Al norte del cerro Chivinar se reconoce un depósito originado por un torrente de barro que fue alimentado por las tobas de la parte alta y fluyó hacia el salar de Incahuasi, en cuyas orillas yace por debajo de la capa detrítica reciente.

Los depósitos eólicos son comunes a sotavento de las elevaciones. Al este del volcán Socompa hay una extensa zona de médanos. Estos son sinuosos, con unos 4 m

de longitud y 0.5 m de altura y están alineados con rumbo este-oeste. La baja densidad del material que los compone y la velocidad del viento hacen que el tamaño promedio de los clastos, allí depositados sea de 3 cm.

Los depósitos glaciales aparentan estar poco desarrollados, habiéndoselos identificado al pie del cerro Rincón y al sur del cerro Guanaquero.

PLIOCENO - HOLOCENO: DEPOSITOS EVAPORITICOS

Los depósitos de evaporitas suelen ocupar la parte central de las cuencas sin desagüe. Su superficie aparece lisa sólo en las zonas poco profundas generalmente cercanas a la playa arenosa que los bordea. Es común su partición en costras poligonales, la que en los salares mayores originó gruesos "costrones" de sal estratificada, inclinados o con bordes levantados y en partes encimados, alcanzando las crestas más de 1/2 metro sobre el nivel general, dando al paisaje un aspecto particularmente áspero.

Presentan zonación composicional, con carbonatos y sulfatos en los bordes y, por ser transgresivos, también en la base. El principal componente es cloruro de sodio cuya pureza, unida a las posibilidades del transporte, motivan su explotación mediante precipitación de salmueras en piletas en los salares de Taca Taca, norte del de Arizaro (vega de las Burras), Pocitos y Rincón. Otros componentes evaporíticos que por su concentración local fueron mencionados y eventualmente explotados en la zona son: ulexita en los bordes este y sur del salar del Rincón y norte del de Pocitos; carbonatos y sulfatos de sodio en laguna Gechel (Reverberi, 1960), acompañados los dos últimos por sales de potasio en la laguna de Socompa (límite sur del mapa, al sureste de la localidad homónima) y mencionándose también sales de magnesio en el salar del Rincón (Consejo Federal de Inversiones, 1962).

Las salmueras de los salares del Rincón, de Pocitos y de Arizaro fueron investigadas por Nicolli et al. (1980) y Nicolli (1981), quienes las caracterizaron a través de sus contenidos de litio y potasio, cuya relación fue considerada media para el salar del Rincón y baja para los de Pocitos y de Arizaro.

Edad:

Las actuales cuencas evaporíticas quedaron delimitadas con posterioridad a la última fase tectónica importante de la región (Quechua Final), dentro de una amplia cuenca sedimentaria pre-existente. Con estos datos y, según será expuesto con más detalle en el capítulo referente a estructura, la edad máxima de las evaporitas de las cuencas actuales es pliocena. No cabe duda de que gran parte de ellas deriva de la disolución de grandes cuerpos salinos anteriores, cuya edad es terciaria inferior a media, y cuyo origen estaría vinculado a la extinción de los mares mesozoicos, los que en el contexto regional mayor estaban ubicados al este y el oeste de la Puna.

VII. GEOLOGIA Y PETROLOGIA DEL VULCANISMO CENOZOICO

Estratigráficamente se pueden discriminar por lo menos tres etapas de actividad volcánica durante el Cenozoico en la zona estudiada. Una de ellas tendría edad correspondiente al Mioceno Superior y estaría vinculada con la Fase orogénica Quechua Inicial, comprendiendo las formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón, el Complejo Portomán y el Complejo Quebrada del Agua. A otra etapa pertenecen las rocas que forman el cuerpo principal de 8 estrato volcanes de la región (Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanauquero, Chivinar, Aracar, Arizaro y Salin). Su probable edad sería Pliocena y se hallaría en conexión con la Fase orogénica Quechua Final. Una tercera etapa está representada por las vulcanitas Plio-Pleistocenas del volcán Socompa cuyas manifestaciones quizás alcancen los tiempos holocenos.

Mineralógicamente la mayor parte de las muestras estudiadas son andesitas típicas de zonas orogénicas. Contienen plagioclasas zonales como los fenocristales más abundantes y hornblenda como mafito principal, frecuentemente acompañados por hiperseno, augita o por biotita. La cristalización de la hornblenda suele ser anterior a la de los piroxenos, siendo común encontrarla como relictos en el interior de cumulos de piroxenos. Estos últimos contienen siempre granos opacos en su interior, lo que en algunos casos puede interpretarse como remanentes de sustitución de hornblenda, ya que la relación Fe/Mg suele ser mayor en los anfíboles que en los piroxenos co-existentes (Gill, 1981, pág. 181). Anillos de reacción de finos clinopiroxenos y cristales opacos rodean cristales de lamprobolita en muchas de las muestras estudiadas petrográficamente.

En los análisis químicos realizados, las vulcanitas contienen entre 56.50 y 75.20 % de SiO₂; 17.70 a 15.50 % de Al₂O₃ (en las muestras inalteradas), con proporciones de álcalis que las ubican con las rocas calcoalcalinas en los campos de las andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas (ver figura 5). En el diagrama AFM aparecen como perteneciendo a los términos evolucionados de las series calcoalcalinas (figura 7).

Las relaciones K₂O - SiO₂ agrupan a la mayor parte de ellas cercanas a la línea divisoria de los campos correspondientes a las series calcoalcalinas normales y las ricas en potasio (ver figura 6). Excepciones dentro de este conjunto, por su alto contenido de K₂O, son las muestras procedentes del volcán Socompa Caipe (números 4 y 5, cuadro 11), el fenobasalto alterado del nordeste del cerro Aracar (muestra número 11), las lavas recristalizadas números 12 y 25 y la Ignimbrita Rincón (muestra 21). El incremento del contenido de potasio para andesitas con similares contenidos de sílice en un perfil transversal al arco volcánico al alejarse del borde de la placa, señalado en la región por Deruelle (1978) y por Viramonte et al. (1984) no aparece como resultado del muestreo realizado, existiendo un máximo para rocas inalteradas en el cerro Guanauquero y otro en el cerro Socompa Caipe (figura 8). Es probable que estos incrementos del contenido de potasio en rocas pliocenas y quizás pleistocenas se deban a fenómenos de contaminación con zonas de alteración hidrotermal que afectaron a las vulcanitas más antiguas supuestamente miocenas. (El volcán del cerro Guanauquero se ha edificado sobre una faja de intensa alteración hidrotermal que ha sido señalada en el mapa).

En los diagramas de Harker (figura 4) se observa correlación negativa para el contenido de FeO (total), con una ruptura de pendiente a partir de valores de 60 a 62% de SiO₂. Esta ruptura suele ser explicada por la cristalización de magnetita. El MgO presenta también la característica correlación negativa para el conjunto aun-

que con valores algo dispersos. En general, el número del magnesio ($100 \cdot \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$), queda comprendido entre 41 y 58. Los valores superiores a 50 aparecen en las lavas andesíticas y dacíticas con que culminan los complejos del Mioceno Superior (muestras 3, 13 y 20 del cuadro II); en algunos volcanes supuestamente pliocenos del este (Tul Tul y Rincón, representados por las muestras 22, 23 y 27) y en las vulcanitas quizás pleistocenas del cerro Socompa Caípe (muestras 4 y 5).

También es negativa la tendencia del CaO, con porcentajes en peso inferiores a la suma de los de FeO^* y MgO, lo cual según Gill (1981), excluye la posibilidad de su derivación de una fuente eclogítica o peridotítica (tal fuente daría lugar a andesitas que además tendrían relación FeO^*/MgO inferior a 1, números de Mg mayores que 67 y contenidos de Ni superiores a 100 ppm).

El P_2O_5 presenta muy evidente la correlación negativa con la sílice de las series calcoalcalinas, contrastante con la positiva de las tholeíticas.

Las variaciones en los contenidos de TiO_2 permiten discriminar en la zona 3 series que coinciden con las 3 etapas volcánicas reconocidas. Las menores relaciones $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ corresponden a las vulcanitas atribuidas al Mioceno Superior; valores algo mayores corresponden al vulcanismo supuestamente plioceno; y en la línea de los valores más altos se ubica la mayor parte de las vulcanitas plio-pleistocenas del Socompa (ver diagrama de la figura 4). Este incremento del contenido de titanio para las series más jóvenes probablemente se relacione con condiciones tectónicas progresivamente más tensionales.

Las trazas investigadas en los diagramas de Harker presentan valores dispersos, reconociéndose las tendencias de correlación positiva para el Rb y levemente negativa para el Sr y el Y (ver diagramas de la figura 4).

Cuando se consideran las relaciones Rb-Sr en el diagrama de Gill (1981, pág. 127) ilustrado en la figura 9, como era de esperar, la mayor parte de las rocas analizadas queda comprendida entre los valores considerados característicos para Chile, Perú y el Arco Eoliano de Italia. Hacia los valores característicos de Chile se alinean las muestras del sector occidental (volcán Socompa, cerro Salin y Complejo Quebrada del Agua, en tanto que hacia el Arco Eoliano las del este (formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón; Andesitas oscuras superiores del cerro Rincón, vulcanitas del Tul Tul y del cerro Del Medio). En esta distribución, que es coherente con la localización geográfica y que se considera relacionada con la distancia a la fosa oceánica (o con la profundidad de la zona de subducción), se alejan de la posición teórica algunas muestras, pudiéndose citar como ejemplo la perteneciente a los niveles altos del Complejo Quebrada del Agua número 13. Pero su análisis químico puso en evidencia la presencia de carbonatos, la que no era visible en el corte petrográfico, por lo que no debe ser considerada en este gráfico, ya que su contenido en Sr resulta anormalmente alto.

Cuando se considera el contenido de Th en las unidades más antiguas, supuestamente del Mioceno Superior, se hace notable un pequeño incremento en los aglomerados andesíticos y dacíticos del este (Formación El León), donde alcanza 16 ppm, comparados con los 11 y 2 ppm de sus equivalentes del Complejo Quebrada del Agua.

Las relaciones entre las trazas inmóviles Ti/Zr e Y/Nb (ver figura 10) utilizadas por Winchester y Floyd (1977) para discriminar series magmáticas e inferir la composición original en vulcanitas alteradas, ubican la mayor parte de las rocas analizadas cercanas al límite entre las series alcalinas y calcoalcalinas, apareciendo gran parte de ellas en el campo de los basaltos. Al ser comparadas con las vulcanitas ordovícicas conocidas de la misma región (zona sombreada en el gráfico) se advierte

su afinidad con las rocas alcalinas. Este gráfico resultó útil para incluir en la serie cenozoica al pórfiro oscuro del cerro Aracar (muestra 11) alterado e intensamente diaclasado, que inicialmente había sido considerado ordovícico.

Al estudiar la mineralogía de las vulcanitas miocenas y de la serie volcánica cenozoica en su conjunto, se ha encontrado hornblenda verde en los niveles más bajos y hornblenda parda o lamprobolita en los superiores. Ello indica una relación Fe^{+3}/Fe^{+2} más alta, y probablemente un mayor contenido de TiO_2 en las hornblendas de los términos más nuevos coincidentemente con la ya mencionada evolución hacia series sucesivamente más ricas en TiO_2 .

En los análisis químicos suele insinuarse una tendencia básica hacia los términos estratigráficamente más altos de cada volcán, pudiendo citarse como ejemplos para vulcanitas lávicas las secuencias de base a techo de las muestras números 15, 14 y 10 para el cerro Aracar; 20 - 27 para el cerro Rincón y 23 - 22 para el cerro Tul Tul. La tendencia a la basicidad ha sido verificada en otros centros volcánicos cenozoicos de la Puna, como el cerro Tuzgle (Coira y Paris, 1981) y las ignimbritas de Coranzulí (Koukharsky et al., en prensa), siendo comúnmente atribuida a una zonación vertical por diferenciación gravimétrica en las cámaras magmáticas y recientemente, para el Tuzgle, a la mezcla de magmas con aporte de origen profundo progresivo (Coira y Barbieri, en prensa).

CONSIDERACIONES FINALES

Las muestras estudiadas pertenecen al Arco Magmático Cenozoico del segmento andino conocido como Sur de los Andes Centrales (SCA), que suele ser considerado uno de los modelos para la investigación de las relaciones entre magmatismo y subducción. El espesor de la corteza continental en esta región es de aproximadamente 70 km y la distancia a la fosa oceánica del orden de los 300 km (Deruelle, 1982).

La petrogénesis de las andesitas basálticas de este sector de los Andes ha sido explicada en base a un modelo que incluye la deshidratación de la placa de Nazca subductada, adicionándose algunos componentes en la cuña de manto suprayacente, generándose magmas basálticos en la base de la corteza, los que pueden experimentar procesos poco importantes de asimilación y cristalización fraccionada durante su ascenso (Thorpe, 1984). En el caso de las andesitas más evolucionadas y dacitas, los procesos de asimilación y cristalización fraccionada pueden haber sido más intensos, involucrando localmente una corteza más antigua o anatexis de material crustal poco profundo, habiéndose detectado evidencias petrológicas de mezcla de magmas en algunas lavas y rocas piroclásticas (Thorpe, op. cit.).

En el caso del volcán Socompa-El Negrillar, Deruelle (1982) consideró verdaderos fenocristales a los cristales de cuarzo comunes en sus lavas, calculando para ellos la presión de equilibrio, la que correspondió a profundidades del orden de 45 a 50 km. Las temperaturas de equilibrio calculadas en base a la coexistencia de clino y ortopiroxenos por el mismo autor, arrojaron valores correspondientes a 950-990°C en tres andesitas y 955°C en una dacita. Según Harmon y Hoefs (1984), los valores isotópicos del oxígeno revelaron que para estas rocas la contaminación cortical fue importante. También para el volcán Socompa Deruelle (op. cit.) demostró que los agrupamientos de cristales no deben considerarse cumulos, sino que de su separación se originaron los fenocristales aislados, ya que las composiciones determinadas con microsonda son idénticas. Y en el caso de los agrupamientos de piroxenos con plagioclasa, opacos, apatita y vidrio, la composición global es similar a la de la hornblenda, postulando que ellos derivan de la resorción de cristales de hornblenda, señalando finalmente para las vulcanitas calcoalcalinas del sur de los Andes Centrales una diferenciación por fraccionamiento de óxidos de Fe y Ti, ortopiroxeno y hornblenda.

Los estudios petrográficos realizados en el presente trabajo confirman la anterioridad de la formación de hornblenda con respecto a los piroxenos en casi todos los casos, lo que lleva a la invariable asociación de granos opacos con los piroxenos. Ello apoyaría la suposición de una diferenciación por cristalización fraccionada de anfíbol como factor importante y de este modo podrían explicarse algunas características señaladas por Gill (1981) como el enriquecimiento de SiO_2 pero no de FeO^* en el líquido y las correlaciones negativas del Y, las tierras raras pesadas y del TiO_2 respecto de la sílice, además de la casi constante relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ a lo largo de la serie. De todos modos las composiciones y proporciones de los minerales que participaron en los procesos de diferenciación deben ser característicos para cada centro efusivo y merecerían un estudio detallado. Pero la identificación de fenómenos de fraccionamiento por hornblenda nos indicaría que los reservorios magmáticos se encontraban en regiones relativamente altas de la corteza.

Las variaciones en las composiciones químicas de las rocas analizadas han cumplido con las expectativas en lo que se refiere a las relaciones Rb-Sr y el aumento del contenido de Th en el perfil transversal al arco al alejarse del borde de la placa. No ha ocurrido lo mismo con los contenidos de K_2O cuyos máximos parecen estar relacionados con fenómenos de contaminación en zonas donde las rocas más antiguas fueron afectadas por alteración hidrotermal en tiempos probablemente miocenos.

