

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA - CHILE

SUBDIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
TAAPACA**

REGIÓN DE TARAPACÁ

Jorge Clavero
R. Steve J. Sparks

**CARTA GEOLÓGICA DE CHILE
SERIE GEOLOGÍA BÁSICA**

No. 93

Escala 1:50.000

2005

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TAAPACA, REGIÓN DE TARAPACÁ

Escala 1:50.000

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE

SERIE GEOLOGÍA BÁSICA, No. 93, 2005

ISSN 0717-7283

Inscripción No. 152.204

© Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

Director Nacional: Luis Sougarret S.

Subdirectora Nacional de Geología: Renate Wall Z.

Derechos reservados. Prohibida su reproducción.

Comité Editor: Paula Cornejo P., Aníbal Gajardo C., Estanislao Godoy P-B., Arturo Hauser Y., Ernesto Pérez d'A., Carlos Portigliati N., Andrew Tomlinson, Renate Wall Z.

Editores: Aníbal Gajardo C., Estanislao Godoy P-B.

Coordinador de Publicaciones: Aníbal Gajardo C.

Encargada Unidad de Publicaciones: Paulina Hofer P.

Corrección Idiomática: Soraya Amar N.

Diagramación: Soraya Amar N.

Referencia bibliográfica

Clavero, J.; Sparks, R.S.J. 2005. Geología del Complejo Volcánico Taapaca, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 93, 23 p., 1 mapa escala 1:50.000.

Portada: Complejo Volcánico Taapaca visto desde la ruta internacional CH-11 (suroeste). Se observa la localidad de Putre construida sobre depósitos piroclásticos y de avalancha volcánica del Pleistoceno Superior-Holoceno.

Fotografía: J. Clavero R.

Tiraje: 300 ejemplares

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE SERIE GEOLÓGICA BÁSICA

- No. 65 Hoja Isla Hoste e islas adyacentes, Región de Magallanes y de la Antártica Chilena. 1985. M. Suárez, M. Hervé y A. Puig. 1 mapa geológico, 1:250.000.
- No. 66 Hoja Río Zapaleri, Región de Antofagasta. M. Gardeweg y C.F. Ramírez. 1985. 1 mapa geológico, 1:250.000.
- No. 67 Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo. 1990. C. Nasi, R. Moscoso y V. Makshev. 1 mapa geológico, 1:250.000.
- No. 68 Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. 1988. C. Mpodozis y P. Cornejo. 1 mapa geológico, 1:250.000.
- No. 69 Hoja Illapel, Región de Coquimbo. 1991. S. Rivano y P. Sepúlveda. 1 mapa geológico, 1:250.000.
- No. 70 Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. 1995. N. Marinovic, I. Smoje, V. Makshev, M. Hervé y C. Mpodozis. 1 mapa geológico, 1:250.000.
- No. 71 Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. 1997. M. Suárez y C. Emparan. 1 mapa geológico 1:250.000 (realizado por C. Emparan, M. Suárez y J. Muñoz, 1992).
- No. 72 Hoja Salar de la Isla. 1992. J.A. Naranjo y P. Cornejo. 1 mapa geológico, 1:250.000.
- No. 73 Hojas Quillota y Portillo. 1993. S. Rivano, P. Sepúlveda, R. Boricy D. Espiñeira. 1 mapa escala 1:250.000. Texto inédito 'Geología de las Hojas Quillota y Portillo' (Rivano, 1996).
- No. 74 Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. 2001. D. Sellés y P. Gana. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 75 Mapa Geológico de Chile. 2002. Servicio Nacional de Geología y Minería. 1 mapa en 3 hojas escala 1:1.000.000.
- No. 76 Carta Caldera, Región de Atacama. 2003. E. Godoy, C. Marquardt y N. Blanco. 1 mapa escala 1:100.000.
- Nos. 77-78 Cartas Castilla y Totoral Bajo, Región de Atacama. 2003. Blanco, E. Godoy y C. Marquardt. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 79 Geología del área Castro-Dalcahue, Región de Los Lagos. 2003. M. Arenas y P. Duhart. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 80 Geología del Área Coihaique-Balmaceda, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. 2003. R. De la Cruz, M. Suárez, M. Belmar, D. Quiroz y M. Bell. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 81 Geología del Área Los Lagos-Malalhue, Región de Los Lagos. 2003. P. Duhart, J.L. Antinao, J. Clayton, S. Elgueta, P. Crignola y M. McDonough. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 82 Carta Baquedano, Región de Antofagasta. 2004. M. Basso. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 83 Geología del Área de Lique-Neltume, Regiones de Los Lagos y de la Araucanía. 2004. L. Lara y H. Moreno. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 84 Hoja Arica, Región de Tarapacá. 2004. M. García, M. Gardeweg, J. Clavero y G. Héral. 1 mapa escala 1:250.000.
- No. 85 Área Oriental de la Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. 2004. R. De la Cruz, D. Welkner, M. Suárez y D. Quiroz. 1 mapa escala 1:250.000.
- No. 86 Geología del Área Chonchi-Cucao, Región de Los Lagos. 2004. D. Quiroz, P. Duhart y P. Crignola. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 87 Geología del Volcán Lanín, Región de La Araucanía. 2004. L. Lara. 1 mapa escala 1:50.000.
- No. 88 Geología del Volcán Llaima, Región de La Araucanía. 2005. J.A. Naranjo y H. Moreno. 1 mapa escala 1:50.000.
- No. 89 Cartas Antofagasta y Punta Tetas, Región de Antofagasta. 2005. G. González y H. Niemeyer. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 90 Hoja El Salvador Occidental, Región de Atacama. 2005. E. Godoy y L. Lara. 1 mapa escala 250.000.
- No. 91 Carta Copiapó, Región de Atacama. 2005. C. Arévalo. 1 mapa escala 1:100.000.
- No. 92 Carta Los Loros, Región de Atacama. 2005. C. Arévalo. 1 mapa escala 1:100.000.

CONTENIDO

RESUMEN	5
ABSTRACT	5
INTRODUCCIÓN	5
ESTUDIOS ANTERIORES	6
ESTRATIGRAFÍA	6
GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TAAPACA	6
FORMACIÓN LUPICA OMI	6
SECUENCIA HUAMACHUCO Mmh	7
VOLCÁN ANCOMA Pal	7
IGNIMBRITA LAUCA Pil	7
COMPLEJO VOLCÁNICO TAAPACA CVT	8
TAAPACA 1 T ₁	8
TAAPACA 2 T ₂	8
TAAPACA 3 T ₃	9
TAAPACA 4 T ₄	9
UNIDAD CHURILINCO T _{4c}	10
UNIDAD TAJANE T _{4t}	10
UNIDAD SOCAPAVE T _{4s}	11
UNIDAD PUTRE T _{4p}	12
DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	14
DEPÓSITOS DE REMOCIÓN EN MASA PPIrm	14
DEPÓSITO LACUSTRE CON INTERCALACIONES DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS PIHs ...	14
DEPÓSITOS COLUVIALES PIHc	15
DEPÓSITOS GLACIALES PIHg	15
DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES INDIFERENCIADOS PIHac	15
DEPÓSITOS ALUVIALES PIHa	15
DEPÓSITOS SALINOS TERMALES Ht	15
GEOQUÍMICA, GEOBAROMETRÍA Y GEOTERMOMETRÍA	15
GEOLOGÍA ECONÓMICA	16
EVOLUCIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TAAPACA	16
PELIGROS VOLCÁNICOS	17
AGRADECIMIENTOS	17
REFERENCIAS	18

ANEXOS

Tabla 1. Edades Radiométricas	22
Tabla 2. Yacimientos No Metálicos	23

Mapa (fuera de texto)

Geología del Complejo Volcánico Taapaca, Región de Tarapacá, escala 1:50.000.

RESUMEN

El Complejo Volcánico Taapaca (CVT) es un voluminoso centro eruptivo dacítico (ca. 35 km³), ubicado en el borde occidental de la zona de volcanismo activo de los Andes Centrales del norte de Chile. En sus comienzos (Plioceno Superior), el CVT generó lavas andesítico-silíceas, hoy poco preservadas, seguidas por la emisión de dacitas ricas en fenocristales de hornblenda y biotita, con característicos megacristales de sanidina, sorprendentemente similares durante, al menos, 1,5 Ma. Los principales productos emitidos por el CVT corresponden a lavas y domos, y a depósitos piroclásticos de bloques y ceniza asociados. También han ocurrido colapsos parciales que han generado avalanchas de detritos volcánicos, estrechamente ligadas a episodios de crecimiento de domos y explosiones dirigidas. Se ha reconocido la existencia de cuatro estadios de evolución, en los que la actividad eruptiva ocurre en cortos períodos, separados por etapas de quietud o inactividad mucho más largos. La actividad volcánica ha construido un voluminoso complejo volcánico, en el cual el centro de emisión ha migrado 4 a 5 km hacia el suroeste en los últimos 1,5 Ma. La actividad eruptiva del Pleistoceno Superior-Holoceno ha producido al menos tres colapsos parciales de los domos y sectores alterados hidrotermalmente en los flancos del edificio. Explosiones dirigidas, flujos piroclásticos de bloques y ceniza, avalanchas de detritos volcánicos y lahares han sido emplazados hacia los flancos sur y suroeste. Estas zonas corresponden al sector más habitado del Altiplano chileno, donde también pasa el camino internacional Arica (Chile)-La Paz (Bolivia). Una futura erupción del CVT haría peligrar seriamente estas zonas y la economía local.

