

N.º 54

SERVICIO NACIONAL DE
GEOLOGIA Y MINERIA



CARTA GEOLOGICA DE CHILE

ESCALA 1:250.000

HOJA TOCONAO

REGION DE ANTOFAGASTA

Carlos F. Ramírez R.
Moyra Gardeweg P.

1982

CARTA GEOLOGICA DE CHILE

- Carta No. 31 Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. V. Maksaev. 1978. 55 p., 4 figs., 1 tabla; 1 mapa geológico, 1:50.000.
- Carta No. 32 Cuadrángulo Quehuíta y sector occidental del Cuadrángulo Volcán Miño, Región de Tarapacá. H. Vergara. 1978. 44 p., 1 fig.; 1 mapa geológico, 1:50.000.
- Carta No. 33 Cuadrángulo Ujina, Región de Tarapacá. H. Vergara. 1978. 64 p., 4 figs., 1 tabla; 1 mapa geológico, 1:50.000.
- Carta No. 34 Geología de la zona interior de la Cordillera de la Costa entre los 26°00' y 26°20'. Región de Atacama. J. A. Naranjo. 1978. 48 p., 3 figs.; 1 mapa geológico, 1:100.000.
- Carta No. 35 Cuadrángulos Arica y Poconchile, Región de Tarapacá. S. Vogel y T. Vila. 1980. 24 p.; 1 mapa geológico, 1:100.000.
- Carta No. 36 Geología de la Región al Sur del Canal Beagle, Región de Magallanes y de la Antártica Chilena. M. Suárez. 1978. 48 p., 11 figs.; 1 mapa geológico, 1:500.000.
- Carta No. 37 Geología del Área Pan de Azúcar, Región de Atacama. M. Mercado. 1980. 30 p., 2 figs.; 1 mapa geológico, 1:100.000.
- Carta No. 38 Cuadrángulos Estación Algarrobal, Yerbas Buenas, Cerro Blanco, Merceditas y Tres Morros, Región de Atacama. E. Abad. 1980. 48 p., 3 figs., 1 tabla; 1 mapa geológico, 1:100.000.
- Carta No. 39 Hoja Santiago, Región Metropolitana. R. Thile. 1980. 51 p., 5 figs., 3 tablas; 1 mapa geológico, 1:250.000.
- Carta No. 40 Hoja Ollagüe, Región de Antofagasta. C.F. Ramirez y C. Huete. 47 p., 4 tablas; 1 mapa geológico, 1:250.000.
- Cartas Nos. 41 a 44 Cuadrángulos D-86, Las Ramadas, Carrizal y Paso Río Negro, Región de Coquimbo. S. Rivano. 1980. 68 p., 5 figs., 6 fotos, 9 tablas; 4 mapas geológicos, 1:50.000.
- Cartas Nos. 45 a 48 Cuadrángulos Cerro de la Mica, Quillagua, Cerro Posada y Oficina Prosperidad, Región de Antofagasta. V. Maksaev y N. Marinovic. 1980. 63 p., 9 fotos, 1 tabla; 4 mapas geológicos, 1:50.000.
- Cartas Nos. 49 a 50 Cuadrángulos Estación Colupito y Toco, Región de Antofagasta. R. Boric. 1981. 52 p., 7 figs., 7 fotos; 2 mapas geológicos, 1:50.000.
- Carta No. 51 Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. J. Skarmeta y N. Marinovic. 1981. 63 p., 1 fig.; 1 tabla, 1 mapa geológico, 1:250.000.
- Carta No. 52 Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. R. Moscoso, H. Padilla y S. Rivano. 1982. 67 p., 3 figs., 7 fotos, 2 tablas; 1 mapa geológico, 1:250.000.
- Carta No. 53 Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. P. Sepúlveda y J. A. Naranjo. 1982. 60 p., 13 figs., 9 tablas; 1 mapa geológico, 1:100.000.

ISSN 0716--0194

CARTA GEOLOGICA DE CHILE

ESCALA 1 : 250.000

GEOLOGIA DE LA HOJA TOCONAO

REGION DE ANTOFAGASTA

**Carlos F. Ramírez R.
Moyra Gardeweg P.**

Nº 54

1982

Editor

Manuel Suárez D.

Comité Editor

Vladimir Covacevich C. John Davidson M.
Constantino Mpodzis M. Alvaro Puig G.

Coordinadora Publicaciones

Myrta Biber S.

Manuscrito recibido, Mayo 1982

Manuscrito aceptado, Agosto 1982

GEOLOGIA DE LA HOJA TOCONAO

Región de Antofagasta

Escala 1:250.000

CARTA No. 54

© Servicio Nacional de Geología y Minería, Diciembre 1982. Inscripción No. 55253.

Impreso en Offset, Servicio Nacional de Geología y Minería, Agustinas 785, 6° piso, e Impresos OGAR, Santiago de Chile.

Composer: H. I. Riquelme G. y E. R. Salas S.

Tiraje de 1.000 ejemplares.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Teatinos 120, 9° piso. Casilla 10465.

Subdirector de Geología: C. Ulriksen C.

Directora Nacional: M.T. Cañas P.

CONTENIDO

	Pág.
RESUMEN	5
ABSTRACT	6
INTRODUCCION	8
FISIOGRAFIA	12
ESTRATIGRAFIA	15
CORDILLERA DE DOMEYKO	15
Estratos El Bordo PzTreb	16
Formación Agua Dulce TrJad	18
Grupo Caracoles Jt, Jc, Jd, Jm, Jh	21
Formación Purilactis JKp	22
Formación Cinchado Tic	26
Formación Tambores Tt	28
SALAR DE ATACAMA Y CORDILLERA DE LA SAL	30
Formación San Pedro Tsp	30
Formación El Campamento MsQec	32
Formación Vilama MsQv	33
CORDON DE LILA Y SECTORES DE LA PRECORDILLERA	35
Formación Lila Pzl	35
Formación Cas PzTrc	37
Formación Peine PzTrp	39
Estratos de Cerros Negros TrJcn	42
Estratos de Quepe Tq	43
Formación El Tambo TQet	45
CORDILLERA DE LOS ANDES	47
Ignimbritas	47
Ignimbrita La Pacana MsPlp	48
Ignimbrita Toconao MsPlt	54
Ignimbrita Atana Pla	55
Ignimbrita Tucúcaro Pltc	56
Ignimbrita Patao Plp	57
Ignimbrita Cajón Pc	58
Ignimbrita Tuyajto Qt	60
Estrato-volcanes	61
Estrato-volcanes I Msv	62
Estrato-volcanes II Ptv	64
Estrato-volcanes III PiPv	65
Estrato-volcanes IV Qv	66
Petrografía de las lavas de los Estrato-volcanes	68
Depósitos salinos Qcl, Qtcl, Qs, Qst, Qcls, Ql	72

Depósitos no consolidados; Depósitos aterrazados, TQt; Depósitos aluviales, Qal; Depósitos eólicos, Qe; Depósitos morrénicos, Qm; Depósitos piroclásticos, Qp; Depósitos lacustres, Qlc; Depósitos laháricos, Qla	75
ROCAS INTRUSIVAS	78
Granitoides del Paleozoico indiferenciado de la cordillera de Domeyko y del cordón de Lila	80
Granito del cerro Paso Alto Pzg	81
Granitos, granodioritas y tonalitas de Sierra Mariposas Pzg, Pzgd y Pzt	81
Tonalita del cordón de Lila Pzt	82
Granitoides cretácicos de la cordillera de Domeyko, Cordón de Lila y Precordillera, Kg,Kgd, Kmc, Kmd, Kt	83
Pórfidos graníticos, cretácico-terciarios de Cordillera de Domeyko Tg	85
Pórfido granodiorítico de Cámar Tgd	86
Dioritas del Cordón de Lila Td	86
Cuerpos subvolcánicos mio-pliocénicos de la Cordillera de los Andes	87
ESTRUCTURA	89
Vertiente occidental de la cordillera de Domeyko	91
Vertiente oriental de la cordillera de Domeyko	91
Sector meridional de la Cordillera de la Sal	94
Cordón de Lila	94
Graben de Tilocálar	95
Precordillera de los Andes	95
Cordillera de los Andes	96
Cronología Estructural	97
GEOLOGIA ECONOMICA	98
AGRADECIMIENTOS	104
REFERENCIAS	104

FIGURAS, CUADROS, TABLAS, FOTOS, LAMINAS Y MAPAS

	Pág.
Fig. 1a. Diagrama sílice versus alcalis	52
Fig. 1b. Diagrama de composición de plagioclasa normativa versus Al_2O_3	52
Fig. 2a. Diagrama triangular albita-anortita-ortoclasa	53
Fig. 2b. Diagrama de composición de plagioclasa normativa versus índice de color normativo	53
Fig. 3. Distribución litológica de lavas de los estrato-volcanes	63
Fig. 4. Fotolineamientos mayores	92
Cuadro 1. Divisiones estratigráficas, propuestas para el Grupo Caracoles	21
Cuadro 2. Características principales de las formaciones del Grupo Caracoles	23
Cuadro 3. Resumen de las Ignimbritas	50
Cuadro 4. Características principales de salares y lagunas salobres	74
Cuadro 5. Características principales de los granitoides cretácicos de la Cordillera de Domeyko	84
Cuadro 6. Características principales de los cuerpos subvolcánicos de la Cordillera de los Andes	88
Cuadro 7. Yacimientos vetiformes	99
Cuadro 8. Zonas de alteración hidrotermal	100
Tabla 1. Dataciones radiométricas K-Ar de rocas volcánicas e intrusivas	110
Tabla 2. Contenido de Cu, Mo, Pb, Zn, As y Ag en zonas de alteración hidrotermal de los estrato-volcanes	112
Foto 1. Discordancia angular entre las formaciones Purilactis y Tambobres (Cordillera de Domeyko)	113
Foto 2. Discordancia angular entre las formaciones San Pedro y el Campamento (Cordillera de la Sal)	113
Foto 3. Estructura de polígonos en la costra de transición a cloruros (Salar de Atacama)	114
Foto 4. Discordancia angular entre los Estratos de Quepe y la Ignimbrita Atana (Quebrada Hécar)	114
Foto 5. Microfotografía de la Ignimbrita Tujajto	115
Foto 6. Microfotografía de una andesita de hornblenda y/o biotita con olivino	115
Foto 7. Microfotografía de una dacita	115
Foto 8. Volcanes Aguas Calientes y Acamarachi	116
Foto 9. Volcán Chascón	116
Foto 10. Anticlinal volcado en la Formación Purilactis	117
Lámina 1. Flora fósil de los Estratos El Bordo	118
Lámina 2. Trazas fósiles de la Formación Lila; flora, esterías y ostrácodos fósiles de los Estrato El Bordo; esterías fósiles de la Formación Peine y carófitas de los depósitos lacustres	120

Mapa Geológico, escala 1:250.000

HOJA TOCONAO, REGION DE ANTOFAGASTA

C.F. RAMIREZ R.
M. GARDEWEG P.

RESUMEN

Esta publicación resume la geología de la Hoja Toconao, ubicada entre los 23° y 24° Lat. S y 67°30' y 69° Long. W, y comprende partes de la Cordillera de Domeyko y de la Cordillera de los Andes del Norte Grande de Chile, cubriendo un área de 17.000 km².

En la Hoja Toconao se han diferenciado unidades estratificadas, cuya edad varía entre el Devónico inferior y el Cuaternario, y rocas plutónicas de edades comprendidas entre el Paleozoico y el Terciario.

Desde un punto de vista estratigráfico, la región se ha dividido en cuatro dominios, caracterizados, cada uno de ellos, por presentar una sucesión estratigráfica, relativamente homogénea. Estos son: Cordillera de Domeyko, Salar de Atacama y Cordillera de la Sal, Cordón de Lila y sectores de la Precordillera, y Cordillera de los Andes. De más antigua a más joven, las unidades estratigráficas en cada dominio son:

Cordillera de Domeyko

- Estratos El Bordo: más de 1.200 m de andesitas y brechas andesíticas, con intercalaciones de calizas, areniscas calcáreas y tufitas, con fósiles continentales, y cuya edad podría ser paleozoica superior o triásica.
- Formación Agua Dulce: 1.000-1.600 m de andesitas, brechas andesíticas, tobas y conglomerados, de probable origen continental; asignada al Triásico-Jurásico Inferior.
- Grupo Caracoles: cinco formaciones sedimentarias, con fósiles marinos, constituidas por 800 m de areniscas y lutitas, yeso y calizas, con una edad comprendida entre el Bajociano medio y el Kimmeridgiano.
- Formación Purilactis: más de 1.000 m de areniscas y conglomerados, pardo-rojizos, con intercalaciones de yeso, probablemente continentales; asignada al Jurásico Superior-Cretácico.
- Formación Cinchado: 800 m de tobas, brechas tobáceas, andesitas, aglomerados, areniscas y conglomerados, de probable origen continental; asignada, por edades radiométricas, al Paleoceno-Eoceno.
- Formación Tambores: más de 450 m de paraconglomerados y areniscas continentales; asignada al Oligoceno-Mioceno Medio.

Salar de Atacama y Cordillera de la Sal

- Formación San Pedro: alrededor de 2.000 m de areniscas y limolitas pardas, con intercalaciones de yeso y sal; continental; asignada al Oligoceno-Mioceno Medio.
- Formación El Campamento: 15 m de toba, sal azul, ceniza volcánica y paraconglomerado; continental; asignada al Mioceno Superior-Cuaternario.
- Formación Vilama: 20 m de limos y arenas arcillosas, con intercalaciones de diatomita, ceniza volcánica y gravas, con fósiles continentales; asignada al Mioceno Superior-Cuaternario.
- Depósitos salinos: correspondientes a salares, agrupados en cinco unidades: cloruros, transición a cloruros, sulfatos y sedimentos, sulfatos y cloruros, y limos salinos. Cuaternario.

Cordón de Lila y sectores de la Precordillera

- Formación Lila: 2.000 m de areniscas y conglomerados de cuarzo, lutitas verdes y andesitas en la base, areniscas micáceas verdes, con fósiles marinos,

de edad devónica inferior.

- Formación Cas: aproximadamente 200 m de dacitas, tobas dacíticas, tobas brechosas y andesitas, asignadas, tentativamente, al Pérmico-Triásico.
- Formación Peine: aproximadamente 650 m de rocas volcánicas y sedimentarias, agrupadas en tres miembros, uno inferior compuesto por andesitas y brechas andesíticas, uno medio compuesto por lutitas y areniscas, con fósiles continentales, y uno superior compuesto por tobas. Asignada, tentativamente, por correlación, al Paleozoico Superior o Triásico.
- Estratos de Quepe: 1.000-1.500 m de areniscas y conglomerados grises, areniscas y limolitas pardo-rojizas, continentales, asignadas tentativamente al Terciario.
- Formación El Tambo: 10 m de calizas arenosas, con fósiles continentales; asignada al Plioceno-Pleistoceno.
- Lahares de Socaire y Tumisa y Flujo de Ceniza de El Abra: depósitos piroclásticos de aglomerados y ceniza, asignados al Plioceno.

Cordillera de los Andes

- Estrato-volcanes: divididos en cuatro unidades y compuestos por andesitas de piroxeno, andesitas de hornblenda y/o biotita, dacitas y basaltos, y andesitas basálticas, con edades radiométricas, en el rango Mioceno Superior-Cuaternario.
- Ignimbritas: divididas en siete unidades, constituidas por tobas soldadas de vidrio, cristales y/o pómez, de composición predominantemente dacítica, con edades radiométricas en el rango Mioceno Superior-Cuaternario.

Además de estas unidades se han reconocidos y separado los siguientes depósitos no consolidados: aterrazados, aluviales, dunas, morrenas, de coluvio, de piroclastos y de lahares.

Las rocas intrusivas se han agrupado en las siguientes unidades mayores: Granito Paleozoico Inferior del Cordón de Lila; Granitoides del Paleozoico Indiferenciado de la Cordillera de Domeyko y del Cordón de Lila; Granitoides Cretácicos de la Cordillera de Domeyko, Cordón de Lila y Precordillera; Pórfidos Graníticos Cretácico-Terciario de la Cordillera de Domeyko; Pórfido Granodiorítico de Cámar; Dioritas del Cordón de Lila y Cuerpos Subvolcánicos Mio-Pliocénicos de la Cordillera de los Andes.

Las estructuras de la Hoja Toconao corresponden a fallas inversas, de carácter regional, con rumbo preferente N-S, fallas normales, locales, y pliegues que afectan a las rocas sedimentarias.

La mineralización metálica del área corresponde a yacimientos vetiformes, de plata y de cobre, y yacimientos macizos de hierro, de origen magmático. Los recursos no metálicos consisten en sales de potasio y litio, yeso, calizas, azufre y piedra de construcción. Recursos geotérmicos han sido detectados en la Cordillera de los Andes.

ABSTRACT

This publication deals with the geology of the Toconao Sheet, located between 23° and 24° S Lat. and 67°30' and 69° W Long.; it comprises parts of the Cordillera de Domeyko and Cordillera de los Andes of northern Chile, and it covers an area of 17.000 km².

Several stratified units ranging from Lower Devonian to Quaternary, and groups of plutonic rocks, have been distinguished, in the study area.

From a stratigraphical view-point, the region has been divided into four ranges, each one of them characterized by displaying a relatively homogeneous stratigraphic succession.

From older to younger these groups of rocks are:

Cordillera de Domeyko

- El Bordo Beds: over 1,200 m of andesites and andesitic breccias with limestones, calcareous sandstones and intercalated tuffs, with continental fossils; its could be Upper Paleozoic or Triassic.
Agua Dulce Formation: 1,000-1,600 m of andesites, andesitic breccias, tuffs and conglomerates, probably of continental origin, assigned to the Triassic-Lower Jurassic.
- Caracoles Group: five sedimentary formations with marine fossils, y composed by 800 m of sandstones and siltstones, gypsum and limestones, ranging from Middle Bajocian to Kimmeridgian.
- Purilactis Formation: over 1,000 m of brown-reddish sandstones and conglomerates with intercalated gypsum; probably continental, assigned to the Upper Jurassic-Cretaceous.
- Cinchado Formation: 800 m of welded tuffs, tuffaceous breccias, andesites, agglomerates, sandstones and conglomerates; probably continental, assigned to the Paleocene-Eocene by radiometric dating.
Tambores Formation: over 450 m of continental paraconglomerates and sandstones, assigned to the Oligocene-Middle Miocene.

Salar de Atacama and Cordillera de la Sal

- San Pedro Formation: approximately 2,000 m of brown sandstones and mudstones with intercalated salt and gypsum; continental, assigned to the Oligocene-Middle Miocene.
- Vilama Formation: 20 m of muds and clayish sands with diatomite, volcanic ash and gravels, intercalated with continental fossils; assigned to the Upper Miocene-Quaternary.
- El Campamento Formation: 15 m of tuff, blue salt, volcanic ash and paraconglomerate; continental, assigned to the Upper Miocene-Quaternary.
- Saline Deposits: several salt playas divided into five units: chlorides, transition to chlorides, sulphates, sulphates and sediments, sulphates and chlorides, and saline muds. Quaternary.

Cordón de Lila and parts of the Precordillera

- Lila Formation: 2,000 m of sandstones and quartz conglomerates, green siltstones and basal andesites, green micaceous sandstones with marine fossils; Lower Devonian.
- Cas Formation: approximately 200 m of dacites, dacitic tuffs, breccious tuffs and andesites, tentatively assigned to Permian-Triassic.
- Peine Formation: approximately 650 m of volcanic and sedimentary rocks divided into three members, the lower one made up of andesites and andesitic breccias, the middle one constituted of shales and sandstones, with continental fossils, and an upper one composed of tuffs, tentatively assigned, by correlation, to the Upper Paleozoic or Triassic.
- Quepe Beds: 1,000-1,500 m of gray sandstones and conglomerates, brown-reddish sandstones and mudstones; continental, tentatively assigned to the Tertiary.
- El Tambo Formation: 10 m of limestones and sandy limestones, with continental fossils, assigned to the Pliocene-Pleistocene.
Lahars of Socaire and Tumisa, and Ash Flow of El Abra: pyroclastic deposits of agglomerates and ash, assigned to the Pliocene.

Cordillera de los Andes

- Strato-volcanoes: divided into four units, and composed of pyroxene andesites, hornblende and/or biotite andesites, basalts and basaltic andesites, with radiometric ages ranging from Upper Miocene to Quaternary.
Ignimbrites: divided into seven units, composed of glass, crystal and/or pumice welded tuffs, mainly dacitic, with radiometric ages ranging from Upper Miocene to Quaternary. Beside these units, the following uncon-

solidated deposits were distinguished: terraces, alluvials, dunes, moraines, colluvials, pyroclastics and lahars.

The intrusive rocks have been grouped in the following major units: Lower Paleozoic Granite of Cordón de Lila; Undifferentiated Paleozoic Granitoids of Cordillera de Domeyko and of Cordón de Lila; Cretaceous Granitoids of Cordillera de Domeyko, Cordón de Lila and Precordillera; Cretaceous-Tertiary Granitic Porphyries of Cordillera de Domeyko; Granodioritic Porphyry of Camar; Diorites of Cordón de Lila, and Mio-Pliocene Subvolcanic Bodies of Cordillera de los Andes.

Structures in Toconao Sheet are represented by regional inverse faults, striking mainly N-S, local normal faults, and folding in sedimentary rocks.

Metallic mineralization is mainly represented by copper ores, silver veins, and massive iron ores of magmatic origin. Non metallic resources are potassium and lithium salts, gypsum, limestones, sulphur and building stones. Geothermal resources have been recognized in the main Andean Range.

INTRODUCCION

Ubicación y acceso

La Hoja Toconao comprende el sector del territorio nacional entre los paralelos 23° y 24° Lat. S y los meridianos 67°30' y 69° Long. W, cubriendo un área de 17.000 km²; ésta corresponde a la hoja SF-19-15, Toconao, en proyección UTM, del Instituto Geográfico Militar.

El acceso a los sectores occidental y central de la hoja es relativamente expedito, desde la ruta Calama-San Pedro de Atacama, a través de diversos caminos que cruzan el área en dirección nortesur. La ruta principal es el camino que corre por Llano de la Paciencia hacia Pampa Agua Colorada, que permite el acceso a la vertiente oriental de Cordillera de Domeyko y a las áreas de Cerro Jaspeado y Sierra Mariposas. El extremo noroccidental presenta buen acceso desde Calama, a través de Limón Verde y desde Sierra Gorda por Placilla de Caracoles. Por el borde oriental del Salar de Atacama, se extiende una ruta que une San Pedro de Atacama con Peine. Esta vía posee ramificaciones hacia el oeste, permitiendo el acceso al núcleo del Salar de Atacama y al Cordón de Lila, y se conecta con la ruta del Llano de la Paciencia a través de La Península.

El acceso al sector oriental se puede efectuar a través del camino internacional a Argentina, por Guaitiquina y por Paso Sico (en construcción). El tránsito, en este sector, presenta dificultades debido a la existencia de quebradas profundas, en la Precordillera, y de numerosos volcanes. A partir de la Azufrera Purico, ubicada unos 40 km al este de San Pedro de Atacama, existen huellas de vehículos que permiten alcanzar el sector noreste del área de estudio.

Método de Trabajo

El trabajo realizado para esta publicación consta de: levantamiento geológico, reconocimiento y modificación de trabajos existentes y estudios de gabinete.

El levantamiento geológico a escala 1:250.000 cubrió el 41% del área; se utilizaron mapas topográficos, a escala 1:50.000, y fotografías aéreas del vuelo Aeroservice, a escala similar. En el resto del área se realizaron observaciones en terreno y corresponden a trabajos anteriores que cubren los siguientes cuadrángulos: Cerros de Caracoles (FRUTOS *et al.*, 1975; MONTAÑO, 1976), Pampa Elvira (JENSEN Y QUINZIO, 1975), Cerro Jaspeado (FELLENBERG, 1975), Sierra Mariposas (CECIONI, 1975), Socaire y parte occidental del Cuadrángulo Peine (RAMÍREZ, 1978), y Cerro Lila y parte norte del Cuadrángulo Cordón Chiquilchoro (MARINOVIC, 1978), levantados a escala 1:50.000; los Cuadrángulos Cerro Químal, Laguna Tebinquiche, Llano de la Paciencia y Salar de Atacama (FORTT, 1981) y el área comprendida por el Salar de Atacama (MORAGA *et al.*, 1974), levantados a escala 1:100.000.

El trabajo de terreno se realizó en los meses de abril, mayo y noviembre de 1980 y marzo y agosto de 1981, totalizando 220 días/geólogo en terreno. Para los recorridos se utilizaron vehículos de tracción en cuatro ruedas y un helicóptero Lama (12 horas de vuelo) operado desde San Pedro de Atacama, para alcanzar puntos de difícil acceso en la zona oriental.

Se prepararon y estudiaron aproximadamente 300 secciones delgadas y 15 pulidas. En los Laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) ex Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG), se realizaron 25 determinaciones por Rayos X, 63 análisis químicos de elementos mayores de lavas, ignimbritas, pórfidos subvolcánicos e intrusivos, además de 21 análisis geoquímicos de elementos metálicos (Cu, Au, Ag, Mo, Pb, Zn, As), de zonas con posible interés económico. Se separó biotita y plagioclasa de lavas, ignimbritas e intrusivos y se realizaron 20 determinaciones radiométricas K-Ar: trece de ellas en biotita, una en plagioclasa y seis en roca total, en el Laboratorio de Geocronología del SERNAGEOMIN (antiguamente del IIG).

Las características petrográficas, descritas para las distintas unidades de rocas intrusivas y volcánicas, corresponden a una recopilación de las características observadas en distintos puntos (y/o muestras).

La clasificación petrográfica de lavas e ignimbritas se basó en WILLIAMS *et al.* (1968) y las clasificaciones químicas en IRVINE Y BARAGAR (1971). La denominación de las rocas intrusivas se basó en la clasificación propuesta por STRECKEISEN (1973).

Se continuó la búsqueda de localidades fosilíferas y se muestreó algunas ya conocidas; los fósiles recolectados no permitieron llegar a conclusiones definitivas acerca de la edad de las unidades, debiendo asignarse éstas en forma tentativa. Las determinaciones paleontológicas fueron realizadas por V. COVACEVICH.

Los resultados de las dataciones radiométricas han sido asimilados a la edad absoluta de la escala geológica del tiempo compilada por VAN EYSINGA (1978).

Trabajos anteriores

Los trabajos realizados en la Hoja Toconao corresponden a estudios estratigráficos y de exploración minera.

BRÜGGEN (1934, 1942, 1947) se refirió a las formaciones de sal y petróleo de la Puna de Atacama. Basado en perfiles estratigráficos y estructurales, describió la Formación Porfirítica (volcánica) y las formaciones Purilactis, San Pedro y Tambores (sedimentarias), que afloran entre las localidades de Purilactis y San Pedro de Atacama, al norte del área estudiada. Las fases de dislocación las asigna al Cretácico medio, Oligoceno, Mioceno y Plioceno.

En 1961, HARRINGTON describió la geología de algunos sectores de las provincias de Antofagasta y Atacama. En el área de Caracoles, definió 10 unidades litoestratigráficas del Mesozoico, con un mapa detallado de su distribución.

En 1967, GARCIA publicó una descripción de la geología del Norte Grande de Chile, basado en las investigaciones realizadas por ENAP, entre 1956 y 1962. En la Hoja Toconao, definió la formación volcánica Agua Dulce que asignó al Triásico; reagrupó las unidades del Jurásico de Caracoles, definidas por HARRINGTON (1961), mantuvo las unidades ya descritas por DINGMAN (1963, 1965), inmediatamente al norte del área de estudio, y presentó otras observaciones importantes de estructura y estratigrafía de la misma.

MORAGA *et al.* (1974) publicaron un estudio geológico del Salar de Atacama. Además de diferenciar las unidades del salar, agrupadas en la Formación Salar de Atacama, definieron varias formaciones de edad Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica, en las áreas circundantes. La parte referente al Salar de Atacama ha sido incorporada al presente trabajo.

GUEST (1969) estudió las ignimbritas del Terciario superior y reconoció, en esta área, dos flujos que denominó Ignimbrita Toconao e Ignimbrita Cajón, y realizó, además, observaciones referentes a la morfología de estos depósitos.

La Universidad del Norte, en 1975, en convenio con la Intendencia II Región, efectuó el levantamiento geológico de los cuadrángulos Cerros de Caracoles (FRUTOS *et al.*, 1975), Pampa Elvira (JENSEN Y QUINZIO, 1975), Cerro Jaspeado (FELLENBERG,

1975) y Sierra Mariposas (CECIONI, 1975), en bases topográficas a escala 1:50.000, definiendo unidades litoestratigráficas en esta parte de la cordillera de Domeyko; estas contribuciones fueron incorporadas a la presente publicación, con algunas modificaciones.

MONTAÑO (1976) realizó el estudio detallado de las secuencias jurásicas de Caracoles y extendió el levantamiento geológico, a escala 1:50.000, hasta Sierra Gorda; reagrupó las unidades definidas por HARRINGTON (1961) y definió unidades de rocas volcánicas, asignándolas al Cretácico y Terciario. Esta información fue incorporada al presente trabajo. Dicho estudio incluye, además, una importante recopilación de los trabajos paleontológicos y estratigráficos realizados en secuencias jurásicas, marinas, tanto del área de Caracoles como de zonas aledañas.

FORTT Y FRUTOS (1976) realizaron un estudio geológico preliminar, en los Cuadrángulos Cerro Quimal y Llano de la Paciencia, el cual, tras estudios detallados, ha sido modificado por FORTT (1981) e incorporado al presente trabajo.

FRUTOS Y PINEDA (1976) realizaron un estudio geológico preliminar, en los Cuadrángulos Cerro Negro y Cerro Cerrillos, el que fue modificado, basándose en nuevas observaciones de terreno.

MARINOVIC *et al.* (1976) llevaron a cabo un reconocimiento geológico, escala 1:250.000, del área ubicada al este del meridiano 68°30' Long. W; en ese informe se resume la estratigrafía del sector, la que ha sido modificada en este estudio, en base a observaciones más detalladas.

RAMIREZ (1978) realizó el levantamiento geológico, a escala 1:50.000, del Cuadrángulo Socaire y del sector oriental del Cuadrángulo Peine, modificando las formaciones de MORAGA *et al.* (1974) y redefiniendo unidades, según los antecedentes recogidos.

MARINOVIC (1978) efectuó el levantamiento de los Cuadrángulos Cordón Chinquilchoro y Cerro Lila, a escala 1:50.000, en el cual informó del hallazgo de trilobites, de probable edad devónica, en la Formación Lila, la que había sido asignada al Triásico por MORAGA *et al.* (1974), basados en consideraciones geotectónicas.

DIAZ (1978a) llevó a cabo un estudio geológico-económico y geoquímico en los cerros de Allana, encontrando una zona de alteración hidrotermal sin interés económico y vetas silíceas y calcáreas, algunas de las cuales (dos) presentan valores geoquímicos altos de Cd, Pb y Zn.

DIAZ (1978b) realizó un estudio geológico-económico de las minas de plata de Lánquir y determinó la existencia de dos vetas, con contenidos de plata mayores de 500 gr/t, y buenas expectativas de mineralización en profundidad, para todo el distrito.

CHIANG (1978) desarrolló una tesis referida a mineralizaciones tipo pórfido cuprífero en la cordillera de Domeyko, basada en estudios detallados de zonas de alteración hidrotermal. Este autor determinó la presencia de zonaciones de alteración cuarzo-sericítica,

silicificación, argílica y propilítica; esta última sobrepuesta, en parte, a zonas afectadas por metamorfismo de bajo grado.

CABELLO (1978) realizó una exploración geoquímica y magnetométrica en el distrito minero de Caracoles. La prospección preliminar le permitió reconocer tres anomalías mayores, una de las cuales fue objeto de exploración detallada; en ella se encontró una asociación de las anomalías mayores con las vetas argentíferas, parcialmente explotadas.

JENSEN Y QUINZIO (1979) describieron la geología del área de Pampa Elvira y realizaron un importante aporte al conocimiento del Jurásico marino, en los sectores de Caracoles y Cerro Alacrán, además de desarrollar un esquema paleogeográfico, integrado para esta área.

DERUELLE (1980) realizó un estudio de la petrología del volcanismo del margen activo de los Andes de Atacama (21°-25°S) y Andes Meridionales, en el que hace referencia a la petrografía, mineralogía y distribución de elementos mayores y en traza, de las rocas volcánicas del Cenozoico superior, de la Hoja Toconao, entre otros.

Población y recursos

La población se encuentra repartida en pequeños poblados que rodean la parte oriental del Salar de Atacama. Estos corresponden de norte a sur a: Toconao, Talabre, Cámar, Socaire y Peine. La actividad principal se relaciona con ganadería de ovinos, caprinos y auquénidos (llamas), chacarería en Zápar, Aguas Blancas, Sóncor y Tilomonte y artesanía en piedra (Toconao), madera de cactus, tejidos y ónix (Peine). La población total, de 1.245 habitantes se distribuye en los poblados de: Toconao (450), Talabre (95), Cámar (80), Socaire (420), Peine (200).(*).

Los recursos de agua dulce se restringen a Toconao, Talabre y Socaire, en tanto que, en los demás poblados, el agua es ligeramente salobre.

FISIOGRAFIA

Relieve

El área comprendida por la Hoja Toconao puede ser dividida en unidades geomorfológicas, de orientación general norte-sur y que, de oeste a este, son:

- a) Cordillera de Domeyko, constituida por una franja de serranías

(*). Censo Gobernación El Loa, 1980.

y planicies, en la parte occidental, y un cordón montañoso continuo en la parte oriental. La franja de serranías y planicies corresponde al típico desierto de Atacama, que grada hacia el este a la cordillera de Domeyko propiamente tal. La vertiente oriental presenta una topografía rugosa y escarpada, caracterizada por un relieve de "badlands". La altura promedio de la cordillera de Domeyko es de 3.000 m s.n.m.

- b) Llano de la Paciencia, consistente en una depresión alargada en sentido norte-sur, de 80 km de largo y de 8 km en la parte más ancha, que separa la cordillera de Domeyko de la cordillera de la Sal. Su altura promedio es de 2.300 m s.n.m. y posee un depósito salino en la parte oriental.
- c) Cordillera de la Sal, caracterizada por un relieve sumamente escabroso, forma un cordón montañoso de baja altura, de aproximadamente 4 km de ancho, que separa el llano de la Paciencia del salar de Atacama; la altura promedio es de 2.500 m s.n.m.
- d) Salar de Atacama, corresponde a una depresión de aproximadamente 4.200 km² de extensión, constituida en un 75% por un depósito salino, de superficie rugosa, con lagunas en la parte periférica; la altura media es de 2.300 m s.n.m. y presenta una suave pendiente hacia el sur.
- e) Cordón de Lila, correspondiente al cordón montañoso que se ubica al sur del Salar de Atacama, presenta un relieve abrupto y está disectado por numerosas quebradas, de rumbo noreste, en la parte oriental, y noroeste, en la parte occidental; la altura promedio es de 3.200 m s.n.m.
- f) Precordillera, unidad que grada desde el Salar de Atacama hacia la Cordillera de los Andes, con algunos cerros isla al suroriente del Salar de Atacama. Presenta una topografía rugosa y una pendiente al oeste de 3-5° y está cortada por numerosas quebradas de hasta 200 m de profundidad.
- g) Cordillera de los Andes, constituida por numerosos aparatos volcánicos, que alcanzan alturas de hasta 6.046 m s.n.m. (Volcán Acamarachi). Entre estas estructuras se ubican planicies, cuya altura promedio es de 4.200 m, en cuya parte baja se localizan salares, y que, en conjunto, forman el denominado "altiplano". Los volcanes dominan el paisaje y se caracterizan por su forma cónica, teniendo como base dicho altiplano.

Drenaje

La Hoja Toconao se caracteriza por ser un área de régimen endorreico; sin embargo, dentro del área, se pueden distinguir tres zonas, de acuerdo al drenaje. La zona occidental corresponde al dominio de la cordillera de Domeyko, Llano de la Paciencia, Cordillera de la Sal y Cordón de Lila; la zona central corresponde al Salar de Ata-

cama y a la precordillera, y la zona oriental a la Cordillera de los Andes.

La zona occidental es la zona desértica, normal, con raras precipitaciones y una red de drenaje poco desarrollada. Las principales hoyas hidrográficas corresponden al llano Laguna Seca, Salar Elvira, Salar Los Morros, Salar Verónica, Salar Mariposas y Llano de la Paciencia, todos de tipo endorreico.

La zona central muestra una red de drenaje bien desarrollada, desde el borde de la cordillera hacia el salar de Atacama, formando algunas lagunas de agua salobre, en la periferia de éste.

Los caudales aproximados de las quebradas con escurrimiento superficial son los siguientes*:

Quebrada	Localidad	Gasto l/s
Zápar	Zápar	50
Hónar	Hónar	65,8
Hécar	Hécar	120
Aguas Blancas	Aguas Blancas	126,7
Talabre	Tumbre	18-20
Cámar	Cámar	1,5-2
Socaire-Algarrobilla	Socaire	258,6
Peine	Peine	15-20
Tarajne	Tilomonte	8-10

Estas quebradas forman cañones estrechos y profundos, con una red de drenaje secundario, bien desarrollada, labrada en rocas semipermeables, que conforman el plateau ignimbrítico de la precordillera.

La zona central corresponde a la Cordillera de los Andes, que presenta numerosas cuencas endorreicas, cuyo centro lo constituyen los salares y las lagunas de agua salobre; entre las primeras se cuentan los salares Pujsa, Aguas Calientes Central, Tuyajto, Aguas Calientes Sur, Talar y Cápur. Las lagunas se ubican siguiendo un lineamiento tectónico de carácter regional, orientado norte-sur, en el borde occidental de la Cordillera; éstas corresponden a las lagunas Lejía, Miscanti y Miñiques.

Clima y vegetación

El clima de la zona ubicada desde el Salar de Atacama hacia el oeste, corresponde al clima desértico, normal, que se caracteriza por una gran limpidez de la atmósfera, baja humedad relativa y fuertes oscilaciones térmicas diarias. La vegetación es casi nula y se desarrolla, en forma efímera, después de cortas y esporádicas lluvias, durante la época del llamado "invierno boliviano" (enero-marzo).

La depresión del Salar de Atacama presenta valores medios

* Henríquez (1969) y Ramírez *et al.* (1971) in Díaz *et al.* (1972).

anuales de 14,1°C de temperatura, 54,7% de humedad relativa y 11,1 l/m² de evaporación (IDE, 1978).

El clima de la Cordillera de los Andes es de desierto marginal de altura, caracterizado por temperaturas bajas, humedad relativa baja y precipitaciones pluviales y nivales escasas.

Los fuertes vientos del oeste son una característica de toda el área; éstos soplan, generalmente, desde la media tarde hasta la medianoche, alcanzando velocidades de hasta 120 km/h.

La vegetación se desarrolla a partir de la vertiente oriental de la cordillera de Domeyko hacia el este y está constituida por plantas xerófitas. En las partes bajas (menos de 3.500 m s.n.m.), se encuentran arbustos como cachiyuyo, suncho, sorona, pingo-pingo, bailahuén, té de burro, rica-rica, hojalar y cortadera, a orillas de los cursos de agua; en las lagunas, se desarrollan algas verdes y rojas. En la Cordillera de los Andes, la vegetación está constituida por coirón, tola, chuquicandía y flor de puna, principalmente.

Fauna

En el sector de la cordillera de Domeyko, se ha observado la presencia de guanacos, cerca del cerro Químal, y de mariposas, después del invierno boliviano.

En los alrededores del Salar de Atacama, se encuentran zorros, burros salvajes y cóndores, y en las lagunas, patos silvestres.

En la Cordillera de los Andes es común observar vicuñas, ñandúes, chululos, vizcachas, y parinas, flamencos y taguas alrededor de los salares.

ESTRATIGRAFIA

Las rocas estratificadas, reconocidas en la Hoja Toconao, se agrupan en unidades formacionales cuya edad varía entre el Paleozoico y el Cuaternario. Estas unidades cubren un 50% del área y se distribuyen en cuatro dominios, cuya geología es relativamente homogénea; estos son: Cordillera de Domeyko, Cordillera de la Sal y Salar de Atacama, Cordón de Lila y sectores de la precordillera y Cordillera de los Andes. Los depósitos salinos cubren un 15% del total y se extienden por toda el área, por lo cual se describen en forma independiente. Asimismo, los depósitos no consolidados se distribuyen por toda el área, ocupando un 30% de ella. A continuación se describirá la sucesión estratigráfica de cada uno de los dominios mayores y de los depósitos salinos y no consolidados.

CORDILLERA DE DOMEYKO

La cordillera de Domeyko está constituida, principalmente,

por rocas mesozoicas y cenozoicas, que incluyen una secuencia volcánico-sedimentaria, continental (Estratos El Bordo; Paleozoico superior(?)-Triásico); una unidad volcánica, continental, compuesta por andesitas, tobas y brechas (Formación Agua Dulce; Triásico-Jurásico Inferior); una serie de rocas sedimentarias, marinas, que afloran en el sector de Caracoles (Bajociano-Kimmeridgiano); una secuencia sedimentaria, continental, que se extiende por la parte oriental de la cordillera de Domeyko (Formación Purilactis; Jurásico Superior-Cretácico); una unidad volcánica (Formación Cinchado; Eoceno) y una unidad sedimentaria, continental, cubriendo a todas las unidades anteriores (Formación Tambores; Oligoceno-Mioceno Medio).

Estrato El Bordo PzTreb

Unidad informal

FORTT, 1981

Paleozoico superior(?)-Triásico

Definición y relaciones estratigráficas

Se denomina Estratos El Bordo a una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias, continentales, cuyos mejores afloramientos se encuentran en la serranía de El Bordo, al este del cerro Químal.

La base de esta unidad es desconocida; está cubierta, en discordancia angular, tanto por lavas y brechas volcánicas, andesíticas, de la Formación Agua Dulce, como por areniscas y conglomerados pardo-rojizos de la Formación Purilactis.

Distribución y litología

Los afloramientos de esta unidad se extienden a lo largo de la serranía de El Bordo, al este del cerro Químal. Afloramientos aislados se han encontrado en las lomas al oeste del cerro Negro, y en un morro ubicado unos 6 km al oeste del cerro Pintado, en el sector suroccidental del área de este estudio.