Las relaciones $\text{TiO}_2 / \text{SiO}_2$ han resultado características y sucesivamente más altas para las 3 series de manifestaciones volcánicas cenozoicas reconocidas en la zona. En el presente trabajo se las considera relacionadas con ambientes tectónicos progresivamente más distensivos. Con ellos también se relacionaría la tendencia hacia la basicidad verificada en diferentes centros volcánicos. Variaciones con la edad en los contenidos de TiO_2 de tipo similar y también opuesto (disminución hacia los términos más jóvenes) han sido citadas por Goemans et al. (1987) para el Altiplano y la Cordillera Occidental de Bolivia. Dichos autores relacionaron tales variaciones con el espesor y la edad de la corteza contaminante.

VIII. ESTRUCTURA Y TECTONICA

Entre los rasgos estructurales característicos de la zona se destacan las fracturas inversas de bajo ángulo y trazado curvo con rumbo aproximadamente meridiano, las que son más frecuentes en el norte de la sierra de Macón (ver los perfiles de la figura 11). A ellas se vincula el plegamiento disarmónico de los estratos terciarios, más intenso en los niveles yesosos de la Formación Fabián y menor en los aglomerados y brechas de la Formación El León.

El cambio en la inclinación del plano de la falla ONO del norte del cerro Macón refleja el efecto de rampa en los estratos terciarios sobre el basamento granítico del norte de la sierra. El rumbo y la inclinación del contacto entre las rocas graníticas y el conglomerado basal del Terciario en el faldeo oeste del cerro Macón, permite identificar un vuelco de 70° hacia el oeste para la escama tectónica que lo incluye y se extiende hacia el sur.

Fracturas inversas importantes de rumbos meridianos que limitan por el este otros bloques generalmente graníticos pueden reconocerse al sur de la quebrada de la Petaquilla, al oeste de los salares de Incahuasi y de Arizaro y al este del filo de Caípe. El afloramiento granítico que incluye a la sierra de Taca Taca pudo ser identificado como un bloque prácticamente no basculado desde el Mioceno Superior, merced a la interpretación de su topografía como una superficie basal exhumada cuya morfología corresponde a un relieve maduro de régimen fluvial. Tales condiciones seguramente existieron al tiempo de depositarse los niveles basales de los estratos continentales rojos de la Formación Fabián. El bloque granítico menor que se encuentra al noroeste del anterior, limitado por una escarpa de 900 m de desnivel a cuyo pie se encuentra la Vega de Coria, en cambio, es una escama volcada al oeste comparable a la de la sierra de Macón, con la superficie disectada y levemente arcillitizada formando su borde occidental.

Las fracturas mencionadas son la respuesta a movimientos compresivos del oeste con una importante componente horizontal. Dentro de este conjunto se distingue la importante fractura meridiana del este del volcán Socompa, por su localización en el borde occidental del bloque elevado, marcando su disposición un cambio estructural con respecto a las elevaciones del este.

Existen numerosas fracturas consideradas de acomodamiento o de ajuste, muchas de las cuales son directas y de trazado superficial rectilíneo.

Al norte del cerro Chivinar, las rocas volcánicas del Complejo Portomán aparecen intensamente dislocadas. Es posible que futuros trabajos de detalle revelen allí la presencia de antiguas calderas. Fracturas de trayectoria curvada del oeste de vega Portomán remarcaban una estructura elíptica interpretada como de colapso, a la que se asocian cuerpos intrusivos dacíticos e importante alteración hidrotermal. En la cima del cerro Del Medio hay una notable estructura de caldera, la cual es anterior al último desplazamiento de la fractura que se encuentra a su oeste (entre el mencionado cerro y el Tul Tul).

Entre los edificios volcánicos bien preservados se destaca la disposición rectilínea del pico occidental del cerro Rincón con los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos, cuyo rumbo se continúa perfectamente en una de las fracturas NO-SE que afectan a la estructura volcánica del cerro Quevar, al sudeste de la zona mapeada. Transversales a este lineamiento estructural importante, son las fracturas inversas de alto ángulo y rumbos NE, que "enciman" los tres volcanes del norte del salar de Pocitos y

que aparentemente son anteriores a las últimas coladas del volcán del cerro Tul Tul.

Las coladas del volcán Aracar cubren las estructuras graníticas de contorno lenticular de la zona, especialmente el extremo sur de la escama tectónica que incluye el Manantial de Coria, poniendo en evidencia su posterioridad con respecto al episodio tectónico causante del vuelco. Sobre estas fracturas se localizan domos de vidrios riolíticos, por esta razón también posteriores.

La faja de rocas graníticas del cerro Macón y su prolongación hacia el sur (Cumbres del Macón), fue interpretada por Garrasino et al. (1984) como "un bloque desplazado al oriente por medio de una discontinuidad que pierde inclinación hacia abajo" el que pertenecería, junto con las elevaciones que se prolongan al NNE, al sistema de corrimientos de las Cumbres de Macón. Posteriormente Donato y Vergani (1985) presentaron un perfil estructural conceptual E-O que abarca el sector comprendido entre el este del salar del Rincón y el salar de Incahuasi, con láminas de corrimiento de vergencia oriental que estarían superpuestas en profundidad y limitadas por una falla de empuje frontal al este del área aquí estudiada, y una falla de empuje posterior en el borde oeste del salar del Rincón, cuyas respectivas inclinaciones decrecen a medida que se profundizan. Estos autores señalaron una falla directa en el valle NNO-SSE que une laguna Gechel (o Santa María) con Chacha, y dos lineamientos transversales con movimientos levógiros. Uno de ellos de orientación NO-SE sería el que incluye los cerros Rincón, Tul Tul, Del Medio y Pocitos, y el otro, NE-SO, el que marca el límite NNO de los afloramientos ordovícicos del cerro Oscuro, desplazando al sinclinal que afecta a las sedimentitas del Paleozoico Superior. También indicaron dos líneas de transcurrencia ubicadas aproximadamente en la zona del cerro Oscuro y en el borde occidental del salar del Rincón.

Los episodios tectónicos que la estratigrafía y la estructura de la zona permiten suponer son:

La Fase Oclóyica (Ordovícico Superior - Silúrico Inferior) causante del metamorfismo regional de bajo grado y del plegamiento de las sedimentitas marinas de la Formación Coquena (Arenigiano Superior-Llanvirniano). A ella se vinculan las intrusiones, en todos los casos integradas por dos o más facies (granitos y pórfiros cuarcíferos), que testimonian dos o más pulsaciones magmáticas. Su resultado es también la discordancia angular entre las rocas ordovícicas y los conglomerados y areniscas marinos portadores de fósiles del Devónico Inferior.

No existen discordancias angulares notables entre las formaciones de edades devónica, carbónica y pérmica en esta zona. El conjunto está afectado por un plegamiento amplio de rumbo meridiano cuya edad, entre el Pérmico Medio y el Terciario Medio no puede ser precisada en razón del hiato que abarca dicho intervalo de tiempo.

A la Fase Incaica, del Eoceno Medio se atribuye la generación de la cuenca de sedimentitas continentales rojas de la Formación Pabián. No se descarta la posibilidad de que el comienzo del vulcanismo del Complejo Portomán, representado por tobas finas cementadas por yeso fuera simultáneo con los niveles más altos de esta cuenca.

La depositación de las sedimentitas rojas habría cesado en el Mioceno Superior, como resultado de una tectónica que es asimilada a la Fase Quechua Inicial. Consecuencia de ella es la división de la anterior cuenca con la generación de áreas positivas a las que se asocia una sedimentación epiclástica rápida originando las psefitas y psamitas grises de la Formación Batin. Probablemente hacia el final se depositaron los extensos afloramientos de rocas piroclásticas que culminan con lavas, de composiciones andesíticas y dacíticas, en las zonas del cerro Rincón (formaciones

El León y Andesitas del Cerro Rincón), de vega Portomán y de Arizaro-Quebrada del Agua. La ausencia de discordancias angulares primarias notables entre las formaciones Fabián y Batin sugiere para la Fase Quechua Inicial una tectónica caracterizada por movimientos relativos de ascenso y descenso verticales de los bloques.

El plegamiento y los sobrecorrimientos que afectan a las rocas terciarias habrían ocurrido durante la Fase Quechua Principal, en el límite Mioce-no Superior - Plioceno. Evidencia de esta tectónica fuertemente compresiva es la sierra de Macón, escama volcada hacia el oeste flanqueada por las sedimentitas y evaporitas terciarias plegadas y fracturadas. Con posterioridad a este episodio se desarrolló otra importante actividad volcánica en la zona, erigiéndose los estrato-volcanes de Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Salin y Arizaro, y la cima occidental del cerro Rincón. Testimonios de ello son la disposición claramente posterior a los niveles plegados de la Formación El León, de las coladas que fluyeron hacia el oeste desde el volcán Tul Tul; la edificación del volcán Aracar sobre el borde del bloque granítico volcado de Manantial de Coria; de los volcanes Guanaquero y Chivinar sobre las vulcanitas dislocadas y alteradas del Complejo Portomán y del volcán Salin sobre las piroclastitas inclinadas del Complejo Quebrada del Agua.

A etapas tectónicas posteriores, de menor intensidad se atribuyen las fracturas inversas que afectan a los volcanes Tul Tul, Del Medio y Pocitos; las erupciones que originaron los volcanes Socompa Caipe y Socompa (datado Plioceno Superior - Plioceno); los basaltos augíticos del oeste de la alguna Gechel y otros similares. Entre los episodios más recientes deben contarse el emplazamiento del dique lávico del sur del cerro Rincón y el encimamiento de los bordes de grandes costrones de sal estratificada, observado en el suroeste del salar de Incahuasi.

IX. GEOMORFOLOGIA

Entre las unidades geomorfológicas de la zona se destacan los grandes salares, extensas cuencas de evaporación a las que concurre la mayor parte de los magros recursos de agua de la región, cuyas alturas sobre el nivel del mar varían entre 3.500 m (Arizaro e Incahuasi) y 3.700 m (Rincón). Su superficie es rugosa por el resquebrajamiento, levantamiento y en algunos casos superposición parcial de polígonos de la costra salina estratificada, que alcanzan 2 y 3 m de ancho y alrededor de 0.50 m de espesor.

Otra unidad está integrada por el conjunto de volcanes poligénicos Tul Tul, Del Medio, Pocitos (alineados estructuralmente con la cima del cerro Rincón), Guanaquero, Chivinar, Aracar, Arizaro y Salin, que presentan la morfología típica de los estrato-volcanes andesíticos posteriores a la orogenia Quechua Principal. Sus formas son cónicas imperfectas de bases aproximadamente circulares (Aracar, Tul Tul, Salin, Chivinar) o elongadas debido a fracturamiento, ya sea durante la formación del edificio volcánico (Arizaro, Guanaquero), o bien por tectónica posterior (Del Medio). El cerro Del Medio está coronado por una llamativa caldera de aproximadamente 3.5 km de diámetro, cuyo borde sudoccidental ha sido erosionado. El diámetro de la base de estos volcanes varía entre los 13.5 km, con un desnivel de 2.050 m en el cerro Aracar cuya cima alcanza los 6050 m snm, hasta los 7.5 km de base y 900 m de altura del cerro Chivinar cuya cúspide está en los 5.200 m snm. En la base de los volcanes ubicados en el sector central del área estudiada (Arizaro, Aracar, Guanaquero y Chivinar) sobresalen coladas oscuras, que por lo extendidas denotan haber sido notablemente más fluidales que las posteriores que componen la mayor parte de sus edificios. Estas últimas conservan parcialmente sus formas originales, con notables pendientes y espesores de varias decenas de metros, características de las lavas viscosas de composiciones intermedias. Los bordes lobulados se conservaron mejor en las coladas de los cuatro volcanes occidentales, siendo notables también las crestas de flujo transversales en la del extremo sudoeste del cerro Tul Tul.

El volcán Socompa, más joven que los anteriores, se diferencia netamente por estar constituido por lavas menos viscosas. En el lado argentino se caracteriza por la presencia de coladas superpuestas agrupadas en sectores con similares características morfológicas relacionadas con la viscosidad, el grado de erosión y el espesor de los detritos que las cubren. Las rocas del grupo que fluyeron hacia el norte (grupo III del mapa), tienen una coloración acentuadamente oscura y contrastante con la de depósitos eólicos blanquecinos alojados en las depresiones de sus superficies, presentando una delicada textura con aspecto de encaje visible en las fotografías aéreas a escala 1:50.000. Dentro del conjunto de lavas andesíticas y dacíticas de este volcán, éstas se cuentan entre las que fueron menos viscosas y mejor preservadas, apareciendo sus frentes festoneados por lóbulos pequeños (del orden de los 300 m), con crestas transversales apretadas y surcos laterales que delimitan delgados albardones. En el sector opuesto (IV del mapa), la colada que descendió hacia el sur, más joven según las dataciones isotópicas, presenta el aspecto de una extensa "lengua" con unos 100 m de espesor en el frente. Sus crestas de flujo transversales son algo más suaves que las del norte. Los demás conjuntos de lavas que descendieron hacia el borde oriental presentan características intermedias entre las descritas. En su parte superior el volcán presenta una caldera elíptica, erosionada en el borde occidental, por donde descendieron hacia el territorio chileno flujos piroclásticos y avalanchas de detritos cuya interpretación es motivo de controversias (Deruelle, 1978; Francis y Ramirez, 1985). La planta de este volcán, de contorno irregular de-

bido a hundimientos a lo largo de fracturas de trazado suavemente curvo con rumbos ENE y NNO en el sector chileno, tiene unos 20 km de diámetro. La base se encuentra aproximadamente en la cota de 4.000 m y su cima alcanza 6.090 m snm.

El cerro Rincón pertenece a un volcán andesítico más complejo y más antiguo que los anteriores. En él participan rocas piroclásticas y lavas andesíticas de supuesta edad Miocena Superior (Formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón). Este conjunto probablemente haya actuado como una unidad relativamente rígida durante la orogenia Quechua Principal, estando afectada por fracturas NNO y ENE. La actual cima occidental (Cerro Rincón) de rocas levemente más básicas y oscuras, alineadas con los tres volcanes atribuidos al Plioceno que separan los salares Rincón y Pocitos y con una notable fractura del cerro Queva (ubicado al SE, fuera del área cubierta por el mapa) debe ser el resultado de una reactivación magmática posterior a la Fase Quechua Principal. Es así que el cuerpo lávico principal del Complejo volcánico del cerro Rincón presenta en el mapa un contorno rectangular cuyo borde mayor tiene rumbo ENE, conservándose en el sector oriental las unidades más antiguas muy erosionadas y disectadas, con el edificio más nuevo en el borde occidental. La cima occidental del cerro Rincón alcanza los 5.628 m snm y su altura desde la base es de aproximadamente 1.230 m.

En las restantes áreas positivas los rasgos geomorfológicos corresponden a los de un relieve inmaduro en clima árido. Son comunes las cuencas endorreicas de diverso tamaño; no existen ríos o valles colectores importantes y se conservan algunos zócalos o escarpas de fallas relativamente altos y muy poco erosionados. Las quebradas más notables son consecuentes y han sido labradas en materiales incompetentes como lo son las brechas y tobas pumicíticas del Terciario Superior, los conglomerados de la Formación Batin y los niveles yesosos y con sal de roca de la Formación Fabián. También es común que el piso de algunas quebradas aparezca desproporcionadamente ancho. Tal es el caso de la quebrada de la Petaquilla, en la que el material detrítico ha rellenado gran parte de su cauce emergiendo apenas, paralelo a su borde SO cercano a la desembocadura, un remanente resistente de calizas pérmicas parcialmente silicificadas. El ensanchamiento de las quebradas probablemente se deba a alguna forma de erosión glacial, cuya influencia se aprecia claramente en la quebrada de Guanaquero, amplia en sus tramos superiores que al final presenta un profundo valle en U por el efecto de una lengua glaciaria, a cuyo pie se conserva una pequeña depresión cerrada tapizada por sedimentos blanquecinos. Una forma similar, asociada a un circo glacial, existe en el faldeo occidental del cerro Rincón. Circos glaciales menores han ocupado también la parte alta de las dos fracturas en el sector oriental del macizo volcánico del Rincón.