ABSTRACT

Taapaca Volcanic Complex (TVC) is a large dacitic eruptive center (35 km³) located in the western border of the active zone of the Central Andes of Northern Chile. Apart from early poorly preserved silicic andesites (Upper Pliocene), the TVC has generated remarkably similar porphyritic hornblende-biotite dacites with distinctive sanidine megacrysts for at least 1.5 Ma. The main products emitted by the volcano are dacite lavas and domes with associated block-and-ash flow deposits. There have also been several sector collapses to generate debris avalanches, which are closely associated with volcanic blasts and episodes of dome growth. Four stages of evolution are recognized with volcanism occurring in short bursts between much longer periods of dormancy. Volcanism has built a substantial volcanic complex and has migrated 4-5 km towards the SW in the last 1.5 Ma. Late Pleistocene to Holocene activity has involved at least three sector collapses of the hydrothermally altered flanks and domes. Volcanic blasts, block-and-ash flows, debris avalanches and lahars have been repeatedly distributed towards the south and southwestern flanks. These areas are the most populated of the Chilean Altiplano and include the main road between Bolivia and the Pacific Ocean coast. A future eruption would threaten these areas and the regional economy.

INTRODUCCIÓN

El Complejo Volcánico Taapaca (CVT) se encuentra ubicado en la I Región de Tarapacá, sobre el borde occidental del altiplano. La principal vía de acceso corresponde a la ruta internacional pavimentada Ch-11, que une las ciudades de Arica (Chile) y La Paz (Bolivia), a través del paso fronterizo Chungará-Tambo Quemado. También se puede acceder por la ruta ripiada proveniente del salar de Surire y Colchane, que conecta luego, por camino pavimentado, con la ciudad de Iquique. El sector oriental del CVT se encuentra ubicado dentro del Parque Nacional Lauca, declarado, además, Reserva Natural de la Biosfera por la UNESCO.

La cumbre principal del CVT (cerro Taapaca; 18°06'S/69°30'W) se alza hasta 5.850 m s.n.m., y unos 2.000 m sobre su base, aunque esta varía alrededor de sus flancos. Sus productos volcánicos cubren una superficie superior a 250 km², y el volumen del edificio principal ha sido estimado en ca. 35 km³.

El cerro Taapaca, cumbre más alta del complejo volcánico, fue utilizado por la civilización Inca como lugar ceremonial, como lo evidencian restos arqueológicos encontrados cerca de la cumbre. Sin embargo, aún no se ha determinado con certeza cuál era la finalidad de estas ceremonias (Reinhard, 2002).

ESTUDIOS ANTERIORES

Si bien el volcanismo de los Andes Centrales del norte de Chile ha sido estudiado bajo diversos aspectos, los estudios específicos sobre la evolución de centros eruptivos con actividad en el Pleistoceno Superior-Holoceno, son bastante escasos. Los principales en este grupo corresponden a los llevados a cabo en los volcanes San Pedro y San Pablo (Francis *et al.*, 1974), Tumisa (Gardeweg, 1991), Láscar (Gardeweg *et al.*, 1998), Socompa (Ramírez, 1988; van Wyk de Vries *et al.*, 2001), Ollagüe (Feeley *et al.*, 1993), Parinacota (Wörner *et al.*, 1988; Clavero, 2002; Clavero *et al.*, 2004a) y Taapaca (Clavero, 2002; Clavero *et al.*, 2004b).

El primer bosquejo geológico del CVT fue presentado por Kohlbach y Lohnert (1999); en tanto, los primeros datos geoquímicos y geocronológicos que mostraron indicios de actividad eruptiva en el Pleistoceno Superior para el CVT, fueron presentados por Lohnert (1999) y Wörner *et al.* (2000). Estudios más sistemáticos por parte del Servicio Nacional de Geología y Minería comenzaron a partir de 1999, con el objetivo de determinar la evolución del complejo y los posibles peligros volcánicos a los que se podría ver enfrentada Putre, la principal localidad del Altiplano chileno.

ESTRATIGRAFÍA

GEOLOGÍA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TAAPACA

Los Andes Centrales, donde está ubicada la Zona Volcánica Central (ZVC) y, por lo tanto, el CVT, es el segmento más alto y ancho de la cadena andina. Posee la corteza continental más potente de la Tierra, la que varía entre 50 y 70 km (*i.e.*, Beck *et al.*, 1996; Beaumont *et al.*, 2002) y puede ser subdividida en distintos sectores, dentro de los cuales está el Altiplano. Este corresponde al más extenso, con un ancho máximo de 850 km, y altos topográficos de hasta 6.500 m s.n.m., ubicados en las cordilleras Occidental y Oriental. Estos cordones montañosos están separados por una meseta de altura, a 3.800-4.200 m s.n.m. de altitud. La topografía actual del Altiplano es resultado, principalmente, del último evento orogénico conocido como 'Fase Quechua' (Steinmann, 1929). Este evento ha sido ampliamente reconocido y datado (*ca.* 27 Ma) en la Cordillera Oriental (*i.e.*, Semperé *et al.*, 1990; Hérail *et al.*, 1996; Rochat, 2000) y, más recientemente, en la Cordillera Occidental (*i.e.*, García, 2001). El aumento en la tasa de subducción en los Andes Centrales al inicio de la fase Quechua produjo la generación de grandes volúmenes de magmas de diversas composiciones (Sévrier y Soler, 1991). En la región altiplánica, volúmenes importantes de magmas riolíticos fueron emitidos en este período, la mayor parte de ellos probablemente asociados a la formación de grandes calderas de colapso, que formaron extensos campos de mesetas ignimbríticas hacia el oeste del Altiplano (*i.e.*, Formación Oxaya; García *et al.*, 2004). En el Mioceno, la emisión de productos andesíticos a dacíticos construyeron estratovolcanes, algunos de ellos con extensas zonas de alteración hidrotermal asociadas, y mineralización de oro-plata (Aguirre, 1990). En el Plioceno, se formaron nuevos estratovolcanes, con productos de similares características, así también como, al menos, una ignimbrita riodacítica de gran volumen (Ignimbrita Lauca; Kött *et al.*, 1995). Finalmente, se han construido sobre este basamento los volcanes recientes en el Pleistoceno Superior-Holoceno.

FORMACIÓN LUPICA OMI (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior)

Montecinos, 1963; García, 2001; García *et al.*, 2004

Es una secuencia volcanoclástica que en el área alcanza hasta 400 m de espesor (fuera de ella llega a los 3.000 m de espesor), y aflora en los flancos oeste, norte y sur del CVT. Consiste esencialmente en tobas riolíticas con distintos grados de soldamiento, de hasta 100 m de espesor individual, areniscas rojizas de grano fino a medio, bien estratificadas y conglomerados finos de hasta 150 m de espesor, junto

a lavas y cuerpos subvolcánicos andesíticos macizos. En numerosos sectores, se encuentra intensamente afectada por alteración hidrotermal (silicificación, argilización y algo de propilitización), así como fuertemente plegada y forma anticlinales y sinclinales buzantes al norte y de rumbo NNW. También se encuentra, en algunos sectores, afectada por fallas inversas asociadas al levantamiento de la precordillera (García, 2001). Numerosas determinaciones radiométricas (K-Ar y Ar/Ar; García, 2001; García *et al.*, 2004), indican un rango entre 23 y 19 Ma para esta formación.

Ha sido separada, en la zona, en tres facies de acuerdo a las litologías predominantes.

- a. principalmente tobas riolíticas
- b. lavas y cuerpos subvolcánicos andesíticos
- c. rocas sedimentarias

SECUENCIA HUAMACHUCO Mmh (Mioceno Medio)

Clavero, 2002; García *et al.*, 2004

Corresponde a una secuencia volcanoclástica que aflora principalmente en la base sureste del CVT y está parcialmente cubierta por lavas y domos de este complejo. Presenta hasta 120 m de espesor, con disposición subhorizontal a levemente inclinada, y manteos de hasta 15° al noreste. Está formada por brechas sedimentarias de origen aluvial y lahárico, y brechas piroclásticas andesíticas de bloques y ceniza. En la parte superior de la secuencia, se dispone una potente lava andesítica (hasta 70 m de espesor). García *et al.* (2004) presentan dos dataciones en la secuencia: una en biotita en un fragmento juvenil de una brecha piroclástica que dio como resultado $13,5 \pm 0,5$ Ma, y otra en roca total en la lava superior de la secuencia que dio $13,1 \pm 0,4$ Ma.

VOLCÁN ANCOMA Pal (Plioceno Inferior)

Clavero, 2002; García *et al.*, 2004

Es un edificio volcánico muy erosionado, esencialmente por actividad glacial, que se encuentra ubicado justo al este del CVT. Consiste en remanentes de lavas andesíticas a dacíticas, cubiertas, en parte, por depósitos morrénicos. Las lavas tienen texturas porfíricas (hasta 15%vol. de fenocristales) con cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, como fases predominantes en masa fundamental afanítica y, a veces, vesicular. García *et al.* (2004) presentan una edad K-Ar en roca total, fuera del área, que dio $5,3 \pm 0,3$ Ma.