Esta unidad está constituida por una secuencia, de unos 1.200 m de espesor, de andesitas y brechas andesíticas, con intercalaciones de 30-100 m de potencia de calizas, areniscas calcáreas, lutitas, tufitas calcáreas y, en menor proporción, riolitas y areniscas cuarcíferas. La secuencia se presenta bien estratificada, en capas de algunos decímetros a 3 m de espesor, en corridas de 3-4 km de longitud.

La parte basal de la secuencia está constituida por tobas y areniscas, grises y negras, finamente estratificadas y con restos mal conservados de algas (S. RIVANO, com. oral) y vegetales, en gene-

ral. Sobre estas rocas se disponen lavas andesíticas, porfíricas, y brechas volcánicas, de colores verde y pardo; las brechas volcánicas tienen clastos andesíticos, menores de 10 cm, y matriz de vidrio volcánico.

La parte media de la unidad está constituida por capas de calizas, bien estratificadas, de 10-20 cm de potencia, color gris oscuro, con restos de ostrácodos, tobas de ceniza y vítreas, calizas con nódulos silíceos, grises, areniscas calcáreas con restos de ostrácodos, de vertebrados y de vegetales fósiles (COVACEVICH, 1981). Sobre estas rocas se disponen andesitas de piroxeno, brechas andesíticas de tonos oscuros, dacitas y tobas riódacíticas.

En la parte superior, afloran predominantemente areniscas y tobas de ceniza, de grano grueso y colores verde y pardo, con restos de plantas regularmente conservados.

Edad y ambiente de depositación

El material fosilífero, encontrado en las areniscas finas y lutitas, es relativamente abundante y variado, pero se encuentra mal conservado; consiste en restos de huesos de un vertebrado, ostrácodos, esthéridos y flora fósil. Los restos del vertebrado corresponden a placas dorsales y ventrales de un saurio denominado *Chilenosuchus forttae* por CASAMIQUELA (1980), quien le asignó una edad neotriásica; además, se encontró parte de un esqueleto que no fue identificado (To-415).

Los restos vegetales se encuentran comúnmente fragmentados y, en algunos lugares, se presentan en forma de turba. COVACEVICH (1981, 1982) identificó entre ellos *Neocalamites* sp. (To-433; Lám. 2, Fig. 6), *Taeniopteris* sp. A (To-433-3a; Lám. 1, Figs. 1a y b), *Taeniopteris* sp. B (To-433-3b; Lám. 1, Figs. 2a y b), *Pterophyllum* sp. (To-433-2; Lám. 1, Fig. 3) y *Dicroidium?* sp. (To-433-4a a d; Lám. 1, Figs. 4a, b y c). Los morfogéneros *Pterophyllum* y *Taeniopteris* se presentan desde el Pérmico y Carbonífero Superior, respectivamente, y se extienden durante gran parte del Mesozoico; su asociación con *Neocalamites* permitiría asignar, tentativamente, esta flora al Triásico-Jurásico. Estos antecedentes conducirían a la conclusión de una edad triásica, probablemente superior, para esta unidad. Sin embargo, R. OSORIO (com. oral) estima una edad probable carbonífero-pérmica, para muestras de ostrácodos provenientes de los Estratos El Bordo (Lám. 2, Fig. 7), los cuales clasificó como pertenecientes a la Familia Paraparchitidae Scott, con formas muy afines al género *Chamichaella* Sohn, cuyo rango cronoestratigráfico es Mississippiano. La deficiente conservación del material, especialmente de la flora fósil, no permite alcanzar una conclusión definitiva en cuanto a la edad de esta unidad, la que estaría en el rango Paleozoico superior-Triásico.

Los esthéridos, identificados por COVACEVICH (1982) como correspondientes a *Cyzicus* sp. B (A-60-21; Lám. 2, Fig. 3), permitieron a este autor concluir que el ambiente de deposición fue de lago continental, restringido, de clima templado a tropical.

Formación Agua Dulce Trjad

GARCIA, 1967

Triásico-Jurásico Inferior

Definición y relaciones estratigráficas

GARCIA (1967) denominó Formación Agua Dulce a una secuencia compuesta por andesitas, brechas andesíticas, tobas y conglomerados, que afloran, típicamente, en la sierra Agua Dulce, en la parte noroccidental del área del presente trabajo.

Durante el levantamiento geológico de la Hoja Toconao, se reconocieron dos grupos de rocas pertenecientes a esta unidad, que presentan posiciones estratigráficas semejantes. Sin embargo, las relaciones entre ellos no pueden ser observadas, en forma directa, debido a la separación de dichos afloramientos.

Los afloramientos occidentales de esta formación se extienden entre Cerros de Caracoles y Cerro Jaspeado, y consisten en andesitas, brechas andesíticas, tobas y conglomerados; los afloramientos orientales se distribuyen entre el cerro Químal y el cerro Negro y están constituidos, principalmente, por lavas andesíticas.

Las rocas asignadas a la Formación Agua Dulce han recibido, localmente, diversas denominaciones: HARRINGTON (1961) denominó "Queratófiros del Triásico Superior" a los afloramientos de Cerros de Caracoles, FRUTOS *et al.* (1975), JENSEN Y QUINZIO (1975, 1979) y FELLEBERG (1975) propusieron denominaciones formacionales para afloramientos de posición estratigráfica y litología similar, en parte, coincidentes (ejemplo: Formación Tres Palomas, Capricornio, Augusta Victoria, etc.).

La Formación Agua Dulce sobreyace, en discordancia angular, a los Estratos El Bordo, al este del cerro Químal, y subyace, concordantemente, a las rocas sedimentarias, marinas, del Bajociano (Formación Torcazas), en los cerros Agata y Torcazas, y a rocas del Caloviano (Formación Caracoles), en el cerro Alacrán.

Distribución y litología

Los afloramientos de la franja occidental se extienden, en forma discontinua, entre Cerros de Caracoles y Cerro Jaspeado, en la sierra Agua Dulce y en los alrededores del cerro Mariposas I, siendo los mejores afloramientos aquéllos expuestos al este de Cerros de Ca-

racoles. En este sector, MONTAÑO (1976) reconoció tres unidades de litología dominante. La unidad inferior está constituida por 600 m de traquitas alteradas, con una intercalación andesítica. Las traquitas son de color marrón, textura traquítica, compuesta por plagioclasa albitizada, feldespato potásico, alterado, cristales pequeños de cuarzo y calcita, clorita en láminas pequeñas y minerales opacos, vesículas rellenas por calcita y cuarzo.

La unidad intermedia se compone, fundamentalmente, de 300 m de tobas silíceas, con algunas intercalaciones de traquitas, queratófiros y andesitas. Las tobas son líticas, con fragmentos subangulosos de material vítreo, criptocristalino, de plagioclasa y de feldespatos alterados, y fragmentos de rocas con cristales de feldespatos alterados; el cemento es de calcita, en las tobas basales, y silíceo, en la parte media.

La parte superior consiste en 150 m de conglomerados, con intercalaciones de andesitas. Los conglomerados están estratificados, en bancos de hasta 20 m, y tienen color pardo-rojizo; los rodados son redondeados, de hasta 50 cm de diámetro, están compuestos por dacita alterada, color rosado claro, andesita gris, porfírica, alterada, y toba silicificada, blanco-amarillenta. La matriz es de arena de grano grueso, de composición similar a la de los clastos. Las intercalaciones de andesitas son de 8,5 m de espesor y se observan en la parte superior de la secuencia.

En el sector de los cerros Casado y Alacrán, JENSEN Y QUINZIO (1979) reconocieron la sección inferior y media de esta formación. La parte inferior está constituida por alrededor de 200 m de andesitas y brechas volcánicas; las andesitas, de color morado y gris oscuro, poseen textura afanítica y porfírica, con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm. Las brechas volcánicas son de composición intermedia, de color gris y pardo-rojizo, con textura traquítica, y amígdalas rellenas de cuarzo. La parte media está constituida por 450 m de riolitas grises y rosadas, con estructuras de fluidez, tobas blancas y grises, de textura clástica, con fragmentos líticos, volcánicos y cuarzo, y brechas riolíticas grises a rosadas, con fragmentos de cuarzo, de feldespato alcalino y de riolitas.

En el cerro Mariposas I, aflora una potente serie (1.600 m, según JENSEN Y QUINZIO, 1979), compuesta por lavas andesíticas, porfíricas y afaníticas, grises y pardas, con intercalaciones de brechas volcánicas y areniscas y por tobas dacíticas, de cristales pardos y morados, soldadas, con abundantes fragmentos líticos.

Los afloramientos de la franja oriental se extienden por la cordillera de Domeyko, alrededor del cerro Químal, Sierra Químal, Cerro Matías y Cerro Negro. En esta franja predominan las andesitas y las brechas volcánicas, de composición andesítica.

En la sierra Químal, aflora una secuencia compuesta por andesitas porfíricas y afaníticas, algunas amigdaloidales, y por bre-

chas y tobas volcánicas, de colores verdes y morados. En los alrededores del cerro Químal, estas rocas están afectadas por metamorfismo de contacto. Las andesitas son de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno; la masa fundamental es traquítica e intergranular.

En el cerro Matías, al noroeste del salar Elvira, afloran rocas volcánicas, andesíticas, con intercalaciones de areniscas y brechas conglomerádicas, de componentes andesíticos, sin base ni techo conocidos, que alcanzan un espesor máximo de 450 m. Los niveles basales se componen de brechas conglomerádicas y areniscas de color verde; las brechas conglomerádicas contienen clastos de andesitas, de hasta 20 cm, y poseen matriz arenosa. Las andesitas son afaníticas y porfíricas, de colores verde y gris; los fenocristales son de plagioclasa, de hasta 5 mm, biotita, piroxeno y, esporádicamente, olivino. La masa fundamental está constituida por plagioclasa, cuarzo y clorita.

En el cordón del cerro Negro, aflora una secuencia constituida, predominantemente, por andesitas afaníticas y porfíricas y, en forma subordinada por brechas volcánicas, tobas riolíticas y areniscas volcánicas. Esta secuencia no presenta estratificación clara y visible, la que sólo se insinúa a la distancia. Está intruida por stocks y por diques de andesitas, de hasta 1 m de potencia. Las andesitas son de color gris oscuro y gris-verdoso, comúnmente porfíricas, con fenocristales escasos (de hasta 1 cm) de plagioclasa, clinopiroxenos y ferromagnesianos alterados, en una masa fundamental intergranular. Las tobas riolíticas son de color gris claro; la matriz está recristalizada, con matriz vitroclástica de feldespato potásico, con arcilla filiforme y clastos líticos, paralelos a las líneas de fluidez.

Edad y ambiente de depositación

La posición estratigráfica de esta unidad indica una edad mínima pre-bajociana media, ya que subyace, en discordancia de erosión, a capas sedimentarias, marinas, fosilíferas, de la Formación Torcazas (Bajociano medio a superior). Las volcanitas de la franja oriental cubren, en discordancia angular, a los Estratos El Bordo, los que, como ya se ha señalado, podrían tener una edad triásica superior (que estaría indicada por los restos fósiles de vertebrados) o paleozoica superior (según el estudio de ostrácodos).

De estos antecedentes es posible deducir que las rocas asignadas a la Formación Agua Dulce se habrían depositado entre el Triásico Superior(?) y el Jurásico Inferior.

Basado en las edades asignadas anteriormente, se puede sugerir que las rocas de la franja occidental de la Formación Agua Dulce sean el equivalente cronológico de las traquitas basales de la Formación Moctezuma (Lías medio a superior; HARRINGTON, 1961; PEREZ Y LEVY, 1961), expuestas al sureste de Calama.

La litología de la franja occidental de afloramientos de la Formación Agua Dulce sugiere un ambiente de depositación continental, con desarrollo de volcanismo activo, tanto andesítico como dacítico, depositación de rocas piroclásticas y sedimentos clásticos. Las rocas de la parte oriental se depositaron, también, en ambiente continental, pero con un amplio desarrollo de volcanismo andesítico, con breves períodos de depositación de sedimentos clásticos, de componentes volcánicos.

Grupo Caracoles Jt, Jc, Jd, Jm, Jh

GARCIA, 1967, enmend. RAMIREZ Y GARDEWEG

Bajociano-Kimmeridgiano(?)

En el sector de Cerros de Caracoles aflora una serie de rocas sedimentarias, constituidas por areniscas, lutitas, yeso y calizas, de origen marino, que se disponen, concordantemente, sobre rocas volcánicas y clásticas de la Formación Agua Dulce y están cubiertas, discordantemente, por tobas de la Formación Cinchado. Esta serie contiene abundantes fósiles, principalmente ammonites, pelecípodos y gastrópodos, que indican un rango de edad bajociano-kimmeridgiana (?). HARRINGTON (1961) dividió esta serie en ocho formaciones, basándose, principalmente, en diferencias litológicas y contenido paleontológico. Más tarde, GARCIA (1967) agrupó tres de estas formaciones (Descubridora, Caracoles y Mina Chica) dentro de una unidad mayor: el Grupo Caracoles, denominación conservada por MONTAÑO (1976) (Cuadro 1). Los autores de este trabajo consideran, sin embargo, que el término "Grupo Caracoles" debería ampliarse hasta incluir el conjunto de formaciones marinas, expuestas en el área de Caracoles, conservándose la subdivisión en formaciones de MONTAÑO (1976), con la excepción de que el "Grupo Caracoles", tal como fue originalmente descrito, pasará a llamarse, en este

CUADRO 1. Divisiones estratigráficas propuestas para las rocas marinas, jurásicas, de la zona de Caracoles, por diversos autores, y sus equivalencias

Harrington, 1961	García, 1967	Montaño, 1976
Calizas Honda	Formación Honda	Formación Honda
Yeso Millonaria	Formación Millonaria	Formación Millonaria
Lutitas Doralisa	Formación Doralisa	Formación Doralisa
Formación Descubridora	} Grupo Caracoles	} Grupo Caracoles
Formación Caracoles		
Formación Mina Chica		
Formación Torcazas	Formación Coronado-Torcazas	Formación Torcazas
Formación Coronado		

trabajo, Formación Caracoles. En el Cuadro 1 se presenta la nomenclatura estratigráfica propuesta, originalmente, por HARRINGTON (1961) y las modificaciones de GARCIA (1967) y MONTANO (1976), mientras que en el Cuadro 2 se resumen la litología, espesor, asociación faunística y edad de las diferentes formaciones del Grupo Caracoles, según el esquema de MONTANO (1976), modificado por los autores del presente trabajo.

Edad, correlación y ambiente de depositación

Los fósiles encontrados en estas rocas indican que esta serie se depositó desde el Bajociano medio hasta, posiblemente, el Kimmeridgiano.

Las rocas del Grupo Caracoles pueden ser correlacionadas con la Formación Sierra El Cobre (TOBAR, 1966), compuesta por calizas, areniscas y lutitas marinas, con invertebrados fósiles, que indican un rango Bajociano-Oxfordiano y que aflora 25 km al oeste de la Hoja Toconao. Es así como afloramientos del Grupo Caracoles, en el área de Caracoles, fueron representados como Formación Sierra El Cobre por FERRARIS Y DI BIASE (1975). El Grupo Caracoles se puede correlacionar, asimismo, con la Formación Quinchamale, al norte de El Abra (MAKSAEV, 1978), con el Jurásico de Cerritos Bayos, en los alrededores de Calama (BIESE, 1961) y con parte de la Formación El Profeta (CHONG, 1973), en la porción sur de la cordillera de Domeyko. Todas ellas representan, en la cordillera de Domeyko, el evento jurásico, marino, que alcanzó gran desarrollo en el Norte Grande de Chile.

En el Grupo Caracoles, entre el Bajociano medio y el Oxfordiano, la sedimentación se produjo en un ambiente marino, infralitoral a circalitoral, en aguas de salinidad normal, con mayor movilidad de aguas en la parte inferior de la serie y tranquilo en la parte media, con depositación de fango calcáreo. En el Oxfordiano y Kimmeridgiano inferior, la sedimentación se desarrolló en un ambiente confinado, en aguas saturadas en sulfato de calcio. Durante el Kimmeridgiano medio (?), la depositación de las calizas se produjo en un ambiente infralitoral, de aguas saturadas en carbonato de calcio (MONTANO, 1976).

Formación Purilactis JKp

DINGMAN, 1963, enmend. RAMIREZ Y GARDEWEG

Jurásico Superior-Cretácico

Definición y relaciones estratigráficas

BRÜGGEN (1942) denominó "Formación Salina de Purilactis" a una serie de arcillas rojas y multicolores, ricas en yeso y sal,

CUADRO 2. SECUENCIA ESTRATIGRAFICA DEL GRUPO CARACOLES (según Montaño, 1976, modificado)

FORMACION	DEFINICION Y SECCION TIPO	LITOLOGIA	DISTRIBUCION	ESPESOR (m)	FAUNA FOSIL	EDAD
Honda Jh	Quebrada Honda al sureste de Cerros de Caracoles.	Calcarenitas peléíferas, pisolíticas y extracústicas, de color gris, en capas de espesor variable entre 10 y 50 cm; en niveles superiores, acumulaciones alargadas, lenticulares de sílice.	Quebrada Honda	170	<i>Myacantha</i> sp., <i>Oscreas</i> indet.	Kimmeridgiense(?)
Millonaria Jm	Cerro Millonaria, 2 km al noreste de Placilla de Caracoles.	Yeso blanco, compacto.	Quebrada Honda	30		Probablemente Kimmeridgiense inferior
Doralisa Jd	Cerro Doralisa, norte de Placilla de Caracoles.	Lutitas y silitas con intercalaciones de calizas. Las lutitas son de color gris-amarillento, finamente estratificadas y muy deleznales. Las silitas tienen color gris-amarillento, en capas de hasta 5 cm de espesor. Las calizas son de color gris y se presentan en capas de 5-10 cm de espesor. Los niveles superiores presentan láminas de yeso intercaladas.	Quebrada Honda y Quebrada San Luis	260	<i>Perisphinctes</i> sp., <i>Oppelia</i> sp., <i>Mirosphinctes</i> sp., <i>Arisphinctes</i> sp., (Zona del <i>transversarium</i>), <i>Perisphinctes onalum</i> , <i>Aspidoceras hypselum</i> , <i>Perisphinctes chlorolithicus</i> , <i>Progonia</i> sp., <i>Ochetoceras</i> sp. (Zona del <i>bimmanatum</i>).	Oxfordiano-Kimmeridgiense inferior
Caracoles Jc	Cerros de Caracoles. Comprende las formaciones Mina Chica, Caracoles y Descubridora de Harrington (1961).	Alternancia de calcarenitas y calcilititas. Las calcarenitas son de color gris, en capas de hasta 30 cm de espesor; las calcilititas son de color gris-amarillento, en la parte basal, y gris oscuro, en la parte superior y presentan concreciones calcáreas, aplanadas.	Franja entre Cerro Torcazas y Quebrada San Pedro	150	<i>Retinekeia</i> sp., <i>Oppelia</i> sp., <i>Perisphinctes</i> sp., <i>Lucina</i> sp., Pectinidos indet., <i>Lima</i> sp., <i>Terebratula (Dundrythyris?)</i> aff. <i>D. perovialis</i> Sow., <i>Ctenostreon</i> sp., en la parte superior. <i>Lucina</i> sp. y <i>Posidonia</i> sp., en la parte media. <i>Macrocephalites macrocephalum</i> , <i>Macrocephalites</i> sp., <i>Sphaeroceras extremum</i> , <i>Oppelia</i> sp., en la parte basal y media.	Caloviano
Torcazas Jt	Cerro Torcazas.	(Base) conglomerado fino, gris claro, con clastos volcánicos, redondeados, de hasta 1 cm de diámetro, y fragmentos de feldespatos, matriz arenosa y cemento esparítico; calcarenita parda, compacta, areniscas calcáreas y calcarenita arenosa, color gris, en capas de espesor variable entre 5 y 20 cm. En los niveles superiores se intercalan tobas silíceas.	Franja entre Cerro Torcazas y Quebrada San Pedro, y ladera oriental del cerro Agatas	210	<i>Trigonia (Vaugonia)</i> , <i>Belemnite</i> sp., pelecípodos mal conservados, <i>Stephanoceras humphriesianum</i> , <i>Teloceras</i> cf. <i>T. bludgeani</i> , <i>Astarte puelmae</i> . Hexacorales en la calcarenita parda, cerca de la base.	Bajociano medio y superior

que aflora al noreste del cerro Químal. Según dicho autor, esta "formación" constituye una intercalación dentro de otra unidad: la "Formación Porfirítica de Purilactis", que estaría compuesta por areniscas grises y rojas oscuras, y a la que se superpondrían los "Conglomerados de Purilactis". Posteriormente, DINGMAN (1963) propuso cambiar el nombre de Formación Salina de Purilactis por el de Formación Tonel para evitar confusión de nombre, con la suprayacente Formación Purilactis, definida por este mismo autor, y que sería equivalente a la antigua "Formación Porfirítica" de BRÜGGEN (1942).

Durante el presente levantamiento, se han encontrado injustificadas estas divisiones estratigráficas, ya que las observaciones de terreno evidencian contactos concordantes, transicionales, y tipos litológicos similares, a lo largo de la columna estratigráfica de las llamadas formaciones Salinas de Purilactis, Porfirítica de Purilactis y Conglomerados de Purilactis, todas de BRÜGGEN (1942) o las formaciones Tonel y Purilactis de DINGMAN (1963), las cuales se propone refundir dentro de una sola unidad, a la que se denominará Formación Purilactis, en sentido amplio. En el área de estudio, esta formación está constituida por areniscas pardo-rojizas, con intercalaciones de conglomerados y de capas de yeso, que guardan continuidad areal con los afloramientos, donde las formaciones mencionadas anteriormente fueron definidas.

Esta unidad se apoya, en discordancia angular, sobre los Estratos El Bordo, al oeste del cerro Chocolate; el techo está erosionado y está cubierta, en discordancia angular, por rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cinchado y por rocas sedimentarias de la Formación Tambores (Foto 1).

Distribución y litología

Esta unidad se distribuye a lo largo de la vertiente oriental de la cordillera de Domeyko, entre la quebrada Tonel y la Pampa Agua Colorada, y en el curso medio de la quebrada Escondida.

En el sector comprendido entre el cerro Negro y la quebrada Tonel, aflora una secuencia (de 1.000 m de espesor mínimo) de areniscas de grano fino, pardo-rojizas, bien estratificadas, en capas de 10 cm hasta 1 m de potencia, con megaestratificación cruzada, ondulitas y marcas de gotas de lluvia, con intercalaciones de areniscas verde-amarillentas, de grano grueso, de 0,5-20 m de espesor, estratificadas en capas de 0,2-1 m, y de conglomerados finos, verdes y pardos, con clastos de 1-5 cm, redondeados, compuestos, principalmente por andesitas, y matriz de areniscas de grano fino y de capas delgadas (2-5 cm) de yeso.

Al microscopio se distinguen areniscas arcósicas, litarenitas, volcarenitas conglomerádicas, con intercalaciones milimétricas de rocas tuíficas en las areniscas.

Las areniscas arcóscicas están compuestas, en más del 80%, por fragmentos de feldespato, cuarzo y escasos fragmentos líticos, subredondeados o levemente angulosos, de 0,02-0,5 mm. Los fragmentos líticos son de andesitas, tobas, dacitas y granitoides; el cemento es principalmente calcáreo.

Las litarenitas presentan mala selección, matriz escasa y clastos subredondeados; predominan los fragmentos líticos de andesitas, tobas, dacitas y, en menor proporción, pómez y granitoides.

Las volcarenitas conglomerádicas están mal seleccionadas y poseen escasa matriz. Están compuestas por clastos volcánicos, de 0,5-1,5 mm, de andesitas porfíricas, riodacitas porfíricas y vitrofídicas; subordinadamente, se reconocen fragmentos de tobas ácidas, vitroclásticas, de granitoides, de pórfidos dioríticos, de feldespatos y de cuarzo. El cemento es ferruginoso, en parte calcáreo y, ocasionalmente, con clorita asociada.

Al sur del cerro Negro, los afloramientos están constituidos por conglomerados y areniscas de color pardo y pardo-rojizo.

Los conglomerados se presentan en capas de 1-1,3 m de espesor, con lentes de areniscas arcillosas. Los rodados son subangulosos a subredondeados, de hasta 20 cm de diámetro, compuestos por rocas intrusivas, rocas volcánicas, principalmente andesitas grises y moradas, y pórfidos cuarcíferos. La matriz es de arena de grano grueso, poco consolidada, y cemento de calcita y sericita. Entre los rodados de los conglomerados, se encuentran calizas con fósiles marinos de edad jurásica.

Las areniscas afloran en estratos de hasta 60 cm de potencia, bien clasificadas y mal seleccionadas, con matriz arcillosa y sal, y yeso, en algunos lugares, cerca de fallas. Están constituidas por fragmentos de rocas, redondeados a subredondeados, de texturas traquítica, alotriomorfa granular y criptocristalina, de 0,5-1,35 mm de diámetro, plagioclasa alterada a arcilla y ortoclasa alterada a arcilla, en fragmentos redondeados a subredondeados, cuarzo, mineral opaco, epidota, biotita y anfíbola. El cemento está formado por sericita, ceolita y calcita, en menor proporción.

La unidad de areniscas, aflorantes en la parte norte, parece corresponder a la parte inferior de la secuencia, en tanto que la unidad de conglomerados y areniscas, que se expone en la parte sur, aparentemente corresponde a la parte superior. El contacto entre ambas unidades no está bien expuesto.

En el curso medio e inferior de la quebrada Escondida, JENSEN Y QUINZIO (1979) reconocieron una secuencia de 160 m de espesor, compuesta de tobas y lutitas silíceas, con intercalaciones de láminas de yeso, en la parte basal. A esta secuencia le sucede (según dichos autores), en discordancia angular, 1.600 m de areniscas rojas a pardo-rojizas, de grano fino, en capas de hasta 1 m de espesor, con intercalaciones de conglomerados finos, en contacto gradual. JENSEN Y QUINZIO (1975, 1979) propusieron denominaciones

formacionales para estos afloramientos (ejemplo: Formación Escondida, Formación Colorada), las que no se han adoptado en este trabajo debido a que la relación de discordancia no fue observada y a la antecedencia de la denominación aquí adoptada.

Edad, correlación y ambiente de depositación

No se han encontrado fósiles *in situ* en esta formación, que permitan precisar su edad. Las relaciones estratigráficas indican una edad máxima triásica superior(?) (Estratos El Bordo, subyacente) y mínima eocena (Formación Cinchado, suprayacente). Sin embargo, en los clastos con fósiles encontrados en los conglomerados de esta unidad, se ha determinado la presencia de diversos pelecípodos (*Vaugonia* v.l. *gottschei* (Möricke)) y ammonites (*Perisphinctes* sl. sp.) propios del Bajociano y Oxfordiano, respectivamente (Covacevich, 1981); lo que indica una edad máxima post-oxfordiana. En el cerro Quimal, las areniscas se encuentran intruidas por monzonitas y tonalitas, de edad mínima (K-Ar) maastrichtiana, lo que permite asignar un rango de edad jurásica superior-cretácica para esta formación.

La Formación Purilactis puede ser correlacionada, por similitud litológica, con la parte superior de la Formación Cerritos Bayos (GARCIA, 1967) y con la parte basal de la Formación Quebrada Mala (MONTAÑO, 1976), de edades kimmeridgiana y cretácica inferior, respectivamente (MONTAÑO, 1976), expuestas en la zona de Calama y, posiblemente, con el miembro superior de la Formación Quinchamale, al norte del yacimiento El Abra (MAKSAEV, 1978).

Todas estas unidades representan, probablemente, a depósitos continentales que se acumularon subsecuentemente a la regresión del "Mar Jurásico" que, en el Jurásico Medio cubrió gran parte de la cordillera de Domeyko y áreas cercanas. En la Hoja Toconao, la Formación Purilactis se habría depositado en un ambiente continental, a juzgar por la presencia de marcas de gotas de lluvias y de estratificación cruzada, en una cuenca con aguas de circulación restringida y depositación de yeso, con depósitos tipo piedemonte y/o llanura aluvial, en las zonas marginales. Las áreas de aporte de esta cuenca estaban constituidas por rocas volcánicas, predominantemente.

Formación Cinchado Tic

MONTAÑO, 1976

Paleoceno-Eoceno

Definición y relaciones estratigráficas

MONTAÑO (1976) denominó Formación Cinchado a una secuencia compuesta por conglomerados, ignimbritas y brechas ande-

síticas, que afloran típicamente en el cerro Cinchado, unos 11 km al SSW de Cerros de Caracoles, fuera del área de estudio. En el cerro Los Mellizos, unos 12 km al norte de dicha área, MONTAÑO (1976) observó que esta unidad se apoya, en discordancia angular, sobre las lutitas y calizas oxfordiano-kimmeridgianas de la Formación Dorali-sa; el techo no está expuesto y está cubierta por depósitos recientes.

Distribución y litología

En la zona de estudio, los afloramientos están restringidos al sector de Caracoles y a los alrededores de los cerros Totola y Pichungo, en la cordillera de Domeyko, donde se disponen, en discordancia angular, sobre la Formación Purilactis.

MONTAÑO (1976) reconoció tres miembros en esta formación, los que están expuestos en el sector del cerro Cinchado, fuera de la Hoja Toconao. Los afloramientos pertenecientes a esta hoja se correlacionan con los miembros intermedio y superior de la unidad. Están constituidos por 180 m de ignimbritas brechosas, de color gris-blancuecino, con fragmentos de rocas volcánicas, de 1-3 cm, pumita aplastada, menor de 1 cm, y fenocristales de plagioclasa y fel-despatos alterados, en una masa fundamental vítrea.

Los afloramientos ubicados en el cerro Totola, en la cordillera de Domeyko, están constituidos por unos 800 m de andesitas porfíricas, con fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno y masa fundamental felsítica. Estas rocas están bien estratificadas, en coladas de 10-12 m de potencia y son, generalmente, de color gris claro. La secuencia presenta escasas intercalaciones de areniscas y conglomerados pardo-rijizos. Los conglomerados son brechosos, de mala selección, con rodados de 1-15 cm de andesitas y areniscas rojas. Más al sur, en el cerro Pichungo, afloran 400 m de aglomerados, tobas y brechas tobáceas, de estratificación gruesa, asignados a esta unidad.

Edad, correlación y ambiente de depositación

MONTAÑO (1976) asignó una edad terciaria inferior a la Formación Cinchado, por comparación del tipo de plegamiento que ésta presenta con respecto a unidades asignadas al Cretácico Inferior, en el área de Caracoles y Sierra Gorda.

Una determinación radiométrica (K-Ar biotita), realizada en una toba de la Formación Cinchado, proveniente de una localidad ubicada al sur del cerro Torcazas, dio una edad de $41,0 \pm 3,6$ m.a. (Eoceno). En rocas correlacionables de la cordillera de Domeyko, una determinación radiométrica (K-Ar, biotita) de una toba indicó una edad de $39,9 \pm 3,0$ m.a. (Eoceno). Por lo tanto, la edad mínima de la Formación Cinchado sería eocena. Considerando que la edad

mínima de la Formación Purilactis sería maastrichtiana, la Formación Cinchado se ubicaría en el rango Paleoceno-Eoceno, con una probable edad eocena.

Según MONTAÑO (1976), las características litológicas y sus variaciones laterales de facies permiten inferir una depositación en ambiente continental.

Formación Tambores Tt

DINGMAN, 1963

Oligoceno-Mioceno medio

Definición y relaciones estratigráficas

DINGMAN (1963) denominó Formación Tambores a una secuencia de rocas clásticas, que aflora en la quebrada de Tambores, unos 30 km al noreste de El Bordo y que corresponde a los "conglomerados de Tambores" descritos por BRÜGGEN (1934). DINGMAN (1963) restringió esta denominación a todos los depósitos clásticos, mal consolidados, que afloran bajo la más antigua de las tobas soldadas del Terciario superior, en el Cuadrángulo Túlor, vecino al área de estudio. Estos depósitos muestran una relación de engrane lateral con depósitos salinos, asignados a la Formación San Pedro (*cf. infra*).

En la Hoja Toconao se incluyen, dentro de la Formación Tambores, los depósitos de paraconglomerados, con intercalaciones de areniscas mal consolidadas, de estratificación mala o ausente, mejor expuestos en los cortes de quebradas profundas. Los afloramientos presentan drenaje subparalelo, cuando la superficie de erosión coincide con la inclinación de las capas, y drenaje dendrítico, donde existe cierta angularidad entre éstas y dicha superficie.

Esta unidad se dispone, en discordancia angular, sobre las formaciones Agua Dulce, Purilactis y Cinchado, en las nacientes de las quebradas de la vertiente oriental de la cordillera de Domeyko, entre El Bordo y Cerro Negro, donde subyace, generalmente con discordancia, a los depósitos aterrazados. Al sur del cerro Negro, posee una intercalación de lutitas yesíferas, asignadas a la Formación San Pedro. En la zona de Tilocálar subyace, en discordancia angular, a la Ignimbrita Tucúcaro (Plioceno).

Distribución y litología

Los afloramientos se encuentran en la vertiente occidental de la cordillera de Domeyko, siendo ellos la transición hacia las pampas, que se extienden entre los diferentes cordones montañosos de este sector, y en lomas ubicadas en la parte occidental del llano de la Paciencia. Los mejores afloramientos de esta unidad están

en el sector comprendido entre el límite norte de la Hoja Toconao y el cerro Negro, a lo largo de la cumbre de la cordillera de Domeyko; otros afloramientos han sido reconocidos en el sector de Tilocálar.

Esta unidad está compuesta por paraconglomerados, con intercalaciones de areniscas de grano grueso, ocasionalmente, con vetillas de yeso; el espesor de la formación alcanza a 450 m en el cerro Loma Ancha.

Los paraconglomerados son el tipo litológico más abundante y, cuando están estratificados, se presentan en capas de 0,3-1 m de potencia, con intercalaciones de espesor de areniscas gruesas, de 0,2-0,4 m. Generalmente, constituyen un depósito macizo y la estratificación sólo se insinúa a la distancia.

Los paraconglomerados están constituidos por fragmentos mal clasificados y mal seleccionados, subangulosos a redondeados, de tamaño variable entre 2 y 10 cm, llegando, en ocasiones, a 1 m; esporádicamente se observan lentes de arena y limo, de 10-15 cm de potencia. La composición de los fragmentos es variable, dependiendo del sector en que se encuentran. En el sector del cerro Químal, predominan los fragmentos de monzonita y tonalita, con rocas volcánicas subordinadas; en el sector del cerro Negro, corresponden a rocas volcánicas, principalmente lavas, con algunos fragmentos de pórfidos y granitoides. En general, la composición es heterogénea y corresponde a fragmentos de lavas, rocas intrusivas y, ocasionalmente, cuarzo, calizas y lutitas calcáreas; algunos de estos fragmentos provienen de la erosión de los conglomerados de la subyacente Formación Purilactis. En Tilocálar, los paraconglomerados contienen clastos de rocas sedimentarias, principalmente areniscas cuarcíferas, rocas volcánicas, andesíticas y dacíticas, y rocas plutónicas. La matriz (40%) de estos paraconglomerados es de limo, a veces yesífero; el cemento, cuando está presente, es de yeso.

Edad, correlación y condiciones de depositación

La edad de la Formación Tambores estaría comprendida entre el Oligoceno (ya que sobreyace, en discordancia angular, a la Formación Cinchado, asignada al Eoceno por dataciones radiométricas) y el Mioceno Superior, siendo que subyace a depósitos aterrizados que incluyen una capa de ceniza datada radiométricamente como del Mioceno Superior. Al norte del área de estudio RAMIREZ (1979b) le asignó una edad mínima miocena superior, ya que se dispone bajo una toba soldada, datada radiométricamente (K-Ar, biotita) en 10 m.a. (Mioceno Superior). En base a estos antecedentes se asigna a la Formación Tambores una edad oligoceno-miocena media.

Esta unidad puede ser correlacionada, por similitud litológica

y posición estratigráfica, con la parte clástica, gruesa, de la Formación Sichal (MAKSAEV, 1978; SKARMETA Y MARINOVIC, 1981), que aflora unos 120 km al norte de la Hoja Toconao, y que ha sido asignada al Oligoceno-Mioceno Medio. NARANJO Y PASKOFF (1981) describieron, en las cercanías de Calama, depósitos de litología similar (Formación Calama), a los cuales asignaron una edad miocena inferior a media, y que podrían ser correlacionados con la Formación Tambores, aun cuando la edad asignada sólo coincide parcialmente con la de ésta.

La Formación Tambores se depositó en un medio continental, aluvial, gradando a piedemonte, con corrientes esporádicas de alta energía, las que no alcanzaron a producir un transporte prolongado del material, a juzgar por el tamaño de los clastos mayores.

SALAR DE ATACAMA Y CORDILLERA DE LA SAL

En el sector del Salar de Atacama y Cordillera de la Sal, se encuentran sólo formaciones continentales del Cenozoico superior, las que poseen intercalaciones salinas. Sus afloramientos originan uno de los paisajes característicos de esta zona.

La unidad más antigua, expuesta en este sector, corresponde a una secuencia de areniscas y limolitas, con intercalaciones de sal y yeso (Formación San Pedro; Oligoceno-Mioceno Medio); una unidad sedimentario-volcánica, compuesta por tobas, limos y sal (Formación El Campamento; Mioceno Superior-Cuaternario); una unidad sedimentario-volcánica, compuesta por gravas, limos y arenas, con intercalaciones de cenizas volcánicas (Formación Vilama; Mioceno Superior-Cuaternario) y una unidad salina, correspondiente al Salar de Atacama que, debido a su origen y características comunes con los restantes salares extendidos por toda el área, se describe dentro del capítulo de depósitos salinos (*cf. infra*).

Formación San Pedro Tsp

BRÜGGEN, 1942

Oligoceno-Mioceno Medio

Definición y relaciones estratigráficas

BRÜGGEN (1942) denominó Formación San Pedro a una potente serie de areniscas y arcillas rojas, con sal y yeso, que aflora en la quebrada de Tambores y en la cordillera de la Sal, cerca de San Pedro de Atacama. En la Hoja Toconao, se asignan a esta unidad, areniscas de grano fino y limolitas, con intercalaciones de capas de sal y yeso, que están en continuidad areal con la unidad mapeada por DINGMAN (1963).

Al sur del cerro Negro, lutitas yesíferas, correlacionables con esta formación, se intercalan en la Formación Tambores. La Formación San Pedro está cubierta, en discordancia angular, por la Formación El Campamento (BRÜGGEN, 1942), en el sector suroriental de la cordillera de la Sal, y por depósitos aterrazados, al este de la quebrada Agua Colorada, en la parte sur del llano de la Paciencia.

Distribución y litología

Los afloramientos de la Formación San Pedro conforman la cordillera de la Sal, que se extiende desde unos 20 km al norte del área de estudio, hasta la quebrada Agua Colorada. Esta formación está bien expuesta en la parte norte, donde numerosas quebradas cortan este cordón montañoso; en la parte sur, la estratificación es obliterada por un regolito de sal, yeso y limo.

Esta unidad está compuesta por unos 1.600 m de areniscas finas y limolitas, de colores pardo-rojizo y pardo-amarillento, cementadas por sal, bien estratificadas en capas de algunos decímetros hasta 1 ó 2 m. En la parte superior, consiste de 600 m de capas de sal con impurezas de limos, limolitas y arcillolitas, color pardo-rojizo y pardo oscuro, cementadas por sal, en capas de algunos decímetros a 1 m. En el sector del cerro Catedral, y aparentemente sobre las demás rocas, afloran 30 m de areniscas y limolitas, de colores pardo-rojizo y pardo claro, en capas bien definidas, de 0,5-1 m de potencia, con intercalaciones de capas de sal y de yeso, macizas, con menos de 15 cm de potencia.

Al este de la quebrada Agua Colorada, aflora una secuencia de areniscas de color pardo claro, cementadas por yeso, con intercalaciones de limolitas de 5-10 cm de potencia y con yeso en láminas paralelas y en vetillas, que cruzan los estratos.

Edad, correlación y condiciones de depositación

La relación de engrane entre las formaciones San Pedro y Tambores, observada al norte del área de estudio (RAMIREZ, 1979a), indicaría una edad oligoceno-miocena media para la Formación San Pedro. Al este de la quebrada Agua Colorada, la Formación San Pedro está cubierta por depósitos aterrazados, que incluyen una capa de ceniza volcánica datada radiométricamente (K-Ar, biotita) en 10 m.a., esto es, Mioceno Superior. En la zona de Río Grande esta formación está cubierta, en discordancia angular, por una toba soldada (ignimbrita Artola) de edad radiométrica (K-Ar) miocena superior (RAMIREZ, 1979b).

Esta formación se puede correlacionar, por similitud litológica y posición estratigráfica, con la sección de lutitas y yeso de la Formación Sihal (MAKSAEV, 1978; SKARMETA Y MARINOVIC,

1981), que aflora unos 120 km al norte del área de este trabajo, y que ha sido asignada al Oligoceno-Mioceno Medio.

La Formación San Pedro se depositó en una cuenca de aguas salobres, con aporte de material detrítico, fino, en un ambiente oxidante y en condiciones similares a las observadas actualmente en los salares. Las sales pudieron provenir de formaciones más antiguas como la Formación Tonel, de áreas de fuerte denudación o de actividad hidrotermal.

Formación El Campamento MsQec

BRÜGGEN, 1942

Mioceno Superior-Cuaternario

Definición y relaciones estratigráficas

BRÜGGEN (1942, *in* HOFFSTETTER *et al*, 1957), denominó Formación El Campamento a una secuencia de areniscas y arcillas, con sal y yeso, que aflora en el sector del cerro Catedral, en la cordillera de la Sal, sin precisar los límites estratigráficos de la unidad. En el presente estudio se correlaciona con esta unidad una secuencia compuesta por capas de halita transparente, de tonalidades verde, gris y azul, y de tobas que afloran en la cordillera de la Sal.

Estos sedimentos se disponen, en discordancia, sobre la Formación San Pedro (Foto 2) y están cubiertos por las unidades salinas del salar de Atacama y del salar del llano de la Paciencia.

Distribución y litología

La Formación El Campamento se extiende en los bordes occidental y oriental de la cordillera de la Sal, en el sector del cerro Catedral. Los afloramientos están mal expuestos y se encuentran cubiertos por un regolito blando, formado por sedimentos de grano fino, mezclados con cristales de yeso (0,1-0,3 cm) blanco o pulverulento. En los bordes de las quebradas que cortan esta unidad, puede observarse una secuencia de 15 m de espesor aproximado, compuesta, de base a techo, por una toba lenticular, una capa de sal, ceniza volcánica y paraconglomerados.