Algunas depresiones como las del Salar de Pular y de las lagunas Gechel y So-compa (la última al sur del área cartografiada), están rodeadas por terrazas concéntricas a las que se reunió en la Formación Pular, considerándose las vinculadas al progresivo descenso del nivel de las aguas a partir de la última glaciación.

La quebrada de rumbo NE-So que desciende al salar de Incahuasi al sur de la quebrada Portomán, está ocupada por un depósito gris blanquecino resultante de un torrente de barro originado en las tobas y pumicitas que afloran en sus cabeceras, el que en las proximidades del salar se encuentra cubierto por detritos recientes.

La sierra de Taca Taca está formada por rocas graníticas con leve alteración arcillosa blanquecina, en las que se ha labrado un relieve de hondonadas y pequeñas crestas que responde a un diseño dendrítico integrado, parcialmente ocupado por detritos provenientes de los granitos de tamaños sabulítico y gravilla. Estos rasgos pertenecen a un relieve maduro de régimen fluvial, condiciones que en tiempos cenozoicos podrían estar relacionadas con la depositación de las sedimentitas continentales rojas

de la Formación Fabián. Gran parte de la gravilla y gránulos pueden ser relictos del regolito del suelo entonces formado. Esta sierra constituye entonces un relieve basal del mencionado ciclo terciario que ha sido exhumado. Hacia el oeste el relieve granítico exhumado aún se infiere cubierto por una capa fenobasáltica de la base del volcán Aracar. El reconocimiento de estas superficies basales del ciclo terciario continental rojo aporta datos para la interpretación estructural de la región denotando el sentido y la intensidad del basculamiento de los bloques.

El escaso poder erosivo de los agentes en el clima árido y la importante tectónica relativamente reciente unidos a la naturaleza coherente y porosa de las rocas piroclásticas, hacen que algunas escarpas de fallas aparenten no haber sido aún afectadas por erosión. Tal es el caso de los aglomerados andesíticos y tobas de la Formación El León en el oeste de los salares Rincón y Pocitos, y de los aglomerados y tobas del Complejo Quebrada del Agua en el este de la depresión que bordea el volcán Socompa. Al pie de estas escarpas no se han formado aún conos ni abanicos aluviales, pero en cambio han ocurrido algunas remociones en masa del terreno.

Una estructura elíptica interpretada como de colapso, asociada a la intrusión de pórfiros dacíticos alterados, se aprecia al oeste de Vega Portomán.

X. RESEÑA DE LOS PRINCIPALES APORTES A LA GEOLOGIA DE LA PUNA LOGRADOS POR EL PRESENTE TRABAJO

- 1 - Se ha cartografiado el área a la escala original 1:100.000 con observaciones de campo detalladas y una subdivisión litológica que ha puesto en evidencia nuevas características estructurales.
- 2 - Se ha reconocido la participación de piroclastitas ácidas y de lavas y brechas fenoandesíticas en los niveles más altos de los afloramientos de la Formación Coqueña (ordovícica) al sudeste del cerro Rincón, correlacionándose con ellos un conjunto de riolitas macizas desvitrificadas y traquitas cuarzosas queratofíricas bandeadas del norte del cerro Aracar.
- 3 - Se establece una zonación en los afloramientos graníticos reunidos en el Complejo Chacha, de edad Ordovícico Superior-Silúrico Inferior, interpretándoselos como un plutón compuesto epizonal del tipo 1 asociado al arco magmático ordovícico, al que se vinculan mineralizaciones de Cu y Mo existentes en la región.
- 4 - Se señala la presencia del Devónico Inferior portador de restos de trilobites (Formación Salar del Rincón) en el ala occidental del sinclinal de rocas paleozoicas del sur del cerro Rincón. En base a características mineralógicas (y el conocimiento de la zonación del plutón compuesto del Complejo Chacha) se identifica para los niveles intermedios de la secuencia un aporte desde el oeste.
- 5 - Se describen clastos de esquistos cuarzo-muscovíticos en conglomerados de la Formación Cerro Oscuro, lo que implica para tiempos carbónicos, probables afloramientos de rocas con un grado de metamorfismo aún no reconocido en áreas vecinas.
- 6 - Se define la Formación Fabián integrada por sedimentitas continentales rojas del borde de una cuenca desarrollada más al sur y cuya edad podría estar comprendida entre el Eoceno Medio (Orogenia Incaica) y el Mioceno Medio. Se reconoce el relieve exhumado de su base en las rocas graníticas del NO del salar de Arizaro y se definen cinco miembros, de los cuales los tres primeros serían transgresivos (Conglomerados Guanaquero, Areniscas y tobas Guanaquero y Areniscas yesosas y tufitas Guanaquero) y los dos últimos regresivos (Areniscas calcáreas Vega Macón y Areniscas conglomerádicas Vega Macón).

7 - Se redefine la Formación Batin de probable edad Mioceno Superior, que representa la sedimentación rápida en la cuenca terciaria modificada por la fase orogénica Quechua Inicial hasta la fase Quechua Final. Se reconocen facies conglomerádicas y de areniscas yesosas, estableciéndose sus relaciones con las formaciones volcánicas cenozoicas.

8 - Se definen las formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón, representantes de los niveles basales aglomerádicos-piroclásticos sucedidos por numerosos mantos lávicos de un importante estrato-volcán tectonizado e intensamente erosionado. Ambas formaciones son integrantes de una serie calcoalcalina entre normal y potásica de probable edad Mioceno Superior, simultánea con los niveles más altos de la Formación Batin.

9 - Se reúne a las vulcanitas cenozoicas dislocadas del sector medio del área estudiada en el Complejo Portomán, integrado por niveles predominantemente piroclásticos en su parte inferior y lávicos en la superior e intruídos por cuerpos subvolcánicos andesíticos y dacíticos a los que se asocian fenómenos de alteración hidrotermal. La edad del Complejo sería Mioceno pudiendo alcanzar el Plioceno Inferior (casi Mioceno) sus facies intrusivas. Se plantea la posibilidad de que los niveles piroclásticos inferiores se extiendan hacia el este en las brechas pumicíticas blancas que forman la base de la Formación El León al este de Puesto Olajaca.

10- Se reúnen las vulcanitas y conglomerados dislocados del sector occidental del área estudiada en el Complejo Quebrada del Agua, unidad relativamente heterogénea que comprende aglomerados y tobas andesíticos y dacíticos, lavas y domos dacíticos, fenobasaltos, conglomerados y niveles lávicos andesítico-dacíticos "lajosos" superiores. La edad del Complejo, apoyada por dataciones isotópicas, abarcaría el Mioceno Medio y Superior.

11- Se caracteriza una unidad que compone los edificios de ocho volcanes de la zona, emplazados con posterioridad a la Fase Quechua Final, cuya edad sería Pliocena alcanzando quizás el Pleistoceno (Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Salin y Arizaro). Su composición varía entre dacítica y andesítica (llegando probablemente a andesitas basálticas). En el cerro Aracar (y probablemente también el Guanaquero y el Chivinar) se identificaron dos secuencias superpuestas cuyas composiciones varían en el tiempo desde términos ácidos a básicos.

12- Se identificó en la zona un remanente ignimbrítico considerado el extremo meridional del manto que se extiende al norte del cerro Rincón, conocido en nuestro país como Ignimbrita Rincón, la que cuenta con datación isotópica correspondiente al Plioceno Inferior.

13- Otro afloramiento ignimbrítico ubicado al oeste de la laguna Gechel ha sido denominado Ignimbrita Gechel. Su facies distal (co-ignimbrítica) podría ser un extenso manto tobáceo escasamente consolidado que se extiende hacia el sur, denominado Toba Petaquilla.

14- Se caracterizan las vulcanitas superiores del cerro Socompa Caipe, de composición dacítica, pertenecientes a una serie calcoalcalina potásica de probable edad Plioceno Superior a Pleistoceno.

15- Se han discriminado estratigráficamente tres etapas de importante actividad volcánica durante el Cenozoico en la zona. Una de ellas estaría relacionada con la Fase Quechua Inicial, con edades del Mioceno Superior (formaciones El León y Andesitas del cerro Rincón, y complejos Portomán y Quebrada del Agua, (quizás en parte algo más antiguos); la otra se vincularía con la Fase Quechua Final (volcanes Tul Tul, Del Medio, Pocitos, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Salin, Arizaro y cima occidental del cerro Rincón) de probable edad Plioceno quizás alcanzando el Pleistoceno. La tercera etapa, de menor desarrollo por su volumen, y confinada al oeste, en el límite con Chile, está representada por las vulcanitas Plio-Pleistocenas del Socompa, cuyas manifestaciones quizás alcancen los tiempos holocenos. Al caracterizarlas químicamente casi todas las muestras inalteradas corresponden a vulcanitas calcoalcalinas que se ubican cercanas al límite entre las normales y las potásicas.

16 - Las relaciones TiO_2/SiO_2 han resultado características y sucesivamente más altas para las tres series de manifestaciones volcánicas cenozoicas. Tales variaciones se atribuyen a condiciones tectónicas progresivamente más distensivas. Con ellas también se relacionaría la tendencia hacia la basicidad verificada en diferentes centros volcánicos (excepto el del Socompa).

17 - En general las variaciones en las composiciones químicas de las rocas analizadas han sido las características de las asociaciones calcoalcalinas, cumpliendo con las expectativas en lo que se refiere a las relaciones Rb-Sr y el aumento del Th con la distancia al borde de la placa subductada. No ha ocurrido lo mismo con los contenidos de K_2O , cuyos máximos parecen estar relacionados con fenómenos de contaminación en las zonas donde las vulcanitas más antiguas aparecen afectadas por alteración hidrotermal.



A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Gust' with a horizontal line underneath.

AGRADECIMIENTOS

La autora desea expresar su profunda gratitud a quienes de diferentes maneras contribuyeron para que este trabajo llegara a su término.

A la licenciada Graciela Blasco de Nullo por su activa y entusiasta participación durante la campaña de 1969.

A los pobladores de Tolar Grande y en especial al entonces intendente, señor Severo Herrera, por su ayuda para poder llevar a cabo las tareas de campo durante 1969 y 1970.

A la licenciada Orquídea Morello y al señor Ricardo Rodano por su colaboración determinando los contenidos de elementos traza de las muestras analizadas.

A la doctora Milka Brodtkorb y al profesor H. Puchelt la obtención de cortes petrográficos y análisis químicos de una parte de las muestras.

Al doctor Roberto Caminos por su intermediación para obtener las imágenes satelitarias y una parte de las fotografías aéreas utilizadas.

Al doctor Víctor Ramos por sus valiosos consejos referentes a la estructura de una parte de la zona.

Y al doctor Bernabé Quartino por su apoyo y aliento durante la realización y la finalización del trabajo.

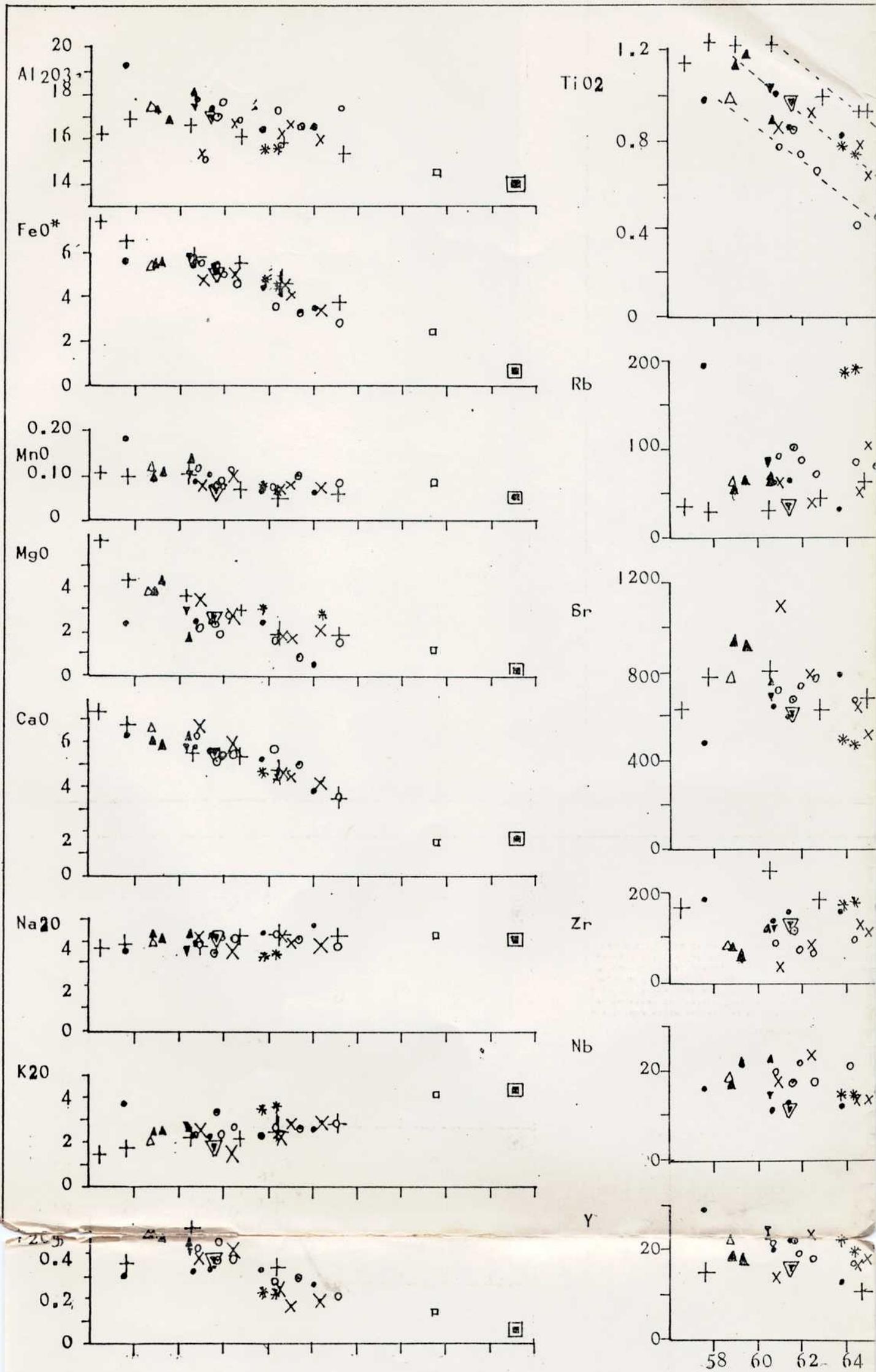
También desea manifestar su reconocimiento al doctor Juan Carlos M. Turner por haberle dado la oportunidad de trabajar en tan interesante zona.