IGNIMBRITA LAUCA Pii (Plioceno Superior)

Kött *et al.*, 1995; Wörner *et al.*, 2000; García *et al.*, 2004

Corresponde a depósitos de flujo piroclástico con diversos grados de consolidación y soldamiento y, en algunos sectores, niveles de oleadas piroclásticas. Se distribuye ampliamente en el altiplano de Chile y Bolivia (Ignimbrita Pérez). En el área de estudio, aflora en los sectores norte, noroeste, sur y sureste, con espesores de hasta 40 m. Contiene fragmentos juveniles pumíceos de hasta 40 cm de diámetro, con fenocristales de cuarzo, sanidina y biotita; abundantes fragmentos líticos polimícticos, entre los que predominan los de lavas andesíticas, subangulosos de hasta 12 cm de diámetro, inmersos en matriz de ceniza fina blanca a ligeramente rosada en ciertos sectores. Corresponde a un depósito mal seleccionado y macizo, aunque localmente presenta niveles basales de oleada piroclástica con laminación paralela y cruzada bien desarrolladas, lentes, e incorporación de fragmentos líticos del basamento. Su edad ha sido determinada, en diversos sectores fuera del área, en ca. 2,7 Ma mediante dataciones K-Ar y Ar/Ar en sanidina (Wörner *et al.*, 2000; García *et al.*, 2004).

Si bien su origen no ha sido determinado aún, Wörner *et al.* (2000) sugieren que este puede encontrarse en el sector donde se emplazó posteriormente el Complejo Volcánico Condoriri (frontera de Chile y Bolivia al norte del volcán Parinacota). Sin embargo, su distribución areal, las variaciones de facies, así como su variación de espesor y las estructuras ubicadas en las cercanías del volcán Sajama en Bolivia, sugieren que pudo haberse originado en una caldera ubicada en este sector del altiplano, parcialmente rellena por

los productos del volcán Sajama, los que incluyen una serie de domos dacíticos y lavas basálticas alineados en una posible estructura anular.

COMPLEJO VOLCÁNICO TAAPACA CVT (Plioceno Superior-Holoceno)

La historia de evolución del CVT ha sido dividida en cuatro estadios, sobre la base de criterios estratigráficos, geocronológicos, geoquímicos y morfológicos (Clavero, 2002; Clavero *et al.*, 2004b).

TAAPACA 1 T₁ (Plioceno Superior?-Pleistoceno Inferior)

Los productos de este estadio de evolución del CVT afloran solo en la parte media a baja del flanco norte del complejo. Están en gran parte cubiertos por depósitos piroclásticos del estadio Taapaca 2 y cubren, en discordancia angular y de erosión, rocas fuertemente alteradas de la Formación Lupica, pequeños remanentes lávicos del Mioceno Superior, no mapeables a la escala del presente mapa, y la planicie formada por la Ignimbrita Lauca. Corresponden a lavas (T₁l) de composición andesítico-silíceas (60-61 % SiO₂), de hasta 60 m de espesor y 6 km de extensión. Presentan superficies suavizadas por la erosión, en las que no se han preservado morfologías primarias. Son rocas porfíricas con fenocristales (<15%vol.) de plagioclasa, clino y ortopiroxeno y ocasionales cristales de sanidina y anfíbola. No se ha podido obtener edades radiométricas de estas lavas, sin embargo debido a sus relaciones estratigráficas, se infiere que la actividad eruptiva del estadio Taapaca 1 estuvo comprendida entre el Plioceno Superior (<2,7 Ma, edad de la Ignimbrita Lauca) y el Pleistoceno Inferior (>1,5 Ma).

TAAPACA 2 T₂ (Pleistoceno Inferior a Medio; 1.500-500 ka)

Las rocas y depósitos correspondientes a este estadio forman gran parte de los flancos septentrional y oriental, y parte del flanco suroccidental del CVT, y cubren más de 150 km². Los productos corresponden a lavas, domos y depósitos piroclásticos y laháricos asociados.

Las lavas (T₂l) son generalmente potentes (60 a 150 m de espesor) y tienen extensiones máximas de 3 km. Las de los flancos oriental y suroccidental han preservado algunas morfologías primarias como lóbulos de avance y albardones ('levées'); en cambio, en el flanco norte, han sido fuertemente afectadas por erosión y, localmente, por intensa alteración hidrotermal, la que oblitera en gran medida las estructuras primarias.

Los domos (T₂d) se encuentran emplazados en el flanco norte del CVT, formando un alineamiento de dirección norte-sur, en la parte oriental del complejo, y parcialmente cubren e intruyen lavas del mismo estadio. Tienen bases subcirculares a elípticas con diámetros entre 500 y 900 m, y potencias de hasta 250 m. Destaca en este grupo oriental un domo-torta, que cubre parcialmente lavas dacíticas del mismo estadio, el que tiene una base elíptica de 1.800 x 1.200 m de diámetro y un espesor de 150-200 m. Este presenta bandas de obsidiana hacia la parte central, y estructuras de cizalle interna, reflejo de los distintos lóbulos que lo formaron, similares a los descritos para la reciente erupción del volcán Soufrière Hills en Montserrat (Watts *et al.*, 2002).

Los depósitos piroclásticos (T₂b) corresponden principalmente a depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza ('block-and-ash flows'), y se distribuyen esencialmente hacia el flanco norte del CVT, donde forman los abanicos de mayor extensión alrededor del centro eruptivo, y cubren un área de más de 110 km². A pesar de presentar morfologías superficiales suavizadas por la erosión, principalmente aluvial, se ha podido reconocer, al menos, 16 unidades de flujo independientes. Los depósitos individuales tienen espesores variables entre 20 y 2 m, los que disminuyen desde las facies proximales a las distales. La extensión desde sus probables orígenes también es variable, entre 6 y 12 km, e incluso llegan a alcanzar, los de mayor extensión, el valle del río Lluta y la quebrada de Allane. Los depósitos son brechosos, monomícticos, con fragmentos redondeados a subredondeados de hasta 4 m de diámetro, muchos de los cuales presentan estructuras tipo PJB (Prismatically Jointed Block/Bloque con Disyunción Prismática) (Cas y Wright, 1987), inmersos en una matriz monomíctica de ceniza fina a media de la misma composición.

En ocasiones, presentan estratificación subhorizontal incipiente con desarrollo de gradación inversa.

Los depósitos laháricos (T_2lh) afloran en la facies distal del abanico piroclástico septentrional al llegar a la quebrada de Allane, y engranan transicionalmente a partir de los depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza. Consisten en depósitos de hasta 2 m de espesor, constituidos por el mismo tipo de material que los depósitos piroclásticos, pero con numerosos (hasta 50%vol.) fragmentos accidentales (< 80 cm de diámetro) inmersos en una matriz arenosa, los que se disponen principalmente hacia la base del depósito.

El material juvenil de los productos emitidos en este estadio corresponde a dacitas (62-68% SiO_2) porfíricas con fenocristales (18-20%vol.) de plagioclasa, biotita, cuarzo, anfíbola y megacristales de sanidina de hasta 3 cm de largo. Habitualmente contienen inclusiones máficas de formas ovaladas (< 15 cm de diámetro) con textura dyxitáxica, formadas por agregados microcristalinos de plagioclasa, anfíbola y óxidos de Fe-Ti, con algunos xenocristales de cuarzo, biotita y/o sanidina, los que comúnmente presentan bordes de reacción.

Sobre la base de los datos geocronológicos $^{40}Ar/^{39}Ar$ disponibles (Clavero *et al.*, 2004b) y las relaciones estratigráficas, se infiere que la actividad eruptiva del estadio Taapaca 2 estuvo comprendida entre 1.500 y 500 ka.

TAAPACA 3 T_3 (Pleistoceno Medio; 500-450 ka)

Las rocas y depósitos de este estadio se ubican principalmente en la parte central del complejo y en los flancos noroccidental y suroccidental del mismo, y cubren un área aproximada de 18 km².

Las lavas (T_3l) se ubican de manera predominante en los flancos anteriormente señalados y corresponden a lavas de bloques y Aa, de espesores variables entre 60 y 120 m, y de poca extensión, que no superan los 2 km. Presentan algunos rasgos morfológicos primarios como lóbulos de avance preservados, pero suavizados por erosión, de origen preponderante glacial.

Se ha asignado un solo domo (T_3d) a este estadio, el cual se encuentra en la parte alta central del complejo, e intruye rocas del estadio Taapaca 2. Tiene forma basal subcircular de unos 600 m de diámetro y una altura de 180 m.

Los depósitos piroclásticos (T_3b) corresponden a depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza, los que se distribuyen, esencialmente, hacia el flanco noroccidental del complejo. Son depósitos prácticamente monomíticos, con fragmentos juveniles de hasta 60 cm de diámetro en matriz de ceniza gruesa, la que, en algunos sectores, muestra desarrollo de incipiente laminación paralela. Presentan superficies suaves y espesores individuales de hasta 15-20 m en facies proximales, los que disminuyen a menos de 3 m en facies distales.