La toba lenticular está constituida por feldespato, cuarzo, biotita y vidrio con cemento de halita y, probablemente, silvina. La capa de sal tiene hasta 5 m de espesor, es maciza o está compuesta por cristales de halita, con tinción azul o azul-violácea, a través de planos de clivaje de los cristales, con matriz de arcilla y cristales de yeso blanco. La ceniza volcánica es de color gris-verdoso, con estratificación cruzada y abundante biotita oxidada; esta roca grada a gravillas de color gris. El paraconglomerado está constituido por abundantes

clastos de yeso blanco, con matriz de limo pardo-rojizo, y de yeso pulverulento, blanco.

En la península Chépica, extremo norte del cordón de Lila, afloran 20 m de cenizas volcánicas, areniscas tobáceas y limos interstratificados, de colores blanco y blanco-verduzco. Algunas capas de ceniza presentan inclusiones de material amorfo con biotita. El cemento de las cenizas y areniscas tobáceas está compuesto por sal de tonos azulados, yeso, aragonita y calcita. Estas rocas presentan un aspecto similar a las tobas de la Formación El Campamento y se las considera equivalentes.

Edad, correlación y condiciones de depositación

BRÜGGEN (1942) no asignó una edad a estos depósitos y FUENZALIDA (*in* HOFFSTETTER, *et al.*, 1957) interpretó una edad oligocena, en base a lo expresado por el primer autor, para la Formación San Pedro.

La posición estratigráfica indicaría que se depositaron en el rango Mioceno Superior-Cuaternario.

Esta unidad sería equivalente, por su posición estratigráfica, a la Formación Vilama, que contiene algunas capas de ceniza volcánica y que ha sido asignada al Plioceno (RAMIREZ, 1979a).

Estas rocas habrían sido depositadas en una cuenca similar a la del Salar de Atacama en un área de volcanismo activo, a juzgar por los depósitos volcánicos intercalados.

Formación Vilama MsQv

MORAGA *et al.*, 1974

Mioceno Superior-Cuaternario

Definición y relaciones estratigráficas

MORAGA *et al.* (1974) denominaron Formación Vilama a una secuencia, de 30 m de espesor, de areniscas y limolitas, con intercalaciones de tobas de cristales, cenizas, kieselgur y conglomerados no consolidados, que afloran al oeste de San Pedro de Atacama, incluyendo los depósitos de piedemonte y terrazas aluviales descritos por DINGMAN (1963, 1965). En la Hoja Toconao, se asignan a la Formación Vilama, depósitos de limos y arenas arcillosas, con intercalaciones de diatomitas y cenizas volcánicas, y gravas que afloran en la parte norte de la cordillera de la Sal, en continuidad areal con aquéllos de la localidad tipo. Esta unidad se ha distinguido de la Formación El Campamento por diferencias litológicas y por falta de continuidad de afloramientos con la misma.

En la Hoja Toconao, la Formación Vilama se dispone, en

discordancia de erosión, sobre una toba soldada que, a su vez, cubre, en discordancia angular, a la Formación San Pedro; dicha toba podría corresponder a la Ignimbrita Pelón del Grupo San Bartolo (RAMÍREZ, 1979b). Está cubierta por depósitos no consolidados, aluviales y eólicos.

Distribución y litología

Los afloramientos de la Formación Vilama se encuentran en ambos flancos de la cordillera de la Sal, cerca del borde norte del área de estudio.

En el flanco oriental, consisten en limos y arenas arcillosas, de color pardo-rojizo, sin consolidación o cementadas por sal, con intercalaciones delgadas de diatomitas y cenizas volcánicas, blancas. Estas rocas están cubiertas por gravas grises oscuras, de clastos pequeños, subangulosos a redondeados, de composición principalmente andesítica, aunque se observan de toba soldada y fragmentos de cuarzo ahumado.

En el flanco occidental de la cordillera de la Sal, se observan gravas grises y arenas, concordantes sobre la Formación San Pedro, sobre las cuales se dispone una secuencia bien estratificada, en capas de 0,6-2 m, de limos y arenas pardo-rojizas, con intercalaciones menores, de 50 cm de espesor, de cenizas volcánicas, diatomitas y limos tobáceos con restos fósiles de pequeños invertebrados. Los espesores expuestos de estos afloramientos no sobrepasan los 20 m.

Edad y condiciones de depositación

Debido a la ausencia de fósiles con valor cronoestratigráfico la edad de la Formación Vilama debe ser acotada por relaciones estratigráficas. Esta unidad está depositada, en discordancia de erosión, sobre la Ignimbrita Pelón asignada al Mioceno Superior (RAMÍREZ, 1979a) y está cubierta por depósitos no consolidados, recientes; estos antecedentes indican que pudo haberse depositado en el rango Mioceno Superior-Cuaternario.

Los restos fósiles encontrados en esta unidad, fueron determinados, preliminarmente (COVACEVICH, com. oral), como restos de carófitas ("Chara"), de ostrácodos, y de gastrópodos (*Taphius* sp.); indicando que ésta se depositó en una cuenca de agua dulce o algo salobre, en un área con actividad volcánica, a juzgar por la presencia de capas de cenizas. Esta cuenca poseía aportes de materiales en suspensión, como limos y arenas de grano fino, y de arrastre netamente fluvial, como las gravas.

CORDON DE LILA Y SECTORES DE LA PRECORDILLERA

En el cordón de Lila y en algunos sectores de la Precordillera, al este del Salar de Atacama, afloran rocas paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas, que incluyen una secuencia sedimentaria, clástica y volcánica, constituida por areniscas, conglomerados, lutitas y andesitas, en la base (Formación Lila, Devónico Inferior); una unidad volcánica compuesta por dacitas y brechas dacíticas (Formación Cas, Pérmico-Triásico); una secuencia volcánico-sedimentaria compuesta por andesitas, areniscas y lutitas, y tobas (Formación Peine, Paleozoico Superior(?)-Triásico); una unidad volcánica constituida por lavas andesíticas (Estratos de Cerros Negros, Triásico-Jurásico Inferior); una unidad sedimentaria, clástica, compuesta por areniscas y conglomerados (Estratos de Quepe, Terciario(?)); una unidad sedimentaria, química, compuesta por calizas y areniscas calcáreas (Formación El Tambo, Plio-Pleistoceno) y dos unidades piroclásticas (Depósitos Piroclásticos de Socaire y Tumisa y Depósitos Piroclásticos de El Abra, Plioceno).

Formación Lila Pzl

MORAGA *et al.*, 1974

Devónico Inferior

Definición y relaciones estratigráficas

MORAGA *et al.* (1974) denominaron Formación Lila a una secuencia de rocas sedimentarias, cuarcíferas, con un espesor de 400 m, que aflora al este de cerro Lila, inmediatamente al sur del Salar de Atacama. Durante el presente levantamiento se encontraron afloramientos de la misma unidad, en la parte occidental del cordón de Lila, donde se apoyan, concordantemente, sobre rocas volcánicas, andesíticas, que se incluyen, tentativamente, en esta formación. Los afloramientos de rocas similares, ubicados al este de Toconao, descritos previamente como Formación Chinchilla (GARCIA, 1967), se incluyen, en este trabajo, dentro de la Formación Lila, por similitud litológica con los afloramientos del lugar típico.

Distribución y litología

Los afloramientos de esta unidad se disponen en dos franjas en el cordón de Lila; la franja occidental se extiende por unos 9 km, en sentido norte-sur al este de la pampa Agua Colorada. La franja oriental se ubica en la parte central del cordón de Lila y presenta una extensión norte-sur de unos 20 km. En el cerro Chinchilla y en la parte oriental de Cerros Cuyugas, al sureste de Toconao, afloran rocas si-

milares a las del cordón de Lila.

Las rocas que afloran en la parte oriental del cordón de Lila se disponen, discordantemente, sobre granitoides del Paleozoico inferior, encontrándose, en su base, una capa de conglomerados de grano fino, seguido por una alternancia de capas bien estratificadas, de 0,1-0,4 m de potencia, de areniscas verdes, en parte micáceas, lutitas verdes y conglomerados de cuarzo de grano fino, predominantes en la parte superior, hasta alcanzar un espesor aproximado de 2.000 m.

Las areniscas son de grano medio y están compuestas por cuarzo (50-90%), fragmentos líticos, feldespato potásico y minerales opacos; matriz de arcilla, sericita y cuarzo microcristalino. El cemento es carbonatado y silíceo, mientras que los conglomerados están constituidos por cuarzo subredondeado, en general, menor de 2 mm y, en parte, recristalizado; lítico y muscovita, en una matriz de cuarzo microcristalino, limonita y sericita; el cemento es silíceo.

Los afloramientos de la franja occidental alcanzan 1.050 m de espesor, aproximadamente. Están constituidos por andesitas pardas y grises, de textura porfírica, macizas y fuertemente alteradas, que son cubiertas, concordantemente, por areniscas cuarcíferas, areniscas micáceas y lutitas, bien estratificadas, en capas de 0,2-1,6 m de espesor, con estratificación cruzada.

En el cerro Chinchilla, unos 13 km al sureste de Toconao, afloran areniscas cuarcíferas, con intercalaciones de lutitas y conglomerados, bien estratificadas, en capas de 0,1-0,4 m de espesor. Las areniscas presentan color gris claro y son de grano medio a grueso, con estratificación gradada y megaestratificación cruzada. Los conglomerados están compuestos por clastos redondeados de cuarzo, de colores gris claro a pardo-rojizo; las lutitas se presentan en intercalaciones menores que 4 cm y son de color rosado a pardo-rojizo.

Edad, correlación y condiciones de depositación

MORAGA *et al.* (1974), basados en consideraciones geotectónicas habían asignado una edad triásica a estas rocas. Más tarde, MARINOVIC (1978) encontró diversos restos de trilobites y conularias, en afloramientos cercanos al lugar tipo de la formación que, preliminarmente, corresponderían al Devónico (según determinaciones de V. COVACEVICH). Posteriormente, CZOLLAK *et al.* (1981), mencionaron el hallazgo, en esa misma zona, de *Conularia quichua* (Ulrich), de un nautiloídeo recto y trazas fósiles de *Cruziana* sp. y *Rusophycus* sp., encontrados en areniscas verdes, micáceas, en la parte superior de la secuencia expuesta al sur de la quebrada Lila, y de *Chondrites* sp. y *Scolicia* sp., en la parte inferior de la formación. La presencia de *Conularia quichua* indicaría una edad devónica inferior.

En los afloramientos occidentales de la Formación Lila, existen trazas fósiles, dentro de las cuales COVACEVICH (1981) identi-

ficó *Arthropycus* aff. *alleghaniensis* (Harlan) (Lámina 2, Fig. 4a, b), del Paleozoico inferior y, muy probablemente, del Ordovícico-Silúrico. Estos antecedentes paleontológicos permiten concluir que la edad de la Formación Lila sería devónica inferior, aunque en algunos sectores podría ser más antigua, según lo sugieren las trazas fósiles, cuya edad es incierta.

La Formación Lila puede ser correlacionada, cronológica y litológicamente, con la Formación Zorritas (CECIONI Y FRUTOS, 1975), expuesta 100 km al sur del cordón de Lila, en la sierra de Almeida, y sus equivalencias en la zona de Monturaqui ("Sedimentitas paleozoicas de Sierra de Almeйда", DAVIDSON *et al.*, 1981). El hallazgo reciente de una rica fauna del Devónico Inferior, en la Formación Zorritas (CZOLLAK *et al.*, 1981), aseguran y precisan su correlación con las rocas expuestas en el cordón de Lila.

La existencia, en la Formación Lila, de estratificación cruzada y conglomerados con escasa matriz, junto a la fauna fósil presente, indicarían un ambiente de depositación marino, de aguas someras, bajo el tren de las olas (CZOLLAK *et al.*, 1981).

Formación Cas PzTrc

MORAGA *et al.*, 1974

Pérmico-Triásico(?)

Definición y relaciones estratigráficas

MORAGA *et al.* (1974) designaron como Formación Cas a una secuencia de rocas volcánicas, dacíticas, denominadas por ellos "queratofricas", que afloran en cerros de Cas, unos 12 km al nordeste de Socaire.

La base de esta unidad es desconocida y su porción superior está erosionada. El techo lo constituye la discordancia que la separa de la Ignimbrita Patao. En la parte occidental de los cerros de Cas, se encuentra en contacto, por falla inversa, con rocas de la Formación Peine, mientras que sus afloramientos más septentrionales están intruidos por la granodiorita Lánquir.

Distribución y litología

Los afloramientos de esta unidad se distribuyen en el cordón de Cerros de Cas, en Cerros Cuyugas y Cerros de Allana, al norte de Cámar, en el cerro Mullay y en una franja de cerros ubicados entre el cerro Questulvan y la quebrada Chuglla, al oriente de Peine.

En la parte sur del cordón de los cerros de Cas, afloran 215 m de dacitas fluidales, esferulíticas, color gris claro, tobas dacíticas, desvitrificadas, tobas brechosas, pardas, y brechas dacíticas, pardo-grisáceas, expuestas en estratos no bien definidos de 2-5 m de potencia. En Cerros Cuyugas y en el cerro Mullay, se encuentran da-

cititas fluidales, blancas, andesitas rojizas y violáceas, brechas volcánicas, pardo-rojizas, y algunas intercalaciones de areniscas; están bien estratificadas, en capas que van de algunos decímetros hasta 8-10 m, estas últimas correspondientes, principalmente, a las brechas. En los cerros de Allana, DÍAZ (1978a) reconoció una secuencia, fundamentalmente volcánica, en parte brechosa, con delgados niveles sedimentarios, constituida, principalmente, por andesitas gris-violáceas, pardo-rojizas, gris-verdosas y gris-azuladas, brechas silicificadas, brechas volcánicas y tobas. Al este de Peine, afloran tobas brechosas, dacíticas, desvitrificadas, pardo-rojizas, y andesitas porfídicas, grises, en estratos de 5-10 m.

En los cerros de Cas, las dacitas presentan textura esferulítica, con fenocristales de plagioclasa, en una masa fundamental formada por un agregado de feldespato potásico y escaso cuarzo; las tobas están desvitrificadas y presentan relictos de textura vitreoclastica, con cristales de plagioclasa, en una matriz de cuarzo, feldespato potásico, y esquirlas de vidrio y pómez desvitrificadas; las tobas brechosas poseen fragmentos de rocas volcánicas, traquíticas (0,03-2,5 mm), y cristales de plagioclasa, en una matriz fluidal, con numerosas esquirlas de vidrio desvitrificadas. Las brechas presentan fragmentos de dacitas y rocas de textura traquítica (0,3-3 cm). Las andesitas son, generalmente, porfídicas, con fenocristales de plagioclasa (< 5 mm) y escasos ferromagnesianos, en una masa fundamental criptofelsítica, formada por microlitos de plagioclasa.

Edad y correlaciones

MORAGA *et al.* (1974) asignaron una edad paleozoica superior a esta formación, basándose en correlaciones con una formación similar expuesta en la zona de Vicuña (Formación Matahuaico). Las relaciones estratigráficas, observadas en el presente estudio, indican que esta unidad es más antigua que la granodiorita Lánquar, que la intruye, y que ha sido asignada, tentativamente, al Cretácico. Por otra parte, rodados de esta unidad han podido ser identificados en una muestra del miembro medio de la Formación Peine, asignada al Paleozoico superior(?)-Triásico. De esta manera, esta unidad tendría, a lo menos, una edad pre-triásica. La Formación Cas sería correlacionable, por similitud litológica, con las "Volcanitas ácidas de la Sierra San Juan", descritas por DAVIDSON *et al.* (1981) en la zona de Monturaquí, y que descansan, en marcada discordancia angular, sobre la Formación Zorritas del Devónico Inferior. A aquellas se les asignó una edad permo-triásica.

En ausencia de antecedentes más concretos sobre la edad de la Formación Cas, se la asigna, tentativamente, al Pérmico-Triásico.

Formación Peine PzTrp

MORAGA *et al.*, 1974, emmend. RAMIREZ Y GARDEWEG

Paleozoico superior (?) - Triásico

Definición y relaciones estratigráficas

MORAGA *et al.* (1974) denominaron Formación Peine a una secuencia de rocas sedimentarias y rocas volcánicas, andesíticas, que afloran en los cerros ubicados entre Toconao y Tilomonte, al oriente de Peine. Dichos autores dividieron esta formación en cuatro unidades litológicamente diferenciables: Miembro Socaire (areniscas y lavas dacíticas y andesíticas); Miembro Chúnar (ignimbritas dacíticas); Miembro Tulan (margas, lutitas, calizas, areniscas rojas); Miembro Algarrobilla (lavas andesíticas). Esta nomenclatura no representa, sin embargo, la sucesión litoestratigráfica real de la Formación Peine. Durante el levantamiento de la presente hoja, se pudo observar que esta formación puede ser dividida en tres unidades principales, que se encuentran en sucesión estratigráfica normal: un miembro inferior de andesitas y brechas andesíticas, un miembro medio de lutitas y areniscas y un miembro superior de tobas. Este conjunto aflora típicamente en los cerros ubicados al noreste de Peine y se extiende desde los cerros de Cas hasta la aguada de Tulan, en el mismo cordón montañoso.

El reconocimiento de una discordancia angular entre el "miembro superior" (Algarrobilla) y los otros miembros de la Formación Peine, descritos por MORAGA *et al.* (1974), han llevado a los autores del presente trabajo a considerar que este nivel representaría una unidad diferente (Estratos de Cerros Negros), la que se ha separado del resto de la formación.

La base de la Formación Peine es desconocida y está cubierta, en discordancia angular, por rocas volcánicas, andesíticas, de los Estratos de Cerros Negros, en la localidad de Cerros Negros, al sureste de Peine.

Distribución y litología

La Formación Peine está expuesta en el cordón de cerros que se extiende entre cerros de Cas y la aguada Tulan, al oriente de la localidad de Peine.

Miembro Inferior

Las rocas que componen este miembro corresponden a andesitas porfíricas y afaníticas, con intercalaciones escasas de brechas y areniscas con derivados volcánicos, que afloran típicamente en la quebrada ubicada entre los cerros Pinusca y Questulvan.

Las andesitas están bien estratificadas, en capas de 4-8 m de espesor, y presentan colores gris-verdoso a gris-rojizo; en la parte basal presentan líneas de tonos rojizos, semejantes a meteorización esteroideal.

Las andesitas porfíricas, predominantes, están compuestas por fenocristales de plagioclasa (10-79%) de 0,3-5 mm de tamaño, comúnmente albitizadas, escasos piroxenos, reemplazados por minerales opacos o clorita, y opacos pseudomorfos de ferromagnesianos; la masa fundamental es de textura intergranular, predominantemente, con microlitos de plagioclasa, piroxeno, clorita intersticial y abundantes opacos.

Las andesitas afaníticas poseen una característica textura intergranular, fluidal, con microlitos de plagioclasa alterados, generalmente, a calcita, con minerales opacos, clorita y calcita intersticial y, ocasionalmente, ferromagnesianos alterados, cuarzo secundario y epidota.

Las brechas poseen clastos volcánicos, constituidos por andesitas amigdaloidales, de 5 cm de diámetro promedio; la matriz está recristalizada y se compone de cuarzo y feldespato microcristalino.

Las areniscas son de grano medio a grueso, color pardo-rojizo, bien estratificadas, en capas de 5-8 cm de espesor; están compuestas por rodados volcánicos de andesitas porfíricas (60-70%), con esfericidad y redondeamiento malos, matriz escasa, de composición similar, y cemento silíceo (calcedonia) abundante (30%).

La mayor parte de las muestras presentan amígdalas de calcita, clorita, calcedonia y sílice amorfa. La alteración de estas rocas es constante y consiste en una asociación de sericita, calcita, clorita, prehnita, hematita y opacos, epidota y ceolita escasas, albitización de plagioclasa y uralitización de piroxenos. Estas características indican que dichas rocas fueron afectadas por metamorfismo de carga, de bajo grado.

El espesor máximo medido es del orden de 170 m.

Miembro Medio

El Miembro Medio aflora, típicamente, en el cerro Pinusca y está compuesto por 200 m de una alternancia de lutitas y areniscas, de colores predominantes verdes y pardos, bien estratificadas, en capas de 0,1-1,5 m de potencia, en partes muy fisibles, con ondulitas y marcas de fondo; las areniscas son de grano grueso, conglomerádicas, y afloran, generalmente, hacia la base y hacia el techo de la secuencia.

Las lutitas de la parte inferior de la secuencia están compuestas por fragmentos menores que 0,04 mm, de plagioclasa, anfíbolos y fragmentos escasos de rocas volcánicas, sericitizadas y oxidadas. Las lutitas de la parte superior están constituidas por cuarzo, feldespatos, muscovita y opacos. Las areniscas y areniscas conglomerádicas presentan abundantes rodados volcánicos y cristales (80-90%) y matriz escasa. Los granos están constituidos por andesitas porfíricas, feldespato potásico, en cristales y en agregados, producto de recristalización, plagioclasas sericitizadas, cuarzo y opacos. Uno de los niveles conglomerádicos muestra fragmentos de tobas fluidales y esferulíticas, semejantes a las rocas de la Formación Cas.

En la parte inferior de esta secuencia, el cemento es calcáreo, esparfítico, en tanto que en la parte superior es férrico y, localmente, silíceo.

En el sector de Cerro Lila, aflora una secuencia de rocas sedimentarias, clásticas, intensamente plegada e intruida por numerosos diques, dispuesta, en discordancia de erosión, sobre la Tonolita del Cordón de Lila, del Paleozoico superior (*cf. infra*); estos afloramientos podrían ser correlacionables con este miembro, por similitud litológica.

Miembro Superior

Este miembro está constituido por una secuencia de 260 m de potencia de rocas tobáceas, recristalizadas, de color rosado claro, y areniscas y conglomerados basales de color gris-verdoso, que afloran típicamente al oeste de la aguada Rinosa y al sur de la quebrada Sicipo.

Las tobas están bien estratificadas, en capas de 15-20 m; corresponden a rocas recristalizadas y, generalmente, silicificadas, con relictos de estructuras de fluidez y de esquistos de vidrio, reemplazadas por sericita, calcita o sílice. Los cristales de plagioclasa están sericitizados y reemplazados por calcita; se observan pseudomorfo, de borde opacítico, rellenos con caolín. En la parte central de la secuencia, hay fragmentos de pómez fluxionales, alterados a sericita, con bordes de calcita o centros de cuarzo o ceolita, esporádicamente. La matriz está recristalizada y consiste en un agregado microcristalino de cuarzo, sericita, arcillas y opacos. Contienen fragmentos líticos de rocas volcánicas, porfíricas, y granos de cuarzo de origen plutónico.

Los conglomerados y las areniscas presentan clastos bien redondeados de rocas volcánicas, porfíricas, fragmentos de cuarcitas, arcillolitas y plagioclasa sericitizadas. El cemento es calcáreo, esparítico, abundante en areniscas y, en menor proporción, en conglomerados (10-20%).

Edad, correlación y ambiente de depositación

Esta formación fue asignada al Jurásico por MORAGA *et al.* (1974), por la presencia de *Posidonia* sp., en el miembro medio. En varios afloramientos de este miembro, incluyendo aquél mencionado por MORAGA *et al.* (1974), en que informa el hallazgo de *Posidonia*, RAMIREZ (1978) y durante el presente estudio, se han encontrado sólo conchostrácodos esthéridos, que fueron agrupados en dos especies por COVACEVICH (1981); éstas corresponden a *Cyzicus (Euestheria?)* sp. (Lámina 2, Figs. 1a, b, c) y *Cyzicus* sp. A (Lámina 2, Fig. 2). La presencia de estos fósiles permite precisar el ambiente continental de depositación, pero no posibilita una asignación de edad.

En el sector de Cerro Lila, rocas correlacionadas con esta formación, sobreyacen a un intrusivo tonalítico, asignado al Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, mediante una isócrona Rb/Sr de 290 ± 17 m.a. (HERVE *et al.*, en prep.); esta relación permitiría asignar una edad máxima paleozoica superior a la Formación Peine.

En los Estratos El Bordo se ha determinado la presencia de *Cyzicus* sp. B. (COVACEVICH, 1981), que indica un ambiente de depositación similar. Considerando que la secuencia litológica de esta última unidad es similar a la descrita en la Formación Peine, éstas podrían correlacionarse, tentativamente, asignándoles edades similares (Paleozoico superior(?)-Triásico).

Estratos de Cerros Negros TrJcn

Unidad informal

Triásico-Jurásico Inferior(?)

Definición y relaciones estratigráficas

En este trabajo, se denomina Estratos de Cerros Negros a una secuencia de 220 m de lavas andesíticas, con intercalaciones escasas de areniscas y lutitas arenosas, que afloran, típicamente, en Cerros Negros, 8 km al sureste de Peine. Esta unidad cubre, en discordancia angular, a los miembros medio y superior de la Formación Peine, y está cubierta, en discordancia angular, por la Ignimbrita Patao.

Distribución y litología

Las lavas andesíticas están bien estratificadas en coladas de 4-7 m de espesor y son, en general, porfíricas, con niveles amigdaloidales, y afaníticas, de colores gris-verdoso y gris-rojizo. Están constituidas por fenocristales de plagioclasa sericitizada (5-30%), pseudomorfos de ferromagnesianos, reemplazados por clorita, calcita, actinolita, epidota y óxidos de hierro. La masa fundamental es comúnmente intergranular, formada por laminillas de plagioclasa, gránulos de clinopiroxeno, clorita intersticial, calcita y cuarzo. Las areniscas y lutitas arenosas presentan estratificación cruzada y están compuestas por fragmentos de feldespato, de rocas volcánicas y de cuarzo. La matriz es arcillosa y el cemento es ferruginoso, en la parte basal de la secuencia, y silíceo, en la parte superior. Las rocas volcánicas de esta secuencia están alteradas y presentan la siguiente asociación de minerales de alteración: sericita, clorita, calcita, óxidos de hierro, epidota, actinolita y arcilla, que correspondería a metamorfismo de contacto con metasomatismo.

En la parte norte del cordón de Lila, afloran 300 m de lavas andesíticas, con intercalaciones de areniscas correlacionables, litológicamente, con los afloramientos de Cerros Negros y que cubren, discordantemente, a la Formación Lila. Las andesitas son de colores violeta y pardo, afaníticas y porfíricas, en partes, con estructura fluidal; las areniscas son de color pardo-rojizo, constituidas predominantemente por cuarzo y feldespato, de grano medio, subredondeado.

Edad y correlación

Por similitud litológica y posición estratigráfica, se correlaciona esta unidad con la Formación Agua Dulce, asignada al Triásico-Jurásico Inferior; careciendo de mejores antecedentes, se asigna la misma a los Estratos de Cerros Negros.

Estratos de Quepe Tq

Unidad informal

Terciario(?)

Definición y relaciones estratigráficas

En las proximidades de Socaire, en la aguada Quepe, Quebrada Nacimiento y Cordón Mal Paso, aflora una secuencia de areniscas y conglomerados grises, areniscas y limolitas pardo-rojizas, a los que BRÜGGEN (1942) describió bajo el nombre "Conglomerados de Hécar", cerca de Toconao. Posteriormente, MARINOVIC *et al.* (1976) denominaron "Estratos de Quepe" a los afloramientos de esta unidad en la aguada Quepe, denominación que conservamos en este trabajo. RAMIREZ (1978) describió rocas de este mismo grupo, bajo los nombres "Formación Carante", en la quebrada Nacimiento, y "Formación Mal Paso", en el cordón Mal Paso, los cuales ahora se agrupan bajo la denominación Estratos de Quepe.

En la quebrada Talabre esta unidad se apoya, en discordancia de erosión, sobre el Pórfido Cámar y está cubierta, en discordancia angular, por la Ignimbrita Atana, al igual que en la quebrada Hécar (Foto 4), y por coladas andesíticas del volcán Láscar. En la aguada Quepe y en la quebrada Nacimiento, la base es desconocida y está cubierta, en discordancia angular, por la Ignimbrita Toconao y coladas del volcán Lejía. En el cerro San Ramón la unidad se apoya, en discordancia de erosión, sobre la Granodiorita Lánquir y está cubierta, en discordancia angular, por la Ignimbrita Patao, situación que se observa también más al este, en el cordón Mal Paso.

Distribución y litología

Los afloramientos de esta unidad se extienden por la precordillera entre las quebradas Hécar y Lánquir. En la quebrada Hécar, aflora una secuencia regularmente estratificada, compuesta por areniscas gruesas y conglomerados brechosos. En las areniscas se observan abundantes fragmentos de rocas volcánicas, andesitas y dacitas, cuarcitas y rocas intrusivas. En Tumbre, a orillas de la quebrada Talabre, afloran conglomerados brechosos y areniscas de grano grueso, bien estratificadas, en capas de 40-60 cm de potencia. Los rodados de los conglomerados son de rocas volcánicas y del Pórfido Diorítico de Cámar. En la aguada Quepe, se observa una alternancia de areniscas y conglomerados, regularmente litificados, que alcanzan un espesor de 150 m, aproximadamente. En la localidad de Carante, en la quebrada Nacimiento, afloran 1.500 m de areniscas y limolitas, con intercalaciones de conglomerados, de color pardo-rojizo, que se extienden por 2,2 km en dirección este-oeste, por el fondo de la quebrada. La secuencia se presenta bien estratificada, en capas de 1-2 m de potencia, en las areniscas y de 20-50 cm,

en las areniscas de grano fino y limolitas; está bien litificada en la parte basal y es deleznable hacia el techo. Las areniscas y limolitas presentan estratificación cruzada, con capas delgadas, de color gris, compuestas por minerales pesados. En algunos casos, aquella es de tipo deltaico con paleocanales orientados N70°E. Los conglomerados se presentan, en parte, lenticulares y en contacto gradacional con las areniscas; los rodados son subredondeados, de tamaño variable entre 0,4 y 6 cm, y matriz de areniscas de grano medio a grueso. Las areniscas más abundantes presentan granulometría diferente y están compuestas por fragmentos de esfericidad y redondeamiento regular, selección regular a buena, matriz escasa y cemento ferruginoso (1-10%). Los fragmentos corresponden a cuarzo plutónico (10-20%), plagioclasa algo sericitizada, fragmentos volcánicos, líticos indeterminados y cuarcitas (5-30%), biotitas cloritizadas y micas intersticiales, orientadas paralelamente a la estratificación, minerales opacos (hematita) y circón.

En el cordón Mal Paso, aflora una secuencia de 1.000 m de espesor, regularmente estratificada, constituida por conglomerados pardos claros, con lentes de areniscas y areniscas pardo-grisáceas. Las areniscas son de grano fino a grueso, bien seleccionadas, en bancos de 10-50 cm de espesor, con fragmentos líticos, volcánicos (10-60%), que están comúnmente oxidados y, en ocasiones, alterados a calcita y/o clorita. Las plagioclasas (10-30%) están frescas y son angulosas, el cuarzo (5-10%) es de origen volcánico, con embahiamientos, redondeado o hexagonal. En menor proporción, se encuentran anfíbolos verdosos, piroxenos con borde opacítico, redondeados y maclados, olivinos y apatita. El cemento (5-40%) está formado por ceolita cristalina; la roca es porosa (10-30%). Los conglomerados son de grano fino a medio, mal estratificados y mal seleccionados, en bancos de espesor variable entre 30 y 50 cm. Los rodados son subangulares a subredondeados, con menos de 10 cm de diámetro, pudiendo alcanzar hasta 50 cm; los rodados corresponden a rocas volcánicas diversas y, a veces, están en contacto entre sí. La matriz corresponde a areniscas de grano medio a grueso, similares a las ya descritas. La imbricación indica que fueron sedimentados desde el norte. El espesor de la secuencia, en este sector alcanza a unos 1.000 m.

En las nacientes de la quebrada Sicipo, 2 km al noroeste del cerro San Ramón, las rocas se encuentran cubriendo a la Granodiorita Lánquir. En la base, hay areniscas de color pardo, con capas delgadas de yeso; hacia el techo, aumentan los conglomerados similares a los del cordón Mal Paso, con abundantes rodados de rocas intrusiva; el espesor de esta secuencia es de 500 m.

Edad y ambiente de depositación

No existen antecedentes directos para asignar una edad a esta unidad. Las relaciones estratigráficas indican que se depositó con pos-

terioridad a la Granodiorita Lánquir (Cretácico(?)), y antes de la Ignimbrita Atana (Plioceno), lo que indicaría una probable edad terciaria. En la quebrada Talabre, cubre, con discordancia de erosión, al Pórfido de Cámar, cuya edad estaría comprendida en el rango Pérmico-Triásico a Plioceno (*cf. infra*). De esta manera, la incierta edad de las rocas intrusivas y el amplio rango en que éstas se encuentran, implicarían una edad máxima mayor para los Estratos de Quepe, que aquí se asignan al Terciario.

Las características litológicas de esta unidad permiten correlacionarla con la Formación Purilactis, que aflora en la Cordillera de Domeyko, 70 km al oeste.

Las rocas que componen esta unidad parecen haber sido depositadas en una cuenca continental, por corrientes de agua esporádicas, a partir de la erosión de rocas volcánicas, ácidas e intermedias, posiblemente de ambientes geológicos diferentes, ya que hay fragmentos frescos y alterados; los granos de las areniscas rojas provienen de la erosión de un cuerpo plutónico con aporte de rocas volcánicas y cuarcitas.

Formación El Tambo TQet

MORAGA *et al.*, 1974

Plioceno-Pleistoceno

MORAGA *et al.* (1974) designaron Formación El Tambo a depósitos de calizas y calizas arenosas, que afloran al sureste del Salar de Atacama. Estas rocas se disponen, en discordancia de erosión, sobre la Ignimbrita Patao, en Peine, y sobre la Ignimbrita Tucúcaro, en Tilocálar, y están cubiertas por depósitos aluviales y salinos en estos mismos sectores.

Distribución y litología

Los afloramientos de estas rocas constituyen una cubierta sobre las ignimbritas y se distribuyen en el extremo norte de la península Tilocálar, al este de la localidad de Tilomonte, y en los alrededores del poblado de Peine.

Esta formación está constituida por rocas calcáreas de color pardo a blanco, mal estratificadas, compactas y con abundantes oquedades; en superficie, los afloramientos presentan numerosas grietas que conforman estructuras de polígonos.

Al microscopio se puede observar que corresponden a calizas y calizas arenosas; las calizas están compuestas por microesparita con granos angulosos, escasos (< 2%), de cuarzo y feldespato; las calizas arenosas están formadas por granos (15%) angulosos, de feldespato, cuarzo, fragmentos de toba alterada, de conchas y de esparita; el cemento corresponde a microesparita.

En la península de Tilocálar, presentan un espesor máximo de 10 m mientras que en Peine éste es de 6 m.

Estos depósitos presentan inclinaciones similares a las ignimbritas que sobreyacen; la relación de discordancia está determinada por la existencia de paleocanales labrados en aquéllas y rellenos por los mismos depósitos.

Edad y condiciones de depositación

MORAGA *et al.* (1974) mencionan el hallazgo de restos de gastrópodos continentales, al parece, sin valor cronológico. Las ignimbritas subyacentes tienen una edad K-Ar de $3,2 \pm 0,3$ m.a. (Plioceno), que sería la edad máxima de esta unidad. Este antecedente permitiría asignar la Formación El Tambo al Plio-Pleistoceno.

La depositación de las rocas calcáreas se produjo a partir de aguas subterráneas, ricas en carbonato de calcio, mezcladas, en forma esporádica, con aguas superficiales, que arrastraron material terrígeno. Las vertientes aún se conservan, al menos en Peine y Tilomonte.

Depósitos piroclásticos de Socaire y Tumisa Plpi

Unidad informal

Plioceno

Se agrupa en esta unidad a los depósitos piroclásticos que se distribuyen en la zona de Socaire y al oeste del Volcán Tumisa, cubriendo una extensión aproximada de 240 km².

Estos depósitos se disponen, en discordancia de erosión, sobre la Ignimbrita Patao y están cubiertos por las últimas coladas de lava del volcán Tumisa y el depósito piroclástico de El Abra.

En la zona de Socaire, estos depósitos están compuestos por dos capas de aglomerado volcánico; la capa inferior es de color pardo-rosado y contiene bloques angulosos, de hasta 80 cm de diámetro, en una matriz de ceniza volcánica. La capa superior contiene bloques angulosos, de hasta 1,20 m de diámetro, en una matriz de arena volcánica, gris. El espesor de este depósito, al oeste de Socaire, alcanza unos 13 m.

En la quebrada Cámara, aflora una secuencia de tobas líticas y aglomerados de color pardo y pardo-grisáceo. Las capas muestran fragmentos de rocas de hasta 1 m de diámetro, fragmentos de pómez y matriz de ceniza volcánica.

La estratificación es bien marcada y las capas no están compactadas; éstas sólo pueden ser observadas en los cortes de las quebradas, ya que presentan inclinaciones similares a la superficie de erosión, la cual está cubierta por fragmentos de diferentes tamaños, sin matriz.

La edad de estos depósitos está comprendida entre la de la Ig-

nimbrita Patao (Plioceno) y la de los Estrato-volcanes III (Plio-Pleistoceno), es decir, sería pliocena.

Depósitos piroclásticos de El Abra Plpi

Unidad informal

Plioceno

Unos 6 km al norte de Socaire, en los alrededores de la quebrada El Abra, se extiende un depósito de ceniza volcánica, que cubre un área aproximada de 40 km²; se dispone en forma de colada, con contornos bien definidos y fue depositado en una pendiente hacia el suroeste, a lo largo de 15 km. Las cenizas no presentan estratificación y los clastos están distribuidos al azar, sugiriendo que se trata de una unidad de flujo.

Consiste en un depósito deleznable de ceniza, de color gris, con cristales de biotita, feldespato y fragmentos de rocas menores que 3 mm, clastos subredondeados a angulares de andesitas, de 0,3- a 5 cm, y fragmentos de pómez menores que 3 mm.

Estas cenizas se disponen sobre los depósitos piroclásticos de Socaire y sobre las lavas del volcán Lejía y están cubiertas por los depósitos aluviales, recientes, y por una colada de lava del volcán Tumisa; estas relaciones permiten asignar también esta unidad al Plioceno.

CORDILLERA DE LOS ANDES

La Cordillera de los Andes y parte de la Precordillera en la Hoja Toconao están constituidas, fundamentalmente, por rocas volcánicas del Cenozoico superior, que cubren aproximadamente el tercio oriental de la misma. Desde el punto de vista morfológico y genético, se han diferenciado dos unidades mayores: ignimbritas y estrato-volcanes. Las ignimbritas constituyen siete unidades independientes y los estrato-volcanes han sido separados en cuatro grupos.

Las relaciones estratigráficas indican que gran parte de la actividad volcánica, representada por ambos grupos se traslapa pero, a diferencia de lo observado en otros sectores de los Andes Centrales (BAKER, 1977; COIRA Y PARIS, 1981), la erupción de ignimbritas no está asociada, claramente, con el desarrollo de los estrato-volcanes.

Ignimbritas

Las ignimbritas de la Hoja Toconao consisten en tobas soldadas, dacíticas y riolíticas, de colores grises, rosados y pardo claro, que cubren el 40% de la superficie de la Cordillera y Precordillera.

Estas rocas afloran formando extensos "plateaux" inclinados, generalmente, 3-5° hacia el oeste, que se prolongan bajo los depósitos aluviales y los sedimentos de la cuenca del Salar de Atacama, habiéndolas detectado a profundidades de 254 m bajo dichos depósitos (DÍAZ *et al.*, 1972). Las ignimbritas rellenan, también, antiguas quebradas y depresiones o están adosadas a relieves positivos. El espesor de los flujos varía de algunas decenas hasta 40 ó 60 m, alcanzando excepcionalmente 100 m.

Las ignimbritas constituyen el basamento de los principales estrato-volcanes del área. Presentan patrones de diaclasamiento superficial, distintivos, y están cortadas por series de quebradas profundas, subparalelas, oblicuas a su máxima pendiente y de posible origen tectónico (GUEST, 1969; DERUELLE, 1980). Localmente, en la superficie de los flujos, aparecen estructuras lineales de arrugamiento, arqueadas, de 1-1,5 m de longitud que, según GUEST (1969), corresponden a canales de presión en forma de media-luna.

Basados en características petrográficas, presencia y tipo de pómez o "fiammes", grado general de soldamiento, patrón de diaclasamiento superficial y posición estratigráfica, se distinguieron siete unidades de ignimbritas. Estas fueron denominadas, de base a techo, como: Ignimbrita La Pacana, Ignimbrita Toconao, Ignimbrita Atana, Ignimbrita Tucúcaro, Ignimbrita Patao, Ignimbrita Cajón e Ignimbrita Tuyajto. Estas unidades poseen un rango de edad variable, entre el Mioceno Superior y el Pleistoceno-Holoceno, según dataciones radiométricas K-Ar, método de datación que ha probado ser confiable para estas rocas, en áreas vecinas (BAKER, 1977).

El origen de las ignimbritas estaría relacionado con un volcanismo altamente explosivo y una depositación tipo nube ardiente (volcanismo peleano).

A continuación se describen los diversos flujos ignimbríticos expuestos en la Hoja Toconao, ordenados de más antiguo a más joven; incluyendo un cuadro resumen de las características principales de cada una de ellas (Cuadro 3).

Ignimbrita La Pacana MsPlp

Nueva unidad

Mioceno Superior-Plioceno

En la Hoja Toconao se agrupan, bajo este nombre, los flujos de ignimbritas más antiguos reconocidos en el área. Su localidad tipo corresponde a los cerros de La Pacana, donde afloran varios flujos de ignimbritas deformados e intemperizados. El espesor mínimo de estos flujos medido en Silapeti, al noroeste de Toconao, es de 50 m.

La Ignimbrita La Pacana se distribuye en el sector nororiental del área estudiada, cubriendo una superficie de 90 km². Aparte de los afloramientos de la localidad tipo, que corresponden a los más destacados, se reconocen afloramientos de esta ignimbrita bajo la Ignimbrita Toconao, en las localidades de Silapeti y al sur de Cerros Gigantes, en el sector en el cual se ubicó, posiblemente, el centro de emisión de los flujos que constituyen esta unidad.