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27		
SiO2	62.54	64.41	65.09	62.69	63.65	61.06	64.00	60.59	65.59	59.72	56.72	71.82	57.94	61.88	62.68	58.60	63.20	59.10	59.20	61.50	65.50	57.70	53.50	59.30	60.50	59.30	26	27	
TiO2	0.43	0.62	0.53	0.76	0.71	0.90	0.78	0.96	0.57	0.98	0.96	0.08	0.81	0.97	0.80	0.74	0.33	0.38	0.69	0.64	0.34	1.10	1.16	0.86	0.86	1.01	0.97	0.97	
Al2O3	16.79	16.49	15.71	15.23	15.39	16.30	16.12	16.70	16.44	17.45	18.93	13.33	14.53	17.45	16.24	16.42	16.32	15.67	16.85	16.61	13.98	16.84	16.52	17.55	16.69	16.99	16.99	16.99	
Fe2O3	3.54	4.43	3.68	5.07	4.67	5.53	4.86	5.82	3.86	5.82	6.10	0.76	5.05	6.06	4.69	5.29	2.37	3.27	4.30	2.47	1.84	5.49	3.63	5.51	5.26	5.21	5.52	5.52	
FeO	0.10	0.08	0.07	0.08	0.07	0.10	0.07	0.07	0.06	0.08	0.18	0.05	0.08	0.10	0.06	0.28	0.66	0.20	0.74	2.19	0.55	0.32	2.07	0.25	0.60	0.75	2.94	2.94	
MnO	0.85	1.71	2.05	2.97	2.70	2.69	1.82	2.60	1.40	2.28	2.31	0.10	3.33	2.27	2.16	0.11	0.08	0.07	0.09	0.10	0.08	0.09	0.10	0.13	0.08	0.10	0.12	0.12	
CaO	4.72	4.38	4.06	4.61	4.39	5.81	4.62	5.31	3.85	5.64	6.02	1.55	6.51	5.51	5.03	6.44	3.27	5.22	5.17	5.15	1.39	5.83	4.07	1.43	2.15	2.77	3.96	3.96	
Na2O	3.84	3.96	3.88	3.16	3.40	3.48	4.31	4.30	4.82	3.92	3.43	3.81	4.10	4.17	4.33	3.82	3.56	3.88	4.10	4.05	4.10	4.03	3.94	4.17	3.40	3.31	3.88	3.88	
K2O	2.51	2.79	2.94	3.44	3.63	1.55	2.20	1.86	2.50	2.22	3.65	3.96	2.35	2.25	2.07	2.24	2.68	2.33	2.19	2.54	3.91	2.29	2.33	2.36	3.32	2.60	2.13	2.13	
P2O5	0.28	0.17	0.19	0.22	0.22	0.41	0.25	0.35	0.26	0.32	0.30	0.06	0.35	0.32	0.31	0.40	0.30	0.25	0.41	0.37	0.13	0.47	0.45	0.42	0.35	0.41	0.48	0.48	
H2O	1.70	0.44	1.11	1.48	1.23	1.19	0.29	1.20	0.36	1.24	1.48	2.44	1.38	0.45	0.58	2.99	3.18	4.35	2.97	1.96	1.16	1.78	2.31	1.92	1.73	1.55	2.65	2.65	
S	0.53	0.01	0.04	0.003	0.002	0.04	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.12	0.14	0.03	0.04	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
CO2	0.41	0.11	0.14	0.12	0.07	0.35	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
Sums	98.24	99.60	99.49	99.83	100.13	99.41	99.49	99.92	99.73	99.83	100.20	98.62	97.76	101.51	99.14	99.30	97.19	96.10	98.49	100.18	96.97	99.62	100.77	99.78	99.88	99.57	100.91	100.91	
Rb	81	103	74	175	186	42	52	36	55	60	198	97	66	59	36	84	105	88	77	73	176	56	66	65	104	85	64	64	64
Sr	655	510	560	490	478	795	634	605	785	630	478	313	1100	595	793	710	640	656	733	778	180	946	902	762	680	635	790	790	
Zr	167	110	76	172	174	87	126	137	94	134	183	25	36	157	153	86	100	91	76	66	190	80	73	117	113	120	80	80	
Nb	15	14	16	15	15	24	14	12	11	16	17	18	13	12	12	20	21	21	22	18	17	17	22	23	17	14	19	19	
Y	21	18	16	23	20	24	17	16	19	20	29	14	14	22	13	21	14	17	19	18	35	19	18	23	22	24	23	23	
Th	17	11	12	31	26	2	2	3	7	13	23	3	10	15	11	16	21	16	16	11	34	16	13	12	14	15	14	14	
SiO2	65.42	65.03	66.28	63.83	64.40	62.41	64.63	61.48	66.02	60.67	57.53	75.19	60.96	61.34	63.72	60.85	67.23	64.41	61.98	62.61	71.50	58.98	59.41	60.60	61.64	60.50	58.82	58.82	
TiO2	0.45	0.63	0.54	0.77	0.72	0.92	0.79	0.97	0.57	1.00	0.97	0.08	0.85	0.86	0.81	0.76	0.35	0.41	0.72	0.65	0.36	1.12	1.18	0.98	0.85	1.03	0.99	0.99	
Al2O3	17.56	16.65	16.00	15.51	15.37	16.66	16.28	16.94	16.55	17.73	19.20	13.96	15.29	17.30	16.51	17.05	17.36	17.08	17.64	16.91	14.59	17.21	16.78	17.93	17.01	17.33	17.29	17.29	
Fe2O3	3.70	4.47	3.75	5.16	4.73	5.65	4.91	5.91	3.88	5.91	6.19	0.80	5.31	6.01	4.77	5.49	2.52	3.56	4.50	2.52	2.23	0.57	0.33	2.10	0.26	5.32	2.56	2.56	
FeO	0.10	0.08	0.07	0.08	0.07	0.10	0.07	0.07	0.06	0.08	0.18	0.05	0.08	0.10	0.06	0.29	0.70	0.22	0.78	2.23	0.57	0.33	2.10	0.26	0.61	0.76	2.99	2.99	
MnO	-0.89	-1.73	2.09	3.02	2.73	2.75	1.84	2.64	0.41	2.32	2.34	0.10	3.50	2.25	2.20	0.11	0.08	0.08	0.10	0.10	0.08	0.09	0.10	0.13	0.08	0.10	0.12	0.12	
CaO	4.94	4.42	4.13	4.69	4.44	5.94	4.67	5.39	3.88	5.73	6.11	1.62	6.85	5.46	5.11	6.69	3.48	5.69	5.41	5.24	1.45	5.96	5.78	6.01	5.06	5.68	6.69	6.69	
Na2O	4.02	4.00	3.95	3.22	3.44	3.56	4.35	4.36	4.95	3.98	3.48	3.99	4.31	4.13	4.40	3.97	3.79	4.23	4.29	4.29	4.12	4.28	4.12	4.00	4.26	3.46	3.38	3.95	3.95
K2O	2.63	2.82	2.99	3.50	3.67	1.58	2.22	1.89	2.52	2.26	3.70	4.15	2.47	2.23	2.10	2.33	2.85	2.54	2.29	2.59	2.59	2.34	2.37	2.41	3.38	2.65	2.17	2.17	
P2O5	-0.39	-0.17	-0.19	-0.22	-0.22	-0.42	-0.25	-0.35	-0.26	-0.32	-0.30	0.06	0.37	0.32	0.32	-0.41	-0.21	-0.27	-0.43	-0.38	0.14	0.48	0.46	0.43	0.36	0.42	0.49	0.49	
Sums	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	

C U A D R O II . ANALISIS QUIMICOS DE VULCANITAS CENOZOICAS.

La ubicación de las muestras analizadas está indicada en el mapa. 1: Dicitte (áfrica del Complejo Portomán); 2 y 6: Aglomerados deefítico y andesítico del Complejo Quebrada del Agua; 3: vulcanita deefítica del Complejo Quebrada del Agua; 4 y 5: vulcanitas deefíticas del cerro Soconpa Ceipe; 7 y 13: niveles lávicos deefítico y andesítico superiores del Complejo Quebrada del Agua; 8: andesita del cerro Salín; 9: domo lávico deefítico del NO del cerro Aracar; 10, 14 y 15: vulcanitas andesíticas y deefíticas del cerro Aracar; 11: andesitas piroclásticas oscuras, alteradas del NE del cerro Aracar; 12: domo de vidrio del este del cerro Aracar; 16, 18 y 19: aglomerados andesíticos y deefítico de la Formación El León; 17: Toba deefítico blanco de la Formación El León; 20: andesita del cerro Rincón; 22 y 23: andesitas del cerro Tul; 24: andesita del cerro El Muñido; 25: vul-

canita recrietalizada del cerro Guenquero (nivel inferior); 26: andesita del cerro Guenquero; 27: Niveles andesíticos superiores oscuros del cerro Rincón. Los elementos mayoritarios de las muestras 1 a 15 fueron analizados por absorción atómica en el Institut für Petrographie und Geochemie de la Universidad Karlsruhe (Alemania), y los de las muestras 16 a 27 por vía húmeda por la autora de este trabajo en los laboratorios de la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales. Los valores de TiO2, Rb, Sr, Zr, Nb, Y Th fueron determinados por fluorescencia de rayos X por la Licenciada O. Morello y el Sr. S. Rodano en la División Estudios Especiales de la Comisión Nacional de Energía Atómica.



FIGU

DIAGRAMAS DE HARKER DE

Los óxidos están expresados en gramos % y los elementos los muestras del volcán Socoma fueron extraídos de (1977) y Siegers et al. (1969). Referencias: O For Complejo Portomán; X Complejo Quebrada del Agua; ▼ Vulcanita del Guanaquero; △ Andesita superior cerros Tul Tul y Del Medio; □ Ignimbrita Rincón; ■ nitas del Socoma Caípe; + Vulcanitas del Socoma.

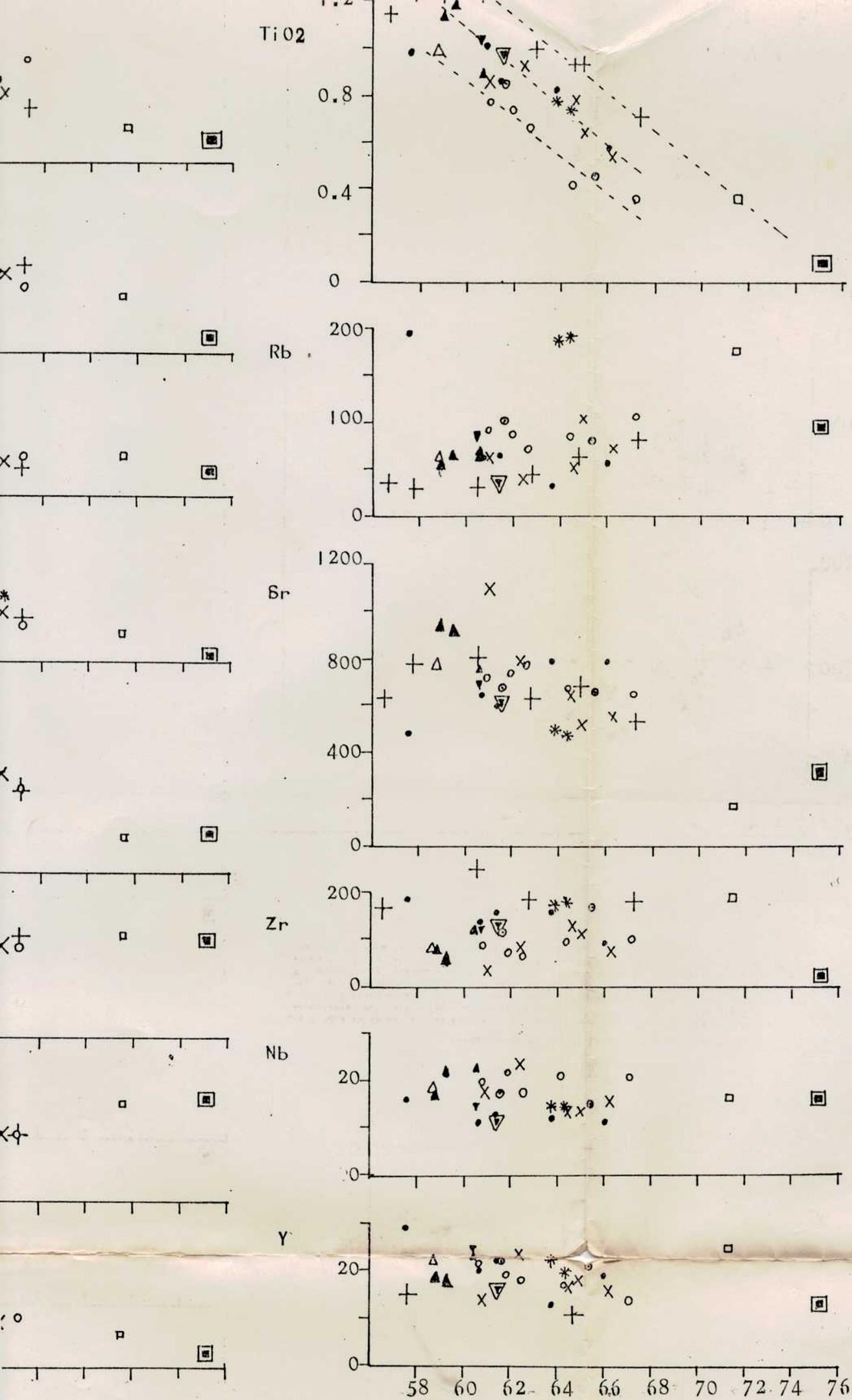


FIGURA 4.

DIAGRAMAS DE HARKER DE LAS MUESTRAS ESTUDIADAS

Los óxidos están expresados en gramos % y los elementos traza en partes por millón. Los análisis de las muestras del volcán Socompa fueron extraídos de los trabajos de Déruelle (1982), Klerx et al. (1977) y Siegers et al. (1969). Referencias: O Formaciones El León y Andesitas del cerro Rincón; ◉ Complejo Portomán; X Complejo Quebrada del Agua; ▽ Vulcanita del Salín; ● Vulcanita del Aracar; ▼ Vulcanita del Guanquero; △ Andesita superior oscura del cerro Rincón; ▲ Vulcanitas de los cerros Tul Tul y Del Medio; □ Ignimbrita Rincón; ◻ Domo de vidrio del este del Aracar; * Vulcanitas del Socompa Caípe; + Vulcanitas del Socompa.