El material juvenil de este estadio corresponde a dacitas (63-67% SiO_2) porfíricas con fenocristales (20-25%vol.) de plagioclasa, biotita, cuarzo, anfíbola y megacristales de sanidina de hasta 5 cm de largo. Habitualmente las dacitas contienen inclusiones máficas de formas ovaladas (< 20 cm de diámetro; 2-3%vol.) con textura dyxitáxica, formadas por agregados microcristalinos de plagioclasa, anfíbola y óxidos de Fe-Ti, con algunos xenocristales de cuarzo, biotita y/o sanidina, los que comúnmente presentan bordes de reacción.

No se ha obtenido datos geocronológicos de productos de este estadio. Sin embargo, sobre la base de las relaciones estratigráficas con productos de los estadios 2 y 4, se puede inferir que la actividad de este estadio estuvo comprendida entre los 500 y 450 ka.

TAAPACA 4 T_4 (Pleistoceno Medio-Holoceno; <450 ka)

Los depósitos y rocas de este estadio se encuentran muy bien preservados y, dado que los depósitos piroclásticos se distribuyen esencialmente hacia el sur-suroeste, han sido disecados profundamente por erosión fluvial-aluvial (mayor en este sector por el mayor relieve con respecto a los flanco norte y oriental). Esto ha permitido establecer una estratigrafía más precisa la que, sumada a la mayor cantidad de datos geocronológicos disponibles, indica que este estadio está representado por cuatro unidades: Churilenco,

Tajane, Socapave y Putre. El sector en que se encuentra la localidad de Putre, presenta al menos tres terrazas piroclásticas distintivas. Cada una de ellas está asociada a una de las unidades antes mencionadas y se ha formado mediante el relleno parcial o total de una profunda quebrada labrada en depósitos piroclásticos de la unidad anterior.

El material juvenil de este estadio corresponde a dacitas (62-68% SiO₂) porfíricas con fenocristales (hasta 40%vol.) de plagioclasa, biotita, cuarzo, anfíbola y megacrístales de sanidina de hasta 12 cm de largo. Habitualmente las dacitas contienen inclusiones máficas de formas ovaladas (< 40 cm de diámetro; 5-6%vol.) con textura dyxitáxica, formadas por agregados microcristalinos de plagioclasa, anfíbola y óxidos de Fe-Ti, con algunos xenocristales de cuarzo, biotita y/o sanidina, los que comúnmente presentan bordes de reacción.

Unidad Churilenco T_{4c} (Pleistoceno Medio; 450-430 ka)

Se ha reconocido, hasta la fecha, una lava y un depósito de avalancha volcánica, los que por sus relaciones estratigráficas han sido asignados a esta unidad. Se encuentran en el flanco austral del complejo y, entre ambos, no superan una superficie expuesta de más de 1 km².

La lava (T_{4cl}) está ubicada en la parte media del flanco austral del complejo, parcialmente cubierta por depósitos piroclásticos y de avalancha de las unidades Tajane y Socapave. Corresponde a una lava de bloques con morfología brechosa superficial y lóbulos de avance bien preservados, y composición dacítica (ca. 65% SiO₂).

El depósito de avalancha volcánica (Avalancha Churilenco; T_{4ca}) aflora solamente en el fondo de la quebrada Socapave, inmediatamente al este y sur de la localidad de Putre. Corresponde a una brecha gruesa, principalmente monomítica, con fragmentos angulosos de hasta 2,5 m de diámetro de dacitas con tonalidad rojiza, algunos con fracturas tipo 'puzzle', incluidos en una matriz de ceniza gruesa de la misma composición y tonalidad. La superficie del depósito presenta morfología ondulada de cerrillos ('hummocks'), característica de este tipo de depósitos (Ui, 1983; Siebert, 1984; Clavero *et al.*, 2002), y se encuentra casi totalmente rellena por depósitos fluviales y piroclásticos de la unidad Tajane. No se ha observado evidencias de un emplazamiento a alta temperatura para este depósito. Por esto, podría haberse originado por el colapso parcial, hacia el sur, del edificio construido durante los estadios 2 y 3, debido a la fuerte alteración hidrotermal que lo afectó, como ha sido sugerido para otros centros eruptivos (López y Williams, 1993).

Clavero *et al.* (2004b) presentan una datación radiométrica ⁴⁰Ar/³⁹Ar de un bloque de la avalancha Churilenco, el cual interpretan como correspondiente al estadio 2, incorporado durante el colapso parcial del edificio que generó finalmente el depósito. Este dato, sumado a las relaciones estratigráficas con productos de la Unidad Tajane y dataciones de estos últimos, permite acotar la actividad de la unidad Churilenco al período comprendido entre 450 y 430 ka.

Unidad Tajane T_{4t} (Pleistoceno Medio a Superior; 430-25 ka)

Las rocas y depósitos de este estadio cubren un área de más de 30 km² y se distribuyen en los flancos occidental y austral del complejo. Consiste en una serie de lavas, domos, un depósito de avalancha volcánica y depósitos piroclásticos y laháricos.

Las lavas (T_{4tl}) se disponen en el flanco sur, y corresponden a potentes lavas con morfologías de bloques y Aa de hasta 80-100 m de espesor y 3 km de extensión máxima. Presentan lóbulos de avance y superficies rugosas de bloques bien preservados.

Los domos (T_{4td}) se encuentran emplazados en laderas con fuertes pendientes, tanto en el flanco occidental como en la parte alta del flanco sur del complejo, y se encuentran cortados por domos de la unidad Socapave y/o cubiertos parcialmente por depósitos piroclásticos de esta misma unidad. Presentan formas basales subcirculares de hasta 700 m de diámetro y 150 m de espesor, con superficies rugosas de bloques bien preservadas. Los domos occidentales presentan frentes subverticales, producto de colapsos parciales que generaron flujos piroclásticos de bloques y ceniza dirigidos hacia el oeste.

El depósito de avalancha volcánica (Avalancha Tajane; T₄ta) se distribuye en el flanco sur del complejo, cubre parcialmente rocas del basamento y unidades más antiguas del CVT, y tiene una extensión máxima de 10 km. Corresponde a un depósito brechoso semiconsolidado a no consolidado, con superficie ondulada producto de cerrillos, ligeramente suavizada por erosión y por relleno parcial de depósitos piroclásticos de las unidades Socapave y Putre. Contiene fragmentos esencialmente monomícticos dacíticos, angulares, de hasta 2,5 m de diámetro, algunos con disyunción prismática (PJB), lo que sugiere un emplazamiento a alta temperatura y otros con fracturas tipo 'puzzle', todos inmersos en una matriz de mala selección, compuesta por fragmentos tamaño lapilli fino a medio del mismo tipo litológico.

Los depósitos piroclásticos (T₄tb) forman principalmente dos abanicos ubicados en los flancos suroccidental y sur del complejo. Cubren un área de más de 25 km² con extensiones de hasta 13 km y un espesor máximo para toda la secuencia de 80 m. Esta consiste principalmente en depósitos de flujo piroclástico de bloques y ceniza, con espesores individuales de hasta 20 m, con similares características a los de los estadios Taapaca 2 y 3. Presentan estructuras de desgasificación mejor preservadas como pipas de segregación gaseosa, las que se disponen esencialmente hacia las partes altas de los depósitos, muchas veces cortadas por depósitos de oleada de nube acompañante ('ash-cloud surge') sobreyacentes. Estos últimos presentan espesores que no superan los 20 cm y consisten en depósitos discontinuos de grano muy fino (ceniza fina) con abundantes estructuras como laminación cruzada y dunas.

Clavero *et al.* (2004b) presentan una serie de datos geocronológicos ⁴⁰Ar/³⁹Ar y C¹⁴ en rocas y depósitos piroclásticos de esta unidad, los que permiten acotar su actividad entre 430 y 25 ka. Wörner *et al.* (2000) presentan la datación de un depósito piroclástico de bloques y ceniza ubicado en la parte baja del flanco suroriental del complejo, el cual rellena la quebrada Taipicagua y que podría ser asignado a esta unidad; sin embargo, una datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar obtenida en este trabajo indica que el depósito pertenece a la unidad Socapave. Se interpreta, entonces, la edad obtenida por estos autores como proveniente de un xenocrystal de sanidina incorporado por el flujo y contenido dentro del depósito más joven. Asimismo, se presenta en este trabajo una datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar de un megacrystal de sanidina contenido en un domo de la parte alta del flanco sur del complejo, la que arrojó una edad de ca. 38 ka, coincidente con la presentada por Lohnert (1999) en sanidina para un domo de este mismo sector.

Unidad Socapave T₄s (Pleistoceno Superior-Holoceno; 25-9 ka AP)

Las rocas y depósitos de este estadio cubren un área de más de 25 km² y se distribuyen en los flancos occidental y austral del complejo. Consiste en una serie de domos, un depósito de avalancha volcánica y depósitos piroclásticos y laháricos.