Corresponden a tobas rosadas o grises, moderada a débilmente soldadas y que, excepcionalmente, están bandeadas y fuertemente soldadas. Presentan, en general, abundantes fenocristales de cuarzo rosado (2-3 mm) idiomorfo, plagioclasa (1-2 mm) y biotita (1 mm), y pequeños y escasos fragmentos de pómez desvitrificada o de aspecto sedoso, además de algunos fragmentos líticos, rojizos.

Al microscopio presentan una textura vitreoclástica, poco nítida, de polvo de vidrio pardo claro, parcialmente desvitrificado, con escasas esquirilas de vidrio, aplastadas. Los niveles más soldados presentan, localmente, textura fluidal, esferulítica y/o axiolítica. Los fenocristales constituyen el 20-40% del total de la roca. Corresponden a cristales de cuarzo subhedral; plagioclasa maclada; biotita roja o parda oscura, a veces deformada, rodeada por un entrecrecimiento de cuarzo y opacos: escasa oxihornblenda y hornblenda verde y, subordinadamente, cristales de clinopiroxeno, comúnmente oxidados. Como minerales accesorios hay bastantes opacos, circón, esfeno y apatita. Las pómez presentan gran variedad de formas, desde fluxionales a totalmente irregulares y, comúnmente, están desvitrificadas a esferulitas o agregados microfelsíticos, o con texturas pumicítica o filiforme. Los fragmentos líticos presentes corresponden a tobas y andesitas oxidadas, de color rojizo.

La Ignimbrita La Pacana se ubica, estratigráficamente, sobre las lavas del volcán Incahuasi Norte, que ha sido asignado al Mioceno Superior, por correlación con otros centros volcánicos de edad radiométrica conocida. Están, a su vez, cubiertas por la Ignimbrita Atana, datada radiométricamente (K-Ar) en $4,0 \pm 0,2$ m.a. Estos antecedentes, sumados a dos determinaciones radiométricas, K-Ar en biotita, de $5,8 \pm 0,1$ m.a. (To-301-B) y $4,2 \pm 0,2$ m.a. (To-219) (Tabla 1), realizadas, la primera en una muestra ubicada al sur de los cerros Gigantes, inmediatamente bajo la Ignimbrita Toconao, y la segunda, en una muestra de los cerros de La Pacana, permiten asignar a esta unidad una edad mínima miocena superior-pleistocena.

El análisis químico de una muestra proveniente del flujo basal de las ignimbritas del sur de los cerros Gigantes (To-301-A) permite clasificarla como una toba riolítica, subalcalina, en el límite de los campos calcoalcalino y toleítico, con un contenido de potasio normal a alto (Figs. 1 y 2), de acuerdo con IRVINE Y BARAGAR (1971).

CUADRO 3: IGIMBRITAS DE LA HOJA TOCONAO: RESUMEN

DENOMINACION	LOCALIDAD TIPO Y SUPERFICIE AFLORANTE	RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	PETROGRAFIA	COMPOSICION QUIMICA**	EDAD*
Tuyajto	Laguna Tuyajto 75-80 km ²	Techo: Lavas de Estrato-volcanes III y IV. Base: Ignimbritas Cajón y Patas y lavas de estrato-volcanes I y II.	Toba pardo-rojiza, moderada a fuertemente soldada, con abundantes fenocristales (25%) de plagioclasa, clinopiroxeno, escasa hiperstena y, ocasionalmente, biotita anaranjada y cuarzo. Abundantes flammes (0,3-30 μ m) en una matriz de vidrio pardo, de textura vitreoclástica, fluida, con opacos diseminados. Fragmentos de andesitas oxidadas.		Pleistoceno-Holoceno
Cajón (Gust. 1968)	Portezuelo del Cajón (al norte de la Hoja Toconao), 530 km ²	Techo: Ignimbrita Tuyajto y lavas de Estrato-volcanes III y IV. Base: Ignimbrita Atana, pórfidos subvolcánicos (Mioceno Superior-Plioceno), lavas de estrato-volcanes.	Toba gris-rosácea o parda, con fenocristales de cuarzo rosado, plagioclasa, biotita pardo-verdosa o roja, escasa hornblenda verde o rojiza y pequeños piroxenos en el flujo inferior. Matriz de polvo de vidrio, pardo claro, con esquirlas de vidrio desvitrificadas y, localmente, esferulitas y/o textura fluidal. Proporciones variables de pómez, alargadas y resistentes a la erosión, de textura pumicítica y con escasos fenocristales.	Dacítica y/o andesítica	Pleistoceno (1,3 \pm 0,3 m.a. y 1,7 \pm 0,3 m.a.)
Patso (Ramírez, 1978)	Localidad de Patso en la quebrada Nacimiento. 490 km ²	Techo: Ignimbrita Tuyajto, flujos piroclásticos del Plioceno, lavas de Estrato-volcanes III; y calizas de la Formación El Tambo. Base: Ignimbritas Toconao, Atana y Tucúcaro y lavas de Estrato-volcanes I y II; formaciones Cas y Peine.	Toba gris o pardo-rosácea clara, fuertemente soldada, con escasos fenocristales (5-15%) de plagioclasa, biotita roja, clinopiroxeno y, ocasionalmente, hornblenda y cuarzo, en una matriz microcristalina, con esquirlas de vidrio, desvitrificadas; con pómez blanca, fibrosa y vesicular, y fragmentos de rocas volcánicas, oxidadas.	Dacítica	Plioceno (3,1 \pm 0,7 m.a.)

Tucucaro (Marinović, 1978)	Quebrada Tucucaro 600 km ²	<p>Techo: Ignimbrita Patao, lavas de Estrato-volcanes III y IV y, en partes, II, y calizas de la Formación El Tambo.</p> <p>Base: Formaciones Lila, Peine, San Pedro, Tambores y El Campamento; depósitos aterrazados del Mioceno Superior-Plioceno y granitoides paleozoicos y mesozoicos.</p>	Toba blanquizca o parda clara, moderadamente soldada, con escasos fenocristales (5-15%) de plagioclasa, biotita parda u rojiza, orientada, y escaso feldespato potásico, clinopiroxeno y hornblenda rojiza, en una matriz desvitrificada, incolora, de textura vitreoclástica, aplastada, relicta. Pómez filiforme y pumilítica, y escasos fragmentos líticos.	Dacítica	Plioceno (3,2 ± 0,3 m.a.)
Atana	Laderas de Cerros de Atana 340 km ²	<p>Techo: Ignimbritas Atana, Cajón y Patao, y lavas de Estrato-volcanes III y IV.</p> <p>Base: Ignimbrita Toconao y La Pacana, porfidos subvolcánicos del Mioceno Superior-Plioceno, Estrato-volcanes I y Estratos de Quepe.</p>	Toba pardorosaácea, débil a moderadamente soldada, con abundantes fenocristales (20-50%) de plagioclasa, cuarzo rosado, biotita roja, orientada, y escaso piroxeno, en una matriz de vidrio, con relictos de textura vitreoclástica.	Dacítica	Plioceno (4,0 ± 0,2 m.a.)
Toconao (Guest, 1969)	Cantera de Toconao 10 km ²	<p>Techo: Ignimbritas Atana, Cajón y Patao, y depósitos piroclásticos, plicénicos.</p> <p>Base: Ignimbrita La Pacana y Estratos de Quepe.</p>	Toba blanco-grisácea o parda clara, débilmente soldada, con abundantes pomez capilares, pardas, desvitificadas; escasos fragmentos líticos y escasos fenocristales (2-5%) de plagioclasa, cuarzo y biotita parda y roja. La matriz es de polvo de vidrio pardo claro, con abundantes esquirlas de vidrio, aplastadas, parcialmente desvitificadas.	Riolítica	Mioceno Superior-Plioceno
La Pacana	Cerros de La Pacana 90 km ²	<p>Techo: Ignimbritas Toconao, Atana, y Cajón y lavas de Estrato-volcanes II, III y IV.</p> <p>Base: Lavas de estrato-volcanes.</p>	Toba gris, moderada a débilmente soldada, con abundantes fenocristales (20-40%) de cuarzo rosado, plagioclasa, biotita roja o parda, escasa hornblenda roja u verde y clinopiroxeno. Matriz de polvo de vidrio, parcialmente esferulítica, con escasas esquirlas de vidrio, pomez de variadas formas y fragmentos líticos, oxidados.	Riolítica	Mioceno Superior-Plioceno (5,8 ± 0,1 m.a. y 4,2 ± 0,2 m.a.)

Edades radiométricas K-Ar, en biotitas (Ver Tabla 1).
Clasificación según Irvine y Baraga¹ (1971).

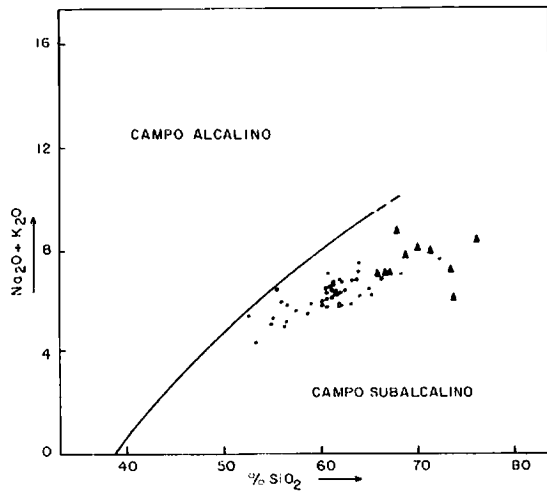


FIG. 1a. Diagrama sílice versus alcalis (Irvine y Baragar, 1971).

- Lavas de estrato-volcanes
- ▲ Ignimbritas

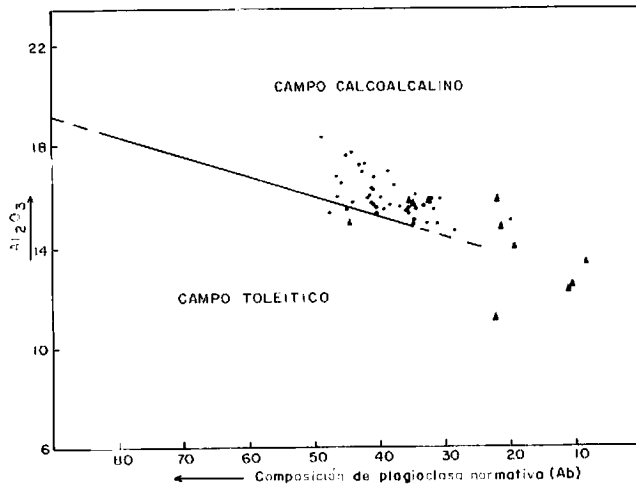


FIG. 1b. Diagrama CPN versus Al₂O₃ (Irvine y Baragar, 1971).

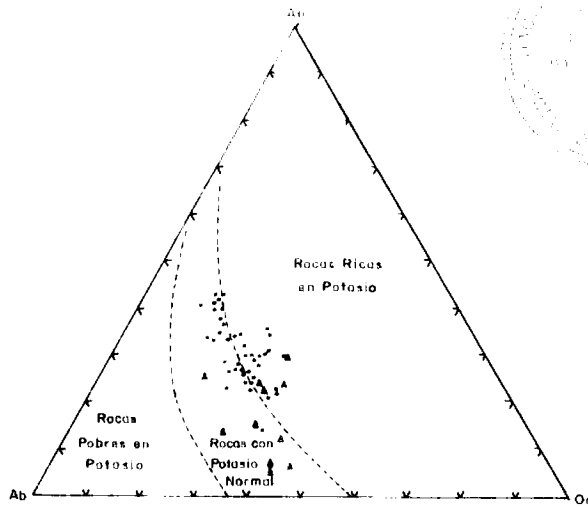


FIG. 2a. Diagrama albita-anortita-ortoclasa (Irvine y Baragar, 1971).

- Lavas de estrato-volcanes
- ▲ Ignimbritas

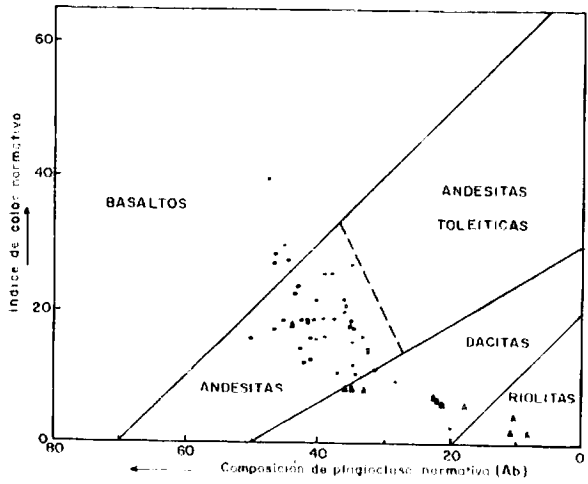


FIG. 2b. Diagrama CPN versus ICN (Irvine y Baragar, 1971).

Ignimbrita Toconao MsPlt

GUEST, 1969

Mioceno Superior-Plioceno

Al este del pueblo de Toconao, aflora una ignimbrita gris clara y color de meteorización pardo-rosáceo intenso, en una extensión de 10 km², a la que GUEST (1969) denominó Ignimbrita Toconao. Su localidad típica está ubicada 2 km al este del pueblo homónimo.

La Ignimbrita Toconao es una toba riolítica, con notables variaciones verticales, en su grado de soldamiento. El centro del flujo está más soldado y presenta un tosco diaclasamiento columnar. En las quebradas Nacimiento y Quepe presenta, además, abundantes tafonis de 30-50 cm de diámetro promedio.

Los espesores del flujo son variables; GUEST (1969) determinó un espesor de 47 m cerca de Toconao. En Silapeti, al noreste de Toconao alcanza 64 m, mientras que en la quebrada Nacimiento tiene una potencia mínima de 220 m (RAMIREZ, 1978).

Fuera de la localidad tipo, la Ignimbrita Toconao aflora, también, en sectores cercanos, en el fondo de quebradas profundas, que cortan a las ignimbritas más jóvenes. Se reconoce al sur de los cerros Gigantes y en la quebrada Nacimiento. En base a esta distribución, se puede estimar que la Ignimbrita Toconao ocupa una superficie de más de 1.100 km². Su centro de emisión podría estar en el área del cordón de Puntas Negras, cubierto por los estratovolcanes allí presentes.

Corresponde a una toba blanco-grisácea o parda clara, débilmente soldada, con fragmentos abundantes de pómez (25%) capilares, de color pardo claro, de hasta 4 cm de longitud, y pequeños clastos líticos, grises, y de tobas gris-rosadas, oscuras. Los megafenocristales son escasos y corresponden a plagioclasa (1-2 mm) y biotita cobriza, orientada (1 mm).

Al microscopio presenta textura vitreoclástica, con abundantes esquizas de vidrio de bordes pardos oscuros, ocasionalmente desvitrificadas, en una matriz de polvo de vidrio pardo claro, parcialmente desvitrificado. Los escasos fenocristales (2-5%) corresponden a plagioclasa, cuarzo y biotita parda y roja, de bordes y clivajes opacíticos. Las pómez están formadas por un agregado de tubos paralelos de vidrio, parcialmente desvitrificado. Los niveles porosos del flujo presentan amígdalas de arcillas, calcita y cristobalita.

La Ignimbrita Toconao se encuentra intercalada entre las ignimbritas La Pacana y Atana de edades radiométricas (K-Ar) $5,8 \pm 0,1$ m.a. (Mioceno Superior) y $4,0 \pm 0,2$ m.a. (Plioceno), respectivamente. Por lo tanto, la Ignimbrita Toconao debe tener una edad comprendida entre el Mioceno Superior y el Plioceno.

Dos análisis químicos realizados en muestras provenientes de Silapeti (To-217-2) y del sur de Cerros Gigantes (To-301-C), permiten clasificar esta ignimbrita como una toba riolítica, subalcalina, en el límite de los campos calcoalcalino y toleítico, con

un contenido de potasio normal, de acuerdo a IRVINE Y BARAGAR (1971) (Figs. 1 y 2) (RAMIREZ Y GARDEWEG, en prep.), coincidiendo con los datos entregados por GUEST (1969), para este mismo flujo.

Ignimbrita Atana Pla

Nueva unidad

Plioceno

La Ignimbrita Atana corresponde a un flujo de ignimbritas, de gran extensión, ubicada en el sector nororiental del área de estudio, y que aflora típicamente en las laderas del cerro Atana. En Silapeti, al noreste de Toconao, posee un espesor de 50 m.

Aparte de su localidad tipo, esta ignimbrita aflora a lo largo de la quebrada Atana, al sur de Vega Quepiaco y al oeste de los cerros Gigantes; hacia el sur, se reconoció en las quebradas Hécar y Talabre. Sus afloramientos más occidentales desaparecen bajo los depósitos aluviales, cuaternarios, y los sedimentos salinos del Salar de Atacama, ya que, en este sector, la Ignimbrita Atana presenta una inclinación media de 4° hacia el oeste. Aflora en una superficie de 340 km², pero se prolonga, al menos, 6 km hacia el sur, bajo otros flujos. Su centro de emisión pareciera ubicarse, como el de la Ignimbrita La Pacana, en el área de cerros Gigantes. Petrográficamente, corresponde a una toba débil a moderadamente soldada, de color pardo-rosáceo, con fenocristales de feldespato (1-2 mm), biotita orientada (1-2 mm), y cuarzo levemente rosado (2-3 mm). Las pómez son escasas (2-4 mm), de color blanco y desvitrificadas.

Al microscopio corresponde a una toba soldada de vidrio y cristales, con matriz de colores pardos, relictos de textura vitroclástica y esquistas de vidrio mal conservadas, localmente esferulítica o axiolítica. Presenta abundantes fenocristales fracturados (20-50%) de plagioclasa; cuarzo con embahiamiento y vacuolas; biotita roja, de bordes corroídos, rodeados por minerales opacos, ocasionalmente, asociados a cuarzo; y cristalitas de piroxeno. Como accesorios se encuentran minerales opacos, grandes cristales euhedrales de esfeno y circón y, ocasionalmente, apatita y jarosita.

La Ignimbrita Atana se ubica, estratigráficamente, sobre la Ignimbrita Toconao, asignada al Mioceno Superior-Plioceno y bajo la Ignimbrita Cajón de edad radiométrica $1,3 \pm 0,3$ y $1,7 \pm 0,3$ m.a. (Pleistoceno). Una datación radiométrica (K-Ar, biotita) en muestras de este flujo, al sur de los cerros Gigantes, dio un resultado de $4,0 \pm 0,2$ m.a. (To-301-D; Tabla 1) que permite asignar esta unidad al Plioceno.

Dos análisis químicos (To-84 y To-190) permiten clasificar esta ignimbrita como una toba dacítica, calcoalcalina, con alto contenido de potasio, de acuerdo con IRVINE Y BARAGAR (1971) (Figs. 1 y 2) (RAMIREZ Y GARDEWEG, en prep.).

Ignimbrita Tucúcaro (Pltc)

MARINOVIC, 1978

Plioceno

Al sur del área estudiada y al sureste del Salar de Atacama, aflora un flujo de ignimbritas de color blanco-grisáceo, moderadamente soldado, designado como Ignimbrita Tucúcaro por MARINOVIC (1978), con su localidad tipo en la Quebrada Tucúcaro, ubicada en el cordón de Lila. Tiene una potencia media de 10-20 m, pero su espesor aumenta, notablemente, cuando rellena depresiones y disminuye, a menos de 1 m, en los altos topográficos. Estrías de enfriamiento señalan, localmente, una dirección de flujo hacia el NNW.

La Ignimbrita Tucúcaro se reconoce al sur del Salar de Atacama a lo largo de 70 km en dirección EW, desde el cordón formado por los cerros de Hipiras, Cósor y Miñiques, hasta el faldeo occidental de los cerros de Lila, cubriendo una extensión de aproximadamente 600 km².

Aflora en los contornos de La Península y en las quebradas del cerro Lila, Cordón Chinquilchoro y Cerro Pingo-Pingo. Entre el volcán Toloncha y los cerros de Lila, los afloramientos de esta unidad están interrumpidos por fallas normales de, rumbo N-S, que originan el graben del Callejón de Tilocálar (GARDEWEG Y RAMIREZ, en prensa). De acuerdo a su distribución, la Ignimbrita Tucúcaro tendría su origen en la depresión de Pampa Tunco.

Corresponde a una toba moderadamente soldada, de color pardo claro a blanquizco, con fenocristales de plagioclasa (3 mm) y biotita orientada (1 mm), además de fragmentos de pómez achatados (2-14 mm) de aspecto sedoso, con fenocristales de biotita y escasos fragmentos líticos, pardo-rojizos (2 mm).

Al microscopio se presenta totalmente desvitrificada, con una matriz incolora o parda clara, formada por un agregado de sílice granular y calcedonia, con relictos de textura vitreoclástica, aplastada. En niveles cercanos a la base aún conserva texturas pumicíticas, muy porosas. Los fenocristales son escasos (5-15%), corresponden a plagioclasa fracturada, maclada y/o zonada; escaso feldespató potásico; biotita parda o rojiza, de bordes y clivajes opacíticos; escasos cristallitos de clinopiroxeno y escasa hornblenda rojiza, restringida a los afloramientos más orientales. Como accesorios hay minerales opacos, apatita y circón. Los fragmentos de pómez presentan texturas filiformes y pumicíticas. Los líticos son escasos y corresponden a volcanitas oxidadas. La matriz comúnmente presenta yeso, calcita y sílice, diseminados o en vetillas, además de amígdalas de tridimita.

La Ignimbrita Tucúcaro se ubica, estratigráficamente, sobre limos, arenas y cenizas de los depósitos aterrazados y bajo la Ignimbrita Patao, de edades radiométricas (K-Ar) $10,2 \pm 0,6$ m.a. (Mioceno Superior) y $3,1 \pm 0,7$ m.a. (Plioceno) (Tabla 1), respectivamente.

Una datación radiométrica (K-Ar en biotitas) de una muestra proveniente de la base de este flujo, en Callejón de Tilocálar, dio como resultado una edad de $3,2 \pm 0,3$ m.a. (To-101; Tabla 1) que

permite asignar esta unidad al Plioceno, lo cual concuerda con el rango establecido mediante las relaciones estratigráficas.

Dos análisis químicos en muestras provenientes de Callejón de Tilocálar (To-101 y To-204), permiten clasificar la Ignimbrita Tucúcaro como toba dacítica, calcoalcalina, con contenido normal de potasio, según IRVINE Y BARAGAR (1971) (Figs. 1 y 2); RAMIREZ Y GARDEWEG (en prep.).

Ignimbrita Patao Plp

RAMIREZ, 1978

Plioceno

En la Precordillera, desde la quebrada Aguas Blancas hacia el sur, aflora un extenso flujo de ignimbritas denominadas Ignimbrita Patao por RAMIREZ (1978). Su lugar típico se ubica en el borde de la quebrada Nacimiento, 2 km al este de su intersección con el camino de Socaire a El Laco. En esta localidad, dicho autor reconoció dos flujos, siendo el superior el de mayor distribución.

Corresponde a una toba gris clara, con la porción basal deleznable y la porción superior bien soldada. Está afectada, ocasionalmente, por diaclasamiento columnar y, comúnmente, presenta una superficie de "carcanal" (rugosa), asociada a drenaje de tipo dendrítico, en zonas de poca pendiente, y a drenaje tipo "cola de caballo", en zonas de pendiente más fuerte. Tiene un espesor de 30 m, en su localidad tipo, adelgazándose hacia el sur, el oeste y el norte.

La Ignimbrita Patao se reconoce a lo largo de 70 km de la Precordillera, en una superficie de 490 km². Sus afloramientos más septentrionales están al noroeste del volcán Láscar. Al sur de Socaire se encuentran sus afloramientos más extensos, los que atraviesan los cerros de Peine y los cordones de Mal Paso y Corquepe, rellenando quebradas, con una dirección de flujo de este a oeste. Se habría originado, probablemente, a partir de erupciones centrales, en el área del cordón Puntas Negras, previa instalación de los estrato-volcanes que lo forman.

Corresponde a una toba gris clara o pardo-rosácea clara, en general, fuertemente soldada, con escasos fenocristales de plagioclasa (0,5-2 mm), biotita cobriza (1 mm) y escaso cuarzo. Presenta fragmentos de pómez blanca (3-8 mm), fibrosa y vesicular, y de rocas y escoria volcánica (1-6 mm), de color pardo oscuro.

Al microscopio se observa una matriz formada por un agregado microcristalino de cuarzo y escaso feldespato, con relictos de textura vitroclástica y esquirlas de vidrio de bordes desvitrificados a tridimita. Los fenocristales (5-15%) son pequeños (0,5-1 mm como promedio) y corresponden a plagioclasa maclada, zonada y subhedral; biotita comúnmente roja, de bordes opacíticos; pequeños y escasos cristales de clinopiroxeno oxidado y, ocasionalmente, hornblenda y cuarzo corroído. Como accesorios hay minerales opacos y circón. Son frecuentes las amígdalas de tridimita y ocasionales las de

ceolita. Los líticos corresponden a andesitas y tobas oxidadas. Las pómez son de formas irregulares y están recristalizadas.

La Ignimbrita Patao se encuentra, estratigráficamente, sobre las Ignimbritas Atana y Tucúcaro, asignadas radiométricamente al Plioceno ($4,0 \pm 0,2$ m.a. y $3,2 \pm 0,3$ m.a., respectivamente; Tabla 1) y bajo los estrato-volcanes III, asignados al Plioceno Superior-Pleistoceno. Por lo tanto, esta ignimbrita tendría una edad comprendida entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno.

Una determinación radiométrica (K-Ar en biotita) de una muestra proveniente de la localidad de Corral Negro, al este de Laguna Miñiques, entregó un resultado de $3,1 \pm 0,7$ m.a. (To-150; Tabla 1), el cual permite asignar esta ignimbrita al Plioceno, prácticamente sincrónica con la Ignimbrita Tucúcaro, ubicada inmediatamente bajo ella y de gran similitud petrográfica.

Se realizaron dos análisis químicos en muestras de esta unidad. Proviene de Loma de Caco, al sur de la laguna Tuyajto (To-4) y de Corral Negro (To-150), al oeste de la laguna Miñiques. Corresponden a rocas calcoalcalinas, con contenido promedio de potasio y de composición dacítica, según IRVINE Y BARAGAR (1971) (Figs. 1 y 2) (RAMIREZ Y GARDEWEG, en prep.).

Ignimbrita Cajón Pc

GUEST, 1968

Pleistoceno

GUEST (1968) denominó Ignimbrita Cajón a una ignimbrita de 800 km² de superficie estimada, constituida por varias unidades de flujo, que posee, típicamente, pómez bandeada en el flujo inferior. Forma la superficie inclinada hacia el oeste, en la precordillera, entre Chaxas y Toconao, y fue reconocida, por primera vez, en Portezuelo del Cajón, en el límite chileno-boliviano, 13 km al norte del volcán Cerro Negro.

La potencia de esta unidad varía entre 100 m, al sur del volcán Licancábur (GUEST, 1968), acunándose hasta espesores de 1 m, en Silapeti, al noreste de Toconao.

La Ignimbrita Cajón aflora en el extremo norte de la Precordillera y Cordillera de los Andes de la Hoja Toconao, abarcando, en ésta, una superficie de 530 km². La parte frontal del flujo coincide, aproximadamente, con el borde oriental del Salar de Atacama. Se extiende, además, hacia la ladera oriental de la Cordillera de los Andes, al este de los volcanes Chascón y Alítar y al noreste de Cerros La Pacana. Hacia el sur, aflora extensamente en el cordón Altos de Toro Blanco y en las orillas occidental y sur del salar de Aguas Calientes Central. La mayor parte de estos afloramientos corresponden a la unidad inferior de este flujo, ya que la unidad superior aflora, principalmente, hacia el noreste, fuera del área estudiada. El probable

centro de emisión de la Ignimbrita Cajón se ubicaría al norte de la Hoja Toconao, en el área del Complejo Volcánico de Purico donde, a pesar de la ausencia de estructuras tipo caldera visibles, hay asociados, pequeños conos andesíticos y dacíticos, relacionados con un posible sistema de fracturas circulares (HAMILL, *in* BAKER, 1981).

La Ignimbrita Cajón es una toba débilmente soldada, de color pardo o gris-rosáceo, con fenocristales de cuarzo rosado (2-3 mm), plagioclasa frágil (1-2 mm), biotita orientada (1-2 mm) y pequeños cristales de anfíbola y/o piroxeno. Según GUEST (1968), la unidad inferior corresponde a una dacita de hornblenda y la superior a una dacita de piroxeno. Ambas unidades presentan fragmentos de pómez, cuya abundancia es variable, aumentando hacia el frente del flujo. Tienen formas alargadas, ocasionalmente achatadas, con el eje mayor paralelo a la dirección de flujo, variando desde menos de 1 cm hasta 30 ó 40 cm. Son, generalmente, más resistentes que la matriz y sobresalen en superficies erosionadas. Son de color blanco, levemente rosadas o pardas, con mineralogía similar a la de la matriz, pero con fenocristales de mayor tamaño (hasta 3 cm) y con mayor proporción de anfíbolos.

Al microscopio, la Ignimbrita Cajón presenta una matriz parda clara, de polvo de vidrio, ocasionalmente fluidal, con textura vitreoclastica, relictas, con esquizas de vidrio poco deformadas, de bordes comúnmente desvitrificados, y esferulitas y axiolitas pardas. Presenta abundantes fenocristales de plagioclasa maclada (An_{48}), fracturada y, ocasionalmente, zonada; grandes cristales de cuarzo, con embahamiento o vacuolas desvitrificadas; biotita pardo-verdosa oscura o roja, de fuerte relieve, con gruesos bordes opacíticos, ocasionalmente, doblada o con bordes de sílice o montmorillonita; y escasa hornblenda verde, roja o parda oscura, comúnmente con bordes opacíticos. En la unidad superior es frecuente encontrar pequeños cristales de piroxeno. Como minerales accesorios hay grandes esfenos euhedrales, circón, apatita y proporciones variables de minerales opacos y ilmonita. Ocasionalmente, se encuentran amígdalas de montmorillonita.

Los fragmentos de pómez blancos y rosados tienen textura pumicitica muy porosa y fluidal, con granulitos de opacos diseminados y escasos fenocristales de cuarzo, plagioclasa, hornblenda verde, biotita pardo-amarillenta y, en menor proporción, piroxeno y opacos. Tanto la hornblenda como la biotita tienen sus márgenes inalterados, producto del rápido enfriamiento del vidrio que la rodea, el cual evita las alteraciones post-emplazamiento. El vidrio es claro y sin alteración y su enfriamiento habría sido previo al del vidrio de la toba. La pómez bandeada, descrita por GUEST (1968), es escasa y corresponde a una pómez andesítica, oscura, sin cuarzo, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita. Este autor distinguió en ellas dos tipos de plagioclasas, uno compuesto por un núcleo de andesina y un borde de labradorita, muy diferente a las plagioclasas reconocidas en el resto de esta unidad. Las restantes plagioclasas corresponden a andesina. En el flujo superior de esta ignimbrita, además, hay pómez de textura filiforme, pero de mineralogía similar a la de las pómez blancas y rosadas.

La Ignimbrita Cajón se ubica, estratigráficamente, sobre la Ignimbrita Atana y los estrato-volcanes II, asignados al Plioceno por dataciones radiométricas (K-Ar) ($4,0 \pm 0,2$ m.a. y $3,6 \pm 0,4$ m.a.,

respectivamente, Tabla 1), y bajo algunos de los estratos-volcanes III, asignados al Plioceno Superior-Pleistoceno.

Dos edades radiométricas (K-Ar en biotita) en muestras de pómez del frente del flujo, en la localidad de Zápar, cuyos resultados de $1,3 \pm 0,3$ y $1,7 \pm 0,3$ m.a. (To-221; Tabla 1), permiten asignar a la Ignimbrita Cajón una edad mínima pleistocena, coincidiendo con el rango establecido en base a las relaciones estratigráficas.

Siete análisis químicos de esta unidad (dos del presente trabajo y cinco realizados por GUEST, 1968), tanto de la toba (To-218) como de la pómez (To-221), permiten clasificar a la toba como dacita o como andesita calcoalcalina, con altos contenidos de potasio según IRVINE Y BARAGAR (1971) (Figs. 1 y 2). Las pómez presentan variaciones composicionales desde andesitas a dacitas calcoalcalinas, siendo las más oscuras de composición más básica (RAMIREZ Y GARDEWEG, en prep.). GUEST (1968) observó, además, que las pómez muestran un notable aumento del contenido de K_2O y H_2O con disminución del Na_2O , en relación con la toba.

Ignimbrita Tuyajto Qt

Nueva unidad

Pleistoceno-Holoceno

Se designa como tal a la más joven de las ignimbritas reconocidas en la Hoja Toconao, constituida por un flujo reducido, de ignimbritas pardo-rojizas, que aflora típicamente en los alrededores de la laguna Tuyajto. La Ignimbrita Tuyajto es un flujo poco potente, con espesores que varían desde algunos decímetros hasta 3 m; cerca de la laguna Tuyajto presenta notables tafonis. Los afloramientos que se extienden al norte del cordón Puntas Negras han sido asignados, tentativamente, a esta unidad por similitud litológica. Al sur del cordón Puntas Negras, aflora en las cercanías de la laguna Tuyajto y del salar de Aguas Calientes Sur. Sus afloramientos son discontinuos y, en total, cubren una superficie de 75-80 km². Su centro de emisión se ubicaría, probablemente, en el área del cordón Puntas Negras o hacia el este, fuera de la Hoja Toconao.

La Ignimbrita Tuyajto es una toba moderada a fuertemente soldada, de color pardo-rojizo, con abundantes fenocristales (25%) constituidos por plagioclasa (1-2 mm) y piroxeno (1-2 mm). Contiene fragmentos de pómez aplastada (3-300 mm) algunas oscuras, tipo "fiamme" (Foto 5) y fragmentos líticos, volcánicos, grises, pardos oscuros y pardos rojizos (3-50 mm).

Al microscopio presenta una textura vitroclástica, fluidal, con una abundancia notable de minerales opacos, diseminados, y 20-25% de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, escasa hiperstena y, ocasionalmente, biotita anaranjada y cuarzo. La matriz está constituida por vidrio pardo, con micro-

criscales de plagioclasa y abundantes gránulos de minerales opacos y escasos cristales de circón. Se observan proporciones variables de fragmentos de pómez fluxional, aplastada, de color pardo medio o incolora, y de fragmentos líticos, andesíticos, oxidados (Foto 5).

La Ignimbrita Tuyajto se ubica, estratigráficamente, sobre la Ignimbrita Cajón, asignada al Pleistoceno (Tabla 1) y bajo lavas asignadas al Plio-Pleistoceno-Holoceno. Estos antecedentes permiten asignar este flujo al Pleistoceno-Holoceno.

Por su reducida extensión y potencia y por su proximidad geográfica, la Ignimbrita Tuyajto podría corresponder a un evento inicial de los centros volcánicos del cordón Puntas Negras. Sería una situación similar a la observada por COIRA Y PARIS (1981) en el sector de Tuzgle, Argentina, 150 km al este del área de estudio.

ESTRATO-VOLCANES

En la Cordillera de los Andes se encuentran numerosos estrato-volcanes de composición andesítica, dacítica y, subordinadamente, basáltica, cuyas edades están comprendidas entre el Mioceno Superior y el Holoceno.

Se presentan en una cadena elongada de dirección N-S, ocupando una superficie de aproximadamente 1.800 km². Se distribuyen en dos grandes cordones: Cordón Puntas Negras, de dirección NNW en la parte centro-oriental del área de estudio, y otro, más al sur, que con orientación NNE se prolonga, por cerca de 100 km, fuera del área del presente trabajo, hasta los 25° Lat. S. Al norte del cordón Puntas Negras, los estrato-volcanes se presentan aislados, o en pequeños grupos, que no definen cordones volcánicos.

Los estrato-volcanes se disponen cubriendo, discordantemente, a los Estratos de Quepe y engranan, parcialmente, con las ignimbritas y depósitos piroclásticos. Están cubiertos por depósitos no consolidados de origen glacial, aluvial, coluvial, lacustre, piroclástico y lahárico.

Los estrato-volcanes de los Andes Centrales del norte de Chile habían sido asignados, previamente, al Cuaternario y Plioceno Superior (PICHLER Y ZEIL, 1972) debido a que, en general, las formas volcánicas están muy bien conservadas. Sin embargo, estudios posteriores han permitido reconocer lavas más antiguas (DERUELLE, 1980), demostrándose que muchos conos son más bien pliocénicos y miocénicos, antes que cuaternarios (BAKER, 1977; RAMIREZ Y HUETE, 1981).

En base a su grado de erosión, posición estratigráfica y dataciones radiométricas, las lavas de los estrato-volcanes de la Hoja Toconao se han agrupado en cuatro episodios de volcanismo:

Estrato-volcanes IV: Estrato-volcanes jóvenes, escasamente erosionados (Cuaternario).

Estrato-volcanes III: Estrato-volcanes jóvenes, medianamente erosionados (Plio-Pleistoceno).

Estrato-volcanes II: Estrato-volcanes antiguos, moderadamente erosionados (Plioceno).

Estrato-volcanes I: Estrato-volcanes antiguos, intensamente erosionados (Mioceno Superior).

Esta "estratigrafía" relativa, descrita por los autores del presente trabajo, tiene, por el momento, validez sólo dentro de los límites de la Hoja Toconao, necesitándose estudios detallados en otros sectores del Norte Grande, para establecer generalizaciones a escala más regional.

Es importante considerar que la asignación de edades, según el grado de erosión ("datación geomorfológica"), es de validez relativa, ya que aquél puede variar de acuerdo con la composición de las lavas y con la proporción entre lavas y piroclastos. De esta manera, las dataciones radiométricas proporcionan una edad más definitiva.

En cuanto a la petrografía, se pueden distinguir cuatro tipos litológicos principales, en las lavas de los estrato-volcanes, los que se encuentran presentes en casi todas las unidades. Estos son: dacitas, andesitas de hornblenda y/o biotita, andesitas de piroxeno y andesitas basálticas y basaltos (Fig. 3).

Muchas de estas rocas presentan una asociación de minerales poco frecuente (ejemplo: coexistencia de biotita, hornblenda, piroxeno, olivino y cuarzo) como asimismo disparidad en la composición de los fenocristales y la masa fundamental (ejemplo: masa fundamental andesítica con fenocristales característicos de lavas dacíticas), por lo cual, su clasificación no puede considerarse como definitiva (Foto 6).

Estrato Volcanes I Msv

Nueva unidad

Mioceno Superior

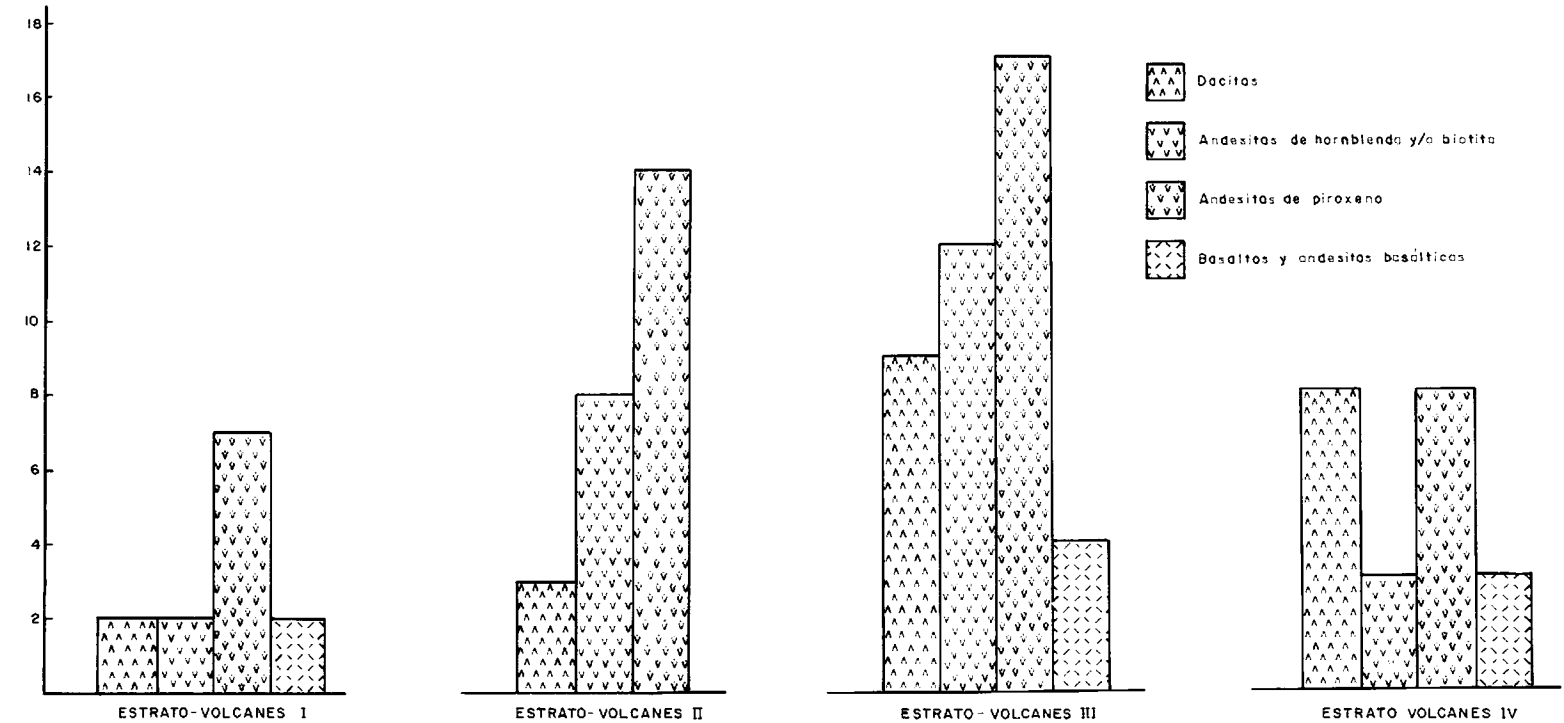
En esta unidad se agrupan estrato-volcanes de conos intensamente erosionados, de perfil bajo a irregular, superficies redondeadas, y disecados por quebradas profundas, cuyos flujos de lavas son raramente individualizables. Están, en general, cubiertos por importantes depósitos de piedemonte y cuando la erosión es muy intensa, su estructura puede no ser reconocida como un cono volcánico, ya que han perdido completamente su forma original.