68 70 72 74 76

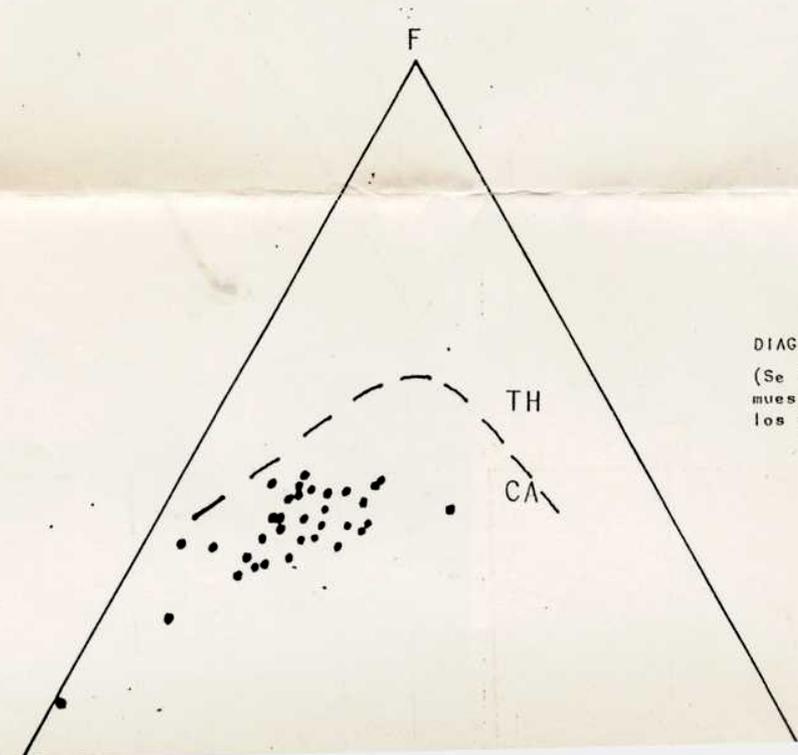
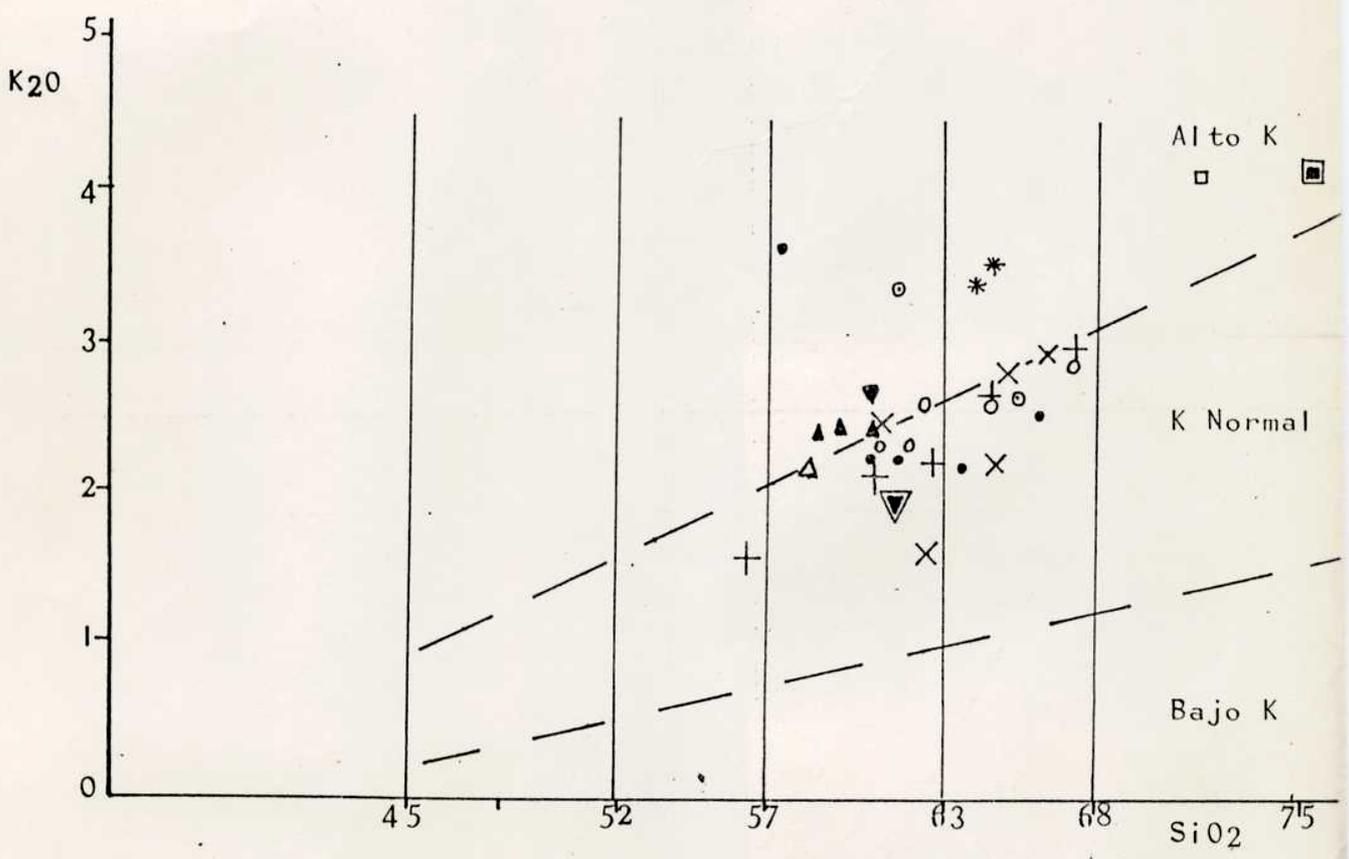
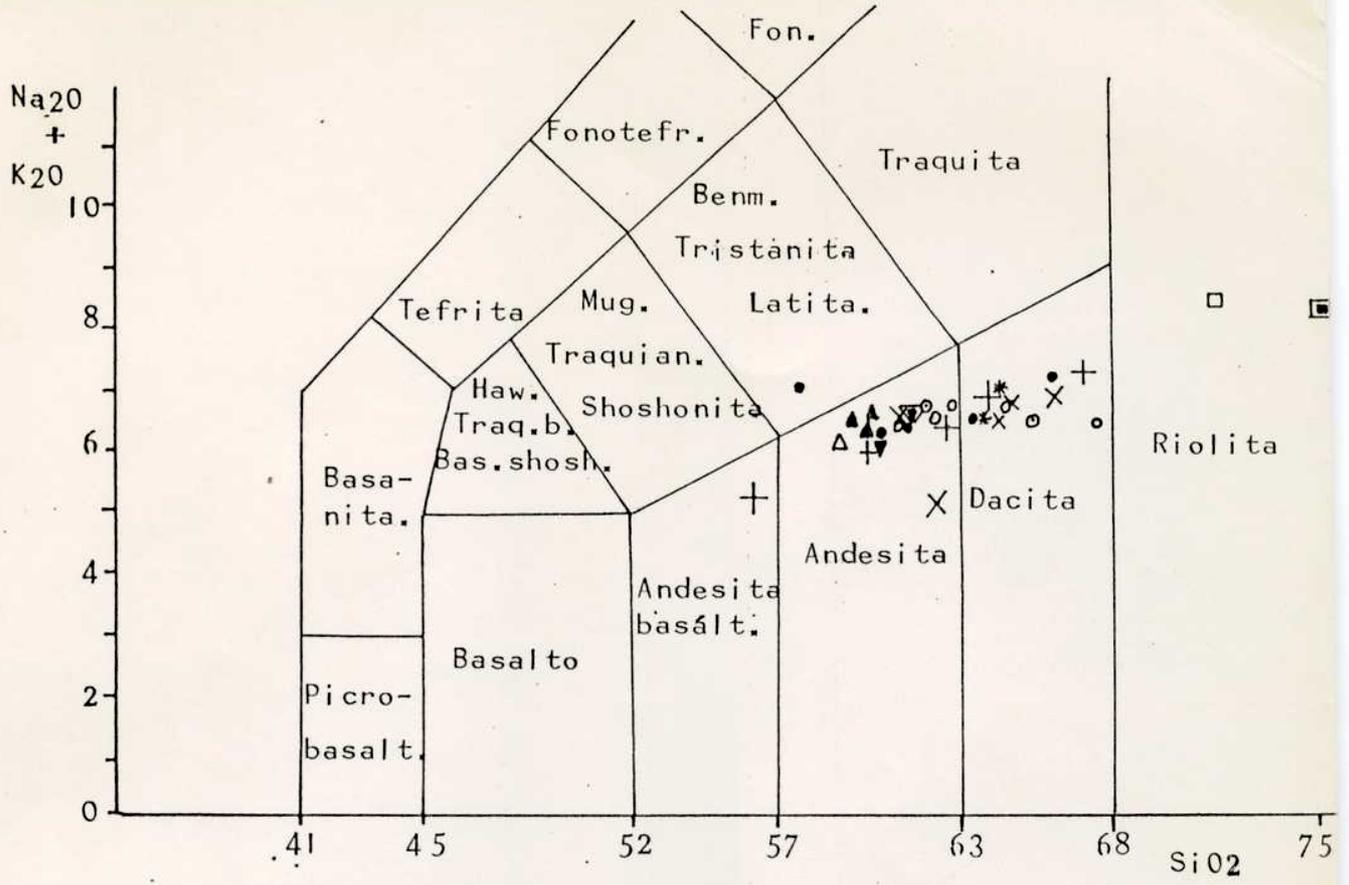


FIGURA 7

DIAGRAMA AFM DE LAS MUESTRAS
 (Se incluyen análisis corresp.
 muestras del volcán Socoma,
 los trabajos de Déruelle (197

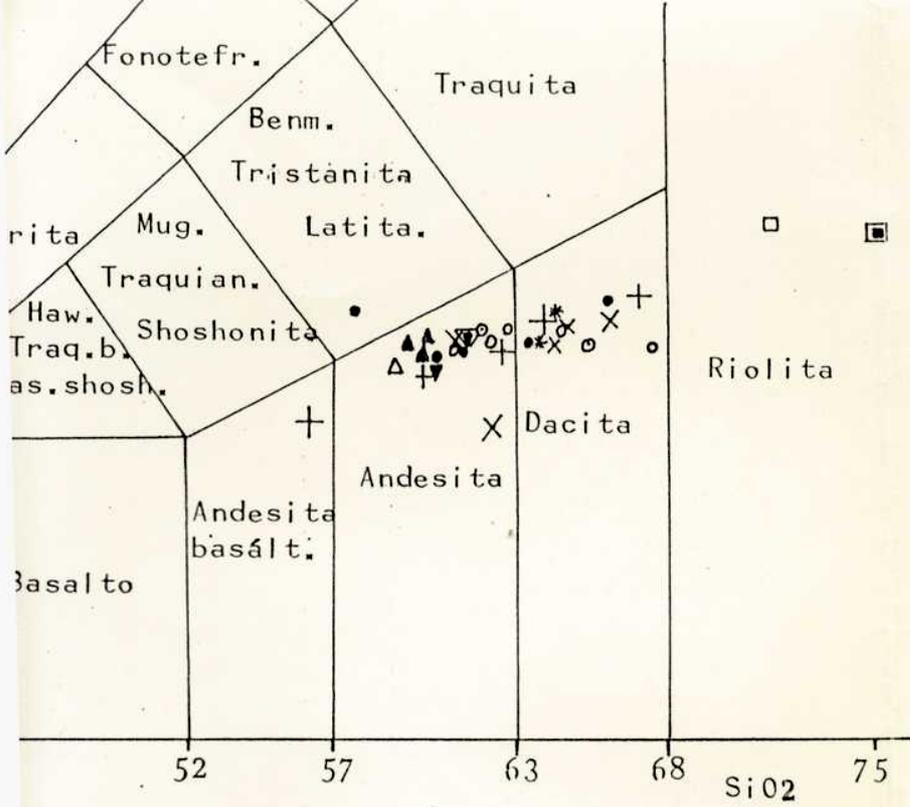


FIGURA 5
 CLASIFICACION TAS DE MUESTRAS ANALIZADAS (Esquema según Le Maitre et al. (1982).
 ○ Formaciones El León y Andesitas del cerro Rincón; ⊙ Complejo Portomón; × Complejo Quebrada del Agua; ▽ Vulcanita del Salin; ● Vulcanita del Aracar; ▼ Vulcanita del Guanaquero; ▲ Andesita superior oscura del cerro Rincón; ▲ Vulcanitas de los cerros Tul Tul y Del Medio; □ Ignimbrita Rincón; ■ Domo de vidrio del este del Aracar; + Vulcanitas del Socompa Caipe; + Vulcanitas del Socompa según datos extraídos de Déruelle (1978 y 1982).

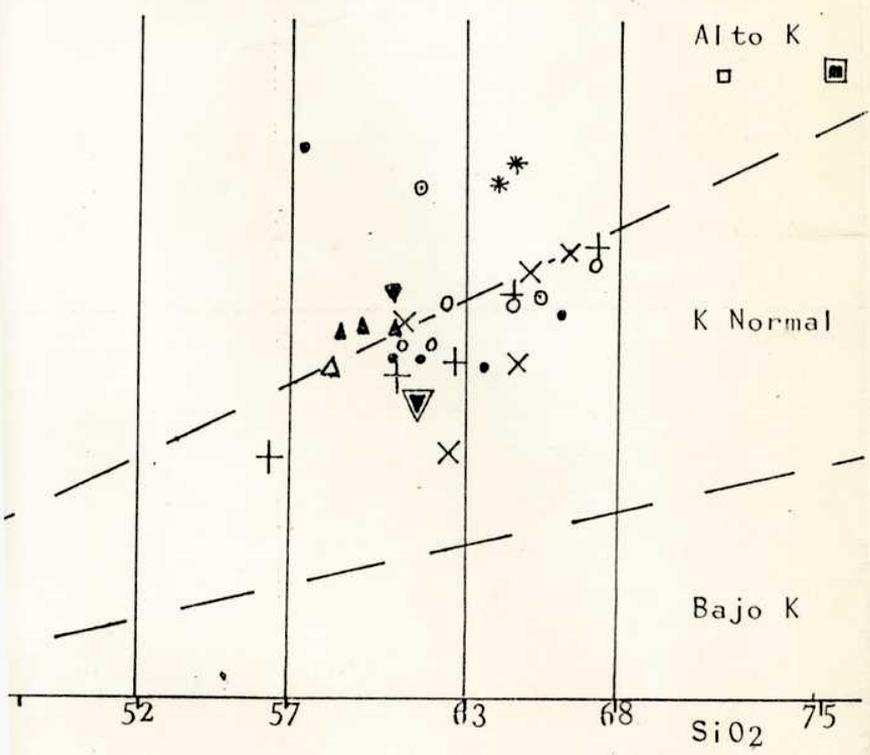


FIGURA 6
 DIAGRAMA K₂O - SiO₂ DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS, CON LAS DIVISIONES PROPUUESTAS POR LE MAITRE ET AL. (1982).
 Los símbolos son los mismos que se emplearon en las figuras 4 y 5).

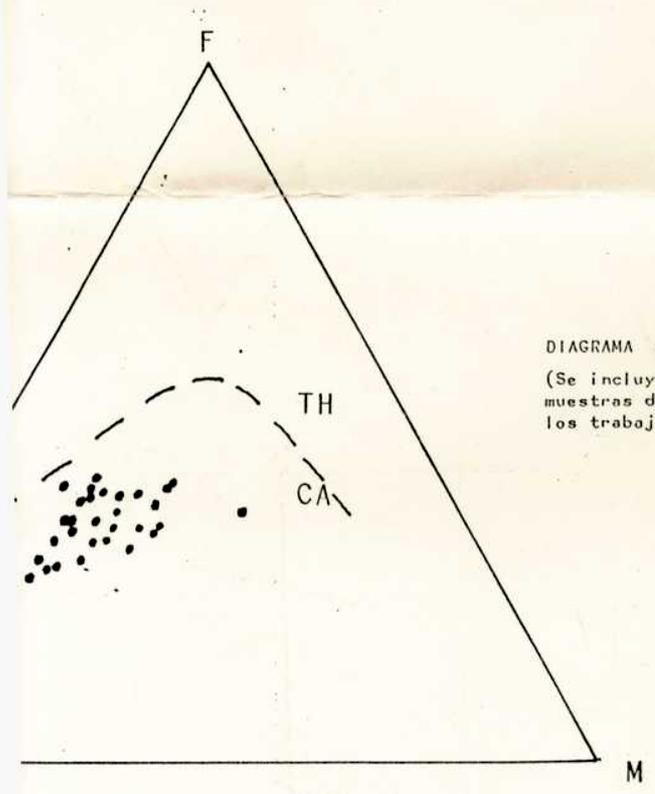
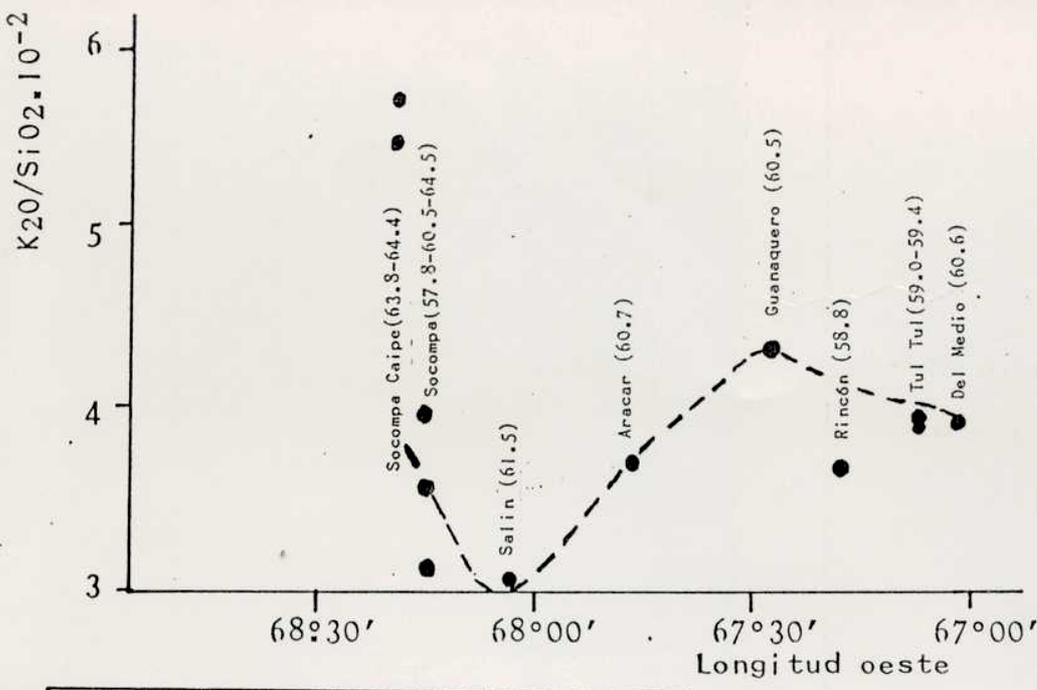


FIGURA 7
 DIAGRAMA AFM DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS.
 (Se incluyen análisis correspondientes a muestras del volcán Socompa, extraídos de los trabajos de Déruelle (1978 y 1982).