Los domos (T₄sd) se encuentran emplazados en el borde occidental de la parte central del complejo. Tienen formas generalmente elípticas con diámetros basales de hasta 1.600 x 1.200 m, alturas de hasta 300 m y superficies brechosas. Los tres domos de mayor volumen corresponden a los más jóvenes de esta unidad (ca. 15 ka) y se encuentran ubicados en la parte central del complejo, donde forman una cadena de forma subcircular, debido a que utilizaron la cicatriz originada por la Avalancha Socapave (25 ka) para emplazarse. En la base occidental de uno de estos domos, se dispone un depósito de talud de domo ('rock-fall'), formado por grandes bloques (hasta 2 m) angulosos, prácticamente sin matriz.

El depósito de avalancha volcánica (Avalancha Socapave; T₄sa) se dispone en el flanco sur-suroeste del complejo, cubre un área de más de 20 km², con una extensión máxima de 10 km, y está parcialmente cubierto por depósitos piroclásticos de la Unidad Putre. Afloramientos distales se ubican en el extremo oriental de la localidad de Putre. Tiene una superficie ondulada muy bien desarrollada, dada por los cerrillos que la componen, los que alcanzan una altura de hasta 35 m. En ciertos sectores, esta superficie ondulada se encuentra suavizada debido al relleno de las depresiones intracerrillos por depósitos piroclásticos de la unidad Putre. Consiste en un depósito brechoso, esencialmente monomíctico en cuanto a la composición química (bloques dacíticos), pero polimícticos por cuanto provienen de distintos protolitos, incluyendo los fragmentos juveniles. Los fragmentos son angulosos, tienen hasta 10 m de diámetro, y muchos presentan disyunción prismática (PJB). La matriz está formada por fragmentos de la misma composición, con tamaño de ceniza media a gruesa. Pipas de segregación gaseosa, poco comunes en depósitos de

avalancha volcánica, se encuentran habitualmente hacia el techo del depósito, lo que sugiere un emplazamiento a alta temperatura. Un depósito piroclástico producto de una explosión dirigida ('blast') rellena en algunos sectores fracturas nuevas, formadas en el techo del depósito de avalancha. Fragmentos de este mismo depósito de explosión dirigida, se encuentran incorporados en el depósito de avalancha en sectores más distales. Los antecedentes previamente descritos sugieren que el colapso parcial del edificio estuvo asociado al emplazamiento de un criptodomo, el cual desestabilizó el edificio y generó la avalancha. Este colapso parcial, habría producido la súbita despresurización del criptodomo, que habría generado, a su vez, una explosión dirigida, lo que constituye una secuencia eruptiva tipo Monte Santa Helena (Voight *et al.*, 1981).

Los depósitos piroclásticos (T_{4sb}) forman una secuencia de hasta 50 m de espesor que se distribuye en el flanco suroccidental del complejo y rellena parcialmente la quebrada Taipicagua. La secuencia está formada por depósitos piroclásticos de bloques y ceniza, cuyo espesor varía de 10 m en zonas proximales, a menos de 1 m en zonas distales, con extensiones máximas de 8 km. Los depósitos están constituidos por fragmentos subredondeados monomíticos de composición dacítica de hasta 1,5 m de diámetro, inmersos en una matriz tamaño ceniza gruesa a lapilli fino de la misma composición, con rasgos de estratificación interna gruesa. Los fragmentos mayores presentan habitualmente disyunción prismática, y abundan las pipas de segregación gaseosa hacia las partes superiores de los depósitos. Varios de estos depósitos se encuentran sobreyacidos por delgados (hasta 20 cm de espesor) niveles de depósitos de oleada piroclástica de nube acompañante, de ceniza fina, los que presentan estructuras de laminación cruzada y paralela, y lentes, que denotan un transporte altamente turbulento debido a la baja concentración de partículas del flujo que los originó (Fujii y Nakada, 1999). Asimismo, en ciertos sectores, se ha preservado delgados niveles de ceniza de caída co-flujo piroclástico (Bonadonna *et al.*, 2002). Estos no superan los 2 cm de espesor y están formados por ceniza fina, originada por la caída por gravedad de los fragmentos más finos elutriados del flujo principal y levantados por la pluma del frente del flujo ('lofted plume'). Debido a su espesor y granulometría, su preservación se hace muy difícil, lo que explica la escasa continuidad areal de los depósitos aún existentes.

Se incluye en la secuencia depósitos piroclásticos producto de explosiones dirigidas. Tienen hasta 2 m de espesor, y presentan los dos característicos niveles de este tipo de depósitos (*i.e.*, Hobblitt *et al.*, 1981; Boudon y Lajoie, 1989; Ritchie *et al.*, 2002). El nivel inferior muestra una granulometría más gruesa que el superior y no presenta material fino en su matriz. Corresponde a un depósito bien seleccionado, prácticamente clastosoportado, formado por fragmentos angulosos a subangulosos de hasta 20 cm de diámetro. El nivel superior, en cambio, está formado principalmente por material tamaño ceniza fina a media, bien seleccionado, aunque en algunos sectores presenta bloques de mayor tamaño (hasta 20 cm).

Se ha reconocido también dentro de la secuencia, depósitos de flujo piroclástico secundarios o derivados de oleadas piroclásticas (Druitt *et al.*, 2002). Tienen una distribución muy local, rellenan paleocanales y tienen espesores que no superan los 40 cm. Tienen grano fino (ceniza fina a gruesa), son macizos y sin estructuras internas.

Clavero *et al.* (2004b) publican una serie de dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y C^{14} de rocas y depósitos de esta unidad que restringen su actividad al período entre 25 y 9 ka. Los resultados de tres nuevas dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina se presentan en este trabajo, las que también caen dentro de este rango. Una de ellas corresponde a uno de los domos de la parte central del complejo, que dio una edad de ca. 14 ka, lo que sugiere un emplazamiento de estos domos utilizando la cicatriz generada por el colapso de la Avalancha Socapave (25 ka). Las otras dos corresponden a depósitos de bloques y ceniza, uno ubicado en la parte alta y central del complejo, asociado al domo antes descrito. El otro depósito está ubicado en la parte baja del flanco sur, y rellena parcialmente la quebrada Taipicagua. Ambos dieron edades de ca. 15 ka.

Unidad Putre T_{4p} (Holoceno; <9 ka AP)

Las rocas y depósitos de este estadio cubren un área de más de 18 km² y se distribuyen en la parte alta central del complejo, así como en los flancos occidental y austral del mismo. Consiste en una serie de

domos y depósitos tanto laháricos como piroclásticos asociados. Estos últimos rellenan parcialmente la accidentada topografía dejada por la Avalancha Socapave y las profundas quebradas labradas en los depósitos piroclásticos de esta misma unidad y de la unidad Tajane.

Los domos (T_{4pd}) se ubican en el sector centro-sur, el más alto del complejo y forman los Nevados de Putre. Entre ellos, el domo de mayor volumen forma el cerro Taapaca. Tienen bases subcirculares a ligeramente elípticas con diámetros basales de hasta 1.000 m y potencias de hasta 350 m, lo que genera laderas con pendientes muy fuertes e inestables. Tienen superficies irregulares de bloques y, habitualmente, presentan depósitos piroclásticos de bloques y ceniza de pequeño volumen, cercanos a sus bases.

Los depósitos piroclásticos (T_{4pb}), principalmente de bloques y ceniza, forman una secuencia de hasta 60 m de espesor, que se distribuye fundamentalmente hacia el suroeste del complejo. Estos varían en espesor desde 30 m, en facies proximales, a menos de 2 m en facies distales, con extensiones máximas de hasta 14 km. Están formados por bloques esencialmente monomícticos de dacitas subredondeadas a redondeadas, de hasta 3 m de diámetro, que habitualmente presentan disyunción prismática, inmersos en una matriz de ceniza media a gruesa de la misma composición, en sectores con rasgos de estratificación paralela. El tamaño de los bloques mayores también disminuye con la distancia, y llega a menos de 10 cm en facies distales. Pipas de segregación gaseosa son comunes en las partes altas de los depósitos, las que a veces se presentan truncadas por depósitos de oleada piroclástica de nube acompañante, lo que indica la simultaneidad de los flujos que los originaron y la capacidad erosiva de las oleadas. Los depósitos de oleada de nube acompañante tienen hasta 20 cm de espesor, granulometría fina (ceniza fina a media), abundantes estructuras internas como laminación cruzada y paralela y desarrollan lentes con granulometría ligeramente más gruesa.

Depósitos de oleada piroclástica producto de explosiones dirigidas son muy comunes en esta unidad. Son habitualmente delgados (hasta 3 m de espesor) y presentan los dos niveles característicos de este tipo de depósitos. El nivel inferior es habitualmente macizo, de grano grueso (ceniza gruesa a lapilli fino) sin matriz fina, aunque a veces presenta niveles de oleada basal. El nivel superior es de granulometría más fina (ceniza fina a media), generalmente con gradación inversa. En algunas ocasiones, fragmentos mayores de hasta 30 cm de diámetro, se encuentran imbricados en la dirección del flujo y pipas de segregación gaseosa en depósitos de bloques y ceniza subyacentes, se encuentran deformadas, lo que indica la sincronía de los eventos que los formaron. Estos datos, sumados a la relación espacial entre los depósitos piroclásticos de bloques y ceniza y los de explosiones dirigidas, sugieren que la mayoría de estos últimos se generaron por la súbita descompresión durante el colapso parcial de domos, como se ha observado en la reciente erupción del volcán Soufrière Hills en Montserrat (Cole *et al.*, 2002; Sparks *et al.*, 2002).