El avanzado estado de erosión de estos estrato-volcanes ha descubierto, en la mayoría de los casos, un núcleo con alteración hidrotermal solfatárica.

La base de estos estrato-volcanes es desconocida y están cu-

Nº de muestras
(significativas)

FIG. 3. Distribución litológica de las lavas de los estrato-volcanes.



biertos, en discordancia de erosión, por las ignimbritas y las lavas de los centros volcánicos más jóvenes.

Los estrato-volcanes de esta unidad se distribuyen en los sectores norte y sur de la Cordillera de los Andes de la Hoja Toconao. Corresponden a los cerros Incahuasi Norte, Gigantes Este y Macón Este, en la parte norte; y a los cerros de Laguna Verde, la base norte y occidental del cerro Miñiques, las lavas de Corral Negro y los cerros Cósor, Hipiras, Médano e Incahuasi Sur, en la parte sur. Esta unidad incluye, además, a una secuencia volcánica, bien estratificada, que aflora en los alrededores del salar de Aguas Calientes Central y en el cerro Sucultu.

Las lavas que componen estos centros corresponden, principalmente, a andesitas de piroxeno (Gigantes Este, Corral Negro, Laguna Verde, Miñiques, Cósor, Hipiras y Médano) (Fig. 3). En forma subordinada, hay dacitas (Incahuasi Norte y Macón), andesitas de hornblenda y/o biotita (Incahuasi Sur y Tálbar), basaltos y andesitas basálticas (Incahuasi Sur y Corral Negro) (Fig. 3). Los estratos del salar de Aguas Calientes Central corresponden a andesitas afaníticas, andesitas de piroxeno y tobas.

La edad mínima, relativa, de los estrato-volcanes está determinada por la Ignimbrita La Pacana de edad radiométrica $4,2 \pm 0,2$ m.a. (To-219; Tabla 1; Mioceno Superior-Plioceno), que cubre al cerro Incahuasi Norte, en el extremo septentrional de los cerros de La Pacana.

Se dispone de cuatro dataciones radiométricas en lavas de esta unidad (Tabla 1), que corresponden a determinaciones (K-Ar en roca total) en andesitas de los cerros Gigantes Este ($7,8 \pm 0,6$ m.a.; To-310) Corral Negro ($4,6 \pm 2,3$ m.a.; SP-16), Incahuasi Sur ($10,5 \pm 0,9$ m.a.; To-6) y de los estratos del salar de Aguas Calientes Central ($7,5 \pm 0,6$ m.a.; To-181-2), las cuales permiten asignar a esta unidad una edad mínima, absoluta, miocena superior.

Al norte del área estudiada, entre los $19^{\circ}30'$ y $22^{\circ}30'$ Lat. S, BAKER Y FRANCIS (1978) Y RAMIREZ Y HUETE (1981), asignaron, también, al Mioceno Superior estrato-volcanes de características de erosión similares a las descritas en esta sección.

Estrato-Volcanes II Plv

Nueva unidad

Plioceno

Bajo esta denominación se agrupan estrato-volcanes cuyos conos tienen formas redondeadas, pero no han perdido su perfil original. Presentan un cráter abierto, erosionado por una o más quebradas, en general, poco profundas. Los flujos de lavas individuales son rara vez distinguibles, ya que no conservan su morfología original. Sólo en el área de El Laco la erosión ha descubierto el núcleo de

uno de estos estrato-volcanes, mostrando alteración hidrotermal solfatática.

Las lavas de esta unidad cubren a la Ignimbrita La Pacana y, a su vez, están cubiertas por la Ignimbrita Cajón y, ocasionalmente, por las Ignimbritas Tuyajto y Patao. Están, además, cubiertas y comúnmente rodeadas por lavas más jóvenes de los estrato-volcanes III y IV y por depósitos no consolidados, recientes.

Los estrato-volcanes de esta unidad se distribuyen a lo largo de toda la Cordillera de los Andes y, de norte a sur, corresponden a los siguientes cerros: al noreste de Vega Quepiaco, Agua Amarga, Alítar, Hoyada Grande; al sur de Ojos de Hécar, Pili, Río Negro, Campo Negro, Quélar Norte, Las Tecas, El Hueso, parte del complejo de El Laco, Cósor y, finalmente, coladas basales de los volcanes Lejá, Tuyajto y Miñiques.

La composición de las lavas de esta unidad es, principalmente, andesítica (Fig. 3). Dentro de ésta predominan las andesitas de piroxeno, habiendo bastantes andesitas de hornblenda y/o biotita, mientras que las dacitas (Foto 7), son subordinadas (Fig. 3).

Las lavas de esta unidad se disponen, en los cerros de La Pacana, sobre la Ignimbrita La Pacana, de edad radiométrica $4,2 \pm 0,2$ m.a., y bajo la Ignimbrita Cajón, una de las más jóvenes del área, de edades radiométricas $1,3 \pm 0,3$ m.a. y $1,7 \pm 0,3$ m.a. (Tabla 1).

Se dispone, además, de tres dataciones radiométricas (K-Ar) en rocas de esta unidad (Tabla 1). Una determinación (en roca total) en andesitas del cerro Campo Negro, al sur del salar de Aguas Calientes Central, señala una edad de $3,6 \pm 0,4$ m.a. (To-186); una dacita de los centros ubicados al sur de Ojos de Hécar arrojó un resultado de $3,0 \pm 0,2$ m.a. (To-167; Foto 7) en biotita, y un pequeño centro ubicado entre los cerros Cósor e Hípiras dio $3,7 \pm 0,4$ m.a. (To-52) en roca total. Todas estas dataciones indican una edad pliocena para los estrato-volcanes II.

Estrato-Volcanes III PIPv

Nueva unidad

Plioceno - Pleistoceno

En esta unidad se agrupan los estrato-volcanes que conservan su perfil original, cercano a un cono, cuyas cumbres se presentan redondeadas, con cráteres erosionados, generalmente incompletos o poco nítidos. Las coladas presentan rasgos de su morfología original, con estructuras "aa" o en bloques, aunque no siempre son individualizables; se incluyen también en esta unidad las coladas basales de la mayoría de los estrato-volcanes IV. En el volcán Chinchilla y en las azufreras de Perro Muerto y Aguas Calientes, la cro-

sión ha descubierto alteración hidrotermal, solfatárica, leve.

Las lavas de los estrato-volcanes III cubren las dos unidades volcánicas anteriores, gran parte de la secuencia de ignimbritas y los depósitos piroclásticos de Tumisa. Están cubiertas por lavas de los estrato-volcanes IV y por depósitos no consolidados de tipo glacial, aluvial, coluvial y piroclástico.

Los estrato-volcanes III se reconocen a lo largo de todo el sector de la Cordillera de los Andes. Volcanes característicos de esta unidad son, de norte a sur, los cerros de Macón, Putas, Laguna Verde, Hécar, Tumisa, Negro de Barriales, Lejía Superior, Chinchilla, Tuyajto, Miñiques Superior, Toloncha, Quélar Sur y Murchota; además de centros sin nombre, ubicados al este del Putas y del Caichinque, y al sur del Tuyajto. Pertenecen también a esta unidad las coladas basales de los volcanes Colachi, Acamarachi, Chiliques y Miscanti, además de las coladas de Loma de Cajones y de los sectores noreste y sureste del cordón Puntas Negras.

Litológicamente, estos estrato-volcanes están constituidos por andesitas de piroxeno y andesitas de hornblenda y/o biotita y, en menor proporción, por dacitas. Las andesitas basálticas y los basaltes ocurren en forma subordinada (Fig. 3).

Las lavas de esta unidad se disponen sobre las lavas de los estrato-volcanes II de edades radiométricas (K-Ar) de 3,0-3,7 m.a. (Plioceno) y, localmente, sobre la Ignimbrita Cajón, del Pleistoceno. Subyacen a lavas de los estrato-volcanes IV del Cuaternario y a depósitos glaciales, que en el norte de Chile han sido asignados al Holoceno por HOLLINGWORTH Y GUEST (1967). En consecuencia, las lavas de los estrato-volcanes III pueden asignarse al rango Plioceno Superior-Pleistoceno.

Estrato-Volcanes IV Qv

Nueva unidad

Pleistoceno-Holoceno

Se agrupan en esta unidad los estrato-volcanes más jóvenes y menos erosionados del área estudiada, incluyendo aquéllos con actividad solfatárica actual y registro histórico de erupciones (Cráter de Alítar y Volcán Láscar).

Los estrato-volcanes de esta unidad conservan intacto su perfil original, varios de ellos con hermosas formas cónicas (Acamarachi, Colachi, Chiliques y Miscanti; Foto 8). Sus coladas son individualizables y presentan formas acanaladas y lobulares, con superficies muy rugosa; hay, además, coladas "aa" y/o en bloque. Los cráteres se presentan intactos, a veces ligeramente acanalados por erosión leve. Existen algunos depósitos de piroclastos, provenientes de estos estrato-volcanes en el volcán Láscar y el cordón Puntas Negras.

Las lavas de esta unidad cubren los productos de los estrato-

volcanes más antiguos, las ignimbritas, los depósitos piroclásticos y los Estratos de Quepe. Están cubiertas sólo por depósitos no consolidados, aluviales, coluviales y piroclásticos y, localmente, por depósitos glaciales.

Los estrato-volcanes IV se distribuyen a lo largo de toda la Cordillera de los Andes y en el Callejón de Tilocálar. Constituyen las cumbres más altas de la zona, sobrepasando la mayoría los 5.000 m de altura. Los aparatos volcánicos más altos corresponden a los volcanes Acamarachi (6.046 m; Foto 8), Aguas Calientes (5.924 m; Foto 8), Chiliques (5.778 m), Chascón (5.548 m; Foto 9) y Puntas Negras (5.852 m). Otros estrato-volcanes que caracterizan esta unidad son los cerros Negro Norte, Aspero, de Pótor, Colachi, Láscar, Ceniza, Azufrera Aguas Calientes, Miscanti (sólo su cumbre) y Laguna Escondida; además de la parte superior y central de los cordones Puntas Negras y Chalviri, el volcán Puntas Negras y el cerro Caichinque, otro pequeño centro ubicado inmediatamente al norte del Caichinque, y los pequeños volcanes del Callejón de Tilocálar (GARDEWEG Y RAMIREZ, 1982). Se incluyen en esta unidad tres pequeños cráteres de explosión, reconocidos en el área, dos de los cuales tienen depósitos de piroclastos asociados. Todos ellos están emplazados en ignimbritas, las cuales afloran en las paredes de los cráteres. Corresponden al cráter de Cerro Overo ubicado al sureste de la laguna Lejía, de forma ligeramente ovalada y 150 m de diámetro máximo, alrededor del cual hay una delgada cubierta de fragmentos de basaltos de olivino; al cráter de Tujle, ubicado en el cordón de Tujle, al norte del volcán Toloncha, también de forma ovalada, con 350 m de diámetro máximo y rodeado por un reducido depósito de fragmentos angulosos, de andesitas afaníticas de piroxeno, y al cráter del Callejón de Tilocálar, ubicado inmediatamente al sur del más austral de los pequeños conos volcánicos del Callejón de Tilocálar, de forma subredondeada y 350 m de diámetro. Este último atraviesa la Ignimbrita Tucúcaro y depósitos piroclásticos del volcán y no se observó piroclastos asociados (GARDEWEG Y RAMIREZ, 1982).

Se encuentran activos el cráter de Alftar y el volcán Láscar, ambos con actividad solfatárica constante y depositación de azufre. El volcán Láscar tiene registro histórico de erupción de lava en 1840 (PHILIPPI, 1960 in BRÜGGEN, 1947) y explosiones esporádicas de ceniza y pómez desde 1957 (CASERTANO Y BAROZZI, 1961).

Las lavas de esta unidad están constituidas, principalmente, por dacitas y andesitas de piroxeno. Subordinadamente, se encuentran andesitas de hornblenda y/o biotita (Foto 6), andesitas basálticas, basaltos, depósitos de pómez y coladas vítreas, dacíticas (Fig. 3).

Las lavas de esta unidad se disponen sobre los estrato-volcanes III del Plioceno-Pleistoceno. Algunas de ellas están cubiertas por depósitos glaciales del Holoceno por lo cual pueden asignarse al Pleis-

toceno. El registro de erupciones históricas (PHILIPPI, 1860 *in* BRÜGGEN, 1947), permite asegurar que la actividad se desarrolló, también, durante el Holoceno, parte de la cual perdura hasta hoy con la producción de azufre y fumarolas. En consecuencia, se asigna, tentativamente, una edad en el rango Pleistoceno Holoceno (Cuaternario) para estos estrato-volcanes.

PETROGRAFIA DE LAS LAVAS DE LOS ESTRATO-VOLCANES

Las lavas de los estrato-volcanes presentan cuatro tipos litológicos predominantes: dacitas, andesitas de hornblenda y/o biotita, andesitas de piroxeno y andesitas basálticas (Fig. 3). Los límites entre estos tipos litológicos son transicionales y, por lo tanto, muchas muestras pueden caer tanto en uno como otro campo, en particular, considerando la gran complejidad petrográfica y mineralógica de estas rocas.

Dacitas

Las dacitas comúnmente provienen de aparatos volcánicos de formas redondeadas y achatadas, frecuentemente erosionados, a los cuales se asocian coladas cortas, de formas lobuladas, con cordones de bloques transversales, perpendiculares a la dirección de flujo (Cerro Chascón (Foto 9), Cerro Aspero y parte alta del cordón Chalviri). Ocasionalmente, dan origen a coladas en bloque o "aa", en general, macizas y de poca extensión o, acanaladas y más extensas, aunque asociadas a coladas lobulares (Cordón Chalviri).

Las dacitas se distribuyen ampliamente en la zona, reconociéndose en estrato-volcanes de todas las edades, pero, principalmente, en los estrato-volcanes III y IV (Fig. 3). Se reconocieron en los cerros de Macón Este, Chascón, Aspero, Putas, Acamarachi (Foto 7) y Pili. También se encontraron al sur de la vegas Ojos de Hécar y a lo largo de todo el cordón Puntas Negras. Hacia el sur, se reconocieron en el cerro Murchota y en otro centro al oeste de él.

Las dacitas corresponden a rocas porfíricas, con abundantes fenocristales (20-30%) de gran tamaño (hasta 7 mm) de plagioclasa blanca y frágil, biotita, hornblenda, cuarzo redondeado (hasta 4 mm) y piroxeno escaso. Las masas fundamentales son de texturas hialopiliticas, vitrofídicas y microfelíticas; sus composiciones son variables, ya que es frecuente que sean más básica que las de los fenocristales.

Dentro de los fenocristales, la plagioclasa ($An_{12}-An_{44}$) es la más abundante. Se presenta fresca, con formas redondeadas, maclada y comúnmente zonada, poco fracturada, con bordes en ocasiones corroídos y con inclusiones de la mesóstasis. Los cristales de cuarzo son, en general, grandes, de formas redondeadas y fracturadas, ocasionalmente, presentan embahiamientos (Foto 7) o bordes corroídos. Los cristales de biotita predominan sobre los de hornblenda y se presentan en diversos tamaños y colores, que varían desde pardo-

verdoso oscuro y verde claro, con variedades rojo-anaranjado, asociadas a oxihornblendas (en sectores cercanos a zonas con alteración hidrotermal y al norte del cordón Puntas Negras). Los cristales de hornblenda son pardos o verdes, abundando también los tonos rojo-anaranjado, característicos de la oxihornblenda. Tanto los cristales de biotita como los de hornblenda ocurren, ocasionalmente, con bordes opacíticos y parcial o totalmente reemplazados por óxidos de hierro. Se reconocen, también, cristales pequeños y escasos de clinopiroxeno y ortopiroxeno, en partes anfibolitizados o teñidos por óxidos de hierro rojo.

La masa fundamental es de colores claros, con textura predominantemente hialopilitica, de vidrio incoloro y translúcido, con proporciones variables de pequeños microlitos de plagioclasa, hornblenda, biotita, minerales opacos y, en algunos casos, en que la masa fundamental es más andesítica, piroxeno. En general, el aumento de microlitos está acompañado por un reemplazo de vidrio por masa micro o criptofelsítica. Es frecuente encontrar vesículas con cristobalita en los bordes y, en menor proporción, montmorillonita. Se observaron también cúmulos de pequeños cristales de piroxeno, plagioclasa, opacos y hornblenda.

Las dacitas de textura vitrofídica corresponden a coladas macizas, vítreas, de centros volcánicos chatos. Se reconocieron al oeste del volcán Murchota y al norte del cordón Puntas Negras, en coladas de estructura bandeada, con esferulitas de feldespato potásico, en un vidrio incoloro y translúcido y con escasos fenocristales, similares a los de las demás dacitas. Asociados al volcán Colachi se reconocieron domos vítreos de superficies muy irregulares, formados por bloques angulosos de vidrio, ocasionalmente fluidal, con escasos fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y piroxeno.

Andesitas de hornblenda y/o biotita

Las andesitas de hornblenda y/o biotita se distribuyen ampliamente en la zona, dando origen a coladas "aa" y coladas en bloques ordenados y de cantos redondeados. Proviene de centros volcánicos, de distintas edades y formas, tanto cónicas con laderas de fuerte pendiente, como de aparatos achatados de superficies redondeadas por la erosión (Foto 8). Comprende los términos más diferenciados de las lavas pertenecientes al campo de las andesitas.

Las andesitas de hornblenda y/o biotita corresponden a rocas porfídicas de colores grises, ocasionalmente bandeados, o de tonalidades pardas o rojizas; en general, son compactas. Tienen abundantes fenocristales de hornblenda y/o biotita, escasos cristales de piroxeno y, en ocasiones, cuarzo y olivino (Foto 6). Las masas fundamentales son de textura hialopilitica, pilotaxítica y, en proporciones muy inferiores, intersertal, criptofelsítica o vitrofídica.

La plagioclasa ($An_{34}-An_{32}$) corresponde al fenocristal de mayor tamaño y ocurre en variadas formas y tamaños. Se reconocen cristales euhedrales y subhedrales, de bordes redondeados, comúnmente maclados y fracturados. Ocasionalmente, presentan inclusiones vítreas, bordes corroídos y, en cristales de gran tamaño, inclusiones poikiliticas de hornblenda y biotita; las muestras con olivino presentan una plagioclasa más cálcica ($An_{35}-An_{48}$). La hornblenda es el ferromagnesiano más frecuente, aunque no está presente en todas las muestras analizadas y se presenta tanto como hornblenda parda y pardo-verdosa, como oxihornblenda roja o anaranjada; frecuentemente, tienen bordes opacíticos o reemplazados por óxidos de hierro. La biotita se presenta, comúnmente, en grandes (1,8-3 mm) cristales rojos, con bordes opacíticos o en

cristales de color pardo o pardo oscuro-verdoso (Foto 6); se encuentra reemplazada por óxidos de hierro cuando la hornblenda también lo está. El piroxeno ocurre, frecuentemente, en pequeños y escasos cristales; predominan los de clinopiroxeno sobre los de ortopiroxeno y muchos de ellos se encuentran parcialmente anfibolitizados. En aproximadamente el 20% de las muestras analizadas, se reconocieron algunos (< 2%) fenocristales de olivino de gran tamaño (0,5-3 mm), algunos de ellos con delgados bordes de reacción o alterados a iddingsita (Foto 6). En un porcentaje similar de muestras y, frecuentemente, coexistiendo con olivino, hay fenocristales de cuarzo de formas redondeadas. Es frecuente encontrar, además, inclusiones de agregados de pequeños cristales de plagioclasa, piroxeno, biotita y/o anfíbola. Fueron reconocidos en los cerros al sur del salar de Pujsa (Pujsa, Hoyada Grande y Pili) habiéndolos encontrado, también, en Cerros de Macón. Estas inclusiones representarían partes de magmas asimilados durante el proceso de extrusión, lo que podría explicar el origen de la dualidad composicional que presentan muchas de estas rocas.

En la masa fundamental predomina la textura hialopilitica, con vidrio translúcido, pardo claro o incoloro, con escasos microlitos de plagioclasa (< 0,1 mm) y, ocasionalmente, hornblenda y piroxeno; y la textura pilotaxítica, con microlitos de plagioclasa, opacos diseminados, con masa criptofelítica, intersticial, y escasa anfíbola y piroxeno. Ocasionalmente, se encuentran amígdalas de montmorillonita o con bordes de tridimita o cristobalita.

Andesitas de piroxeno

Se presentan en extensas coladas "aa" o en bloques, de colores oscuros y espesores variables. Son el tipo litológico más abundante (Fig. 1), con una amplia distribución en el área estudiada, si bien se nota una concentración en los centros volcánicos del sur (Callejón de Tilocálar, Caichinque, Médano, Talbar, Las Tecas y cráter de Tujile) y en las coladas y pequeños centros al sur del cordón Puntas Negras, alrededor de la azufrera Tuyajto. Se reconocen, además, en el volcán Lászar y en los cerros Gigantes, Alítar, Negro, Lejía, Acamarachi (Foto 8) y Chiliques.

Las andesitas de piroxeno son rocas principalmente porfídicas y en forma subordinada, afaníticas. Estas últimas sólo afloran en Callejón de Tilocálar (GARDEWEG Y RAMIREZ, en prensa) y en el salar de Aguas Calientes Central. Son de colores gris medio, negro, pardo-rojizo y gris claro. Las variedades porfídicas tienen abundantes fenocristales, en general, pequeños (< 1 mm) de plagioclasa y piroxeno y, en forma subordinada y no siempre presente, hornblenda, biotita u olivino. Las masas fundamentales presentan gran variedad de texturas, predominando las hialopiliticas e intersertales.

Los fenocristales de plagioclasa ($An_{3,4}$ - $An_{4,8}$) son los más abundantes; se presenta fresca, euhedral y subhedral, maclada y, ocasionalmente, zonada, fracturada y/o con inclusiones de mesostasis. El clinopiroxeno (augita) es más bien verdoso, comúnmente subhedral y, en ocasiones, maclado o con bordes oxidados, y se presenta en cúmulos, asociado a minerales opacos. El ortopiroxeno (hiperstena) es, en general, más escaso, ocurre en cristales pleocroicos, de mayor tamaño (0,8-1,7 mm) y con frecuencia euhedrales. La hornblenda aparece en alrededor del 25% de las muestras. Corresponde, generalmente, a oxihornblenda de color anaranjado y bordes opacíticos. La biotita se presenta en ocasiones; ocurre en cristales de color pardo, pequeños (0,3-0,8 mm) y grandes (1 mm), con gruesos bordes opacíticos, o están reemplazados por minerales opacos. El olivino es más escaso que la biotita. Ocurre en grandes cris-

tales incoloros, frescos o con bordes de reacción delgados y/o alteración a iddingsita. Como minerales accesorios hay opacos, apatita y circones. También hay cristobalita y tridimita, en los bordes de las amígdalas.

La masa fundamental presenta gran variedad de texturas, predominando las hialopiliticas e intersertales, sobre las pilotaxíticas y criptofelsíticas. Están formadas por microlitos de plagioclasa y piroxeno, con proporciones variables de opacos. El vidrio es de color pardo claro. Ocasionalmente, presenta inclusiones de agregados de plagioclasa, opacos y piroxeno.

Andesitas basálticas y basaltos

Estas rocas originan coladas en bloques y "aa", en general, de poca extensión, asociadas a centros volcánicos pequeños o a conos de formas redondeadas por erosión avanzada.

Corresponde al más escaso y al más básico de los tipos de lavas, reconocidos en el área, y es notable su concentración en la parte sur de la Cordillera de los Andes, como también su ausencia en el grupo de estrato-volcanes II (Fig. 3). Rocas de esta composición fueron reconocidas en el centro volcánico más occidental del área en Callejón de Tilocálar (GARDEWEG Y RAMIREZ, 1982). También se observaron en Corral Negro y en los cerros Toloncha, El Morado y Quelar; en un volcán pequeño y bien conservado, ubicado al norte del cerro Caichinque, y en la ladera occidental del cerro Incahuasi Sur. Hacia el norte del área estudiada, sólo se reconocieron asociadas al cráter del cerro Overo, y en coladas basales de la ladera norte del volcán Tumisa.

Las andesitas basálticas y los basaltos son rocas generalmente porfídicas, en ocasiones afaníticas, de colores gris oscuro, negro y, a veces, gris medio, con escasos fenocristales (< 2 mm) de plagioclasa, piroxeno, olivino y, subordinadamente, hornblenda y biotitas. La masa fundamental se presenta densamente compacta o muy porosa, con textura intersertal y, en menor proporción, pilotaxítica e intergranular.

Los fenocristales de plagioclasa (An_{50} - An_{60}) están, en general, frescos y maclados, ocasionalmente presentan bordes corroídos o inclusiones de mesostasis. El olivino, es, por lo general, grande (1,8-2,5 mm); ocurre parcial o totalmente alterado a iddingsita o con bordes de reacción de clinopiroxenos y opacos y, en ocasiones, fresco. El clinopiroxeno (augita), a menudo con laminillas de exolución, predomina sobre el ortopiroxeno pleocroico (hiperstena), el que no siempre está presente como fenocristal. En las variedades más ácidas, se observan algunos cristales de hornblenda y biotita, con bordes opacíticos gruesos o reemplazados por óxidos de hierro.

La masa fundamental tiene proporciones variables de laminillas (y/o microlitos) de plagioclasa, gránulos de clinopiroxeno, opacos, vidrio comúnmente oscuro y olivino esporádico. En las lavas porosas, ocasionalmente, se encuentra cristobalita relleno de vesículas.

Quimismo

Se realizaron 42 análisis químicos y normativos (norma CIPW) de lavas de la Hoja Toconao (GARDEWEG Y RAMIREZ, en prep.). Los valores obtenidos se llevaron a los diagramas de IRVINE Y

BARAGAR (1971), para la clasificación de rocas volcánicas comunes. Los diagramas sílice vs. álcalis y composición de plagioclasa normativa vs. (alúmina) (Fig. 1) permiten clasificar estas lavas como rocas de asociación subalcalina, dentro del campo calcoalcalino. En el diagrama triangular albíta-ortoclasa-anortita, estas lavas caen en el campo de las rocas con contenidos de potasio alto y normal a alto (Fig. 2a). Finalmente, el diagrama de composición de plagioclasa normativa vs. índice de color normativo (Fig. 2b) revela que la composición de estas rocas varía de basáltica a dacítica, siendo predominantemente andesítica.

Esta asociación de dacitas, andesitas y basaltos calcoalcalinos es típica de un margen activo de convergencia de placas, asociado a una zona de subducción. El alto contenido de potasio es característico de los Andes del Norte de Chile y está directamente asociado al alto contenido de sílice de las rocas estudiadas.

Depósitos salinos Qcl, Qtcl, Qs, Qst, Qcls, Ql

Unidad informal

Cuaternario

Los depósitos salinos forman parte del relleno sedimentario de cuencas endorreicas y constituyen salares que se encuentran distribuidos por toda la Hoja Toconao. Consisten en cubiertas evaporíticas, con niveles freáticos someros. Esta cubierta evaporítica o "costra" puede ser subdividida, de acuerdo a su aspecto físico, composición química y mineralógica, en unidades mapeables, con límites transicionales en algunas zonas. La potencia de las costras varía desde algunos centímetros hasta aproximadamente 60 m (CORFO, 1979), en el núcleo del Salar de Atacama, y engranan, lateralmente, con materiales detríticos.

Las lagunas salobres constituyen cuerpos de agua con costras periféricas, muy restringidas.

En el presente trabajo, y basado en una recopilación de trabajos previos, se distinguen los siguientes tipos de costras en los diversos salares: de cloruros, de transición a cloruros, de sulfatos, de sulfatos y sedimentos, de sulfatos y cloruros, y de limos salinos.

Las costras de cloruros están compuestas por cloruro de sodio, de colores pardo y blanco, de superficies rugosas, donde se desarrollan montículos de hasta 0,70 m de altura. La costra de cloruros que forma el núcleo del Salar de Atacama corresponde a una costra dura, intensamente fracturada por agrietamientos poligonales, solevantamientos, rotación y crecimiento de sal en las fracturas.

Las costras de transición a cloruros rodean al núcleo o costra de cloruros del Salar de Atacama, en una franja de unos 100 m de ancho promedio. Están constituidas, esencialmente, por cloruros de sodio, de color blanco a crema claro, con numerosas lagunas, formadas por disolución, y presentan abundantes estructuras de polígonos (Foto 3).

Las costras de sulfatos están constituidas, predominantemente, por yeso,

originando superficies lisas y secas, formadas por yeso pulverulento y yeso granular.

- Las costras de sulfatos y sedimentos están formadas por yeso y sedimentos detríticos, tamaño arcilla y arena fina, que les dan un color pardo característico.
- Las costras de sulfatos y cloruros están formadas por cloruros (halita) y yeso, este último, de aspecto pulverulento, concentrado, de preferencia, en la superficie.
- Las costras de limos salinos se ubican en los márgenes de los salares, formando extensos depósitos de limos y arcillas, con alto contenido salino (yeso o cloruro de sodio) de color pardo.

En la Hoja Toconao existen nueve salares y cuatro lagunas salobres; éstos corresponden a los salares Los Morros, Verónica y Elvira, en la cordillera de Domeyko; Llano de la Paciencia y Atacama en la parte central; lagunas Lejía, Miscanti y Miñiques, salares Cápur, Aguas Calientes Sur y Talar, Laguna Tuyajto y salares de Aguas Calientes Central y Pujsa, en la Cordillera de los Andes. En el Cuadro 4 se describen la ubicación, superficie, altura y tipo de costras, que constituyen cada uno de estos salares.

Entre ellos destaca el Salar de Atacama, el más extenso de Chile, con una superficie de 3.200 km², determinando un paisaje propio de esta zona. Sondajes realizados en los bordes oriental y sur de la cuenca de este salar, cortaron un espesor considerable de sedimentos (DÍAZ *et al.*, 1972), cuya estratigrafía muestra, de arriba hacia abajo, capas de sedimentos aluviales de fracción gruesa, ceniza volcánica, sedimentos calcáreos, con intercalaciones de sedimentos finos y gruesos, ignimbrita y sedimentos aluviales de granulometría variable, entre arcilla y grava y, en la parte suroriental, sedimentos calcáreos, con ceniza volcánica. A grandes rasgos, esta litología indica la existencia de una cuenca en estado de colmatación, sin descartar que algunas de las unidades encontradas en los sondajes corresponden a unidades mapeadas en superficie (formaciones El Tambo; El Campamento, Tambores, etc.).

En un programa de sondajes, desarrollados en los años 1974 y 1977, por el Comité de Sales Mixtas (CORFO, 1979), se perforó el núcleo del Salar en tres localidades: 0,5 km al norte de La Península (sondaje H-1) se encontró, hasta 40,10 m de profundidad, sólo sales con impurezas de arcilla; 13 km al noreste de Peine (sondaje cata 62) se encontró hasta 45,56 m de sales cristalizadas y limos arcillosos; finalmente, siguiendo el camino que penetra el núcleo, unos 10 km al sureste del istmo de La Península, se perforaron tres sondajes cuyas características son las siguientes:

CUADRO 4. SALARES Y LAGUNAS SALOBRES DE LA HOJA TOCONAO (CORFO, 1978a)

Nombre	Ubicación Lat.-Long.	Superficie km ²	Altura m s.n.m.	Tipos de costras
Los Morros	23° 43' 68° 59'	23	2.200	Costra dura y seca de cloruros y sulfatos.
Verónica	23° 55' 68° 57'	15	2.300	Costra central de cloruros y sulfatos, rodeada por costras de sulfatos y sedimentos de 0,5 km de ancho promedio.
Elvira	23° 31' 68° 56'	5	2.400	Costra de cloruros y sulfatos, con predominancia de sulfatos hacia el sector oriental.
Llano de la Paciencia	23° 15' 68° 30'	300	2.200	Costras secas, duras y frágiles, de transición a cloruros, sulfatos y sedimentos, y limos salinos, con numerosas lagunas salobres en el borde occidental.
Atacama	23° 30' 68° 19'	3.200	2.300	Parte central constituida por un cuerpo homogéneo de cloruros, que está rodeado, en la parte sur, este y norte, por costras de transición a cloruros, sulfatos, sulfatos y cloruros y limos salinos. La costra de cloruros ocupa el 65% del salar y se compone de cloruro de sodio, de color pardo y blanco, con un relieve abrupto y montículos dentados, de hasta 70 cm de altura; a 60 cm de profundidad existe una salmuera que ocupa los intersticios entre los cristales de cloruro.
Lejía	23° 30' 67° 42'	2	4.320	Costras sulfatadas, blancas, delgadas y planas, rodeando la laguna.
Miscanti	23° 43' 67° 46'	15	4.130	En el borde este y sur existe un depósito de sulfatos y diatomitas, de hasta 500 m de ancho y 2 m de potencia.
Miniques	23° 46' 67° 46'	3	4.120	Depósitos mezclados de sulfatos y diatomitas, rodeando la laguna.
Cápu	23° 58' 67° 47'	30	3.900	Costras de sulfatos, en la parte norte, sulfatos y cloruros, en la parte central, y cloruros, en la parte suroriental.
Aguas Calientes Sur y Talar	23° 40' 67° 43'	53	3.930	Costras predominantemente de sulfatos y, subodinadamente, de sulfatos y sedimentos.
Tiyajit	23° 52' 67° 35'	6	4.020	Laguna rodeada por una costra blanda de sulfatos blancos, localmente saturada, y una costra de cloruros en la parte central.
Aguas Calientes Central	23° 25' 67° 34'	140	4.200	Costra de sulfatos y sedimentos.
Pujsa	23° 13' 67° 32'	19	4.500	Costras de sulfatos, con tenardita y ulexita, diseminada en la parte oriental, y sulfatos y sedimentos con cenizas volcánicas, en la parte occidental.

Sondaje No.	Distancia al borde del núcleo (m)	Profundidad (m)
S-1	400	45,65 (fragmentos de granito y riolita)
S-2	900	69,80 (sales)
S-3	1.400	123,15 (fragmentos de riolita)

La presencia de fragmentos de la roca fundamental, que aflora inmediatamente al oeste, pone en evidencia la rápida profundización de la cuenca de este borde, lo que podría interpretarse como producto de un fenómeno tectónico, anterior al relleno de la misma.

Un levantamiento aeromagnético realizado por el Instituto de Investigaciones Geológicas en la zona del salar (PARRA *et al.*, 1974), indicó que éste consiste en una cuenca alargada, en dirección norte-sur, interrumpida a la latitud de Toconao. El zócalo de esta cuenca se levanta, suavemente, al norte de San Pedro de Atacama y, en forma abrupta, al sur, en el cordón Chinquilchoro, y al oeste en la cordillera de la Sal. Dentro de esta zona es posible distinguir, con mayor certeza, un bajo magnético principal, aproximadamente frente a Toconao, que indicaría una profundidad mayor de la roca fundamental, como parcialmente lo señalan los sondeos Tambillo No. 1 y Huaytiquina No. 3 (DÍAZ *et al.*, 1972).

Depósitos no consolidados

Aproximadamente el 30% de la Hoja Toconao se encuentra cubierto por depósitos no consolidados, que corresponden a sedimentos detríticos, principalmente, de origen aluvial y, en forma secundaria, de origen volcánico (piroclastos y lahares), glacial (morrenas), eólico (dunas) y lacustre. Los sedimentos de origen aluvial constituyen extensas bajadas y abanicos aluviales en la cordillera de Domeyko y en el Salar de Atacama, mientras que los depósitos de origen volcánico y glacial se distribuyen, preferentemente, en los flancos de los volcanes de la Cordillera de los Andes.

En estos depósitos se han diferenciado varias unidades atendiendo, principalmente, a características geomorfológicas y genéticas, debido a que la granulometría de los materiales que constituyen estos depósitos comprende, en general, todo el rango entre bolones y arcillas, y a que no existen diferencias apreciables de composición entre algunas de estas unidades.

Depósitos aterrizados TQt

Corresponden a sedimentos medianamente litificados, con estratificación regular y granulometría variable, que se observan en las pampas de la cordillera de Domeyko, en las vertientes occiden-

tal y oriental del Llano de la Paciencia y el norte de Peine. Corresponden a depósitos de piedemonte y corrientes de barro, constituidos, predominantemente, por gravas, arenas y limos, los cuales se encuentran seccionados por los cauces de las quebradas actuales y cuya potencia máxima, observada, es de 12 m, estando la media entre 3 y 4 m. Son gravas polimícticas, con clastos angulosos a subangulosos y, normalmente, con menos de 10 cm de diámetro. En general, presentan intercalaciones de cenizas volcánicas, deleznales, de 20-40 cm de espesor, mezcladas entre las gravas. En la vertiente occidental del cordón Lila, la Ignimbrita Tucúcaro se presenta intercalada en estos sedimentos. La edad radiométrica (K-Ar, biotita) determinada para esta ignimbrita es $3,2 \pm 0,3$ m.a. (Plioceno; Tabla 1), que sería, en parte, la edad asignada a estos depósitos. En este mismo sector, se realizó una datación radiométrica (K-Ar, biotita) en una ceniza volcánica, intercalada en la parte basal de la unidad, la que dio un valor de $10,2 \pm 0,6$ m.a. (To-340; Tabla 1; Mioceno Superior), aunque no existe completa certeza de que esta ceniza haya sido depositada *in situ* desde una erupción volcánica y podría tratarse de un depósito retrabajado (la superficie de estos depósitos consiste en una capa deleznable de limos, con yeso o anhídrita, blanda, con algunas estructuras de disolución y que alcanza unos 30 cm de espesor). Estos antecedentes permiten asignar a esta unidad un rango de edad comprendido entre el Mioceno Superior y el Cuaternario.

Depósitos aluviales Qal

Se distribuyen por toda el área de estudio y consisten en una mezcla heterogénea de gravas, arenas y limos, de composición polimíctica, originados en corrientes de barro, avenidas o por un proceso compuesto de transporte, por acción de la nieve y el viento en la Cordillera de los Andes. El espesor observable varía entre algunos centímetros y 0,5-1 m.

Depósitos eólicos Qe

Aparecen en el sector noreste del Salar de Atacama y consisten en dunas de arena de grano fino a medio, depositadas a sotavento de acantilados y cordones, en la cordillera de la Sal y en el cerro Mullay y, de la misma manera, en arbustos del salar. Estas dunas se han depositado por vientos provenientes del oeste a noroeste y son de tipo estacionario (DINGMAN, 1963).

Depósitos morrénicos Qm

Se reconocen en la Cordillera de los Andes, en el cordón Puntas Negras, donde se observaron, por lo menos, cuatro morrenas laterales y de fondo, que se distribuyen entre los 4.350 m y 4.900 m

s.n.m., a ambos lados de dicho cordón. Las morrenas de fondo rellenan valles labrados en coladas de lava, entre los principales aparatos volcánicos. La superficie de estos depósitos es irregular, ya que los bloques más grandes (0,70 m) forman pequeños montículos. Las morrenas laterales están adosadas a las paredes de los valles, donde se encuentran suspendidas con forma de media luna. Se asigna a estos depósitos una edad holocénica, ya que no ha sido observado, claramente, que una colada de lava cubra a algunos de estos depósitos, coincidiendo con HOLLINGWORTH Y GUEST (1967), quienes asignaron al Holoceno los depósitos glaciales del norte de Chile.

Depósitos coluviales Qc

Corresponden a depósitos generados por gelifración en la falda de los volcanes, y que han sufrido un leve arrastre gravitacional. Estos depósitos son, generalmente, monomícticos, de bloques angulosos y muestran abrasión eólica. En forma gradual, pasan a constituir depósitos aluviales, que se extienden en la base de los aparatos volcánicos.

Depósitos piroclásticos Qp

Se distribuyen en las faldas de los volcanes Láscar y Aguas Calientes y en el cordón Puntas Negras; consisten en depósitos de escoria volcánica, pómez y ceniza, extruida recientemente, y que permanece *in situ*. Se reconocen, también, asociados a uno de los volcanes del Callejón de Tilocálar (GARDEWEG Y RAMIREZ, en prensa) y a los cráteres de Tujle y Cerro Overo.

Depósitos lacustres Qlc

Afloran en la parte oriental de la Hoja Toconao, en la Cordillera de los Andes, alrededor de las lagunas salinas. Los de mayor extensión se encuentran alrededor de las lagunas Lejía, Miscanti y Tuyajto y en el Callejón de Varela. Consisten en gravas y arenas, con componentes piroclásticos (pómez, lapilli, escoria volcánica), lentes de diatomitas y calcarenitas con carófitas (To-149-2; Lám. 2, Fig. 5). En superficie, están cubiertos por una capa delgada de fragmentos pulidos por acción del viento, son de colores claros (pardo claro, pardo-blanquecino) y presentan depresiones y crestas paralelas a los bordes de las lagunas, que han sido interpretadas como líneas de costa (VILA, 1973; STOERTZ Y ERICKSEN, 1974).

Depósitos laháricos Qla

Se encuentran alrededor de los volcanes Láscar y Aguas Calientes. Presentan una coloración gris clara, característica, y originan su-

perfiles planos con lomajes redondeados. Los rodados que los constituyen alcanzan hasta 80 cm de diámetro, son redondeados y mal seleccionados y presentan, además, cenizas levemente litificadas. El lahar de mayor extensión corresponde a aquél que se extiende al oeste del volcán Láscar, alcanzando 19 km de longitud y que fue encauzado por la quebrada Talabre.

ROCAS INTRUSIVAS

Las rocas intrusivas, tanto plutónicas como subvolcánicas, aflorantes en la Hoja Toconao constituyen, aproximadamente, el 5% del total del área estudiada y cubren una superficie cercana a los 860 km².

Las rocas plutónicas se distribuyen, casi exclusivamente, en la cordillera de Domeyko y el cordón de Lila, mientras que los cuerpos subvolcánicos sólo se reconocen en la Cordillera de los Andes.

En la cordillera de Domeyko, plutones principalmente, granodioríticos y graníticos, intruyen a las formaciones mesozoicas, mientras que, en el cordón de Lila, rocas graníticas, granodioríticas y tonalíticas, subyacen a formaciones paleozoicas y/o mesozoicas; éstas, a su vez, están intruidas por plutones terciarios, graníticos, granodioríticos, dioríticos y por pórfidos graníticos. Los antecedentes para la asignación de edades son, en general, escasos y, con frecuencia, poco claros, por lo tanto, gran parte de las edades deben considerarse como tentativas. En toda el área, los diversos intrusivos están parcialmente cubiertos por sedimentos y volcanitas cenozoicas.