VARIACION DE LAS
GEOGRAFICA DE LOS
SENTATIVAS DEL VU
ESTUDIADA.
Los contenidos de

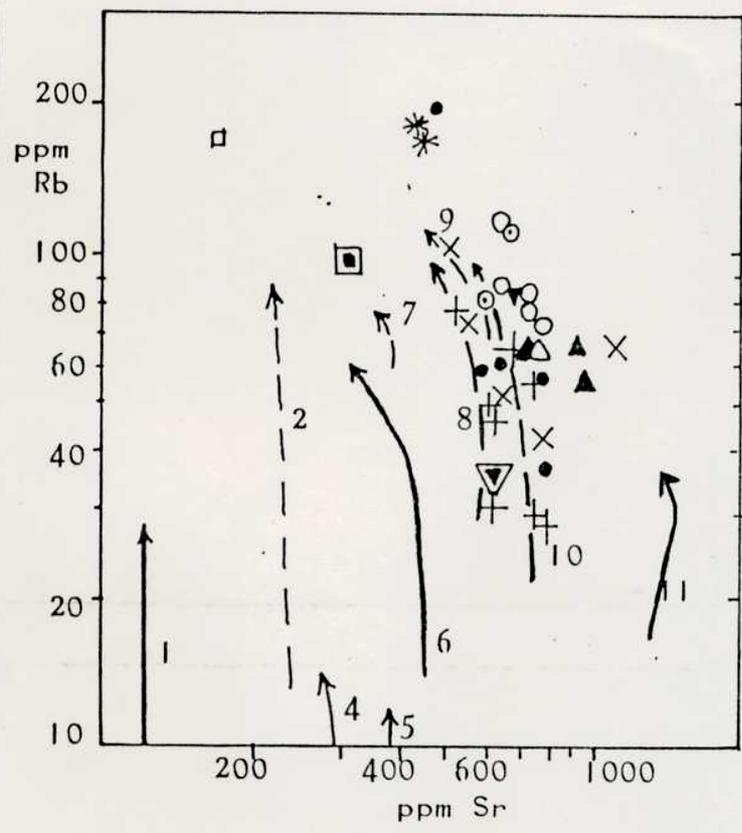


FIGURA 9

RELACIONES Rb - Sr

Reproducción parcial del diagrama según Gill (1981).
2: Nueva Zelandia; 4: Antillas; 5: Nueva Britania;
Chile; 9: Perú; 10: Arco Eoliano; 11: Cascades.
○ Formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón
Complejo Quebrada del Agua; ▽ Vulcanita del Salin
▼ Vulcanita del Guaquero; △ Andesita superior
Vulcanitas de los cerros Tul Tul y Del Medio; □ Vidrio
de vidrio del este del Aracar; * Vulcanitas del S del
Socoma según datos extraídos de Déruelle (1977)

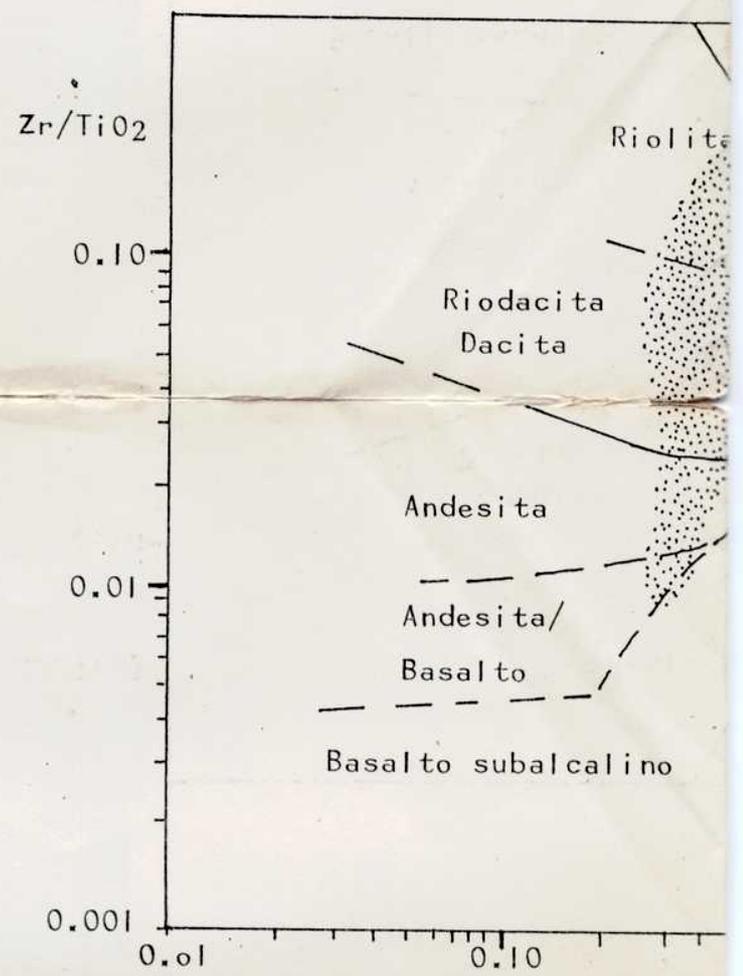


FIGURA 10

DIAGRAMA $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ DISCRIMINATORIO DE ROCAS
VOLCANICAS COMUNES SEGUN WINCHESTER Y FLOYD (1977)
Los símbolos son los utilizados en las figuras 4,
5, 6 y 9.
El área punteada corresponde a las vulcanitas del
arco Arenigiano-Llanvirniano del este del Sular
del Rincón (más diferenciadas y menos alcalinas).

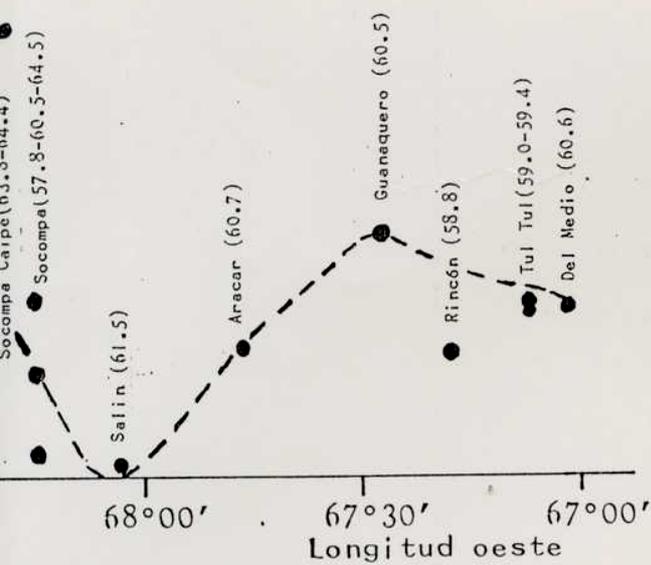


FIGURA 8

VARIACION DE LAS RELACIONES $K_2O/SiO_2 \cdot 10^{-2}$ CON LA POSICION GEOGRAFICA DE LOS CENTROS EFUSIVOS, PARA MUESTRAS REPRESENTATIVAS DEL VULCANISMO PLIOCENO-CUARTARIO EN LA ZONA ESTUDIADA.

Los contenidos de SiO_2 están indicados entre paréntesis.

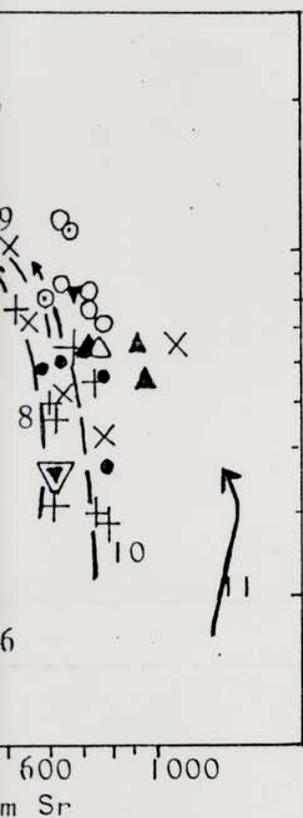
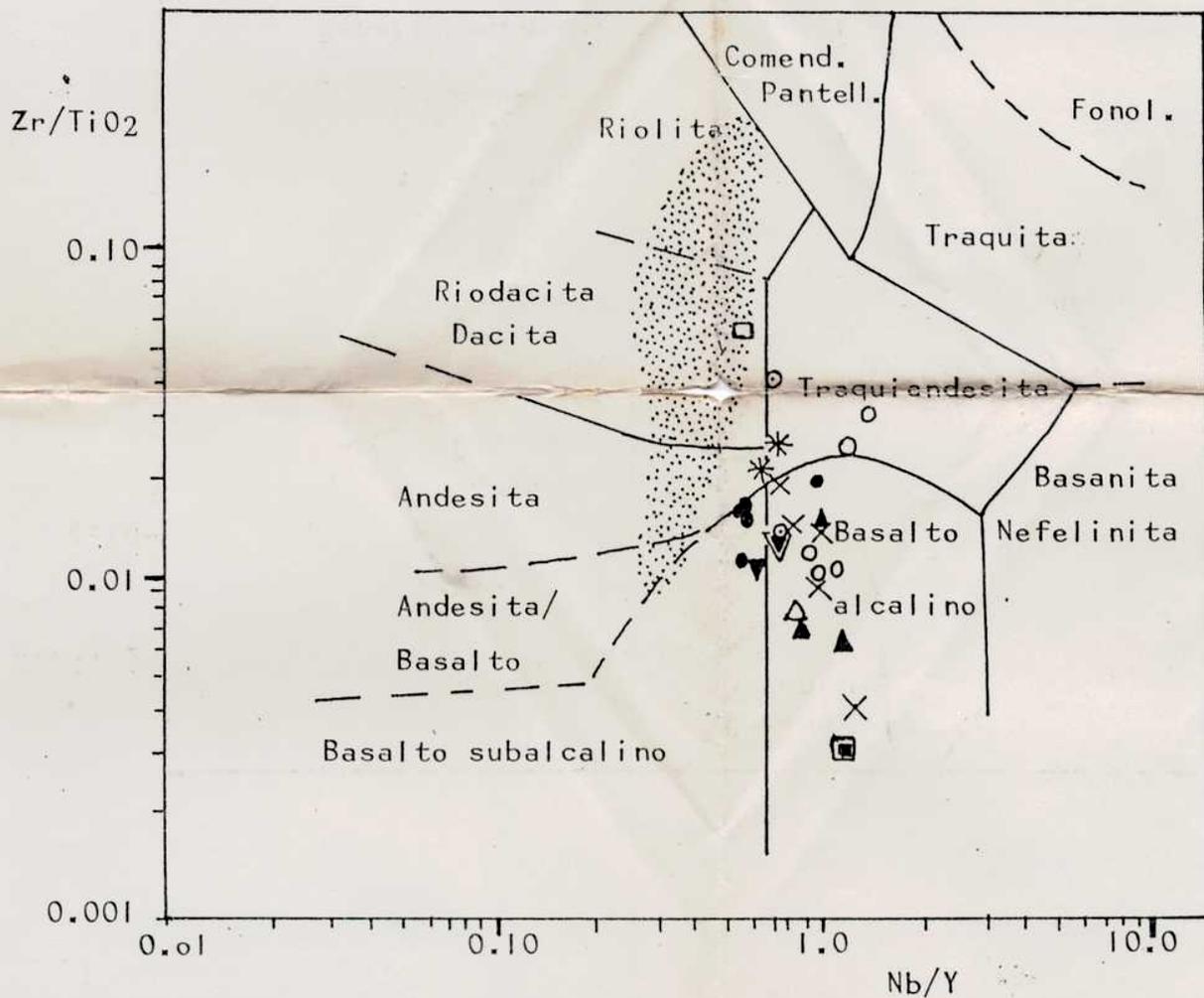


FIGURA 9

RELACIONES Rb - Sr

Reproducción parcial del diagrama según Gill (1981, p. 127). 1: Sandwich del Sur; 2: Nueva Zelandia; 4: Antillas; 5: Nueva Britania; 6: Aleutianas; 7: Sumatra; 8: Chile; 9: Perú; 10: Arco Eoliano; 11: Cascades.

○ Formaciones El León y Andesitas del Cerro Rincón; ⊙ Complejo Portomán; × Complejo Quebrada del Agua; ▽ Vulcanita del Salin; ● Vulcanita del Aracar; ▼ Vulcanita del Guanaquero; △ Andesita superior oscura del cerro Rincón; ▲ Vulcanitas de los cerros Tul Tul y Del Medio; □ Ignimbrita Rincón; ⊠ Domo de vidrio del este del Aracar; * Vulcanitas del Socompa Caípe; + Vulcanitas del Socompa según datos extraídos de Déruelle (1973 y 1982).



LABORATORIO DE ROCAS
 HUNTER Y FLOYD (1977)
 en las figuras 4,
 las vulcanitas del
 este del Salar
 menos alcalinas).

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Esquema

Alto: 29

Ancho: 73

Descripción: Perfil A-A'Y B-B'

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

BIBLIOGRAFIA

- Aceñolaza, F. y A. Toselli, 1981. Geología del Noroeste Argentino. Publicación N° 1287. Univ. Nac. de Tucumán, S.M. de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G., J.L. Benedetto, M. Koukharsky, J.A. Salfity y O. Viera, 1972. Presencia de sedimentitas devónicas y neopaleozoicas en la Puna de Atacama, provincia de Salta, Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII (3): 345-346.
- Aceñolaza, F. G., Benedetto J. L. y J. A. Salfity, 1972. El Neopaleozoico de la Puna Argentina, su fauna y relación con áreas vecinas. Int. Simp. Carb. Perm. Systems in South América. An. Acad. Bras. Sc. 44 (supl): 5-20. Rio de Janeiro.
- Allmendinger, R., T. Jordan, M. Palma y V. Ramos, 1982. Perfil estructural en la Puna catamarqueña (25-27°S). V Congr. Lat. Geol., Actas 1:499-518. Buenos Aires.
- Alonso, R. y R. Gutiérrez, 1986. Litoestratigrafía del Neógeno terminal. Puna sud-oriental argentina. Rev. Inst. Geol. Min. Jujuy N° 6. Jujuy.
- Alonso, R., R. Gutiérrez y J. Viramonte, 1984. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna argentina. IX Congr. Geol. Arg., Actas 1: 25-42. Buenos Aires.
- Alonso, R., J. Viramonte y R. Gutiérrez, 1984. Puna Austral - Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna argentina. IX Congr. Arg. Geol., Actas 1:43-63. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. CIC (Com. Inv. Cient.). La Plata. Argentina.
- Azcuy, C. y R. Caminos, 1987. Características paleogeográficas y diatróficas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. VI Congr. Per. Geol. En prensa. Lima.
- Baldis, B. A., R. Levy y F. Nullo, 1973. Acerca de una fauna marina devónica de la Puna salteña. V Congr. Geol. Arg. III: 413-421. Buenos Aires.
- Benedetto, J. L., 1976. Foraminíferos pérmicos de la Formación Arizáro (provincia de Salta, Argentina). II Congr. Lat. Geol. Mem. 2: 1009-1024.
- Cecioni, A., 1982. El Devónico inferior de la Formación Lila, Región de Antofagasta, Chile. III Congr. Geol. Chil. Actas F: 160-178. Concepción. Chile.
- Coira, B. y M. Barbieri. Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las vulcanitas cenozoicas (22°-24°30'S, Puna Argentina). Simposio Internacional de Vulcanismo Andino (1987). Rev. Asoc. Geol. Arg. (en prensa).
-
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V. Ramos, 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. Earth Sc. Rev., 18: 303-332. Amsterdam.