Depósitos de flujo piroclástico secundario derivados de oleadas piroclásticas han sido reconocidos localmente como relleno parcial de paleocanales, sin mayor continuidad lateral, sobreyaciendo a depósitos piroclásticos de explosiones dirigidas. Son depósitos macizos de hasta 1 m de espesor, de grano fino, que se acuñan fuertemente hacia los bordes de los paleocanales. No existen depósitos de retrabajo ni evidencias de paleosuelo entre estos depósitos y los de explosiones dirigidas que los subyacen, por lo cual se infiere que se originaron por rápida sedimentación de material fino proveniente de la oleada piroclástica, como ha sido observado y descrito recientemente en la erupción del complejo dómico mencionado en el párrafo anterior (Calder *et al.*, 2002; Cole *et al.*, 2002; Druitt *et al.*, 2002).

Se ha reconocido también un depósito de flujo piroclástico de pómez ('pumice flow') en el flanco occidental del complejo (T_{4pf}). Tiene un espesor máximo de 10 m y una extensión menor a 3,5 km. Consiste en fragmentos pumíceos subredondeados de hasta 50 cm de diámetro, inmersos en una matriz maciza de ceniza fina a media de la misma composición. Este depósito se habría originado por colapso de una columna eruptiva explosiva de mediana altura.

Dos tipos de depósitos piroclásticos de caída han sido reconocidos en esta unidad. El primer tipo se ha preservado en dos pequeñas cuencas generadas por el cierre de drenajes producido por el emplazamiento de la Avalancha Socapave. Estas se encuentran rellenas por delgados depósitos piroclásticos de caída (ceniza media a lapilli fino), bien seleccionados y de espesores variables entre 15 y 50 cm, intercalados con depósitos lacustres finos y niveles de turba. Estos niveles corresponderían, esencialmen-

te, a períodos de emisión de ceniza asociados al crecimiento de domos ('ash-venting'). El otro tipo equivale a niveles muy delgados (menos de 2 cm de espesor) de ceniza fina, ubicados sobre depósitos de oleada de nube acompañante. Estos se relacionarían con las cenizas elutriadas y luego incorporadas a la parte de la pluma levantada en el frente del flujo ('lofted plume') y, finalmente, depositadas sobre el depósito del mismo flujo del cual provinieron, como ceniza de caída co-flujo piroclástico (Bonadonna *et al.*, 2002).

Depósitos laháricos (T_4plh) afloran en la parte alta de los flancos sur y oriental del complejo. Cubren pequeñas áreas y tienen extensiones que no superan los 5 km. Consisten en depósitos brechosos polimícticos con fragmentos angulares de hasta 2 m de diámetro, inmersos en una matriz arenosa, que en determinados sectores presenta una estratificación paralela incipiente.

Clavero *et al.* (2004b) presentan nueve dataciones C^{14} de depósitos piroclásticos de esta unidad, los que sumados a sus relaciones estratigráficas con la Unidad Socapave, permiten restringir la actividad eruptiva de la Unidad Putre desde los 9 ka hasta, al menos 2.000 AP. No obstante, la principal actividad relacionada con la intrusión y extrusión de domos, así como su actividad piroclástica asociada, está probablemente restringida a los 9-7 ka. La actividad eruptiva ocurrida entre los 7 y 2 ka está principalmente vinculada a explosiones asociadas al crecimiento tardío de los domos, sin formación de flujos piroclásticos.

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS

DEPÓSITOS DE REMOCIÓN EN MASA PPIrm (Plioceno?-Pleistoceno)

Se ha reconocido dos depósitos de este tipo, los que se disponen en el sector suroriental del área. El de menor volumen se encuentra cercano a la localidad de Putre, y está constituido principalmente por bloques angulosos de la Ignimbrita Lauca con muy poca a escasa matriz. Este depósito se originó por el colapso de una pared vertical de la Ignimbrita Lauca y los fragmentos sufrieron escaso transporte. El depósito de mayor volumen se encuentra en el sector suroriental del área, afectó principalmente al cerro Japane, y está constituido por rocas de la Secuencia Huamachuco (Mioceno Medio) y de la Formación Lupica (Oligoceno Superior-Mioceno). El depósito cubre un área aproximada de 10 km² con una extensión máxima de 8 km desde su origen. Tiene morfología superficial ondulada con desarrollo de cerrillos, los que están formados por bloques de tamaños variables entre algunas decenas de centímetros a varias decenas de metros de diámetro, inmersos en proporciones también variables de matriz, desde prácticamente inexistente hasta formar un 50%vol. del depósito. Cerca del origen, los bloques están principalmente constituidos por fragmentos de lavas andesíticas y depósitos de bloques y ceniza de la Secuencia Huamachuco, en tanto en las facies distales el depósito contienen mayor proporción de fragmentos de rocas sedimentarias y de tobas riolíticas alteradas de la Formación Lupica. Estos últimos se presentan fuertemente fracturados y, en ciertas ocasiones, con desarrollo de fracturas tipo puzzle. En su borde norte proximal, se encuentra parcialmente cubierto por los depósitos de la Avalancha Socapave, en tanto en su extremo noroccidental las depresiones intracerrillos se encuentran parcialmente rellenas por depósitos piroclásticos holocenos (bloques y ceniza y explosiones dirigidas) de la unidad Putre, por lo que el conjunto se asigna al Holoceno (Hrm/pb)).

DEPÓSITOS LACUSTRES CON INTERCALACIONES DE DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS PIHs/ T_4Pb (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Se disponen en el flanco sur del CVT, y rellenan dos pequeñas cuencas formadas por el cierre de drenajes causado por el emplazamiento de la Avalancha Socapave, y cubiertos por depósitos piroclásticos de la unidad Putre (PIHs/ T_4pb). Están formados por depósitos finamente laminados de arena fina en capas de espesor centimétrico (<15 cm espesor), con numerosas intercalaciones de niveles de turba (<20 cm espesor) y depósitos de ceniza fina de caída del CVT (15-50 cm de espesor). Debido a su disposición estratigráfica sobre la avalancha Socapave, por las intercalaciones de depósitos piroclásticos de la unidad Putre y por las dataciones C^{14} presentadas por Clavero *et al.* (2004b), su edad está restringida al intervalo entre 25 y 2 ka.

DEPÓSITOS COLUVIALES PIHc (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Se disponen en la base de cerros con fuerte pendiente o escarpes, esencialmente constituidos por la Ignimbrita Lauca. Corresponden a depósitos de talud, polimícticos a monomícticos, con bloques angulosos y gruesos, y escasa a nula matriz, los que han sufrido mínimo transporte, básicamente de origen gravitacional.

DEPÓSITOS GLACIALES PIHg (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Se disponen, en su mayoría, en el flanco suroriental del complejo, y rellenan parcialmente valles glaciales labrados en las unidades más antiguas del CVT (estadio 2) y lavas del volcán Ancoma. Pequeños afloramientos se disponen también en la parte alta del flanco norte del CVT, y en el flanco occidental, aunque estos últimos se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos. Corresponden a depósitos brechosos, polimícticos, con bloques redondeados a subangulosos de hasta 2 m de diámetro, inmersos en matriz limo-arenosa sin mayores estructuras. En las partes más altas y cercanas al CVT, predominan los bloques de dacitas.

DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES INDIFERENCIADOS PIHac (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Se disponen en los márgenes de quebradas, en los que depósitos monomícticos a polimícticos coluviales y aluviales se interdigitan.

DEPÓSITOS ALUVIALES PIHa (Pleistoceno Superior-Holoceno)

Se disponen como relleno en el fondo de quebradas. Corresponden a depósitos macizos, polimícticos y de baja selección, con matriz limosa a arenosa con estratificación paralela incipiente.

DEPÓSITOS SALINOS TERMALES Ht (Holoceno)

Se disponen al este de la localidad de Putre, donde forman una delgada costra de unos 15 cm de espesor máximo, constituida por depósitos salinos silíceos, asociados a la emanación de una fuente termal.

GEOQUÍMICA, GEOBAROMETRÍA Y GEOTERMOMETRÍA

Se resume en esta sección los datos y conclusiones presentados por Clavero (2002), Clavero *et al.* (2004b) y Zellmer y Clavero (en prensa).