Asociadas a estos intrusivos, existen zonas de alteración hidrotermal, algunas de las cuales presentan mineralización de cobre y plata.

Los variados cuerpos intrusivos de la Hoja Toconao han sido agrupados, para efectos descriptivos, en siete asociaciones de plutones y/o cuerpos individuales: Granitos del Paleozoico Inferior del Cordón de Lila; Granitoides del Paleozoico indiferenciado de la Cordillera de Domeyko y del Cordón de Lila; Granitoides Cretácicos de la Cordillera de Domeyko, Cordón de Lila y Precordillera; Pórfidos Graníticos Cretácico-Terciarios de la Cordillera de Domeyko; Pórfidos Granodiorítico de Cámar (edad incierta); Dioritas del Cordón de Lila (edad desconocida); Cuerpos Subvolcánicos Miopliocénicos de la Cordillera de los Andes, unidades que se describen a continuación.

Granitos del Paleozoico Inferior del Cordón de Lila Pzig

En el flanco oriental del cordón de Lila, afloran dos cuerpos intrusivos graníticos, separados entre sí por una falla de dirección

NNW, y diferenciados por el color de meteorización y por su petrografía.

Al norte de la falla, aflora un cuerpo intrusivo de 28 km² de superficie, conformando un alto topográfico de dirección NNE; hacia el oeste, está en contacto, por falla, con las sedimentitas del Devónico inferior de la Formación Lila; hacia el este y en las quebradas que lo atraviesan, está parcialmente cubierto por la Ignimbrita Tucúcaro (MARINOVIC, 1978), asignada en el presente trabajo al Plioceno.

Corresponde a un granito de feldespato alcalino, similar a los reconocidos en Sierra Mariposas (*cf. Infra*). Se caracteriza por tener una textura holocristalina, hipidiomórfica, granular, con cristales de cuarzo (35-40%) muy deformados; microclina (30-35%) de gran tamaño y parcialmente sericitizada; peritita (20-25%) levemente sericitizada; plagioclasa (3-5%) maclada y parcialmente sericitizada y menos del 5% de muscovita y biotita cloritizada (CZOL-LAK *et al.*, 1981).

Hacia el sur de la falla arriba mencionada, desde las nacientes de la quebrada Tilopozo, aflora otro cuerpo granítico, de característico color pardo-rojizo, en una superficie de 160 km², prolongándose 50 km hacia el sur, hasta el sector de Monturaqui (CZOL-LAK *et al.*, 1981). Su límite occidental está dado por la quebrada Tucúcaro, donde subyace, en discordancia de erosión, a las sedimentitas marinas, devónicas inferiores, de la Formación Lila. Hacia el este, limita con la quebrada Tilopozo y las lomas de Tilocalar y, al igual que el intrusivo anterior, está parcialmente cubierto por la Ignimbrita Tucúcaro. A su vez, está intruido por cuerpos dioríticos de 2-3 km² de superficie y por numerosos diques andesíticos, emplazados a lo largo de fracturas regionales de dirección NNW. Este intrusivo corresponde, principalmente, a un granito de grano grueso, de color rosado o gris-rojizo, con variaciones locales a facies de grano fino o porfídicas, además de diferenciados de granodiorita. Petrográficamente, este granito corresponde a una roca hololeucocrática, de textura hipidiomórfica, aproximadamente equigranular, constituida, casi exclusivamente, por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa.

Al microscopio se observa que el feldespato potásico corresponde a ortoclasa peritítica (25-40%), con macla de Carlsbad y alteración argílica; el cuarzo se presenta en cristales de distintos tamaños, con bordes corroídos y fuerte extinción ondulosa, en los cristales mayores (10-30%); ocasionalmente, presenta texturas gráficas al intercrecer con el feldespato potásico; la plagioclasa ocurre en cristales subhedrales, con maclas polisintéticas, en ocasiones zonados y con alteración sericitica, diseminada. Los ferromagnesianos son escasos (5%) y corresponden a biotita y, en menor proporción, anfíbola, ambas fuertemente cloritizadas y asociadas a mineral opaco, esfeno y epidota. Estos ferromagnesianos se presentan en hábito intersticial, señalando su cristalización tardía (textura agpática), característica que ha sido señalada en rocas de afinidades químicas alcalinas o hipercalinas (BARD, 1980).

El cuerpo de más al norte fue asignado, tentativamente, al Paleozoico por CZOL-LAK *et al.* (1981), por su gran similitud

litológica y textural con los granitoides paleozoicos de la parte sur de la sierra de Almeida (DAVIDSON *et al.*, 1981). Las sedimentitas de la Formación Lila contienen niveles de areniscas y lutitas micáceas, con fragmentos de muscovita detrítica, que podría provenir de este intrusivo; este antecedente permitiría asignarle una edad paleozoica inferior. Esta edad ha sido confirmada por una isócrona Rb/Sr, en roca total (DAVIDSON *et al.*, en prep.), que permite asignar este cuerpo intrusivo al Ordovícico Superior.

El granito de más al sur subyace, en discordancia de erosión, a las sedimentitas marinas, devónicas inferiores, de la Formación Lila, las que presentan un nivel basal, transgresivo, de conglomerados con clastos del granito (CZOLLAQ, *et al.*, 1981) y, por lo tanto, su edad debe ser pre-devónica. Esta edad ha sido confirmada por una isócrona Rb/Sr, en roca total (DAVIDSON *et al.*, en prep.), que permite asignar este granito al Ordovícico Superior, al igual que el intrusivo de más al norte.

Hacia el sur, fuera de la Hoja Toconao (Monturaqui), HALPERN (1978) realizó una isócrona Rb/Sr, que dio un resultado de 468 ± 100 m.a., con muestras provenientes del llamado Granito Alto del Inca (Davidson *et al.*, 1981), el que presenta características petrográficas similares al Granito del Cordón de Lila. En este mismo sector, el IIG (1972) analizó muestras de la denominada Granodiorita Choschas (DAVIDSON *et al.*, 1981) utilizando el método Pb/ α , con resultados de 467 ± 50 m.a. y 487 ± 50 m.a. (Cámbrico-Silúrico). Más al norte, en la zona de Quehuita, HUETE *et al.* (1977) comunicaron una edad K-Ar de 431 ± 10 m.a., para un granito de muscovita. Las edades de esos granitoides son coincidentes con las edades de granitoides del Ordovícico superior-Silúrico del noroeste argentino (COIRA *et al.*, en prensa).

GRANITOIDES DEL PALEOZOICO INDEFERENCIADO DE LA CORDILLERA DE DOMEYKO Y DEL CORDON DE LILA

Diversos autores (CECIONI, 1975; FELLEBERG, 1975; MONTANO, 1976; CZOLLAQ *et al.*, 1981) y trabajos de terreno realizados durante este estudio, han permitido distinguir cuatro afloramientos mayores de rocas graníticas, tonalíticas y granodioríticas, de posible edad paleozoica, que se distribuyen tanto en la cordillera de Domeyko como en el cordón de Lila. Corresponden al granito del cerro Paso Alto; a los granitos, granodioritas y tonalitas de la Sierra Mariposas y a la tonalita del cordón de Lila. No se descarta la posibilidad de que otros cuerpos intrusivos del área, de los cuales no se tienen mayores antecedentes, sean también paleozoicos.

Granito del Cerro Paso Alto Pzg

En el extremo noroccidental de la Hoja Toconao, en el cerro Paso Alto, aflora un cuerpo granítico de 11 km² de superficie y de forma alargada en dirección norte-sur.

Este intrusivo corresponde, según MONTAÑO (1976), a un granito de hornblenda y biotita, de grano grueso, compuesto por cuarzo (37%) con extinción ondulosa; ortoclasa (31%) en cristales anhedrales y subhedrales, en algunos casos peritítica, y/o fuertemente sericitizada; plagioclasa (15%) con macla polisintética, fuertemente sericitizada y, en algunos casos, zonada; hornblenda (12%) subhedral; y biotita (5%) ligeramente cloritizada. Como minerales accesorios se reconoció apatita y circón.

Hacia el oeste, este cuerpo está en contacto, por falla, con las sedimentitas del Jurásico marino del Grupo Caracoles. Hacia el sur, está cubierto, en discordancia de erosión, por andesitas y brechas de la Formación Agua Dulce (Triásico-Jurásico Inferior) y por conglomerados de la Formación Tambores (Oligoceno-Mioceno Medio) e intruido por diques ácidos y por microgranito terciario. Por lo tanto, la edad del Granito del Cerro Paso Alto debe ser anterior a la Formación Agua Dulce, probablemente, paleozoica. Una edad paleozoica también le fue asignada por MONTAÑO (1976), en base a correlaciones petrográficas.

Granitos, Granodioritas y Tonalitas de Sierra Mariposas Pzg, Pzgd, Pzt

En el flanco oriental de la sierra Mariposas, afloran cuerpos principalmente graníticos, asignados al Paleozoico por CECIONI (1975), FELLEBERG (1975) y en el presente estudio.

Estas rocas cubren una superficie de 20 km² y están distribuidas en tres cuerpos principales, dispuestos en una franja de dirección norte-sur. Están intruidos por un extenso batolito granítico-granodiorítico, asignado, tentativamente al Cretácico, por CECIONI (1975) y FELLEBERG (1975). Están cortados, además, por numerosos diques andesíticos, de dirección este-oeste, de varios cientos de metros de longitud, y por cuerpos irregulares de pegmatitas. Subyacen a sedimentitas de la Formación Tambores y a aluvios modernos. Están compuestos, principalmente, por rocas graníticas con diferenciados a granodiorita y tonalita, en los afloramientos centrales, al norte del salar de Mariposas.

Las rocas más abundantes corresponden, de acuerdo con FELLEBERG (1975), a granitos de feldespato alcalino, hololeucocráticos, de textura hipidiomórfica, formados por feldespato alcalino (51%), peritita y microclina, cuarzo (37%), biotita (1%), muscovita (1%), plagioclasa (1%) y óxido de hierro.

Las granodioritas y las tonalitas son hipidiomórficas, inequigranulares, con cuarzo de extinción ondulosa (19,8-25%); escasa peritita argilizada (5-15%); plagioclasas de distintos tamaños (40-60%), algunas sericitizadas; bio-

tita pardo-verdosa, de bordes cloritizados, asociada a minerales opacos, apatita y escasa epidota. Se observa, además, escasa hornblenda verde en cristales pequeños, cloritizados.

Una determinación radiométrica K-Ar, realizada en biotitas levemente cloritizadas, de esta granodiorita, recolectada 8 km al norte del salar Mariposas, entregó un resultado de $232 \pm 3,0$ m.a. (To-436; Tabla 1), lo que permite asignar a estos afloramientos una edad mínima pérmica superior.

Los granitos de Sierra Mariposas habrían sido asignados, tentativamente, al Paleozoico por CECIONI (1975) y FELLEBERG (1975), considerando su complejidad estructural y su gran similitud petrográfica con rocas de áreas vecinas, datadas radiométricamente como paleozoicas (Monturaqui; DAVIDSON *et al.*, 1981).

Tonalitas del Cordón de Lila Pzt

En el sector suroccidental del cordón de Lila, aflora un extenso batolito tonalítico, formado por rocas de color gris claro y grano grueso, que en la Hoja Toconao cubre una superficie de 85 km^2 , conformando un cuerpo alargado en dirección NNE, de más de 15 km de largo (CZOLLAKE *et al.*, 1981).

Corresponden a tonalitas leucocráticas, con granodioritas subordinadas. Presentan textura hipidiomorfa, de grano grueso, aproximadamente equigranular, con cristales de cuarzo anhedral (30-35%) de fuerte extinción ondulosa; plagioclasa (40-60%) con maclas polisintéticas, en cristales subhedrales tipo oligoclasa, zonadas y sericitizadas; feldespato potásico (< 5%) tipo perfitas, ortoclasa, microclina y mirmequita, con alteración argílica; biotita y anfíbola (5-20%), parcial o totalmente cloritizadas o alteradas a actinolita o epidota, comúnmente asociada a minerales opacos y a escasa apatita.

El límite oriental de este cuerpo está marcado por una extensa falla regional, inversa, con desarrollo de rocas de falla, que pone en contacto a la tonalita con sedimentitas de la Formación San Pedro. Su límite occidental también es una falla, que pone en contacto esta unidad con las formaciones Lila y Peine. Hacia el sur, está intruido por un pequeño stock diorítico (Cerro Pingo-Pingo) de probable edad terciaria. Sus afloramientos septentrionales yacen, en discordancia de erosión, bajo volcanitas de la Formación Peine, asignada al Paleozoico superior-Triásico, por lo cual se le ha asignado una edad mínima paleozoica superior (CZOLLAKE *et al.*, 1981). Una isócrona Rb/Sr en roca total permite asignar este cuerpo al Carbonífero Superior-Pérmico Inferior (DAVIDSON *et al.*, en prep.), pudiendo ser el equivalente cronológico de los Granitoides de Sierra Mariposas, a los cuales se les asignó una edad mínima pérmica superior, en base a una datación K-Ar.

GRANITOIDES CRETACICOS DE LA CORDILLERA DE DOMEYKO, CORDON DE LILA Y PRECORDILLERA

En esta unidad se incluye un grupo de rocas de composición mayoritariamente granodiorítica y granítica, que tienen una amplia distribución en la cordillera de Domeyko y en el cordón de Lila; en proporción muy inferior se encuentran afloramientos aislados de las mismas en la Precordillera. Estas rocas han sido asignadas al Jurásico y/o Cretácico por otros autores, basados en correlaciones litológicas y relaciones de contacto, estas últimas, no siempre significativas (FRUTOS *et al.*, 1975; JENSEN Y QUINZIO, 1975; FELLEBERG, 1975; CECIONI, 1975; MONTECINOS, 1976; CZOLLAK *et al.*, 1981; FORTT, 1981).

Estas rocas intrusivas cubren una superficie de 320 km² y se distribuyen en franjas, de composiciones variadas, ubicadas en la porción septentrional de la cordillera de Domeyko, en Sierra Mariposas, en el cordón de Lila y en el flanco oriental de los cerros de Peine, en la Precordillera.

Intruyen a rocas graníticas, paleozoicas, y a rocas estratificadas, mesozoicas (formaciones Peine, Agua Dulce y Purilactis), a su vez, están intruidas por los pórfidos graníticos del Cretácico-Terciario, de la cordillera de Domeyko. Están parcialmente cubiertas por los Estratos de Quepe, por las Ignimbritas Tucúcaro y Patao y por la Formación Tambores, en sus diversas localidades de afloramiento.

En base a su litología, se dividieron en granitos, granodioritas, monzonitas cuarcíferas, monzodioritas y tonalitas, cuyas principales características petrográficas y distribución se describen en el Cuadro 5.

Edad

Se realizaron dos determinaciones radiométricas, K-Ar en biotita, de rocas provenientes de esta unidad. En una monzonita del cerro Químal se obtuvo una edad de $66,4 \pm 1,4$ m.a. (MAF-306; Tabla 1), y en una tonalita proveniente de la ladera occidental del mismo cerro, se obtuvo una edad de $64,6 \pm 1,1$ m.a. (MAF-325-C; Tabla 1). Estos valores permitieron asignar una edad mínima cretácica superior (Maastrichtiano) al conjunto de rocas agrupadas en esta unidad. Esta edad es concordante con las relaciones estratigráficas, que indican que estas rocas son post-Formación Purilactis (Jurásico Superior-Cretácico), y con la edad cretácica asignada a algunas de estas rocas por CECIONI (1975), FELLEBERG (1975) y FRUTOS (1975).

No se descarta la posibilidad de que muchas de estas rocas sean de otra edad, ya que el control estratigráfico es escaso y no siempre claro.

CUADRO 5: GRANITOIDES CRÉTICOS DE LA CORDILLERA DEL DOMEYKO, CORDON DE LILA Y PRECORDILLERA

LITOLOGÍA	PRINCIPALES AFLORAMIENTOS Y SUPERFICIE TOTAL	AFLORAMIENTOS MENORES	DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA
Granitos (Ks)	Cerro Mariposas I, Sierra Mariposas, Cerro Lila. 145 km ²	Quirón, al N del Quimal, al NE y E de Laguna Sica, parte SE del cerro El Charco, Cerro Cabezas de Pebrero, sector N del cerro Punta Amarilla, Cerro Masías, S de Quibrida Escudada, S y E del cerro Jaspado y E del salar Varigüta.	Roca holocristalina, color gris claro, grano fino a medio, ocasionalmente grueso (Montecinos, 1976).	Roca fina holocristalina, de textura hipidiomórfica, inequigranular, con cuarzo (10-43%) anhedral, fracturado y con extinción ondulosa; feldespato alcalino (22-55%), perlitita, ortoclasa y microclina; plagioclasa (12-22%; An ₅₅ -An ₄₀) con bordes microclínicos, algunas zonas con piroxeno (0-5%), biotita y, ocasionalmente, astropiroxeno; hornblenda (0-5%); de cristalización de piroxenos; biotita (0-5%) cloritizada y algunas dobladas. Accesorios: óxido de hierro (0-3%) y esfeno (0-0.5%). Alteración a clorita y epidota.
Granodioritas (Ksd)	Cerro de Peñón (Granodiorita Llanquín; Ramírez, 1978), Cordón Chiquichero, Sierra Balleasat y Sierra Mariposas. 120 km ²	N del cerro Terror y Cerro Punta Amarilla, al S del cerro Mariposas I.	Roca tricoicada de color gris a gris-verdoso, de grano medio a grueso (Montecinos, 1976).	Roca ígnea, holocristalina, de textura hipidiomórfica, inequigranular, con cuarzo (19-31%) anhedral; plagioclasa (43-63%; An ₂₅ -An ₄₄) algunas zonas de ortoclasa y microclina (10-29%); clinopiroxeno (0-3.5%) parcialmente anfibolitizado; hornblenda (0-6%); biotita (0-11%), algunas dobladas y/o producto de biotitización de hornblenda. Accesorios: óxidos de hierro (0-3%), esfeno (0-0.5%) y clorita. Alteración esporádica a clorita, sericitita, epidota y calcita. En Llanquín, vetillas y arrojadas de calcita y proclita.
Monzonitas cuaríferas, con diferenciados de monzonitas y sienitas. (Kms)	Cerro Quimal. 26 km ²	W del cerro Mosqueteros.	Rocas holocristalinas, color gris blanquecino y grano fino a medio.	Rocas ígneas, holocristalinas, de textura hipidiomórfica, inequigranular, con variaciones granofíticas y simplificada en el cerro Quimal. Constituidas por cuarzo (2-15%) anhedral, de diversos tamaños, con extinción ondulosa o entrecruado gráficamente; feldespato potásico; feldespato potásico (35-50%), argilitada; ortoclasa con mucha de Carlsbad y abundantes familias de exsolución, perlitita y microclina; plagioclasa (An ₅₅ -An ₆₅); ferromagnesianos (2-15%) frecuentemente anfibolitizados; anfíbida verde, con núcleo de piroxeno, biotita parda, parcialmente cloritizada o atravesada a calcita. Accesorios: minerales opacos, apatita y esfeno anhedral. Las monzonitas tienen escaso cuarzo y las sienitas, casi exclusivamente, perlitita argilitada, biotita y cuarzo.
Microdioritas, con diferenciados de monzonitas cuaríferas y dioritas cuaríferas. (Kmd)	Oeste de Cerro Quimal, Cerro Alcañón (Intrusivo crístico superior, Monodiorita Alcañón, según Montecinos, 1976). 12 km ²	N y NE del cerro Alcañón, extremos SE y SW del cerro Punta Amarilla, W del cerro Mariposas, W del cerro Terror y N del cerro Jaspado.	Roca tricoicada, de color gris-verdoso y grano fino (Montecinos, 1976).	Roca ígnea, holocristalina, de textura hipidiomórfica, equigranular, con escaso cuarzo (0.5-2%) anhedral; feldespato potásico (9.0%), fracturado y sericitizado; plagioclasa (56.7%; An ₅₅ -An ₅₂) fracturada y algunas zonas; clinopiroxeno (4-6.5%); hornblenda (4.0%) parcialmente cloritizada. Accesorios: óxidos de hierro y esfeno. Alteración a clorita, sericitita, calcita y epidota. Las dioritas cuaríferas tienen mayor proporción de plagioclasa y piroxeno y las monodioritas cuaríferas, mayor proporción de cuarzo y feldespato potásico además de biotita.
Tonalitas (Kt)	Norte de Cerro Quimal. 4 km ²	Diferenciados de los cuopar granodioríticos.	Rocas holocristalinas, color blanco-grisáceo y grano medio a grueso.	Roca ígnea, holocristalina, de textura hipidiomórfica, inequigranular, con cuarzo (~40%); plagioclasa (~50%) algunas zonas o levemente sericitizadas, a lo largo de fracturas; ferromagnesianos (~10%), hornblenda verde, muscada, y algunas biotitizadas, y biotita parda, levemente cloritizada. Accesorios: esfeno anhedral, apatita y opacos, comúnmente asociados a los ferromagnesianos.

Pórfidos Graníticos Cretácico-Terciarios de la Cordillera de Domeyko Tg

Se agruparon aquí rocas de composición granítica y textura porfírica, con variaciones en la proporción de fenocristales y en las características texturales de la masa fundamental; han sido clasificadas como pórfidos graníticos, riódacíticos, cuarcíferos, riolíticos y de granito alcalino (FRUTOS, 1975; JENSEN Y QUINZIO, 1975; FELLEBERG, 1975; CECIONI, 1975; MARINOVIC, 1978). Por sus características texturales y mineralógicas, similares a las anteriores, se incluyen, además, el pórfido del cerro La Descada, clasificado anteriormente como adamelita de hornblenda (MONTAÑO, 1976) y los granitos Jaspeado y Agua Dulce (MONTECINOS, 1976).

Afloran en la cordillera de Domeyko y en el flanco oriental del cordón de Lila, cubriendo una superficie de 155 km². Los afloramientos más extensos se encuentran en la sierra Agua Dulce y en los cerros La Deseada, Golondrina, Mosquetero, Jaspeado, Terror y en la sierra Mariposas, todos ellos en la cordillera de Domeyko.

Corresponden a rocas pardo-rojizas, gris-verdosas, grises claras o rosadas, de textura porfírica que, frecuentemente, presentan megafenocristales de cuarzo redondeados (ojos de cuarzo) y composiciones graníticas o graníticas de feldespato alcalino.

Los pórfidos graníticos corresponden, petrográficamente, a rocas de textura porfídica, con 25-45% de fenocristales, en una masa fundamental granular o aplítica. Están compuestos por feldespato alcalino (33-51%), en cristales anhedrales y subhedrales; cuarzo (26-38%), en cristales idiomorfos, algunos con embahiamiento; plagioclasa (13-33%), parcialmente sericitizada (An₂₈ y An₃₆) y escasa biotita y anfíbola (0-6%), parcial o totalmente reemplazada por óxidos de hierro. Como minerales de alteración hay sericita, epidota y, ocasionalmente, calcita y pumpellita (MONTECINOS, 1976).

El pórfido granítico de feldespato alcalino aflora en el extremo norte de la sierra Agua Dulce. Está fundamentalmente constituido por cuarzo y feldespato alcalino y escasa plagioclasa sódica (An₂₀-An₂₈).

Estas rocas intruyen a las formaciones Peine (Paleozoico superior-Triásico) y Agua Dulce (Triásico-Jurásico Inferior), a las sedimentitas marinas, jurásicas, del Grupo Caracoles, a la Formación Purilactis (Jurásico-Cretácico) y a rocas plutónicas, paleozoicas y cretácicas. Están, a su vez, parcialmente cubiertas por conglomerados de la Formación Tambores (Oligoceno-Mioceno) y por la Ignimbrita Tucúcaro (Plioceno).

En base a estos antecedentes, los pórfidos graníticos pueden asignarse al rango comprendido entre el Cretácico y el Oligo-Mioceno.

CECIONI (1975), FELLEBERG (1975), JENSEN Y QUINZIO (1976), FRUTOS *et al.* (1975), MONTAÑO (1976) Y MARINOVIC (1978) asignaron, tentativamente, estas rocas al Terciario, correlacionándolas, en base a similitud petrográfica, con rocas terciarias de áreas vecinas (CHONG, 1972; FRUTOS Y OYARZUN,

1974 in CECIONI, 1975). En Sierra del Medio, en el sector occidental de la Hoja Ollagüe, RAMIREZ Y HUETE (1981) describieron pórfidos riolíticos, que intruyen a rocas sedimentarias del Cretácico Superior-Paleoceno y dacitas porfídicas, de edad radiométrica, K-Ar, $25,3 \pm 0,5$, m.a. (Mioceno Inferior), los que serían correlacionables con los pórfidos graníticos de la Hoja Toconao.

En el Cuadrángulo Sierra Mariposas, algunos de estos cuerpos están asociados a zonas de alteración hidrotermal, con pequeñas cantidades de molibdeno y sulfuros de hierro y cobre (CECIONI, 1975). En los cerros Jaspeado y Agua Dulce también presentan zonas de alteración hidrotermal, con una asociación de minerales característicos de un pórfido cuprífero (CHIANG, 1978), con leves anomalías positivas de cobre y molibdeno.

El pórfido del cerro La Deseada corresponde a uno de los intrusivos, a los cuales está asociada la mineralización argentífera del Distrito de Caracoles (MONTAÑO, 1976).

Pórfido Granodiorítico de Camar Tgd

En la Cordillera de los Andes, al norte del pueblo de Cámar, en los cerros de Allana y Opla, aflora un grupo de rocas porfídicas, de color rojizo, que cubre una superficie total de 6 km². Afloramientos pequeños de rocas similares se reconocieron en las nacientes de la quebrada Talabre y en los cerros de Cuyugas.

Corresponden a rocas porfídicas, de colores rosado y pardo-rojizo, con megafenocristales de cuarzo y plagioclasa. Al microscopio, corresponde a un pórfido granodiorítico, holocristalino, de textura porfídica, con grandes fenocristales de plagioclasa seritizada y fuertemente argilizada, clinopiroxeno escaso, cloritizado y epidotizado, y ocasionales cristales de cuarzo, con bordes angulosos, y de biotita, totalmente cloritizada. La masa fundamental está formada por un agregado de cuarzo y feldespato, con textura simplectítica, localmente gráfica, y con abundante clorita intersticial. Como minerales accesorios hay cristales cúbicos de opacos y subhedrales de esfeno; como minerales de alteración se reconocieron sericita, clorita, epidota, prehnita y arcillas.

Estos pórfidos granodioríticos intruyen a la Formación Cas, asignada al Permo-Triásico y están cubiertos por los Estratos de Quepe, asignados, tentativamente al Terciario, y por la Ignimbrita Patao del Plioceno. Estos antecedentes permiten asignar, estas rocas, en forma tentativa al rango comprendido entre el Permo-Triásico y el Plioceno, asignación parcialmente coincidente con la de MORAGA *et al.* (1974) quienes, en base a correlaciones litológicas, asignaron el "pórfido dacítico" de Cerros de Cámar al Terciario medio.

Diorita del Cordón de Lila Td

En el extremo sur del cordón de Lila, afloran numerosos stocks y diques de composición diorítica, de grano grueso y color

gris oscuro. Cubren una superficie de aproximadamente 8 km², con su mejor exposición en los cerros Pingo-Pingo y Tambillo.

Uno de los afloramientos principales y varios menores tienen formas alargadas, posiblemente debidas a un fuerte control estructural de su emplazamiento, según fracturas de dirección norte-sur.

Corresponden a dioritas leucocráticas y mesocráticas, de textura holocristalina, inequigranular, constituida por grandes cristales de plagioclasa, euhedral y subhedral, fresca o incipientemente sericitizada; escasa ortoclasa (< 5%), con macla de Carlsbad y levemente sericitizada; hornblenda verde, con grandes cristales, alterada a clorita, actinolita y epidota (pistacita) en el cerro Tambillo, y fresca en el cerro Pingo-Pingo.

Intruyen al granito del Paleozoico inferior y a la tonalita del Paleozoico indiferenciado y están, a su vez, cubiertos, en discordancia de erosión, por la Ignimbrita Tucúcaro del Plioceno. Por lo tanto, su edad estaría comprendida en un rango amplio entre el Paleozoico y el Terciario superior.

CUERPOS SUBVOLCANICOS MIO-PLIOCENICOS DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES

En la Cordillera de los Andes de la Hoja Toconao, afloran varios cuerpos subvolcánicos, de textura porfídica y composiciones que van desde riolitas a andesitas, cuya edad está comprendida entre el Mioceno Superior y el Plioceno. Estos cuerpos originan cerros de perfil relativamente plano y sección basal, en general, alargada, y cubren una superficie de 90 km².

Dentro de esta unidad se reconocieron, en base a su petrografía, cuatro tipos mayores de pórfidos: riolíticos, dacíticos, andesíticos, de biotita y hornblenda, y andesíticos de piroxeno y/u hornblenda. Estos se distribuyen, principalmente, al norte del cordón de Puntas Negras, en dos franjas de dirección norte-sur. La más extensa de estas dos franjas (40 km de largo) incluye pórfidos andesíticos y dacíticos, entre los cerros Rayado y Corona, y coincide con el eje de algunos de los principales estrato-volcanes del área (Alítar, Láscar y Lejía). La otra franja, ubicada hacia el este de la anterior, en el borde oriental del salar de Aguas Calientes Central, está constituida sólo por pórfidos riolíticos. También se reconocieron pórfidos de composición andesítica en afloramientos aislados. A continuación, en el Cuadro 6, se describen las características principales de estos cuerpos, respecto a sus zonas de afloramiento, superficie y petrografía macroscópica y microscópica.

Los pórfidos anteriormente descritos están cubiertos, en discordancia de erosión, por las Ignimbritas Atana, Cajón y Tuyajto, asignadas en el presente trabajo al Plioceno, Pleistoceno y Cuaternario, respectivamente. Además, subyacen a lavas de los estrato-volcanes II, III y IV (Plioceno-Holoceno). A su vez, parecen intruir

CUADRO 6: CUERPOS SUBVOLCÁNICOS DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES

LITOTIPIA	LOCALIDADES Y SUPERFICIE AFLORAMENTADA	DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	OBSERVACIONES
Pórfidos riolíticos. (MPR)	Cerro Charrasca, Chivato Muerto y Arenoso. 6 km ²	Pórfidos grises rosados, con escasos megafenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbola.	Cuarzo fracturado y con vacuolas; plagioclasa zonada y fracturada; biotita pardo-marillenta, en cristales doblados, ocasionalmente con bordes corroídos, reemplazados por minerales opacos; escasos hornblenda pardo-verdosa, algunas platinizadas y otras producto de utilitización de piroxenos. Masa fundamental vítrea o microfelsítica, incolora, localmente esferulítica, parda, con ocasionales amígdalas de montmarillanita. Accesorios: opacos, esfeno, zircón, apatito y allanrita.	El cerro Charrasca presenta superficie motecada, producto de alteración hidrotermal e intenso fracturamiento. En el cerro Chivato Muerto hay abundantes vetas de sílice coloidal y en el cerro Arenoso, vetillas de pirita oxidada y alteración solfataria.
Pórfidos dacíticos. (MPD)	Cerro de Sáltar. 16 km ²	Rocas grises, porfídicas, con megafenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita.	Fenocristales (15-25%) de plagioclasa eudoradial, fracturada y, frecuentemente, con inclusiones de mesotaxis oscura; cuarzo redondeado y/o con embalamiento; biotita pardo-verdosa; hornblenda parda o verde, con bordes opacifijos; ocasionalmente, clinopiroxeno pequeño. Masa fundamental plitotaxítica o hitofelsítica, con escasos cristales de plagioclasa, hornblenda y minerales opacos en una masa vítrea o criptofelsítica, incolora o rosácea.	Cuerpo alargado en dirección norte-sur, con importante zona de alteración en el extremo norte.
Pórfidos andesíticos de hornblenda y biotita. (MPAs)	Cerro Corona y cerros menores, cercanos. 20 km ²	Rocas rosadas o grisverdosas, porfídicas, con proporciones variables de megafenocristales (2-6 mm) de plagioclasa, biotita, anfíbola y escaso cuarzo.	Fenocristales (10-15%) de plagioclasa fracturada, zonada, algunas con inclusiones vítreas y/o redondeadas; escaso cuarzo (<1%), levemente embahlado; biotita roja, con bordes e inclusiones aciculares de minerales opacos; oxihornblenda cubedral, de bordes opacifijos; escaso piroxeno, bitilitizado. Masa fundamental pardo-grisácea, de textura interterrenal, ocasionalmente, fluida, con microlitos de plagioclasa, gránulos de piroxeno o agujas de oxihornblenda, masa criptofelsítica, intersticial, y pequeños minerales opacos diseminados.	En la cumbre presenta un cuerpo hipabisal, más resistente a la erosión, a cuyo aspecto de corona debe su nombre el cerro Corona.
Pórfidos andesíticos de hornblenda y piroxeno. (MPAs)	Cerro Hónar, Rayado, Gigantes Oeste y Peinado. 28 km ²	Rocas rosadas, porfídicas, con fenocristales de tamaño medio (0,5-1,5 mm) de plagioclasa, piroxeno y anfíbola, en proporciones variables.	Fenocristales de plagioclasa en grupos de 2 ó 3 cristales, subrediales y zonados; clinopiroxeno (augita) verde claro o incoloro, aislado o en grupos; ortopiroxeno (hipersteno) picocristalino y escaso; hornblenda parda, de gruesos bordes opacifijos o totalmente reemplazada por minerales opacos. Masa fundamental plitotaxítica o hitofelsítica, con microlitos de plagioclasa, gránulos de opacos y piroxeno y vidrios criptofelsita intersticial.	El cerro Peinado es el único cuerpo subvolcánico que aflora al sur del cordón Pantas Negras. La proporción de ferromagnesianos es distinta en cada cuerpo de esta unidad: en el cerro Peinado, predomina la hornblenda; en el cordón Hónar, hornblenda oxidada y piroxeno; en el cerro Rayado, piroxeno con biotita, hornblenda y cristales aislados de cuarzo redondeado y silicio alterado zidíngica.

a los estrato-volcanes I, del Mioceno Superior, por lo cual, la edad de estos pórfidos estaría comprendida entre el Mioceno Superior y el Plioceno (7,5 y 4,0 m.a., aproximadamente, ver Tabla 1).

Se realizaron dos determinaciones radiométricas, K-Ar en biotita, de rocas de esta unidad. Para el pórfido dacítico de Salta, se obtuvo una edad de $5,2 \pm 0,8$ m.a. (To-79; Tabla 1) y para el pórfido riolítico del cerro Chivato Muerto, una edad de $4,8 \pm 0,2$ m.a. (To-183; Tabla 1). Estos valores concuerdan con el rango de edad estimado por las relaciones de contacto, razón por la cual se asignan los pórfidos de la Cordillera de los Andes al límite Mioceno-Plioceno.

ESTRUCTURA

Los elementos estructurales de la Hoja Toconao son similares a los de otras regiones de las cordilleras de Domeyko y de los Andes del Norte Grande; la cordillera de Domeyko constituye el elemento estructural mayor y limita, por el oeste, a una zona de cuencas endorreicas (Llano de la Paciencia, Salar de Atacama), al oriente de las cuales se desarrolla otra barrera de montañas: la Cordillera de los Andes *sensu stricto*, dominada por los conos de los estrato-volcanes y los plateaux ignimbríticos.

El núcleo de la cordillera de Domeyko está constituido, principalmente, por rocas plutónicas y, aparentemente, está limitada por fallas inversas de magnitud regional y manteo al oeste, en su flanco oriental. Bordeando el núcleo plutónico de la cordillera de Domeyko se encuentran, al oeste, rocas marinas, jurásicas, del Grupo Caracoles y al este, una franja continua de rocas de la Formación Purilactis, (Jurásico Superior-Cretácico), deformadas en pliegues complejos, algunos de los cuales guardan estrecha relación con el fallamiento inverso.

La enorme cobertura de depósitos no consolidados interrumpe, sin embargo, la continuidad de los afloramientos y estructuras de la cordillera de Domeyko, siendo muy difícil reconocer, regionalmente, las trazas de las fallas mayores.

La cuenca del salar de Atacama, al este de la cordillera de Domeyko, no es una zona estructuralmente homogénea; en la parte nordeste se encuentra la cordillera de la Sal, donde afloran las capas salinas de las formaciones San Pedro y El Campamento, deformadas en una serie de pliegues en "échelon", que definen un estilo estructural muy típico y característico.

Al sur del salar de Atacama, el cordón de Lila ocupa una posición central dentro de la cuenca y corresponde, probablemente, a otro dominio estructural, limitado por fallas similares a las de la cordillera de Domeyko.

En la Precordillera, Cordillera de los Andes y, especialmente, en la zona de Tilocálar, y cubiertas por los productos del volcanis-

mo cenozoico superior, se observan importantes lineamientos y fotolineamientos que, en partes, están asociados a fallas relativamente jóvenes (Graben Tilocálar).

Con el objeto de efectuar el análisis estructural, se ha dividido el área estudiada en siete zonas o dominios estructurales que, en parte, coinciden con los "dominios" estratigráficos.

- Vertiente occidental de la cordillera de Domeyko.
- Vertiente oriental de la cordillera de Domeyko.
- Sector meridional de la cordillera de la Sal.
- Cordón de Lila.
- Graben de Tilocálar.
- Precordillera.
- Cordillera de los Andes.

Vertiente Occidental de la Cordillera de Domeyko

La vertiente occidental de la cordillera de Domeyko constituye un paisaje típicamente desértico, en el que se desarrollan abundantes bajadas entre las que sobresalen algunas serranías aisladas; en éstas los afloramientos, por lo general, no están bien expuestos. A partir de estos rasgos geomorfológicos, se puede inferir que estas serranías corresponden a bloques limitados por fallas, de naturaleza desconocida, orientadas, de preferencia en sentido nortesur, generalmente cubiertas por depósitos aterrizados, aluviales y coluviales.

Al interior de estos bloques, en las zonas donde es posible observar la estructura de las capas, se ha reconocido la presencia de un sinclinal afectando a los estratos del Grupo Caracoles, mientras que, en los sectores donde afloran los Estratos El Bordo y la Formación Agua Dulce, éstos se presentan, generalmente, con manteos moderados (0° - 30°).

Las principales fallas, de las cuales se tienen antecedentes en este sector, son las siguientes:

- Falla de la Quebrada Soledad (MONTAÑO, 1976): es una falla normal de rumbo $N10^{\circ}E$, manteo vertical y 10 km de extensión, que se presenta en la quebrada homónima, al oeste del cerro Paso Alto. El bloque occidental, compuesto por rocas sedimentarias, marinas, jurásicas, y volcánicas triásico superior-jurásicas, desciende respecto del bloque oriental de granitoides paleozoicos. La traza de esta falla coincide con el curso de la quebrada Soledad en la cual puede observarse algunas vetas de calcita.
- Falla del Cerro Paso Alto (MONTAÑO 1976): se ubica en la ladera oriental del cerro Paso Alto. Es una falla de rumbo N-S, manteo vertical y se extiende por unos 10 km dentro del área estudiada; separa un bloque occidental, elevado, de granitoides paleozoicos, de un bloque oriental, en que afloran rocas calcáreas de la Formación Torcazas y rocas volcánicas de la Formación Agua Dulce. Esta falla no está expuesta en superficie, pero hay evidencias morfológicas de su existencia en el bloque occidental (facetas triangulares y escarpes de línea de falla).
- Falla Los Morros Oeste (FELLENBERG, 1975): ubicada al oeste del cerro Terror y al este del salar de Los Morros. Se extiende por unos 25 km

en dirección aproximada norte-sur y presenta un salto en la vertical, mayor que 200 m; esta falla limita la cuenca del salar de Los Morros. La falla Los Morros Este (FELLENBERG, 1975) es paralela a ésta, se encuentra unos 5 km al este y no está bien expuesta; en conjunto, estas fallas originan un pilar tectónico norte-sur, en el cordón del cerro Terror.

Fallas de la Sierra Mariposas: en el sector suroeste de la Hoja Toconao, existe un sistema de fallas de rumbo NNE y N-S, las cuales limitan un bloque elevado, correspondiente a la sierra Mariposas. De este sistema no existen mayores antecedentes; consiste, presumiblemente, en un conjunto de fallas normales, escalonadas, que afectan principalmente a la Granodiorita Mariposas y a las rocas intrusivas terciarias. FELLENBERG (1975) denominó Falla Sierra Mariposas Oeste a la que se extiende al norte del Salar Mariposas y limita, por el oeste, al cordón del cerro Jaspeado, y Falla Sierra Mariposas Este a la que limita, por el este, el cordón del cerro Negro y el cordón del cerro Pintado y confluyen en la quebrada Mariposas.

Algunos otros lineamientos, no necesariamente asociados a fallas, se distinguen al este de la sierra Agua Dulce y Cerro Mariposas I y al este del cordón del cerro Jaspeado. Un lineamiento notable se presenta en el sector de la quebrada Escondida; éste se inicia en San Pedro de Atacama y se extiende con rumbo aproximado N40°E hasta el cerro Catorce de Febrero, donde se presenta un sistema de fallas conjugadas de rumbo NW; se desconoce el origen y características de terreno de este lineamiento (Fig. 4).