- Coira, B., M. Koukharsky y A. J. Perez, 1987. Rocas volcánicas ordovícicas de la sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina. X Congr. Geol. Arg., Actas IV: 312-315. Tucumán.
- Coira, B. y G. Paris, 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle ($23^{\circ}50'$ - $24^{\circ}25'$ lat. S y $66^{\circ}15'$ - $66^{\circ}45'$ long. O), provincias de Jujuy-Salta. VIII Congr. Geol. Arg., Actas VIII Congr. Geol. Arg., III: 659-671. Buenos Aires.
- Consejo Federal de Inversiones, 1962. Evaluación de los recursos minerales de la Argentina. Inédito. Buenos Aires.
- Cordini, I., 1965. Los depósitos diatomíferos de Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito N° 1007. Buenos Aires.
- Chappell, B. W. and A. J. R. White, 1974. Two Contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8: 173-174.
- Déruelle, B., 1978. Calc-alkaline and shoshonitic lavas from five andean volcanoes (between latitudes $21^{\circ}45'$ and $24^{\circ}30'S$) and the distribution of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and southern Andes. *J. Vol. Geoth. Res.*, 3: 281-298. Amsterdam.
- Déruelle, B., 1978. The Negros de Aras nuee ardente deposits: a cataclysmic eruption of Socompa volcano (Andes of Atacama, Chile). *Bull. Volcanol.*, vol. 41 (3): 175-186.
- Déruelle, B., 1982. Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes. *J. Vol. Geoth. Res.*, 14: 77-124. Amsterdam.
- Dirección General de Fabricaciones Militares, 1971. Area de Reserva N° 16 - Zona "Mina Chachas", provincia de Salta. Informe Preliminar inédito. Buenos Aires.
- Dirección General de Fabricaciones Militares, 1971. Area de Reserva N° 19 - zona de "Taca Taca", provincia de Salta. Informe Preliminar inédito. Buenos Aires.
- Donato, E. O. y G. Vergani, 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. IV Congr. Geol. Chil., Actas I: 262-283. Antofagasta.
- Francis, P. W., M. Gardeweg, C. F. Ramirez y D. A. Tothery, 1985. Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa volcano, northern Chile. *Geology*, 13: 600-603.
- Galliski, M., J. E. Arias, B. Coira y A. Fuertes. Reconocimiento geotérmico del área Socompa, provincia de Salta, República Argentina. *Rev. Inst. Geol. Min. Jujuy*. En prensa. Jujuy.

- Gardeweg, M., P. Cornejo y J. Davidson, 1984. Geología del Volcán Llullaillaco, Altiplano de Antofagasta, Chile (Andes Centrales). *Rev. Geol. Chil.*, 23: 21-37. Santiago.
- Gardeweg, M. y C. Ramires, 1987. La Pacana caldera and the Atana Ignimbrite - A major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bull. Volcanol.*, 49 :547-566.
- Garrasino, C. F., H. Bianucci y J. Musmarra, 1984. Algunos rasgos geológicos del sur de Salta y este de Tucumán. *Bol. Inf. Petrol.* N° 1 : 62-72. Buenos Aires.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag. Berlin - Heidelberg.
- Goemans, P., N. Vatin-Perignon, P. De Pachtere y A. Lavenu, 1987. Trace element evidences for different magmatic sources in the Neogene Bolivian Volcanism (between 16° and 18° S). *X Congr. Geol. Arg.*, Actas IV: 328-331. Tucumán.
- Greensmith, J. T., 1971. *Petrology of the Sedimentary Rocks*. 5th Ed. The late F. H. Hatch and R. H. Rastall. George Allen and Unwin Ltd., Gran Bretaña.
- Harmon, R. S. y J. Hoefs, 1984. Oxygen isotope ratios in Late Cenozoic Andean volcanics. En *Andean Magmatism, chemical and isotopic constraints*. Harmon and Barreiro Ed., Shiva Publ. Lim.: 9-20. USA.
- Hildreth, W., 1979. The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Am.*, Sp. Pp. 180: 43-76. Colorado. USA.
- Klerx, J., S. Deutsch, H. Pichler y W. Zeil, 1977. Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes. *J. Volc. Geoth. Res.*, 2: 49-71. Amsterdam.
- Koukharsky, M.M.L., 1969. Informe preliminar sobre la estratigrafía de la hoja 6a, Socompa, provincia de Salta. Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe inédito, 22 p., Buenos Aires.
- Koukharsky, M. M. L., 1969. Informe preliminar sobre la estratigrafía de la hoja 6b, Cerro Guanaquero. Instituto Nacional de Geología y Minería. Informe inédito, 45 p., Buenos Aires.
- Koukharsky, M. M. L., 1985. Caracterización petrológica de ignimbritas cenozoicas de la Puna argentina. *IV Congr. Geol. Chil.*, Actas III: 254-274. Antofagasta. Chile.

- Koukharsky, M., B. Coira y O. Morello, 1987. Vulcanismo ordovícico de la sierra de Guayaos, provincia de Salta, Argentina. Características petrológicas e implicancias tectónicas. X Congr. Geol. Arg., Actas IV: 316-318. Tucumán.
- Koukharsky, M., A. Vullián, E. Abril y O. Morello. Las ignimbritas cenozoicas del noroeste de Susques, Jujuy: Geología, Petrografía y Química. Rev. Asoc. Geol. Arg., en prensa. Buenos Aires.
- Lahsen A., A., 1982. Evolución tectónica, sollevamiento y actividad volcánica de los Andes del Norte en Chile, durante el Cenozoico Superior. III Congr. Geol. Chil., Actas 2: B-1 - B-27. Concepción, Chile.
- Le Maitre, R. W., C. Bellieni, M. J. Le Bas, R. Schmid, A. Streckeisen, B. Zanettin, E. M. Piccirillo y E. Justin-Visentin, 1982. A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. IUGS, Sucomm. Nomencl., Circ. 36. Contr. 100.
- Linares, E., 1979. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. Asoc. Geol. Arg. Publ. Esp., serie B N° 6. Buenos Aires.
- Linares, E., 1981. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Publ. Esp., serie B N° 10. Buenos Aires.
- Lipman, P. W., 1967. Mineral and Chemical Variations within an Ash-flow Sheet from Aso Caldera, Southwestern Japan. Contr. Min. Petrol. 16: 300-327.
- Martos, D. E., 1982. Estadística y correlación geoquímica en la región de Antofalía, provincia de Catamarca, Argentina. V Congr. Lat. Geol., IV: 147-158. Buenos Aires.
- Mendez, V., 1975. 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. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX (4): 391-424. Buenos Aires.
- Nicolli, H. B., 1981. Geoquímica de aguas y salmueras de cuencas evaporíticas de la Puna. Anal. Acad. Cs. Ex. Ffs. Nat. Buenos Aires, 33: 171-190.
- Nicolli, H. B., J. M. Suriano, J. F. Kimsa y A. Brodtkorb, 1980. Características geoquímicas generales de aguas y salmueras de la Puna argentina. Acad. Nac. Cs. Cba., Miscelánea N° 63. Córdoba. Argentina.

- Niemeyer R., H., F. Urzúa A., F. G. Aceñolaza y C. R. González, 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la Región de Antofagasta. IV Congr. Geol. Chil., 1: 410-438. Antofagasta, Chile.
- Palma, M. A., P. D. Parica y V. A. Ramos, 1986. El Granito Archibarca: Su edad y significado tectónico, provincia de Catamarca. Rev. Asoc. Geol. Arg., XLI (3-4): 414-419. Buenos Aires.
- Palma, M. A. y M. V. Irigoyen, 1987. Los estratos de Botijuela en la Puna catamarqueña. X Congr. Geol. Arg., Actas 11: 139-142. Tucumán.
- Palmer, A. R. (comp.), 1983. Geologic time scale. Geology, 11: 503-504. USA.
- Ramirez, C. R. y M. Gardeweg, 1982. Geología de la hoja Toconao. Región de Antofagasta. Carta geológica de Chile. Escala 1:250.000, N° 54. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.
- Reverberi, O., 1960. Estudio preliminar de la mina Santa María. Cerro Rincón, Los Andes, Salta. Informe N° 793. Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito. Buenos Aires.
- Salfity, J. A., S. A. Gorustovich, M. C. Moya y R. Amengual, 1984. Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. IX Congr. Geol. Arg., Actas 1: 539-554. Buenos Aires.
- Schwab, K., 1971. Informe geológico: hojas 5a, Paso Huaytiquina y 5b, Salar de Cauchari. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín N° 176. Inédito. Buenos Aires.
- Schwab, K., 1973. Die Stratigraphie in der Umgebung des Salar de Cauchari (NW-Argentinien). Ein Beitrag zur erdgeschichtlichen Entwicklung der Puna. Geotekt. Forsh., 43 (1-2): 1-168. Stuttgart.
- Schwab, K. y H. Lippolt, 1974. K-Ar Mineral Ages and Late Cenozoic History of the Salar de Cauchari Area (Argentine Puna). Proc. Symp. "Andean and Antarctic Volcanology Problems": 698-714. Santiago, Chile.
- Sheridan, M. F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows: A review. Geol. Soc. Am., Sp. Pp. 180. USA.
- Siegers, A., H. Pichler y W. Zeil, 1969. Trace element abundances in the "Andesite" Formation of Northern Chile. Geochim. Cosmochim. Acta, 33: 882-887. Irlanda.
- Slemmons, D. B., 1962. Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three- or four-axis universal stage. Revision of Turner method. Geol. Soc. Am., Sp. Paper 69: 64p.
- Streckeisen, A. L., 1973. Plutonic rocks: Classification and Nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geotimes 18 (10): 26-30.

- Streckeisen, A. L., 1980. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, recommendations and suggestions. Geol. Rund. 69: 194-207.
- Thorpe, R. S. (Ed.), 1984. Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley and Sons. Gran Bretaña.
- Turner, J. C. M., 1959. Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de la Rinconada (Jujuy). Rev. Asoc. Geol. Arg. XV (1): 16-39. Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1961. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). Acta Geol. Lilloana, 3: 191-226. S. M. del Tucumán.
- Turner, J. C. M. y V. Méndez, 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta. República Argentina. Bol. Acad. Nac. Cs. Cba., 51 (1-2): 11-24. Córdoba, Argentina.
- Universidad Nacional de Salta (UNSA), 1982. Exploración geotérmica (fase de reconocimiento) en Puna salteña - cerro Galán - salar de Antofalla. Univ. Nac. Salta. Inédito.
- Vilela, C. R., 1951. Acerca del hallazgo del horizonte calcáreo-dolomítico en la Puna salta-jujeña y su significado geológico. Rev. Asoc. Geol. Arg., VI (2): 101-107. Buenos Aires.
- Viramonte, J. G., M. A. Galliski, V. Araña Saavedra, A. Aparicio, L. García Cacho y C. Martín Escorza, 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. IX Congr. Geol. Arg., Actas III: 234-251. Buenos Aires.
- Winchester, J. A. y P. A. Floyd, 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20: 325-343.
- Winkler, H. G. F., 1974. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag. N.Y., USA.
- Zardini, R., 1948. Informe sobre un reconocimiento preliminar de la mina "La Sarita". Taca Taca, Dpto. Pastos Grandes, Salta. Dir. Gen. Fabr. Mil., Inédito. Buenos Aires.

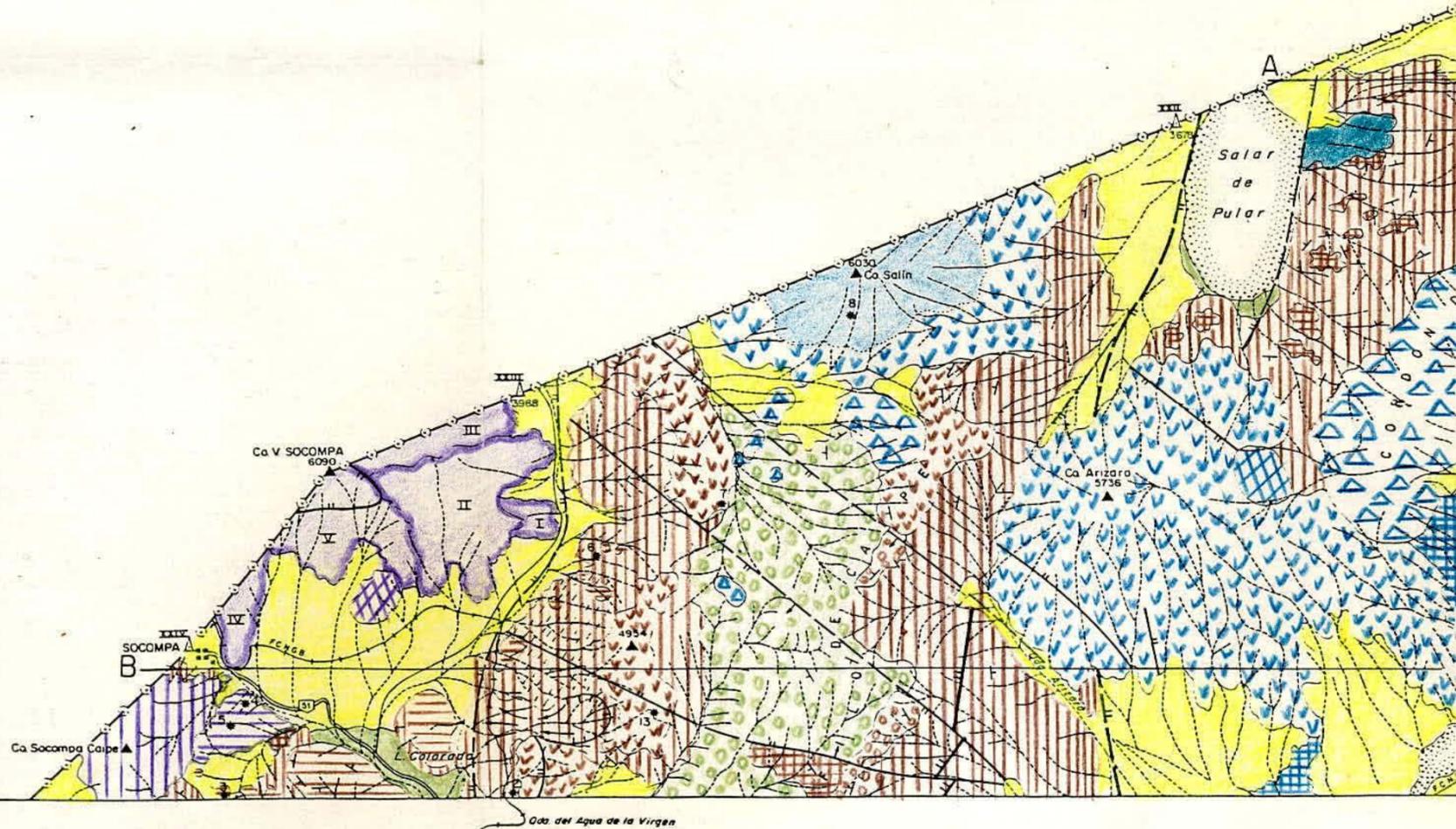
GEOLOGIA DE LA REGION QUE MEDIA ENTRE EL CERRO SOCOMPA Y EL CERRO TUL TUL Provincia de Salta