Los magmas del CVT han evolucionado desde andesitas silíceas (60-61% SiO₂) en su primer estadio (Taapaca 1) a dacitas en todos los siguientes (63-68% SiO₂). Los procesos de mezcla y de mezcla inmisible de magmas, así como los de automezcla por convección interna (Couch *et al.*, 2001) debido a recalentamiento de la base de la cámara magmática, han sido persistentes y crecientes en importancia en el sistema magmático del CVT. Estos procesos han generado complejas texturas de desequilibrio mineralógico, la presencia de numerosas inclusiones máficas y, posiblemente, corresponden a uno de los principales factores gatilladores de erupciones en el CVT. Los magmas dacíticos se han formado probablemente en el límite corteza inferior-superior a unos 18-22 km de profundidad, de acuerdo a geobarometría de aluminio en hornblendas. A esta profundidad habrían sido recalentados por la llegada de pulsos de magmas máficos acumulados en su base. Sobre la base de geotermometría de plagioclasa-hornblenda se ha podido establecer que la temperatura de los magmas dacíticos ha sido, en promedio, de 875°C (rango de 840° a 910°C), en tanto que la de los magmas máficos alcanzó, en promedio, 920°C (rango de 800 a 980°C). De acuerdo a la composición del vidrio de la masa fundamental (Blundy y Cashman, 2001) y de la química

de los fenocristales de anfíbola, cámaras magmáticas más superficiales también se habrían formado, incluso a niveles bastante superficiales de unos 2-3 km de profundidad. Los megacristales de sanidina probablemente se formaron en etapas tardías de la cristalización del magma, durante el ascenso desde la cámara profunda hacia niveles más superficiales, donde habría ocurrido, además, una cristalización casi adiabática del vidrio de la masa, formando intercrecimientos de cuarzo y feldespatos (Blundy y Cashman, 2001), lo que aumenta además, la viscosidad del magma. La cristalización de las sanidinas, a pesar del gran tamaño de los cristales, se llevaría a cabo en solo unos pocos cientos de años de acuerdo a dataciones U-Th (600-800 años).

GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las zonas afectadas por alteración hidrotermal pueden dividirse en dos grupos: aquellas que afectan las rocas volcánicas de la parte alta del CVT y asociadas a la actividad hidrotermal subsuperficial del mismo complejo (Gajardo *et al.*, 1997; Clavero 2002) y aquellas que afectan principalmente las rocas de la Formación Lupica, asociadas principalmente a la actividad magmática del Mioceno Medio a Superior (Billiton-Sernageomin, 1996; García *et al.*, 2004).

El primer grupo corresponde a la zona ubicada en la parte alta del flanco norte del CVT, donde antiguamente funcionó la mina Taapaca de azufre, que corresponde a un depósito exhalativo (Gajardo *et al.*, 1997; Tabla 2). Las rocas volcánicas están afectadas por alteración solfatárica, argilizadas y, en determinados sectores, ligeramente silicificadas. Los principales minerales de alteración corresponden a arcillas (predomina el caolín), yeso, dolomita, sílice amorfa y, localmente, azufre nativo.

El segundo grupo está constituido por rocas de la Formación Lupica, que afloran en las partes bajas de los flancos norte y sur del CVT. Estas rocas, donde predominan las tobas riolíticas y, en menor proporción, lavas y cuerpos subvolcánicos andesíticos, se encuentran afectadas en distinto grado por alteración hidrotermal, asociada al emplazamiento de cuerpos subvolcánicos del Mioceno Medio a Superior en la zona (García *et al.*, 2004). La alteración corresponde esencialmente a la de tipo argílica, silíceo, sericítica y propílica y, localmente, presenta algo de piritización.

EVOLUCIÓN DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TAAPACA

El CVT comenzó a edificarse hace más de 1,5 Ma, emitiendo lavas de composición andesítico-silíceo de alto K, que hoy se encuentran en el flanco norte del complejo. Estas lavas formaron parte de un antiguo estratocono de suaves pendientes (estadio Taapaca 1), del que hoy solo afloran las partes distales del flanco norte.

Posteriormente, durante el estadio Taapaca 2, se formó un voluminoso (ca. 60 km³) estratovolcán con pendientes más fuertes que el construido en el estadio 1, a través de la emisión de potentes lavas y domos de composición dacítica de alto K, con características inclusiones máficas y megacristales de sanidina. La actividad efusiva estuvo, esta vez, acompañada de actividad eruptiva explosiva con abanicos de depósitos piroclásticos asociados, esencialmente distribuidos hacia los flancos norte y oeste. El centro de emisión principal de este estratovolcán se ubicó unos 1,5 a 2 km al sur del antiguo, lo que marcó el inicio de una migración del foco de actividad eruptiva.

Con posterioridad, durante el estadio Taapaca 3, se formó un complejo de domos dacíticos (de la misma composición que los productos del estadio Taapaca 2), con sus abanicos piroclásticos asociados, esencialmente dirigidos hacia el flanco occidental del complejo. El foco de la actividad eruptiva migró otros 1 a 2 km hacia el suroeste.

Durante las últimas etapas del estadio Taapaca 2 y durante parte del estadio 3, el complejo volcánico sufrió una fuerte erosión glacial, que conllevó a la remoción de aproximadamente un tercio del edificio

volcánico, principalmente de los flancos sur y norte, lo que dejó al descubierto importantes zonas afectadas por alteración hidrotermal. Un colapso parcial del edificio, al comenzar el estadio Taapaca 4 (Avalancha Churilínco), también contribuyó a la profunda disección del edificio.

Durante el estadio Taapaca 4 se formó un voluminoso complejo de domos en la parte más austral del complejo, lo que continuó con la migración del foco de actividad eruptiva hacia el suroeste, completando una migración de 4-5 km en 1,5 Ma, desde el estadio Taapaca 1. La actividad durante este estadio y, en particular, en el Pleistoceno Superior-Holoceno (últimos 100 ka) ha estado marcada por eventos cíclicos, cuyos productos han sido dirigidos principalmente hacia el flanco suroccidental del complejo. Estos ciclos corresponden a la intrusión de domos a niveles cercanos a la superficie, lo que genera inestabilidad en el edificio. Esta inestabilidad ha provocado colapsos parciales del edificio, y formado avalanchas de detritos volcánicos. Las súbitas despresurizaciones generadas por estos colapsos parciales, ha producido, a su vez, explosiones dirigidas a partir del magma ubicado en niveles superficiales. Con posterioridad, el magma ha llegado a la superficie y ha formado domos, con su consiguiente actividad piroclástica asociada. Estos períodos de actividad eruptiva han ocurrido en cortos períodos de tiempo, interrumpidos por otros más largos de reposo.

PELIGROS VOLCÁNICOS

Estudios recientes (Clavero *et al.*, 2004b) han demostrado que el CVT está lejos de ser un centro eruptivo extinto. Ha tenido actividad eruptiva persistente y cíclica en el Pleistoceno Superior-Holoceno, esencialmente asociada a la intrusión-extrusión de domos y a su actividad piroclástica asociada, muchas veces con carácter explosivo, mediante la generación de avalanchas volcánicas, flujos piroclásticos de bloques y ceniza, explosiones dirigidas y flujos piroclásticos por colapso de columna, entre otros. Asimismo, ha generado una serie de flujos laháricos de corto alcance, esencialmente en la parte alta del flanco sur del complejo.

En los últimos 25 ka, la mayor parte de esta actividad explosiva ha estado dirigida hacia el flanco suroeste del edificio volcánico, precisamente donde está ubicada la principal localidad del altiplano chileno: Putre. Esta localidad se encuentra construida sobre parte de los depósitos de la Avalancha volcánica Socapave de 25 ka, y depósitos piroclásticos de las unidades Tajane de 25 ka y Putre de 9 ka.

Una reactivación del CVT produciría, con un alto grado de probabilidad, una desestabilización del edificio actual, dadas sus fuertes pendientes. Este factor sumado a la alta viscosidad y monotonía química de los magmas que ha generado el complejo volcánico en los últimos 1,5 Ma, indican que la probabilidad de ocurrencia de un ciclo eruptivo de las mismas características que los acaecidos en el Pleistoceno Superior-Holoceno es bastante alta. Este ciclo comenzaría con la intrusión de un domo de composición dacítica, la que generaría una avalancha de detritos volcánicos dirigida hacia el sur-suroeste por desestabilización del edificio actual con fuertes pendientes. Este evento podría ser seguido por una explosión dirigida. La extrusión y crecimiento del domo posterior generaría, además, numerosos colapsos parciales del mismo, con sus consiguientes flujos piroclásticos de bloques y ceniza, dirigidos hacia los flancos oeste y/o suroeste.

Cabe hacer notar también el hallazgo de flujos piroclásticos secundarios, derivados de oleadas piroclásticas. Estos flujos se separan del flujo original y se desvían, en algunas ocasiones, hacia direcciones totalmente opuestas, por lo cual pueden afectar zonas que en algún momento habrían sido seguras

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado conjuntamente por Sernageomin, Mideplan (Beca Presidente de la República), Universidad de Bristol (Reino Unido) y National Environmental Research Council (Reino Unido). Algunas dataciones radiométricas fueron realizadas mediante un convenio entre Sernageomin y

el Servicio Geológico de Canadá (Proyecto MAP). Los autores agradecen, además, la ayuda de F. Morales en la confección del perfil geológico, y de M. Farías, C. Morales e I. Lazo por la producción digital del mapa. Versiones preliminares de este mapa fueron revisadas por J. Blundy, S. Self, M. Gardeweg y E. Polanco. Las ediciones realizadas por los colegas E. Godoy, A. Gajardo, al igual que los comentarios de P. Cornejo, ayudaron a mejorar texto y mapa para su publicación. Este mapa es una contribución al Programa de Riesgo Volcánico de Chile de Sernageomin.