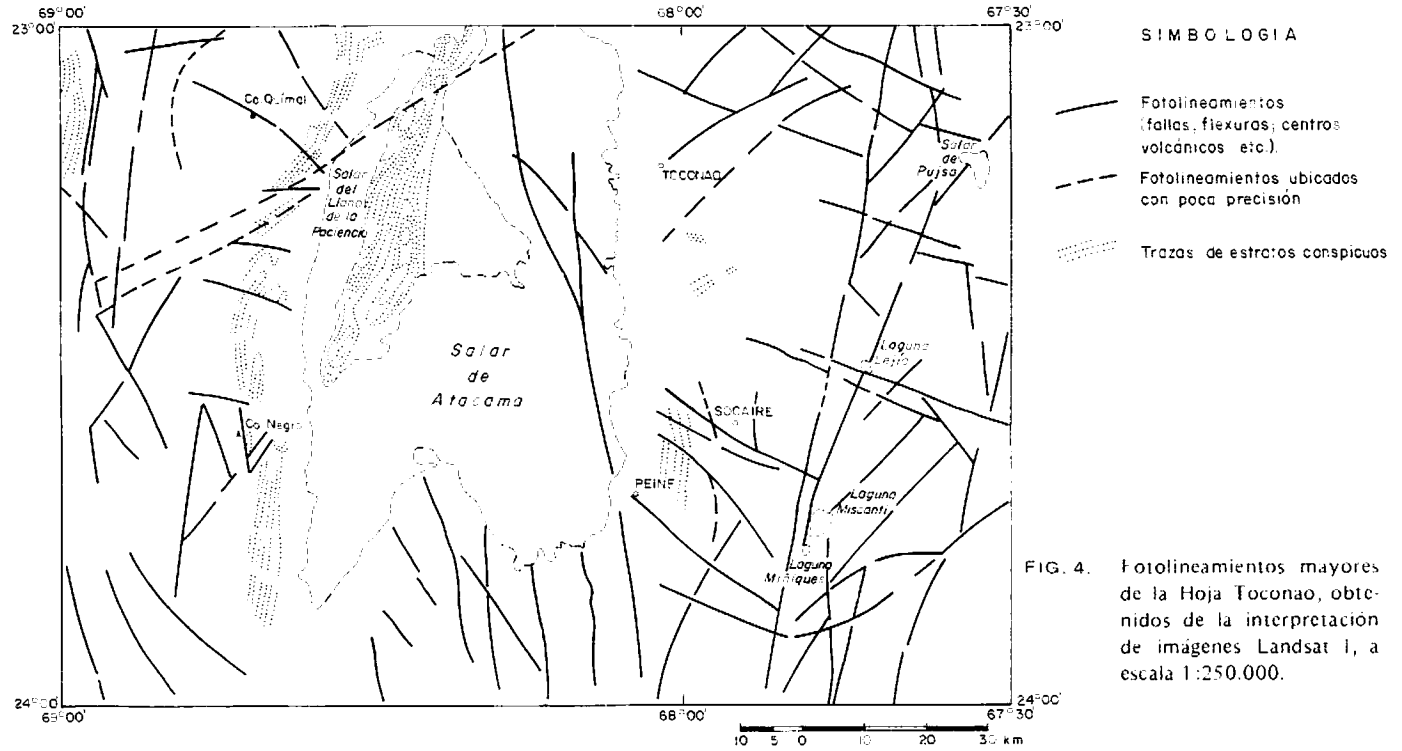
El sinclinal de Caracoles (MONTAÑO, 1976) corresponde a un sinclinal concéntrico, ubicado al oeste de Cerros de Caracoles, que afecta a rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Agua Dulce y al Jurásico marino de Caracoles. Consiste en un pliegue suave, cuyos flancos mantean menos de 30°, tanto al este como al oeste, con el eje orientado aproximadamente norte-sur. La longitud de onda es de 9 km, en la parte norte, y el núcleo lo constituyen calizas de la Formación Honda. Este pliegue se produjo con anterioridad a la depositación de la Formación Cinchado, que lo cubre, discordantemente.

Vertiente Oriental de la Cordillera de Domeyko

La vertiente oriental de la cordillera de Domeyko presenta un paisaje de "bad lands", con quebradas de rumbo aproximado E-W, que cortan las estructuras principales, de rumbo aproximado N-S, situación que permite realizar mejores observaciones estructurales.

En este dominio existen dos fallas inversas, que se observan en la cumbre de la cordillera de Domeyko, y desplazan granitoides cretácicos y rocas pre-jurásicas sobre la Formación Purilactis; éstas corresponden a las fallas de El Bordo y del cerro Negro.

- **Falla El Bordo:** corresponde a una falla inversa, de rumbo NE, expuesta unos 10 km al este del cerro Químal. El bloque occidental, constituido por rocas volcánicas de la Formación Agua Dulce, asciende sobre el bloque oriental, constituido por rocas de la Formación Purilactis. La corrida de esta falla es de 11 km y su traza es sinuosa, debido a que el plano de falla mantea 30° al oeste.
- **Falla del Cerro Negro:** corresponde a una falla inversa, expuesta 0,5 km al este de la cumbre del cerro Negro; tiene 9 km de longitud y su plano mantea suavemente al oeste. Esta falla pone en contacto tectónico un bloque



occidental de rocas volcánicas de la Formación Agua Dulce y granitoides que la intruyen, sobre un bloque oriental, constituido por rocas sedimentarias, clásticas, de la Formación Purilactis, en las cuales se desarrollan pliegues de arrastre. Una situación similar se observa en el cerro Pintado, 13 km más al sur.

La falla de Sierra de la Escalera afecta sólo a la Formación Purilactis, en tanto que la falla del cerro Cerrillos desplaza a la Formación Purilactis sobre la Formación Tambores, de manera similar a las fallas ya descritas.

--- **Falla de Sierra de la Escalera:** se extiende desde la sierra de la Escalera hasta unos 7 km al sur de la quebrada El Salto, el rumbo varía de N10°E, en la parte norte, a NE, en la parte sur. El bloque oriental, constituido por rocas de la Formación Purilactis, asciende respecto del occidental, formado por rocas sedimentarias y volcánicas de las formaciones Purilactis y Cinchado; el manteo del plano de falla varía entre 40° y 50° al este. Al oeste de esta falla se pueden observar numerosas vetillas de yeso, espaciadas 30-50 cm, en una zona de hasta 1 km de extensión.

Falla del Cerro Cerrillos: es una falla inversa, que trunca los afloramientos de la Formación Purilactis, en la ladera oriental del cordón del cerro Cerrillos, y los pone en contacto con gravas y arenas mal consolidadas de la Formación Tambores y con los depósitos aterrazados. Esta falla puede ser observada a lo largo de 42 km, dentro del área estudiada, y se extiende al sur de ella; el salto visible es de unos 80 m y el salto total se estima en unos 300 m. La mala estratificación y poca cohesión de las gravas no permiten observar, claramente, la actitud del plano de falla, pero a juzgar por la intensa erosión retrógrada asociada a ella y por el combamiento de las gravas, que se observan en algunas quebradas este-oeste, se trataría de una falla inversa de alto ángulo, cuyo bloque occidental sube sobre el oriental; esta falla correspondería al mismo sistema de la falla del cerro Negro.

En los afloramientos de la Formación Purilactis, expuestos en la vertiente oriental de la cordillera de Domeyko, se pueden observar numerosos anticlinales y sinclinales, algunos de ellos asociados a las fallas inversas, cuyas características geométricas dependen de las rocas a las que afectan. Es así como los pliegues en los conglomerados son, en general, amplios y no siempre reconocibles, mientras que, donde predominan las areniscas, se observan grupos de pliegues apretados y de geometría compleja.

En el cerro Totola se observa un sinclinal de 6 km de longitud, cuyo plano axial está moderadamente inclinado hacia el este; el flanco occidental manta 30° al este y el flanco oriental 80° al oeste.

En el cerro Oscuro, afloran conglomerados y areniscas en un anticlinal abierto, de 4 km de longitud, de eje curvado hacia el noreste, cuyos flancos manta desde 70° al oeste hasta 60° al este, disponiéndose las capas en forma vertical, cerca del plano axial.

Hacia el sur, en el cerro Pichungo, se expone un sinclinal idéntico, de 15 km de longitud, de eje sinusoidal, aproximadamente N-S, cuyo flanco oriental manta 30° hacia el oeste y en cuyo flanco occidental, los estratos superiores manta hasta 70° hacia el este.

Inmediatamente al sur del sinclinal del cerro Pichungo, en un sector donde afloran principalmente areniscas, se hallan expuestos numerosos pliegues "chevron", cuyos ejes, en general buzantes, tienen rumbo predominante N-S. En la porción occidental de estos afloramientos, en un sector en que las areniscas presentan delgados niveles de yeso, se observa un pequeño anticlinal

simétrico, levemente volcado, de 1,5 km de longitud, de eje buzante fuertemente hacia el sur y plano axial inclinado hacia el este, cuyos flancos mantean subparalelos 60-80° (Foto 10). Inmediatamente al este, se hallan expuestos dos anticlinales de ejes buzantes al sur y un sinclinal de 150 m de longitud de onda, cuyos flancos están constituidos por estratos subverticales. Más hacia el este, donde afloran areniscas gruesas, con niveles conglomerádicos, se observan abundantes pliegues abiertos, de ejes N-S, fuertemente buzantes, algunos de ellos cercanos a la vertical. La longitud de onda de estos pliegues varía de 50-80 m, con longitudes inferiores a 1 km.

Hacia el sur, en el cerro Puntigudo hay expuesto un sinclinal suave de eje N-S, de aproximadamente 3 km de longitud, cuyos flancos mantean 20-30°, y pliegues de arrastre menores, asociados a la falla inversa del cerro Negro.

Sector Meridional de la Cordillera de la Sal

En la cordillera de la Sal, existe un complejo sistema de anticlinales y sinclinales, dispuestos en "échelon", de rumbo N-S, que afectan a la Formación San Pedro. Los anticlinales, generalmente, corresponden a zonas topográficas elevadas y los sinclinales a depresiones.

El anticlinal del cerro Catedral es el pliegue más importante en la cordillera de la Sal; presenta un plano axial inclinado al oeste, eje sinusoidal, de rumbo aproximado NE, 15 km de longitud y un ancho promedio de 4,5 km. El flanco oriental de este pliegue presenta inclinaciones de 40° al oeste. Al noreste del cerro Catedral, se ubica un anticlinal simétrico, con eje N-S que, hacia el sur, grada a NE y que se extiende por más de 20 km, presentando, a lo largo de la zona axial, tres cúpulas o "domos", sus flancos mantean 30-40° y su ancho es cercano a los 5 km.

En el borde occidental de la cordillera de la Sal, desde 10 km al suroeste del paso Domingo Ramos hasta 5 km al norte del cerro Catedral, se desarrollan cuatro anticlinales idénticos, dispuestos en "échelon", con planos axiales inclinados al oeste y ejes de rumbo variable N-S a NNE. Estos pliegues alcanzan 5-9 km de longitud y, en ellos, el flanco oriental presenta manteos variables al este entre 70° y 40° y el flanco occidental expone manteos verticales de 70° al este.

Inmediatamente al norte del área de estudio, también en la cordillera de la Sal, DINGMAN (1962) describió la presencia de domos salinos, como parte del plegamiento de la cordillera de la Sal, cuyo origen atribuyó a un "deslizamiento gravitacional" de las capas de la Formación San Pedro, en dirección hacia el centro de la "cuenca" en la cual se habría depositado dicha formación. DINGMAN (*op. cit.*) excluyó un origen diapírico para esas estructuras, debido a que, en ellas, se ha conservado el paralelismo de la estratificación entre las capas de sal y los estratos clásticos, a la ausencia de fragmentos de rocas más antiguas dentro de las capas de sal y a que este tipo de estructuras no aparece a escala regional.

Cordón de Lila

El cordón de Lila, al sur del Salar de Atacama, es un bloque elevado, donde afloran, principalmente, rocas paleozoicas y triásicas,

que estarían, al parecer, limitados por fallas paralelas en sus flancos occidental y oriental. Sin embargo, estas fallas no se observan directamente debido a la cubierta de depósitos no consolidados, ignorándose, de esta manera, su naturaleza.

El rasgo estructural más importante de este dominio es una gran falla inversa que, con rumbo N-S y manteo cercano a los 45° hacia el oeste, separa dos bloques dentro del cordón de Lila. El bloque occidental, constituido por granitoides paleozoicos, rocas de las formaciones Lila, Peine y Estratos de Cerros Negros, cabalga hacia el este, sobre un bloque oriental constituido por granitoides del Paleozoico inferior y rocas sedimentarias, marinas y continentales, asignadas a las formaciones Lila y San Pedro, respectivamente; esta última relación implicaría una edad máxima miocena media para esta falla inversa. Además de esta falla y otras menores, asociadas, el cordón de Lila está afectado por un sistema de fallas normales que, con rumbo NNE, cortan inclusive a la Ignimbrita Tucúcaro, alcanzando corridas máximas cercanas a los 12 km.

Graben de Tilocálar

En el sector de Lomas de Tilocálar, al sur de Tilomonte, se expone un sistema de fallas normales, subverticales, de rumbo general N-S y unos 20 km de extensión, en el área estudiada, que limitan un graben de dirección norte-sur.

Este elemento morfoestructural está limitado al este por dos fallas normales, con fuerte manteo al oeste y salto vertical aproximado de 200 m, y al oeste por varias fallas normales, con fuerte manteo al este y saltos variables entre 30 y 100 m. Los bloques limitados por estas fallas, en la parte occidental del graben, se muestran basculados hacia el oeste. El desplazamiento vertical, total, entre el fondo del graben y las superficies externas sin fallamiento, es del orden de 400 m.

Estas fallas afectan a la Formación Tambores y a la Ignimbrita Tucúcaro, que la cubre en discordancia angular.

Precordillera de los Andes

En el cordón de cerros que se extiende al oriente de Peine, se han encontrado fallas inversas que afectan a las unidades aflorantes en los cerros islas de la Precordillera y cortan, localmente, a la Ignimbrita Patao.

Las estructuras principales de este tipo son las siguientes:

- Falla de Aguada Pinosa (RAMIREZ, 1978): se extiende al norte de esta aguada por unos 6 km; es una falla inversa, de rumbo NE y manteo al SE donde la Formación Cas ascendió, levemente, sobre los miembros Inferior y Medio de la Formación Peine.
- Falla del Cerro Carcaqui (RAMIREZ, 1978): ubicada en las nacientes de la quebrada Sicipo, unos 13 km al este de Peine. Es una falla inversa, de 6 km de longitud, rumbo N50°W y manteo 54° al este, que pone en contacto un bloque oriental, constituido por la Granodiorita Lánquir y Estratos de Quepe, sobre uno occidental de los Estratos de Quepe; esta falla es anterior a la deposición de la Ignimbrita Patao (Plioceno) y posterior a los Estratos de Quepe.

Falla de Talabre: al noreste del caserío de Talabre, se observa el escarpe erosionado de una falla de rumbo aproximado N-S y unos 10-15 m de desplazamiento vertical, con manteo al oeste, a juzgar por la curvatura de la traza de la falla. El bloque occidental, formado por las Ignimbritas Patao y Atapa, asciende sobre el bloque oriental, constituido por estas mismas unidades; presumiblemente, corresponde a una falla inversa.

Falla de la Quebrada Nacimiento (RAMIREZ, 1978): esta falla coincide con un lineamiento mayor, de carácter regional. En el sector donde puede ser observada, en el borde oeste de la laguna Miscanti y nacientes de la quebrada Nacimiento, es una falla inversa, que produce un pliegue de arrastre en los Estratos de Quepe y un combamiento de la Ignimbrita Patao. Posee un rumbo N-S, una corrida de unos 15 km y un salto estimado de 150 m. Esta estructura se reactivó con posterioridad a la depositación de la Ignimbrita Patao y está cubierta por coladas de lava de los volcanes Miñiques y Miscanti (Plio-Pleistoceno), que originan, junto con esta falla, las lagunas Miscanti y Miñiques.

En el sector de Peine-Socaire se observan, además, fotolineamientos muy marcados de rumbo WNW, que se extienden entre la falla de la quebrada Nacimiento y el borde del Salar de Atacama, desplazando los afloramientos de las unidades mesozoicas y terciarias. Al este y noreste de Toconao, existen lineamientos similares, de rumbo NE, que se distinguen sobre la Ignimbrita Cajón (Pleistoceno) (Fig. 4).

Cordillera de los Andes

La Cordillera de los Andes está constituida, predominantemente, por rocas volcánicas, cenozoicas, entre las que destacan las formas del plateau ignimbrítico y de los estrato-volcanes. Estas rocas, según se ha podido observar, cubren a unidades paleozoicas, mesozoicas y terciarias, plegadas, que afloran como cerros islas en la Precordillera (Chinchilla, Cuyugas, Cas, Peine, Lánquir, etc.), en las quebradas que la disecan (Hécar, Nacimiento, etc.) y en la Cordillera de los Andes, al este del límite de la Hoja Toconao (Poquis, Quisquiro, Aguada de la Perdiz, Siglia). En este sector se observan numerosos fotolineamientos (Fig. 4) que, probablemente, representan estructuras mayores en el Zócalo y que podrían ejercer algún control en el volcanismo, tanto en su emplazamiento como en su distribución.

El fotolineamiento de mayor importancia es aquél relacionado con la falla de la quebrada Nacimiento; corresponde al lineamiento principal de rumbo N80° E de aproximadamente 120 km de extensión, dentro de la Hoja Toconao, que continúa al norte de la misma. Adyacente a este elemento y, en parte, coincidiendo con él, se encuentran numerosos centros volcánicos. A partir de este lineamiento se extienden algunos menores, de rumbo NE, que se distinguen entre las estructuras volcánicas, principales. Ambos grupos de lineamientos son cortados por un conjunto de similar extensión, de rumbo N70° W, que coincide, en forma aproximada, con el eje mayor del cordón volcánico de Puntas Negras.

La mayor concentración de fotolineamientos, en este sector, coincide con la presencia de un volcanismo intenso, desde el Mio-

ceno Superior, y sugiere una relación directa entre fenómenos tectónicos y posterior extrusión de lavas e ignimbritas.

CRONOLOGIA ESTRUCTURAL

Debido a la mala calidad de los afloramientos, la relación estructural entre la mayor parte de las unidades debe ser inferida indirectamente. A pesar de ello, en la zona, se pueden reconocer cinco etapas o fases de deformación que, actuando en forma sucesiva, originaron los rasgos estructurales, regionales. La ubicación cronológica de ellas es sólo aproximada, debido a la carencia de antecedentes seguros sobre la edad de las unidades.

En el sector de El Bordo, los Estratos El Bordo cubren, en discordancia angular, a rocas volcánicas, asignadas a la Formación Agua Dulce. A los Estratos El Bordo se les ha asignado una edad paleozoica superior-triásica, en tanto que a la Formación Agua Dulce se le ha asignado una edad triásico-jurásica inferior pues infrayace, concordantemente, al Grupo Caracoles (Bajociano-Kimmeridgiano). Según estos antecedentes, la primera etapa de deformación documentada en el área se habría producido, probablemente, en el Triásico.

La segunda fase de deformación estaría indicada por la presencia de abundantes rodados con fósiles del Grupo Caracoles, en los conglomerados de la Formación Purilactis. Este antecedente permite suponer que, luego de la depositación de las capas marinas, se produjo un alzamiento y/o deformación, con la consecuente erosión, que aportó material clástico a la Formación Purilactis (Jurásico Superior-Cretácico).

La Formación Purilactis fue plegada, originalmente, antes del Eoceno ya que subyace, en discordancia angular, a la Formación Cinchado del Eoceno.

Aproximadamente en el límite Eoceno-Oligoceno se habría producido una nueva fase tectónica (MAKSAEV, 1979), configurando un relieve, en parte, coincidente con el relieve actual. Esto dio comienzo a un proceso erosivo, cuyos depósitos clásticos, gruesos, corresponden a la Formación Tambores (Oligoceno-Mioceno Medio), en tanto que la Formación San Pedro (Oligoceno-Mioceno Medio) se depositaba en cuencas intramontañosas. En general, esta fase habría dado origen a los rasgos geomorfológicos, principales: Cordillera de Domeyko, Cuenca Cordillera de la Sal-Salar de Atacama, Cordón de Lila, Precordillera, Altiplano. Como se ha expresado anteriormente, estas unidades estructurales estarían limitadas por fallas regionales.

El plegamiento de la Formación San Pedro, que originó la cordillera de la Sal, probablemente, sucedió con la reactivación de las fallas inversas de la vertiente oriental de la cordillera de Domeyko. En este sector, dichas estructuras afectan hasta a las formaciones San Pedro y Tambores (Oligoceno-Mioceno Medio), lo que indica

una etapa de deformación en el Mioceno Superior, ya que no están afectados los depósitos aterrazados ni las formaciones Vilama y El Campamento (Mioceno Superior-Cuaternario).

Esta fase habría reactivado, también, la falla principal del cordón de Lila, la falla Nacimiento y el lineamiento Miscanti, y las fallas inversas, cubiertas por la Ignimbrita Patao (Plioceno); esta última relación puede ser observada en el cordón Mal Paso, al sur de Socaire. Estas fallas han permanecido activas y se ha comprobado que afectan a la Ignimbrita Patao.

Las estructuras más modernas corresponden a las fallas del "graben" de Tilocálar, que afectan a la Ignimbrita Tucúcaro (Plioceno) y que podrían haber sido originadas por un evento de fallamiento normal, ocurrido cerca del límite Plioceno-Pleistoceno (RAMÍREZ, 1979), que habrían marcado los bordes actuales del Salar de Atacama.

GEOLOGIA ECONOMICA

En la Hoja Toconao, hay yacimientos metálicos, vetiformes, de plata y de cobre, y cuerpos con mineralización maciza de hierro. Gran parte de esta mineralización aparece asociada a las rocas encajadoras, principalmente, volcánicas y sedimentarias.

Los recursos no metálicos corresponden a depósitos de sales de litio y de potasio, de gran importancia económica en el Salar de Atacama, y calizas, yesos, mármol-ónix, azufre y piedra de construcción de menor importancia.

Como recursos potenciales, se pueden mencionar zonas de alteración hidrotermal en la cordillera de Domeyko y en la Cordillera de los Andes.

En el cuadro 7 se encuentran tabulados los principales datos referentes a los yacimientos metálicos, vetiformes, y en el cuadro 8 las características de las principales zonas de alteración de la Hoja Toconao. Se incluye, además, un muestreo geoquímico preliminar de las zonas de alteración asociadas a volcanes (Tabla 2).

Vetas de Cobre

Estas vetas son de corridas poco apreciables y poca potencia, están encajadas en rocas volcánicas de las formaciones Agua Dulce, Cas y Peine, y los minerales principales corresponden a oxidados de cobre y calcopirita. Son vetas sin importancia económica, debido a su pequeña magnitud y escasa distribución.

Vetas de Plata

La plata fue explotada, intensamente, en el distrito minero de Caracoles y en el sector de Lánquir. En Caracoles, la mineralización

CUADRO 7: YACIMIENTOS VETIFORMES DE LA HOJA TOCONAO

NOMBRE Y N.º EN VETA	UBICACION LATITUDONAL	TIPO DE YACIMIENTO Y ORIENTACION	DIMENSIONES	MINERALOGIA	TENES Y/O PRODUCCION	ROCA ENCAJADORA	UNIDAD LITOTIGRAFICA	REFERENCIAS
Caracoles, dos vetas principales Gris, Corrida d. I. Deseño (1) Grupo Desv. Brindosa (2) Vetas abisales al NE del Cerro Torcazas (3)	23°05' 68°59'	Vetas N10°W-N10°E, mantos 80-90% vetas subordenadas N60°E	3 km de extensión; 60 m de potencia promedio	Zona de oxidación (O-B) microplitarrita, pirargilita, bromargilita y cerusita. Zona de enfriamiento secundario (B-O-B) microargilita, pirargilita y cerusita. Zona potasica (I-O-200) microplitarrita, galena, blenda, artemonita, pirita y arsenopirita. También se ha identificado calcocitrilo, freibergita, esfenoverita, estefanita, pectolita, anarazulita, argirodita y androsita. Minerales de ganga: baritina, cuarzo, calcita, óxidos de hierro, anglesita, cerusita y amibonita.	255.000 t de 6.000 g/t de Ag. En 1968 se cubicaron 106.156 t de desechos con ley promedio de 580 g/t de Ag y 70.392 t de relaves con 155 g/t de Ag	Calcarenitas, calcilitas, dolitas, pirita, sulfuros, amonites y lambrillas	Formación Caracoles, Formación Torcazas, Formación Desv. Brindosa, Formación González, Formación granítica, terciario	Caneto, 1978
Calque (4)	23°01,2' 68°49,1'	Veta N18°E/45°W	400 m de corrida; 1,8 m de potencia	Crisocola, atacamita	2,25% Cu, 8,8 g/t Ag	Andesitas alteradas	Formación Agua Dulce	
El Bordo (5)	23° 2,3' 68°31,5'	Bolsenada irregular	Ocho rajas de 40-50 m de longitud y 20 m de altura	Oxidos de manganeso y magnética	65,21% Mn, 1,6% Fe	Concretos discordante entre rajas y brechas andesíticas	Estados El Bordo, Formación Agua Dulce	Ferr, en prep.
Escudilla (6)	23°21,3' 68°48,3'	Veta N30°E/52°W	Das mantos de 40 cm de potencia cada uno, distancias de 30 cm entre sí	Materiales amorfos, de color verde claro	0,98% Cu, 0,036% Co	Andesitas finas	Formación Punitas	
Queiro (7)	23°22,7' 67°51,6'	Veta N20°E/60°E		Crisocola, azurita y óxidos de manganeso	3,75% Cu, 80 g/t Ag, 0,2% Pb	Andesitas cercanas al contacto con granito	Formación Cas	
Silipo (8)	23°35,4' 67°59,3'	Veta N24°W/57°E	200 m de corrida; potencia variable entre 0,4 y 0,6 m	Atacamita, crisocola, malachita y calcocitrilo; ganga de cuarzo, calcita y baritina	4,88% de Cu, 180 g/t Ag, 0,17% de Pb	Andesitas y talitas	Formación Peine, Miembro Madin	
Chénar Norte (9)	23°39,6' 67°59,9'	Veta N15°E/70°E	15 m de corrida; 1 m de potencia	Malachita, crisocola, atacamita, chalcocitrilo; ganga de yeso	2,88% y 4,66% de Cu, 0,015% y 0,044% de Pb	Dolitas	Formación Cas	
Chénar Sur (10)	23°40,2' 67°59,9'	Veta N 5°/67°E	100 m de corrida; 1,40 m de potencia	Malachita, crisocola, azurita y chalcocitrilo	2,37% Cu, 115 g/t Ag, y 4,82% de Pb	Dolitas	Formación Cas	
Línquir (11)	23°42' 67°59'	Vetas en un área de 1,5 km ² , rumbo N15°W-NSROPW, mantos 90-60°E	Corridos variables hasta 60 m; extendiéndose entre 10 y 20 m, abarcando excepcionalmente 1,5 m	Galena, malachita, crisocola, óxidos de manganeso, chalcocitrilo	1.520 g/t y 805 g/t de Ag, 8,32% y 9,10% de Pb, 0,25% y 0,22% de Cu, 0,126 y 0,93% de Zn; 20% de vetas con las tensionaciones más altas	Granodiorita	Granodiorita Línquir	Utz, 1978b
Yacimiento (12)	23°36,2' 67°47'	Manto irregular	100 m de corrida; véales 80 cm de espesor	Oxidos de manganeso		Tonos y aglomerados	Estrato Volcán (12)	Romero, 1978
El Lago San Vicente Bajo (13) San Vicente Alto (14)	23°45' 67°30'	Cuerpo intrusivo y extrusivo fisural	Similar a un domo de 500 x 300 m	Magnetita abundante y hematita escasa, pirrotina; hornblenda y magnetita secundarias	60% de Fe	Lavas y tobas andesíticas	Estrato Volcán (13)	Herrera y Marín, 1975 Herrera, 1981 Minería Chilena No. 18, 1982

CUADRO 8. ZONAS DE ALTERACION HIDROTHERMAL EN LA HOJA TOCONAO

Area	Ubicación Lat.-Long.	Alteración hidrotermal Tipo e intensidad	Mineralización	Rocas afectadas	Referencias
Agua Dulce	23° 05' 68° 49,5'	Sericítica, débil a moderada, argílica, silicificación y propilítica débiles.	Hematita y jarosita; pirita, calcopirita, bornita, digenita y molibdenita como sulfuros relictos.	Andesitas, tobas, conglomerados, brechas, areniscas, riolitas y dacitas.	Chiang, 1978.
Cerro Jaspeado	23° 33' 68° 52'	Cuarzo-sericita-turmalina, intensa en 0,1 km ² . propilítica, débil.	Limonitas y relictos de calcopirita y bornita.	Granito, monzodiorita.	Chiang, 1978.
Raquel	23° 44' 68° 52'	Silicificación intensa, cuarzo-sericítica puntual, argílica y propilítica débiles.	Limonitas y piritas.	Conglomerados, andesitas, areniscas y granito.	Chiang, 1978.
Cerro Redondo	23° 50' 68° 57'	Cuarzo-sericítica, propilítica y argílica, débiles.	Limonitas, relictos de calcopirita y bornita.	Andesitas, pórfido cuarcífero.	Chiang, 1978.
Verónica	23° 51' 68° 55'	Cuarzo-sericítica débil, silicificación intensa, argílica y propilítica, débiles.		Andesitas, toba riolítica, granodiorita, monzodiorita, pórfido riolítico.	Chiang, 1978.
Volcanes	Cordillera de los Andes.	Argílica, débil (alunita, arcilla, cristobalita).	Pirita, hematita, calcopirita (Cerros de Pili) y limonitas.	Estrato-volcanes I y II.	
Ver Tabla 2.					

se encuentra en las rocas sedimentarias, marinas, jurásicas, y en el pórfido granítico que las intruye. CABELLO (1978) estimó que los cuerpos mineralizados están genéticamente relacionadas a fluidos hidrotermales, originados por el emplazamiento del pórfido granítico. Este distrito tiene importancia económica por el alto contenido de plata de los desmontes.

En los afloramientos de rocas sedimentarias, marinas, jurásicas, del sector del cerro Punta Amarilla, se encontró una veta mal definida, con valores relativamente altos de plomo y cinc, que podría tener algún interés desde el punto de vista prospectivo.

En Lánquir, las vetas principales fueron intensamente explotadas lo que, sumado a su distribución restringida, les resta importancia económica.

Yacimientos de Hierro

En la parte oriental de la Hoja Toconao, existen dos yacimientos de hierro, San Vicente Bajo y San Vicente Alto, de origen magmático, que pertenecen al grupo de yacimientos de hierro El Laco. Ocurren en un complejo volcánico, compuesto por lavas y tobas de composición andesítica, correspondientes a los estrato-volcanes II. El yacimiento San Vicente Bajo ha sido considerado como cuerpo intrusivo, similar a un domo, de 500 por 300 m, en tanto que al yacimiento San Vicente Alto se le ha asignado un origen extrusivo, fisural (HENRIQUEZ Y MARTIN, 1978; HENRIQUEZ, 1981). Ambos corresponden a yacimientos medianos, de alta ley, y no se encuentran en explotación debido, principalmente, a la gran distancia hasta los puertos de embarque.

Los recursos no metálicos, que se describen a continuación, consisten en depósitos de azufre, yeso, mármol-onix, piedra de construcción y sales diversas, en los salares. En la Hoja Toconao, los recursos de este tipo, reconocidos, son mucho más abundantes que los metálicos.

Azufre

Los depósitos de azufre se encuentran, generalmente, en la cumbre de los volcanes, ubicados sobre los 5.000 m s.n.m., en zonas de muy difícil acceso. Las azufreras más destacadas corresponden a las ubicadas en los cerros Agua Amarga y Macón y a las azufreras Aguas Calientes, Perro Muerto, Tumisa y Tuyajto. En ellas, el azufre se encuentra cementando brechas volcánicas y rellenando amígdalas y vetillas en lavas. Se tiene, además, un cráter en Alítar, emplazado en ignimbritas, de aproximadamente 450 m de diámetro, con numerosas fumarolas en las que se deposita, constantemente, azufre nativo por sublimación directa.

Análisis químicos realizados en algunas de estas azufreras indican las siguientes concentraciones de azufre en porcentaje por peso:

Cerro Agua Amarga	47,34%
Cerro de Macón	6,04%
Alítar	67,00%
Tuyajto (rodado)	9,84%

De estas azufreras sólo han estado en explotación las del volcán Tumisa y del cráter de Alítar, esta última hasta hace aproximadamente 30 años, habiendo existido, inclusive, una planta de tratamiento para concentrar el mineral.

Sulfato de Calcio (yeso)

En el borde occidental del área estudiada, 5 km al sureste de Placilla de Caracoles y a 2.500 m s.n.m., aflora un manto de sulfato de calcio, intercalado entre las areniscas calcáreas y calizas oscuras, fosilíferas. Forma parte de la Formación Millonaria de HARRINGTON (1961), de edad kimmeridgiana.

VILA (1974) lo describió como un manto de 5-15 m de espesor, consistente en un depósito macizo de yeso alterado a anhidrita. Este autor realizó 33 análisis químicos, 29 de ellos del yeso, de los cuales se obtuvo un promedio aproximado de 23% de Ca, 54% de SO₄ y 18,5% de H₂O. Este depósito se habría originado por evaporación de agua de mar, en una cuenca euxínica con alta tasa de evaporación.

Otros depósitos de yeso sin importancia económica se encuentran en las formaciones Tonel y San Pedro y en los salares de la Hoja Toconao.

Calizas

En el sector de Peine, al este de Tilomonte, y en la península Tilocálar, afloran calizas y calcarenitas de la Formación El Tambo. Análisis químicos de dos muestras recogidas unos 200 m al este del pueblo de Peine (1) y en el sector de Aguada Tulán (2), dieron los siguientes resultados (valores aproximados en %):

	1	2
CaCO ₃	92,56	80,84
Fe ₂ O ₃	0,31	0,36
SiO ₂	6,10	12,90
P ₂ O ₅	0,03	0,10

Marmol-ónix

En el curso inferior de la quebrada Tupi, unos 5 km al noreste de Tilomonte, en la localidad denominada La Marmolera, existe un

depósito de mármol-ónix, que se dispone como un manto superficial, de espesor variable entre 20 y 100 cm, de unos 100 m de largo y 20-40 m de ancho. Está constituido por aragonita finamente cristalizada, con estructura bandeada fina y de colores blancos, amarillo claro y pardo oscuro, la variedad parda-oscura presenta bandas botroides de tonos más claros.

Este depósito se originó, probablemente, en el embalsamiento de aguas ricas en carbonato de calcio, encauzadas por la misma quebrada.

Piedra de Construcción

En los centros poblados del área estudiada, se utilizan piedras en la construcción de casas. En Toconao, Cámar, Talabre y Socaire, las construcciones se realizan con bloques de tobas bien soldadas, con cristales pequeños, de las ignimbritas Toconao y Patao. En Peine, se emplean bloques de calcarenita de la Formación El Tambo.

Sales de Litio y Potasio

Entre los depósitos salinos existentes en la Hoja Toconao, el de mayor importancia económica corresponde al Salar de Atacama. El núcleo de 1.400 km² de superficie de este salar, próximo a entrar en explotación, contiene reservas de 1,5 x 10⁶ t de litio, 20 x 10⁶ t de potasio y 4 x 10⁶ t de ácido bórico, asumiendo una porosidad homogénea horizontal y de 10% en los primeros veinte metros de profundidad (LABORDE, 1978).

Las concentraciones promedio, en el núcleo del salar, son de 1,7 gr/l de Li⁺, 22 gr/l de K⁺, 11 gr/l Mg⁺⁺ y 4,4 gr/l de H₃BO₄ (LABORDE, 1978).

RECURSOS GEOTERMICOS

En la parte oriental de la Hoja Toconao, existen manifestaciones termales susceptibles de ser aprovechadas como fuente de energía geotérmica. Estas áreas corresponden a Alítar, Laguna Tuyajto y Aguas Calientes Sur (CORFO, 1978b).

Alítar (23°08,5'S - 67°39'W)

Estas manifestaciones termales se encuentran ubicadas a 4.690 m s.n.m., en la parte oriental de las nacientes de la quebrada Quepiaco. Consisten en seis pocitas ovaladas, que se extienden por 40 m, con rumbo N20°W, y poseen temperaturas de 37°-66°C. En el cráter de Alítar, ubicado unos 400 m al este, hay conductos angostos (3-4 cm) por donde sale azufre a 83°C. El contenido de SiO₂ indica una temperatura mínima de 180°C en subsuperficie.

Laguna Tuyajto (23°56,5'S - 67°36'W)

En la orilla noroeste de la laguna Tuyajto, a 4.040 m s.n.m., hay vertientes termales que alimentan esta laguna y que poseen temperaturas de 28°-33°C.

Aguas Calientes Sur (23°55'S - 67°39,5'W)

En la parte noreste del salar de Aguas Calientes Sur, hay manifestaciones de aguas termales de rumbo N26°W y 30°C de temperatura; el contenido de SiO₂ y la razón Na/K indican una temperatura mínima de 140°C en subsuperficie.

Manifestaciones termales de menor importancia se encuentran en la parte suroeste del salar de Aguas Calientes Central (15°-27°C) y en Tilopozo (25,5°-27°C).

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar sus agradecimientos al personal de la oficina Antofagasta del Instituto de Investigaciones Geológicas, por el apoyo prestado en las jornadas de terreno; especialmente a los conductores, Sres. G. Arias, A. Díaz, S. Mánquez, E. Orquera y S. Palma.

Al geólogo J. Skarmeta, con quien se discutió el trabajo en terreno, aportando valiosas sugerencias e ideas, para mejorar el manuscrito original; a C. Mpodozis quien cooperó pacientemente en la revisión final del manuscrito; al Prof. Mario Vergara, por su valiosa ayuda en el estudio de las rocas volcánicas.

Los colegas V. Covacevich, J. Davidson, E. Pérez y S. Rivano leyeron críticamente este texto.

Al Comandante del Ala No. 1, Coronel (A) de la Fuerza Aérea de Chile, Mario Vila G., al Teniente (A) Mario Fajardo y personal a su cargo, quienes hicieron posible el recorrido en helicóptero.

REFERENCIAS

- BAKER, M.C.W. 1977. Geochronology and volcanology of Upper Cenozoic volcanic activity in north Chile, and southwest Bolivia. Ph. D. Thesis, Open Univ., Milton Keynes, 248 p. London.
- BAKER, M.C.W. 1981. The nature and distribution of Upper Cenozoic ignimbrite centres in the central Andes. J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 11, No. 2-4, 293-315.
- BAKER, M.C.W.; FRANCIS, P.W. 1978. Upper Cenozoic volcanism in the central Andes; ages and volumes. Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 41, No. 2, p. 175-187.
- BARD, J.P. 1980. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Mason Edit., 192 p. Paris.

- BIESE, W. 1961. El Jurásico de Cerritos Bayos. Univ. Chile, Inst. Geol., Publ., No. 19, 66 p.
- BRÜGGEN, J. 1934. Las formaciones de sal y petróleo de la Puna de Atacama. Minas y Petróleo, Bol., No. 32, p. 105-122.
- BRÜGGEN, J. 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. *In* Congr. Panam. Ingeniería Minas y Geol., An., Vol. 2, p. 342-367. Santiago, Chile.
- BRÜGGEN, J. 1947. Geología y morfología de la Puna de Atacama. Impr. Universitaria, 132 p. Santiago.
- CABELLO, J. 1978. Exploración geoquímica y magnetometría en el distrito argentífero de Caracoles. Memoria de Título, Univ. Chile. Depto. Geol., 112 p. Santiago.
- CASAMIQUELA, R. 1980. Notas sobre restos de un reptil Aetosauroideo (*Thecodontia Aetosauria*) de Químal, Cordillera de Domeyko, Antofagasta, prueba de la existencia de Neotriásico continental en los Andes del Norte de Chile (comunicación). *In* Congr. Geol. Argent., Paleontología y Bioestratigrafía, No. 2 y Congr. Latinoam., Paleontología, No. 1, Actas, Vol. 1, p. 135-142. Buenos Aires, 1978.
- CASERTANO, L.; BAROZZI, R. 1961. Informe sobre el sistema volcánico del Láscar. Univ. Chile, Inst. Geol., Publ., No. 23, 11 p.
- CECIONI, A. 1975. Geología del Cuadrángulo Sierra Mariposas. Univ. del Norte, Depto. Geocienc. (inédito), 42 p. Antofagasta.
- CECIONI, A.; FRUTOS, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Paleozoico inferior marino en la Sierra de Almeida, Norte de Chile. *In* Congr. Argent. Paleontol. y Bioestratigr., No. 1, Actas, Vol. 1, p. 191-207. Tucumán.
- CHIANG, O. 1978. Prospección de mineralización tipo pórfido cuprífero en la franja 23°00'-24°00' latitud sur y los 68°45'-69°00' longitud oeste, II Región, Chile. Memoria de Título, Univ. del Norte, Depto. Geocienc., 81 p. Antofagasta.
- CHONG, G. 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 294 p. Santiago.
- COIRA, B.; PARIS, G. 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle (23°50'-24°25' latitud S y 66°15'-66°45' longitud W), provincias de Jujuy-Salta. *In* Congr. Geol. Argent., No.7, Actas, Vol. 3, p. 659-671. San Luis.
- COIRA, B.; DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; *et al.* (En prensa) Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentine and Chile. Earth-Sci. Rev.
- CORPORACION DE FOMENTO DE LA PRODUCCION. 1978a. Posibilidades de litio y potasio en depósitos salinos de la II

Región, Chile; reconocimiento geológico preliminar de salares andinos y preandinos. CORFO, II Región (inédito), 176 p. Antofagasta.