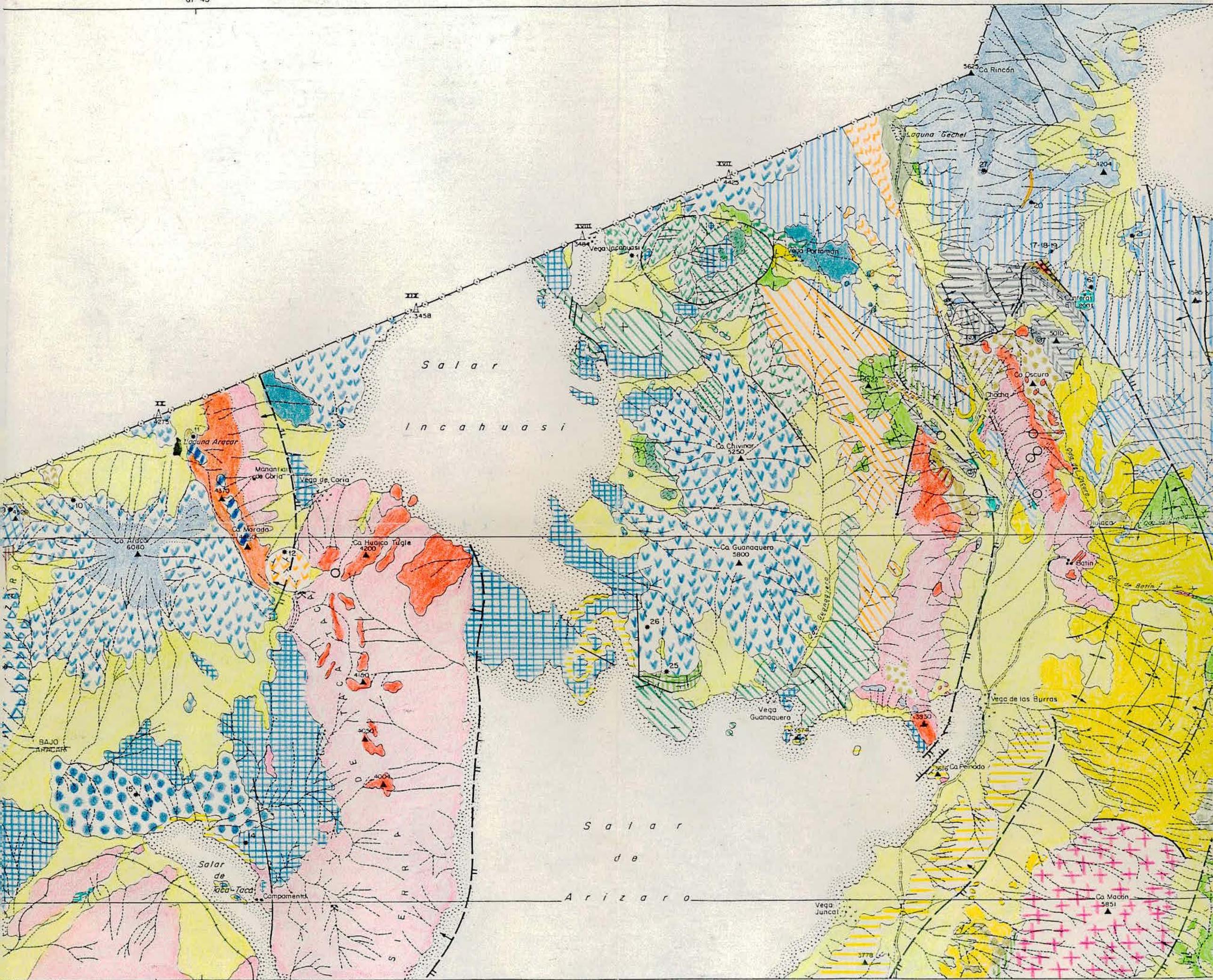
Magdalena M. L. Koukharsky

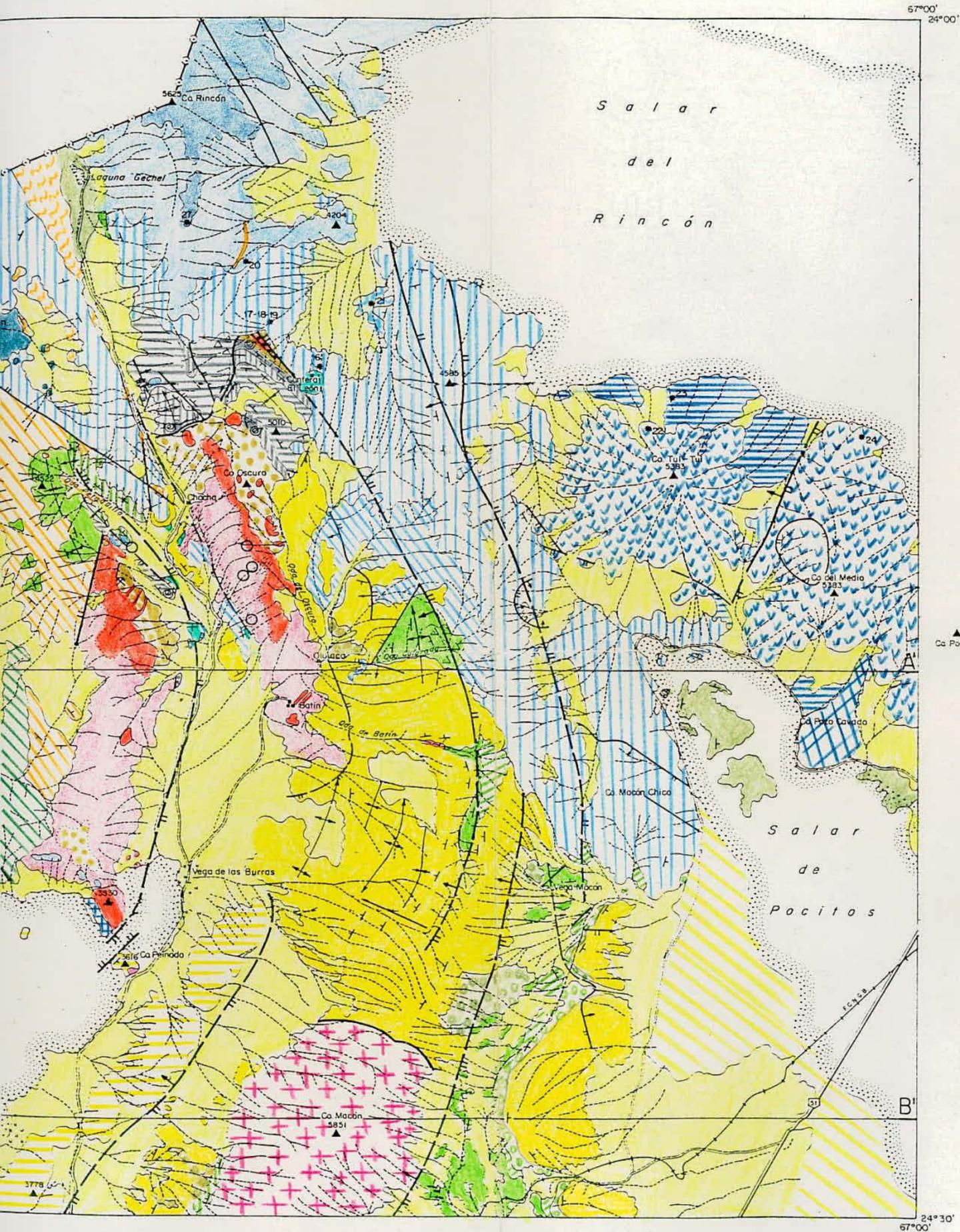
1987



Base Cartográfica: N. Lizuain - N. García (1963)





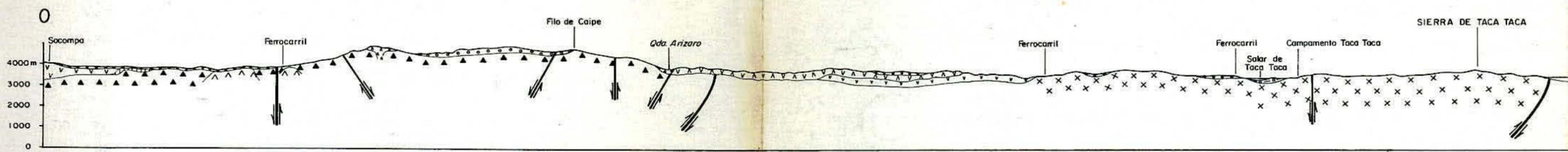
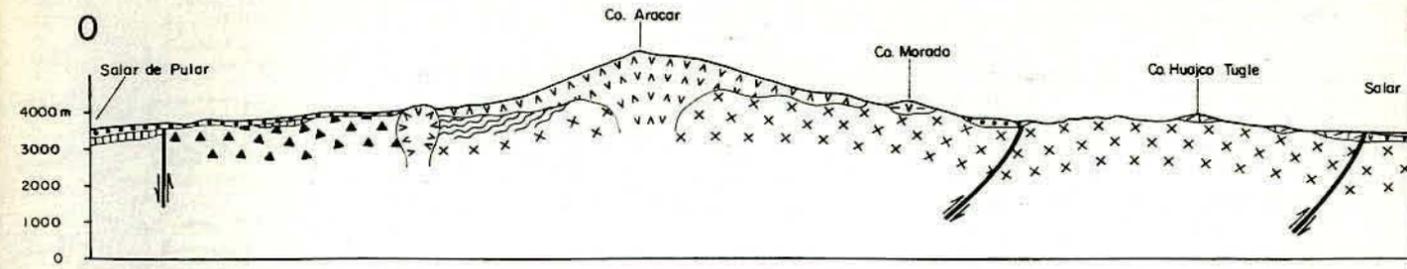


	Evaporitas de los salares actuales		Detritos y depósitos modernos a) conglomerádicos, b) arenosos
	Formación Pular (areniscas, calizas)		Travertinos y onix
	Depósitos aterrazados antiguos		Niveles lávicos del volcán Soampa (I, II, III, IV, V) a) grupos de coladas sucesivas, b) domo lávico
	Vulcanitas del Soampa Caípe a) vulcanitas e ignimbritas inferiores, b) vulcanitas superiores		Dique andesítico del cerro Rincón
	Toba Petaquilla		Domos de vidrio
	Ignimbrita Gechel		
	Depósitos de las lagunas Gechel y de las de Laguna Pata		
	Vulcanitas de los cerros Pocitos, del Medio, Tul Tul, Guanaquero, Chivinar, Aracar, Salín y Arizaro y otros niveles lávicos equiparables a) niveles lávicos dominantes de los edificios actuales, b) niveles lávicos oscuros finales (incluyendo los del Ca. Rincón), c) domos		Ignimbrita Rincón
	Coladas basales del cerro Tul Tul y del Medio		
	Andesitas del cerro Rincón		
	Derrames basálticos inferiores de los cerros Aracar y Guanaquero y del este del Salar de Incahuasi		
	Coladas andesíticas basales del Aracar		
	Remanentes de edificios volcánicos antiguos del oeste del Aracar y de coladas muy erosionadas del sur del cerro Salín		
	Pórfiro oscuro, andesítico piroxénico, del cerro Aracar		
	Formación El León a) aglomerados andesíticos predominantes (lahares), b) aglomerados pumáticos predominantes, c) travertinos		Complejo Portomán a) tobas y aglom. pumáticos inf., b) ignimbrita, c) andesitas lávicas, d) pórfiros dacíticos, e) pórfiros andesíticos
	Formación Batín a) conglom. y areniscas conglomerádicas, b) areniscas yesosas		Complejo Quebrada del Agua a) aglom. andesíticos (lahares) e ignimbritas, b) lavas y domos dacítico-andesíticos, c) basaltos, d) conglomerados, e) niveles lávicos andesíticos superiores
	Formación Fahón a) areniscas conglomerádicas Vega Macón, b) areniscas calcáreas Vega Macón, c) areniscas yesosas y tufitas Guanaquero, d) areniscas y tobas Guanaquero, e) conglomerados Guanaquero		
	Formación Arizaro (calizas, areniscas, tufitas)		
	Formación Cerro Oscuro (areniscas y conglomerados)		
	Formación Salar del Rincón (areniscas y conglomerados)		
	Complejo con granitos y pórfiros cuaríferos de Chacha a) granitoides grises, b) pórfiros cuaríferos y granitos finos rojos		
	Formación Coquena a) metapelitas y metapsamitas, b) hornfels, c) espiilitas, d) riolitas		
	Formación Macón (rocas graníticas)		
	Yacimiento fosilífero		Contacto visible
	Zona brechada		Contacto supuesto
	Zona de brechas silicificadas		Rumbo e inclinación de los estratos
	Alteración hidrotermal		Falla a) inclinación del plano de falla, b) labio bajo
	Mina		Falla inferida
	Oxidos de cobre en superficie		Eje anticlinal con buzamiento
	Desplazamiento de material		Eje sinclinal con buzamiento
	Perfiles		Muestra con análisis químico

REFERENCIAS CARTOGRAFICAS			
	Vega		Ferrocarril
	Laguna		Límite internacional
	Camino		Hito
	Huella		6030 Cota
	Casa		Senda

Cuaternario
 Terciario
 Pérmico
 Carbónico
 Devónico
 Ordovícico
 Precámbrico
 CENOZOICO
 PALEOZOICO

Figura 11
PERFILES A-A' Y B-B'



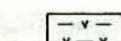
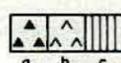
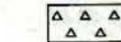
PERFIL B-B'

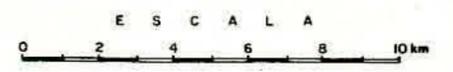
-  Evaporitas de los salares actuales
-  Detritos y depósitos modernos
-  Depósitos aterrazados antiguos
-  Vulcanitas del cerro Socompa Caipe
-  Vulcanitas de los cerros Arizaro, Aracar, Guanquero, del Medio y Pocitos

CUARTARIO

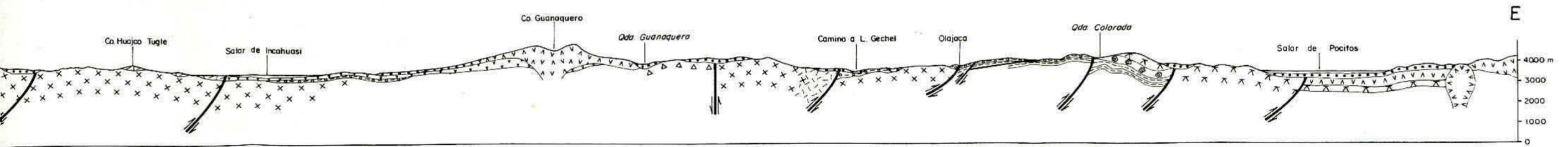
TERCIARIO

R E F E R E N C I A

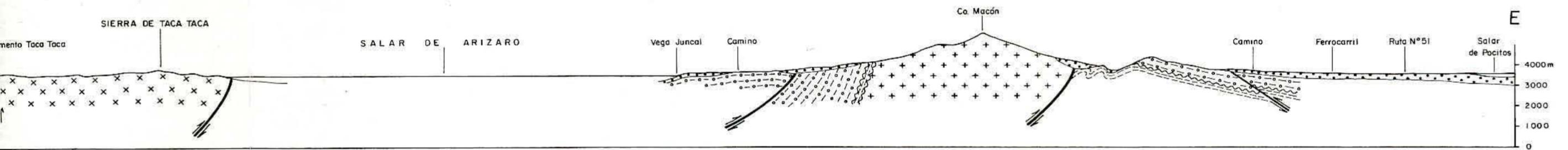
-  Derrames fenobasálticos inferiores de los cerros Arizaro, Aracar y Guanquero
-  Pórfiro oscuro, andesítico proxénico del cerro Aracar
-  Complejo Quebrada del Agua
a: Aglomerados y tobas; b: Lavas y domos dacíticos; c: Fenobasaltos; d: Niveles lavas
-  Complejo Portomán (tobas y aglomerados pumicíticos)
-  Formación El León
a: Aglomerados andesíticos dominantes; b: Tobas y aglomerados pumicíticos



PERFIL A-A'



PERFIL B-B'



REFERENCIAS

Superiores de los cerros Arizaro, Aracar y Guanaquero

Ordovícico del cerro Aracar

Agua

a: Lavas y domos dacíticos; c: Fenobasaltos; d: Niveles lávicos superiores

y aglomerados pumicíticos)

dominantes, b: Tabas y aglomerados pumicíticos

TERCIARIO

- 
 Formación Batín (conglomerados y areniscas yesosas)
- 
 Formación Fabián (conglomerados, areniscas y lutitas yesosas)
- 
 Complejo Chacha, a: Granodioritas y monzogranitos; b: Riolitas y granitos rojos
- 
 Riolitas y tobas ácidas de la Formación Coqueña
- 
 Formación Macón (granodioritas)

TERCIARIO

ORDOVICICO

PRECAMBRICO