- CORPORACION DE FOMENTO DE LA PRODUCCION. 1978b. Catastro geotérmico de la II Región. CORFO (inédito), 35 p. Santiago.
- CORPORACION DE FOMENTO DE LA PRODUCCION. 1979. Descripción geológica de testigos de diversos sondajes realizados en el Salar de Atacama. CORFO, Comité Sales Mixtas (inédito). Santiago.
- COVACEVICH, V. 1981. Observaciones paleontológicas de muestras provenientes de la Hoja Toconao, Región de Antofagasta, Chile. Serv. Nac. Geol. y Minería (inédito), 28 p. Santiago.
- CZOLLAK, C.; GONZALEZ, A.; VALENZUELA, M. 1981. Observaciones geológicas en la Sierra de Almeida, Cordillera de Antofagasta, II Región. Geología de Campo II. Univ. Chile, Depto. Geol., 79 p. Santiago.
- DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C.; RIVANO, S. 1981. Paleozoico de Sierra Almeida, al oeste de Monturaqui, Alta Cordillera de Antofagasta, Chile. Rev. Geol. Chile, No. 12, p. 3-23.
- DERUELLE, B. 1979. Pétrologie d'un volcanisme de marge active: Atacama et Andes méridionales. Thèse Docteur d'Etat, Univ. Paris, Centre d'Orsay, 417 p. Paris.
- DIAZ, F. 1978a. Estudio geológico-económico y geoquímico del área de los Cerros de Allana (Cámar). Inst. Invest. Geol. (inédito), 68 p. Santiago.
- DIAZ, F. 1978b. Estudio geológico-económico y geoquímico del área de las minas de Lánquir (Peine). Inst. Invest. Geol. (inédito), 57 p. Santiago.
- DIAZ, G.; BONILLA, R.; PERALTA, F. 1972. Geología de superficie, subsuperficie y geoquímica del Salar de Atacama. Corp. Fomento de la Producción, Depto. Rec. Hidrául. (inédito), 162 p. Santiago.
- DINGMAN, R.J. 1962. Tertiary salt domes near San Pedro de Atacama, Chile. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., No. 450-D, p. 92-94.
- DINGMAN, R.J. 1963. Cuadrángulo Tulo. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 11, 35 p.
- DINGMAN, R.J. 1965. Cuadrángulo San Pedro de Atacama. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 14, 30 p.
- FELLENBERG, E. 1975. Geología del Cuadrángulo Cerro Jaspeado. Univ. del Norte, Depto. Geocienc. (inédito), 56 p. Antofagasta.
- FERRARIS, F.; DI BIASE, F. 1978. Hoja Antofagasta, Región de Antofagasta. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 30, 48 p.
- FORTT, M.A. 1981. Geología general de los cuadrángulos Cerro Químal, Laguna Tebinquiche, Llano de la Paciencia y Salar de

- Atacama, II Región, escala 1:100.000. Inst. Invest. Geol. (inédito), 48 p. Santiago.
- FORTT, M.A.; FRUTOS, J. 1976. Geología de los cuadrángulos Cerro Químal y Llano de la Paciencia. Inst. Invest. Geol. (inédito), 58 p. Santiago.
- FRUTOS, J.; *et al.* 1975. Geología del Cuadrángulo Cerros de Caracoles. Univ. del Norte, Depto. Geocienc. (inédito), 69 p. Antofagasta.
- FRUTOS, J.; PINEDA, V. 1976. Geología de las hojas Cerro Negro y Cerro Cerrillos, Cordillera de Domeyko, provincia de Antofagasta. Inst. Invest. Geol. (inédito), 71 p. Santiago.
- GARCIA, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *In* Simposium sobre el Geosinclinal Andino. Soc. Geol. Chile, No. 3, 138 p. Santiago, Chile, 1962.
- GARDEWEG, M.; RAMIREZ, C.F. (en prensa). Geología de los volcanes del Callejón de Tilocálar, Cordillera de los Andes, Antofagasta. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 3, Actas. Concepción, Chile.
- GUEST, J.E. 1968. Banded pumice in a Chilean ignimbrite. *Geol. Mag.*, Vol. 105, No. 2, p. 177-184.
- GUEST, J.E. 1969. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta province, northern Chile. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 80, No. 1, p. 337-362.
- HALPERN, M. 1978. Geological significance of Rb-Sr isotopic data of northern Chile crystalline rocks of the Andean orogen between 23° and 27°S. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 89, No. 4, p. 522-532.
- HARRINGTON, H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama provinces of northern Chile. *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*, Vol. 45, No. 2, p. 169-197.
- HENRIQUEZ, F. 1981. El yacimiento El Lago. (Resumen). *In* Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis, No. 1, Actas, Vol. 1, p. 92-94. Antofagasta, Chile.
- HENRIQUEZ, F.; MARTIN, R.F. 1978. Crystalgrowth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Lago, Chile. *Can. Mineralogist*, Vol. 16, p. 581-589.
- HOFFSTETTER, B.; FUENZALIDA, H.; CECIONI, G. 1957. Chile. *In* Lexique Stratigraphique International. Centre Rech. Sci., Vol. 5, Fasc. 7, 444 p. Paris.
- HOLLINGWORTH, S.E.; GUEST, J.G. 1967. Pleistocene glaciation in the Atacama Desert, northern Chile. *J. Glaciol.*, Vol. 6, No. 47, p. 749-751.
- HUETE, C.; MAKSAEV, V.; MOSCOSO, R.; *et al.* 1977. Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas de la Cordillera de los Andes comprendida entre la Sierra Moreno y el río Loa y los 21° y 22° latitud sur, II Región. *Rev. Geol. Chile*, No. 4, p. 35-41.

- IDE, F. 1978. Cubicación del yacimiento Salar de Atacama. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Minas, Fac. Cienc. Fís. Mat., 144 p. Santiago.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS. 1972. Edades radiométricas de rocas chilenas. *In* Jornadas de Trabajo, Vol. 2, Secc. 1, p. 132-145. Antofagasta, Chile.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 8, No. 5, p. 523-548.
- JENSEN, A.; QUINZIO, L. 1975. Geología del Cuadrángulo Pampa Elvira. Univ. del Norte, Depto. Geocienc. (inérito), 49 p. Antofagasta.
- JENSEN, P.; QUINZIO, L. 1979. Geología del área de Pampa Elvira y contribución al conocimiento del Jurásico marino entre los 23°00' y 23°30' Lat. sur y los 68°45' y 69°03' Long. oeste, II Región, Chile. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 153 p. Santiago.
- LABORDE, E. M. 1978. El Salar de Atacama. *Minerales*, Vol. 33, No. 142, p. 19-26.
- MAKSAEV, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. *Inst. Invest. Geol.*, Carta Geol. Chile, No. 31, 55 p.
- MAKSAEV, V. 1979. Las fases tectónicas Incaica y Quechua en la Cordillera de los Andes del Norte Grande de Chile. *In* Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B63-B77. Arica, Chile.
- MARINOVIC, N. 1978. Geología de los Cuadrángulos Chinquichoro y Cerro Lila, II Región Antofagasta. *Inst. Invest. Geol.* (inérito), 63 p. Santiago.
- MARINOVIC, N.; DIAZ, F.; RAMIREZ, C.F.; *et al.* 1976. Prospección y evaluación de elementos polimetálicos en la Alta Cordillera de la II Región. Etapa I. Reconocimiento geológico escala 1:250.000. *Inst. Invest. Geol.* (inérito), 150 p. Santiago.
- MONTAÑO, J. M. 1976. Estudio geológico de la zona de Caracoles y áreas vecinas, con énfasis en el sistema Jurásico, Provincia de Antofagasta, II Región, Chile, Memoria de Título, Univ. Chile, 168 p. Santiago.
- MONTECINOS, P. 1976. Petrología de las rocas intrusivas en la Cordillera de Domeyko entre los 23°00'-24°00' latitud sur y los 68°45'-69°00' longitud oeste, II Región, Chile. Memoria de Título, Univ. del Norte, Depto. Geocienc., 81 p. Antofagasta.
- MORAGA, A.; CHONG, G.; FORTT, M.A.; *et al.* 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, provincia de Antofagasta. *Inst. Invest. Geol.* (Chile), Bol., No. 29, 59 p.
- NARANJO, J.A.; PASKOFF, R. 1981. Estratigrafía de los depósitos cenozoicos de la región de Chiuchiu-Calama, Desierto de Atacama. *Rev. Geol. Chile*, No. 13-14, p. 79-85.

- PARRA, J.C.; SILVA, L.; CHUAQUI, L. 1974. Levantamiento aeromagnético Salar de Atacama, Antofagasta. Inst. Invest. Geol. (inédito), 35 p. Santiago.
- PEREZ, d'A., E.; LEVI, B. 1961. Relación estratigráfica entre la Formación Moctezuma y el granito subyacente, Calama, provincia de Antofagasta, Chile. *Minerales*, No. 74, p. 39-48, 4 figs.
- PICHLER, H.; ZEIL, W. 1972. The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes. *Bull. Vulcanol.*, Vol. 35, No. 2, p. 424-452.
- RAMIREZ, C.F. 1978. Geología del Cuadrángulo Socaire y sector oriental del Cuadrángulo Peine. Prospección y evaluación de elementos polimetálicos, Alta Cordillera, II Región. Etapa 2. Inst. Invest. Geol. (inédito), 70 p. Santiago.
- RAMIREZ, C.F. 1979a. Geología del Cuadrángulo Río Grande y sector suroriental del Cuadrángulo Barros Arana, Provincia El Loa, II Región. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 139 p. Santiago.
- RAMIREZ, C.F. 1979b. Edades potasio-argón de rocas volcánicas cenozoicas en la zona de San Pedro de Atacama-El Tatio, Región de Antofagasta. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 1, p. F31-F41. Arica, Chile.
- RAMIREZ, C.F.; HUETE, C. 1981. Hoja Ollagüe, Región de Antofagasta. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 40, 47 p.
- SKARMETA, J.; MARINOVIC, N. 1981. Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile, No. 51, 63 p.
- STOERTZ, G.E.; ERICKSEN, G.E. 1974. Geology of salars in northern Chile. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, No. 811, 65 p.
- STRECKEISEN, A. 1973. Classification and nomenclature recommended by the I.U.G.S. subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, Vol. 8, No. 10, p. 26-30.
- TOBAR, A. 1966. Estratigrafía del área Baquedano-Rencoret, provincia de Antofagasta. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 69 p. Santiago.
- VAN EYSINGA, F.W.B. 1978. *Geological Time Table*. 3rd. edition, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- VILA, T. 1973. Geología y geoquímica de los salares andinos, provincia de Antofagasta, Chile. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 201 p. Santiago.
- VILA, T. 1974. Informe geológico preliminar, yacimientos de sulfato de calcio Caracoles. Inst. Invest. Geol. (inédito), 14 p. Santiago.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. 1968. *Petrografía, Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas*. Cía. Edit. Continental, S.A., 430 p. México.

TABLA 1. DATACIONES RADIOMETRICAS K-Ar⁴⁰ DE ROCAS VOLCANICAS E INTRUSIVAS DE LA HOJA TOCONAO

NUMERO DE TERRENO	UNIDAD ESTRATIGRAFICA	TIPO DE ROCA	MATERIAL ANALIZADO	% K TOTAL	% Ar ⁴⁰ Atmosférico	Vol. Ar ⁴⁰ rad. ml/gr	EDAD CALCULADA (Millones de años)	% ERROR	LOCALIDAD
To-6	Estrato-volcanes I	Andesita de hornblenda y piroxeno	Roca total	2,157	79	0,884	10,5 ± 0,9	8,5%	Falda norte, Cerro Incahuasi Sur
To-52	Estrato-volcanes II	Andesita de piroxeno, oxidada	Roca total	2,108	86	0,302	3,7 ± 0,4	11,3%	Morro Negro de Cerros de Hipiras
To-79	Pórfido subvolcánico	Pórfido dacítico	Biotita	7,461	91	1,523	5,2 ± 0,8	15,5%	Cerros de Salta
To-101	Ignimbrita Tucúcaro	Toba soldada vítrea	Biotita	7,165	79	0,901	3,2 ± 0,3	8,3%	Tilocalar
To-150	Ignimbrita Patao	Toba soldada vítrea	Biotita	7,034	< 90	0,8	3,1 ± 0,7	14,3%	Camino Socaire-El Laco, al este de Corral Negro
To-167	Estrato-volcanes II	Dacita de biotita y hornblenda	Biotita	7,561	59	0,883	3,0 ± 0,2	4,9%	Acamarachi Oeste
To-181-2	Estrato-volcanes I	Andesita afanítica	Roca total	1,883	74	0,553	7,5 ± 0,6	7,3%	Sureste de Salar Aguas Calientes Central
To-183	Pórfido subvolcánico	Pórfido riolítico	Biotita	7,284	36	1,370	4,8 ± 0,2	2,9%	Cerro Chivato Muerto
To-186	Estrato-volcanes II	Andesita	Roca total	2,337	87	0,327	3,6 ± 0,4	11,9%	Campo Negro
To-219	Ignimbrita La Pacana	Toba soldada de vidrio y cristales	Biotita	7,003	54	1,133	4,2 ± 0,2	4,4%	Cerros de La Pacana
To-221	Ignimbrita Cajón	Pómez	Biotita	5,809	94	0,289	1,3 ± 0,3	21,5%	Zápar
To-221	Ignimbrita Cajón	Pómez	Biotita	5,974	92	0,400	1,7 ± 0,3	17,0%	Zápar

To-301-B	Ignimbrita La Pacana	Toba soldada de cristales y vidrio	Biotita	7,468	19	1,677	5,8 ± 0,1	1,9%	Sur de Cerros Gigantes
To-301-D	Ignimbrita Atana	Toba soldada de cristales y vidrio	Biotita	7,564	61	1,186	4,0 ± 0,2	5,2%	Sur de Cerros Gigantes
To-310	Estrato-volcanes I	Andesita de piroxeno	Roca total	2,557	74	6,776	7,8 ± 0,6	7,3%	Cerros Gigantes Este
To-340	Depósitos aterrazados	Ceniza volcánica	Biotita	7,279	67	2,880	10,2 ± 0,6	5,9%	Agua Colorada, al oeste del cordón de Lila
To-364	Formación Cinchado	Toba soldada	Biotita	6,964	81	11,205	41,0 ± 3,6	8,9%	Este de Cerros de Caracoles
To-432	Formación Cinchado	Toba brechosa	Plagioclasa	0,362	76	0,567	39,9 ± 3,0	7,7%	Cordillera de Domeyko
To-436	Granodiorita del Paleozoico indiferenciado	Granodiorita	Biotita (levemente cloritizada)	5,419	7	52,105	232 ± 3,0	1,4%	Este de Sierra Mariposas
To-443	Estrato-volcanes IV	Andesita	Roca total	—	—	—	< 1	—	Callejón de Tilocálar (Volcán norte)
To-503	Estrato-volcanes IV	Andesita basáltica	Roca total	—	—	—	< 1	—	Callejón de Tilocálar (Volcán sur)
MAF-325-C**	Tonalita del Cretácico	Tonalita	Biotita	7,071	15	18,055	64,6 ± 1,1	1,7%	Oeste de Cerro Químal
MAF-306**	Monzonita cuarcífera del Cretácico	Monzonita	Biotita	7,598	22	19,967	66,4 ± 1,4	2,1%	Cerro Químal
SP-16***	Estrato-volcanes I	Andesita	Roca total	1,99	94,2	0,356	4,6 ± 2,3 °	—	Corral Negro

* Realizadas en Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería

** Muestras de M. A. Forti (en prep.)

*** Realizada en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica de Buenos Aires.

° Valor recalculado con las constantes indicadas.

Constantes Utilizadas:

$$\lambda = 5,544 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$$

$$\lambda_{\beta} = 4,963 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$$

$$\lambda_{\epsilon} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1}$$

$$K^{40}/K^{39} = 0,01167 \% \text{ atom.}$$

$$K = 39,098 \text{ peso atómico}$$

TABLA 2 Contenido de Cu, Mo, Au, Pb, Zn, As, y Ag en muestras de zonas alteradas de los estrato-volcanes (concentraciones ppm y ppb para Au)

No. Muestra	Localidad	Cu	Mo	Au	Pb	Zn	As	Ag	Observaciones
To-199-1	SE Chascón	—	—	20	—	—	—	—	
To-454	SE Chascón	8	0,7	< 20	—	—	—	—	
To-316	Incahuasi Norte	9	—	< 20	—	—	—	—	
To-455-1	Incahuasi Norte	3	< 0,5	< 20	—	—	—	0,1	pirita escasa, magnetita
To-455-2	Incahuasi Norte	3	< 0,5	< 20	—	—	—	0,7	
To-215-3	Cerro de Macón	—	0,8	< 20	6	2	—	—	
To-215-3-1	Cerro de Macón	6	< 0,5	< 20	—	—	—	0,2	
To-215-6	Cerro de Macón	8	2,8	< 20	—	—	—	0,2	pirita, magnetita, calcopirita
To-317-1	Alítar	—	—	< 20	—	—	—	—	
To-303	NE Colachi	4	0,5	< 20	—	—	—	0,1	
To-457	SE Colachi	8	< 0,5	< 20	—	—	—	0,1	
To-75-2	Saltar	32	2	< 40	2	21	< 2	0,1	pirita, magnetita y hematita
To-75-3	Saltar	14	1	< 40	< 2	1	< 2	< 0,1	
To-75-4	Saltar	27	2	< 40	2	4	8	0,1	
To-458-1	Cerro de Pili	14	1,4	< 20	—	—	—	0,1	pirita escasa, calcopirita
To-458-2	Cerro de Pili	6	3,6	< 20	—	—	—	0,1	
To-168-2	E Salta	—	0,9	< 20	7	1	—	—	pirita escasa
To-69	Tumisa	50	1	< 40	< 2	25	< 2	0,1	
To-172-4	Azufrera Aguas Calientes	8	< 0,5	< 20	—	—	—	0,1	pirita, magnetita
To-17-2	Tuyajto	10	1	< 40	4	1	3	< 0,1	pirita abundante
To-28	Talbar	17	1	< 40	< 2	1	9	< 0,1	

— no analizado



Foto 1. Discordancia angular entre la Formación Purilactis (abajo, plegada) y la Formación Tambores (Cordillera de Domeyko, vista al sur).



Foto 2. Discordancia angular entre capas de la Formación San Pedro (abajo, derecha) y estratos de la Formación El Campamento (Cordillera de la Sal).



Foto 3. Estructuras de polígonos en la costra de transición a cloruros (Sal de Atacama).

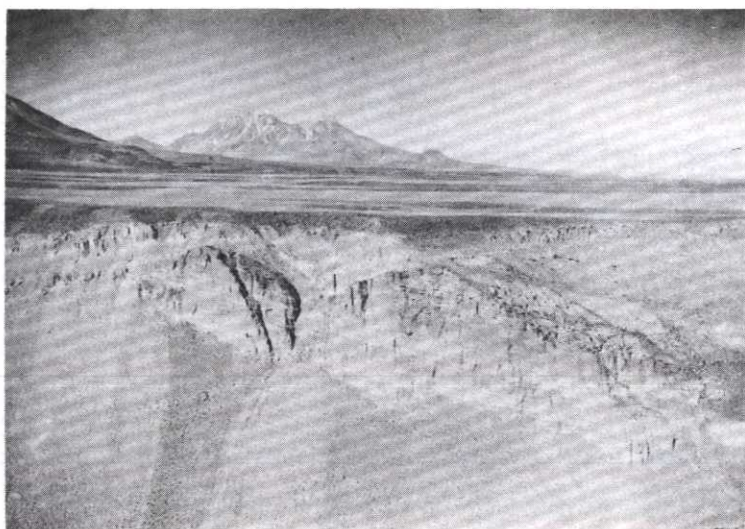


Foto 4. Discordancia angular y de erosión entre los Estratos de Quepe y la Ignimbrita Atana, al fondo el volcán Tumisa (Quebrada Hécar, vista al sur).



Foto 5. Microfotografía de la Ignimbrita Tuyajto (To-2). Toba soldada con fiammes alargadas, fragmento de andesita oxidada y fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y mineral opaco. (Nícoles paralelo. x24).



Foto 6. Microfotografía de una andesita de hornblenda y/o biotita con fenocristales, además de olivino y plagioclasa (An_{30} - An_{50}) (To-13); Estrato-volcanes IV, sureste del cordón Chalvirí. (Nícoles paralelos. x24)



Foto 7. Microfotografía de una dacita de biotita y oxihornblenda, con grandes fenocristales de cuarzo con embahamiento y pequeños clinopiroxenos (To-167); Estrato-volcanes II, Acamarachi Oeste (Nícoles cruzados. x18).



Foto 8. Estrato-volcanes IV: Volcán Aguas Calientes (izquierda) de andesita de hornblenda y/o biotita, y Volcán Acamarachi (derecha) de andesita de piroxeno (vista al norte).

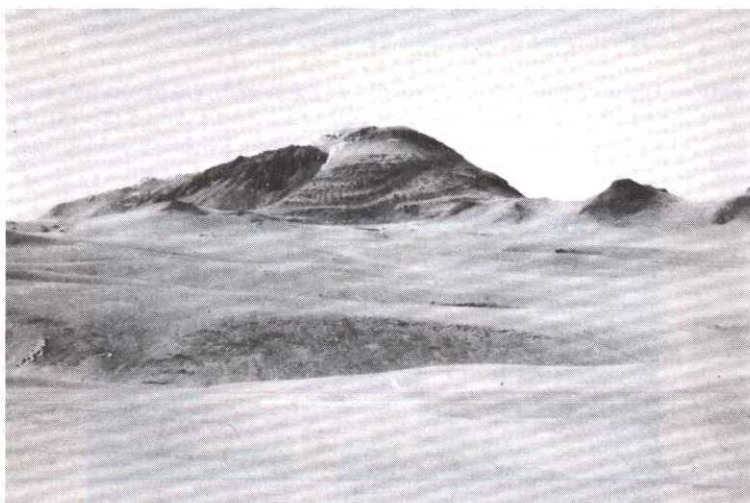


Foto 9. Estrato-volcán IV: volcán Chascón con coladas lobulares de dacitas (vista al norte).

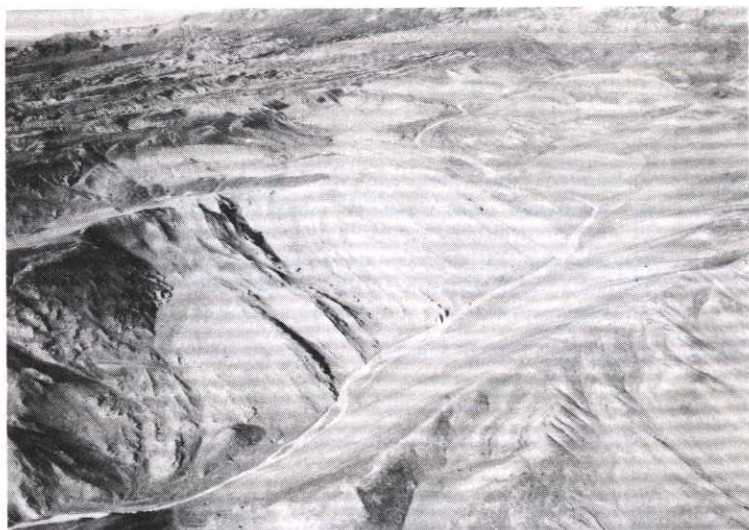


Foto 10. Anticlinal volcado al este en capas de la Formación Purilactis, al oeste del cerro Negro, en la cordillera de Domeyko (vista al suroeste).

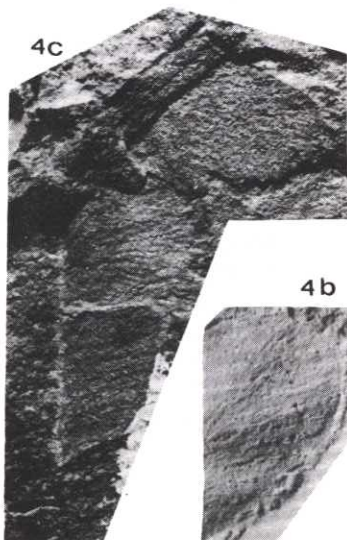
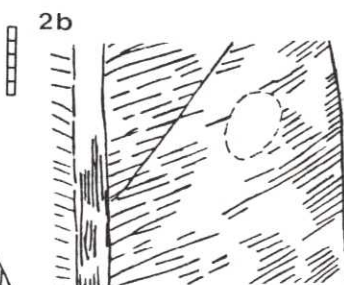
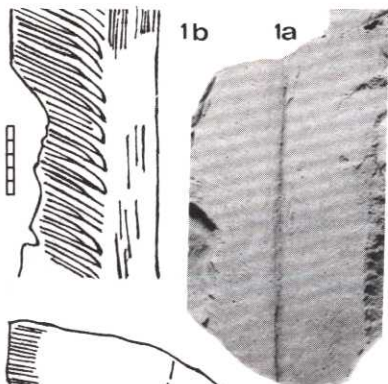
L A M I N A 1

Flora de los Estratos El Bordo (Triásico-Jurásico?).

FIGURAS

- 1a, b. "*Taeniopteris*" sp. A. Impresión incompleta de una hoja simple, con una vena central ancha y venación lateral dicotomizada desde la base, que queda restringida a los 7,0 mm externos de la hoja; ancho de la hoja, 22,5 mm. 1a: impresión de la hoja. x1. 1b: esquema de la venación lateral. x1,9. Muestra TO-433, Cuadrángulo Jaspeado, oeste de Cerros Negros; 23° 34,2' Lat. S - 68° 45,3' Long. W.
- 2a, b. "*Taeniopteris*" sp. B. Impresión incompleta de una hoja simple, con márgenes paralelos; venación lateral paralela, en un ángulo de 67° con respecto a la vena media; ancho máximo de 37,0 mm. 1a: impresión de la hoja. x1. 1b: esquema de la venación lateral. x1,9. Muestra TO-433.
3. "*Pterophyllum*" sp. Esquema general de una impronta muy incompleta y desgastada, con hojas pinnadas y venación paralela muy fina; posición del raquis visible en la parte inferior derecha de la figura. x1,9. Muestra TO-433.
- 4a, b, c. "*Dicroidium*" (?) sp. Distintos aspectos del material asignado, provisoriamente, a este género. Se observa la forma y disposición de las pinnas y su unión al raquis; venación muy imperfecta 4a, b. x2; Muestra TO-433. 4c: x1,56; Muestra AI-294-8. M.A. FORTI, recolector.

Figuras 1a, 2a, 4a y 4b, cubiertas con cloruro de amonio. Información general basada en Covacevich (1981).



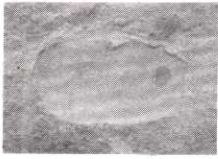
LAMINA 2

Trazas fósiles de la Formación Lila; flora, ostrácodos y estherias de los Estratos El Bordo; estherias de la Formación Peine; y carófito de sedimentos próximos a la laguna Miscanti.

FIGURAS

- 1a, b, c. *Cyzicus* (Euestheria?) sp. Diferentes moldes externos (1a) e internos (1b, c) con bordes dorsal y ventral subparalelos, posición anterior del umbo y ornamentación concéntrica de cóstulas redondeadas; alcanzan un tamaño máximo de 10,7 mm de largo y 6,0 mm de alto. x2. Muestra TO-152, Formación Peine, Quebrada Mal Paso, 700 m al oeste de Aguada Quisipo; 23° 31,5' Lat. S - 67° 59,8' Long. W.
2. *Cyzicus* sp. A. Molde externo de un ejemplar con forma general ovalada, umbo de posición subcentral y ornamentación concéntrica, fina; alcanzan un tamaño de 4,9 mm de largo y 3,5 mm de alto. x5. Muestra TO-117, Formación Peine, Quebrada Sícipo; 23° 36,7' Lat. S - 67° 59,4' Long. W.
3. *Cyzicus* sp. B. Molde interno, algo incompleto y muy desgastado de un ejemplar con forma subcircular y umbo prácticamente central, con un tamaño máximo observado de 5,9 mm de largo por 5,0 mm de alto. x2.6. Estratos El Bordo, Sierra de Quimal; 23° 02' Lat. S - 68° 33' Long. W. Muestra A-60-21, M.A. Fortt, recolector.
- 4a, b. *Arthropycus* aff. *A. alleghaniensis* (Harlan). Traza fósil, caracterizada por sus tubos rectos, entrecruzados entre sí y cubiertos por cordones transversales regularmente espaciados (4a), o por pequeños nudos (4b); su ancho fluctúa entre 7,0 y 8,8 mm. x1. Muestra TO-330, Formación Lila, Paleozoico inferior, Cuadrángulo Cerro Cerrillos; 23° 56,2' Lat. S - 68° 31,5' Long. W.
5. Charophyta indet. Sección transversal de una oogonia en una calcaenita poco consolidada, proveniente de sedimentos lacustres que rodean la laguna Miscanti. x45. Muestra TO-149-2.
6. "*Neocalamites*" sp. Impresión parcial de un tallo cubierto por costillas y surcos longitudinales, con un ancho máximo de 19,0 mm. x2. Muestra TO-433, Estratos El Bordo, oeste de Cerros Negros.
7. Ostracoda indet. Moldes de ostrácodos expuestos sobre la superficie de una de las muestras de la localidad AF-259 de los Estratos El Bordo. x4,6.

Figuras 1a-c, 2, 4a-b y 6, cubiertas con cloruro de amonio. Información general basada en Covacevich (1981).



1a



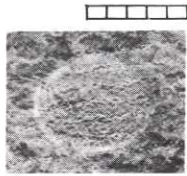
1b



1c



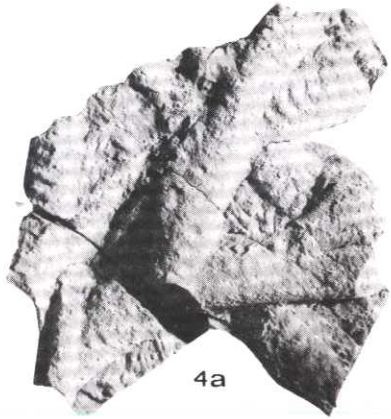
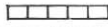
4b



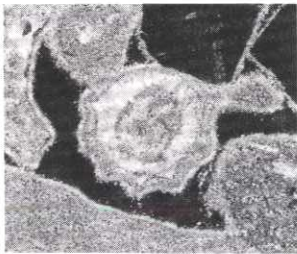
3



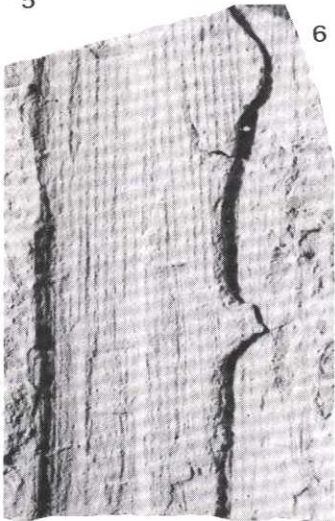
2



4a



5



6

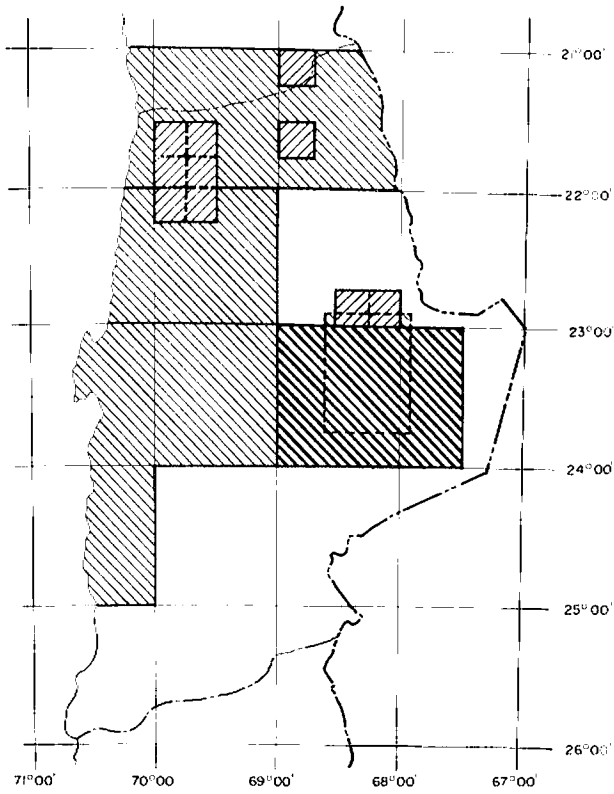


7



Carta Geológica de Chile

REGION DE ANTOFAGASTA



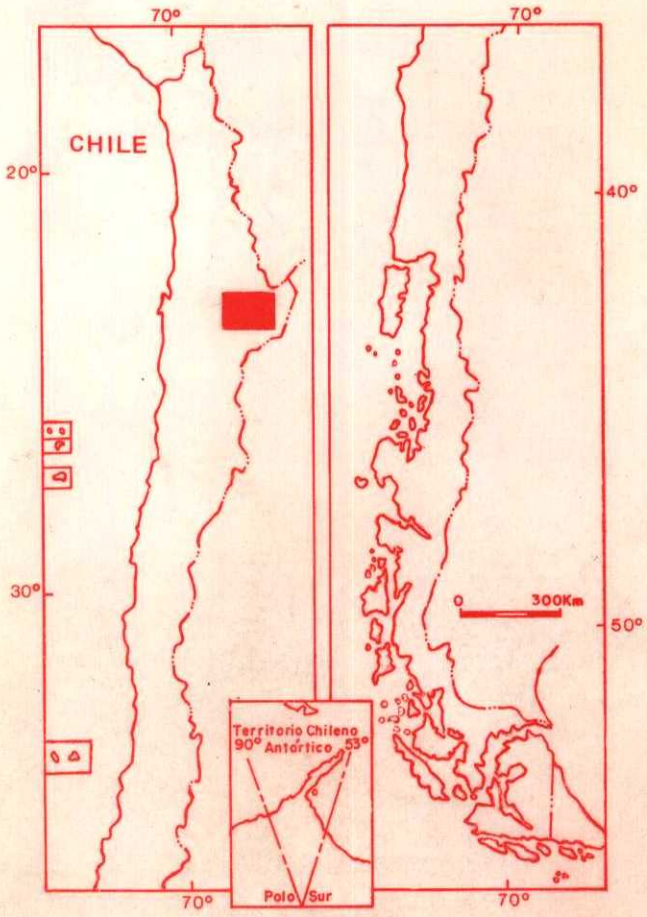
Escala 1:50.000



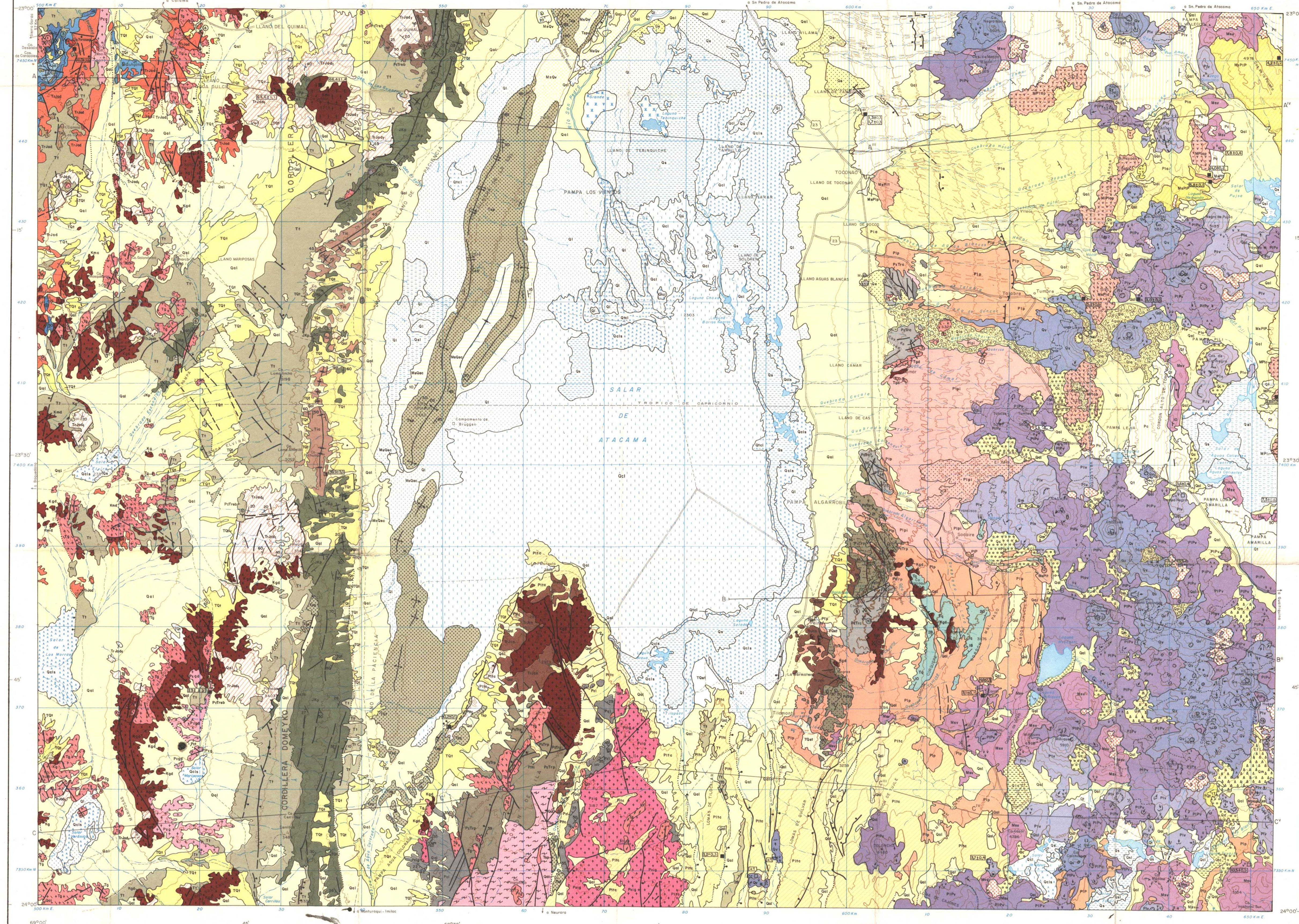
Escala 1:250.000



Area de la presente publicación



SF-19-10 Tocopilla	SF-19-11 Calama	SF-19-12	22°00'
SF-19-14 Antofagasta	SF-19-15 Toconao	SF-19-16 Portezuelo Guaitiquina	23°00'
SG-19-2 Aguas Blancas	SG-19-3 Socompa	SG-19-4	24°00'
70°00'	69°00'	68°00'	67°00'
			25°00'



LEYENDA

CORDILLERA DE LOS ANDES

- Coluvio
- Depósitos monoclinales de bloques
- Morrenas
- Depósitos glaciales costeros
- Estrofa volcánica IV
- Estrofa volcánica III
- Estrofa volcánica II
- Estrofa volcánica I
- INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS
- INTRUSIVOS PLUTONICOS

CORDON DE LILA Y SECTORES DE LA PRECORDILLERA

- Dunas
- Depósitos aluviales de arena de grano medio y fino
- Depósitos laciales
- Grupos y masas de conglomerados piroclásticos, lavas, y lavas, con bloques de lavas
- Formación El Tambor
- Depósitos Piroclásticos
- Formación Vilama
- Formación El Campamento
- Formación San Pedro
- Formación Cinchado
- Formación Puriastio
- GRUPO CARACOLLES
- Formación Honda
- Formación Millonaria
- Formación Borraliga
- Formación Caracoles
- Formación Torcazas
- Formación Agua Dulce
- Estrofa El Bordo
- Estrofa de Cerros Negros
- Formación Peine
- Formación Gas
- Formación Lila

CORDILLERA DE DOMEYKO

- Depósitos aluviales
- Depósitos solinos
- Lavas salinas
- Cloruro y sulfatos
- Sulfatos y sales
- Sulfatos
- Tronadura de cloruro
- Núcleo de cloruro

CUATERNARIO

PLUOCENO

TERCIARIO

MIOCENO

CRETACICO

MESOZOICO

JURASICO

TRIASICO

PALEOZOICO

SIMBOLOGIA

EDADES RADIOMETRICAS K-Ar

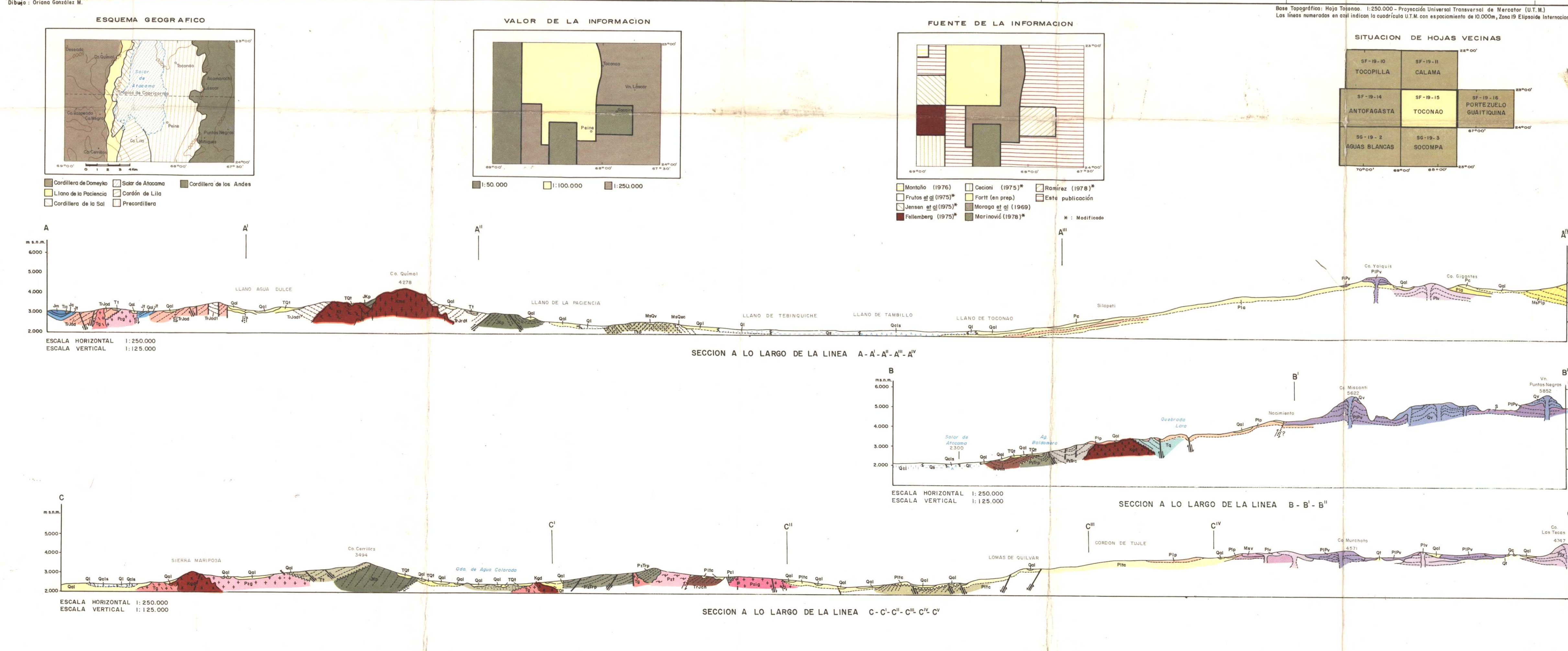
LITOLORIA EN ESTRATO-VOLCANES

LOCALIDADES FOSSILIFERAS

ESCALA 1:250.000

Referencia Bibliográfica:

Geología por: Carlos F. Ramírez R., Moyra C. Górdeweg R.



ESCALA 1:250.000

Referencia Bibliográfica:

Geología por: Carlos F. Ramírez R., Moyra C. Górdeweg R.

Refer:

Mapa geológico de Chile

HOJA TOCONAO

1:250.000

1982