REFERENCIAS

- Aguirre, E. 1990. Geología del Complejo Volcánico Choquelimpie-Ajoya, Altiplano de Arica, I Región. Memoria de Título (Inédito), *Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 150 p.
- Beaumont, D.; Paul, A.; Beck, S.; Zandt, G.; Pedersen, H. 2002. Lithospheric structure of the Central Andes based on the surface wave dispersion. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. B12, 2371.
- Beck, S.; Zandt, G.; Myers, S.; Wallace, T.; Silver, P.; Drake, L. 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes. *Geology*, Vol. 24, p. 407-410.
- Billiton-Sernageomin. 1996. Estudio geológico-volcanológico preliminar de los prospectos Vilañuñumani y Padre Jiguata (Altiplano de Arica). M. Gardeweg. 51 p. Informe Inédito.*
- Blundy, J.; Cashman, K. 2001. Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St. Helens, 1980-1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 104, p. 631-650.
- Bonadonna, C.; Macedonio, G.; Sparks, S. 2002. Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: applications to hazard assessment on Montserrat. *In The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* (Druitt, T.; Kokelaar, P.; editors), *Geological Society, Memoirs* 21, p. 517-538. London.
- Boudon, G.; Lajoie, J. 1989. The 1902 Peléan deposits of the Fort Cemetery of St. Pierre, Martinique—a model for the accumulation of turbulent nuées ardentes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 38, p. 113-129.
- Calder, E.; Cole, P.; Dade, B.; Druitt, T.; Hobbitt, R.; Huppert, H.; Ritchie, L.; Sparks, S.; Young, S. 2002. Mobility of pyroclastic flows and surges at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, No. 5, p. 537-540.
- Cas, R.; Wright, J. 1987. Volcanic successions: Modern and Ancient. *Allen and Unwin*, 528 p. London.
- Clavero, J. 2002. Evolution of Paríacota volcano and Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *University of Bristol*, 212 p. United Kingdom.*
- Clavero, J.; Sparks, S.; Huppert, H.; Dade, B. 2002. Geological constraints on the emplacement mechanism of the Paríacota debris avalanche, Northern Chile. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 64, No. 1, p. 40-54.
- Clavero, J.; Sparks, S.; Polanco, E.; Pringle, M. 2004a. Evolution of Paríacota volcano, Central Andes, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 317-347
- Clavero, J.; Sparks, S.; Pringle, M.; Polanco, E.; Gardeweg, M. 2004b. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society*, Vol. 161, p. 603-618. London.
- Cole, P.; Calder, E.; Sparks, S.; Clarke, A.; Druitt, T.; Young, S.; Herd, R.; Harford, C.; Norton, G. 2002. Deposits from dome-collapse and fountain collapse pyroclastic flows at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *In The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* (Druitt, T.; Kokelaar, P.; editors), *Geological Society, Memoirs* 2, p. 231-262. London.
- Couch, S.; Sparks, S.; Carroll M. 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, Vol. 411, p. 1037-1039.
- Druitt, T.; Calder, E.; Cole, P. 2002. Small-volume, highly mobile pyroclastic flows formed by rapid sedimentation from pyroclastic surges at Soufrière Hills volcano Montserrat: an important volcanic hazard. *In The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* (Druitt, T.; Kokelaar, P.; editors), *Geological Society, Memoirs* 21, p. 263-280. London.
- Feeley, T.; Davidson, J.; Armendia, A. 1993. The volcanic and magmatic evolution of Volcán Ollagüe, a high-K, late Quaternary stratovolcano in the Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 54, p. 221-245.
- Francis, P.; Roobol, M.; Walker, G.; Corbold, P.; Coward, M. 1974. The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geologische Rundschau*, Vol. 63, p. 357-388.
- Fujii, T.; Nakada, S. 1999. The 15 September 1991 pyroclastic flows at Unzen Volcano (Japan): a flow model for associated ash-cloud surges. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 89, p. 159-172.
- Gajardo, A.; Carrasco, R.; López, M. C. 1997. Recursos no metálicos de la Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de*

- Geología y Minería*, Informe Registrado, IR-97-12, 347 p.*
- García, M. 2001. Evolution oligo-néogène de l'arc et de l'avant-arc de l'Altiplano (Andes Centrales, Coude d'Arica, 18-19°S). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan Érosion-sédimentation. Thèse de Doctorat (Inédito), *Université Joseph Fourier*, 200 p. Grenoble, France.*
- García, M.; Gardeweg, M.; Clavero, J.; Hérail, G. 2004. Mapa Geológica de la Hoja Arica, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 84, 150 p., 1 mapa escala 1:250.000.
- Gardeweg, M. 1991. The geology, petrology and geochemistry of the Tumisa Volcanic Complex, North Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Kingston Polytechnic*, 374 p. United Kingdom.*
- Gardeweg, M.; Sparks, S.; Matthews, S. 1998. Evolution of Lascar volcano, Northern Chile. *Journal of the Geological Society London*, Vol. 155, p. 89-104.
- Hérail, G.; Oller, J.; Baby, P.; Bonhomme, M.; Soler, P. 1996. Strike-slip faulting, thrusting and related basins in Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *Tectonophysics*, Vol. 259, No. 1-3, p. 201-212.
- Hoblitt, R.; Miller, D.; Vallance, J. 1981. Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington* (Lipman, P.; Mulineaux, D.; editors), *U.S. Geological Survey*, Professional Paper 1250, p. 410-419.
- Kohlbach, I.; Lohnert, E. 1999. Geological map of Taapaca Volcano and adjacent areas (North Chile), 1:25.000. Tesis (Inédito), *Universität zu Göttingen*, Alemania.*
- Kött, A.; Gaupp, R.; Wörner, G. 1995. Miocene to Recent history of the Western Altiplano in Northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca Basin (18°15'-18°40'S/69°30'-69°05'W). *Geologische Rundschau*, Vol. 84, p. 770-780.
- Lohnert, E. 1999. Chemical variations of sanidine megacryst and its implications on the pre-eruptive evolution of the Taapaca volcano in North Chile: electron microprobe and Sr-isotope studies. Tesis (Inédito), *Universität zu Göttingen*, 116 p. Alemania.*
- López, D.; Williams, S. 1993. Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science*, Vol. 260, p. 1794-1796.
- Montecinos, F. 1963. Observaciones de Geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Memoria de Título (Inédito), *Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 109 p.
- Ramírez, C. 1988. The geology of Socompa volcano and its debris avalanche deposit, Northern Chile. M.Sc Thesis (Unpublished), *Open University*, 232 p. United Kingdom.*
- Reinhard, J. 2002. A high altitude archaeological survey in northern Chile. *Revista Chungará*, Vol. 34, p. 85-99.
- Ritchie, L.; Cole, P.; Sparks, S. 2002. Sedimentology of deposits from the pyroclastic density currents of 26 December (Boxing Day) 1997 at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* (Druitt, T.; Kokelaar, P.; editors), *Geological Society*, Memoirs 21, p. 435-456. London.
- Rochat, P. 2000. Structure et cinématique de l'Altiplano Nord Bolivien au sein des Andes Centrales. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Université Joseph Fourier*, 170 p. Grenoble, France.
- Sébrier, M.; Soler, P. 1991. Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. *Bulletin Geological Society of America*, Special Paper 265, p. 259-277.
- Semperé, T.; Hérail, G.; Oller, J.; Bonhomme, M. 1990. Late Oligocene-early Miocene major crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, Vol. 18, p. 946-949.
- Siebert, L. 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 22, p. 163-197.
- Sparks, S.; Barclay, J.; Calder, E.; Herd, R.; Komorowski, J.-C.; Luckett, R.; Norton, G.; Ritchie, L.; Voight, B.; Woods, A. 2002. Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current on 26 December 1997 (Boxing Day) at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* (Druitt, T.; Kokelaar, P.; editors), *Geological Society*, Memoirs 21, p. 409-434. London.
- Steinmann, G. 1929. Geologie von Peru. *Heidelberg, Karl Winters Universität*, 448 p. Alemania.
- Ui, T. 1983. Volcanic dry avalanche deposits: identifications and comparisons with non-volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 18, p. 135-150.
- van Wyk de Vries, B.; Self, S.; Francis, P.; Keszthelyi, L. 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 105, p. 225-247.
- Voight, B.; Glicken, H.; Janda, R.; Douglass, P. 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington* (Lipman, P.; Mulineaux, D.; editors), *U.S. Geological Survey*, Professional Paper 1250, p. 347-378.
- Watts, R.; Herd, R.; Sparks, S.; Young, S. 2002. Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999* (Druitt, T.; Kokelaar, P.; editors), *Geological Society*, Memoirs 21, p. 241-264. London.
- Wörner, G.; Harmon, R.; Davidson, J.; Moorbath, S.; Turner, D.; McMillan, N.; Nye, C.; López, L. 1988. The Nevados de Payachata volcanic region (18S/69W), N. Chile) 1. Geological, geochemical, and isotopic observations. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 50, p. 287-303.

Wörner, G.; Hammerschmidt, K.; Henjes-Kunst, F.; Lezaun, J.; Wilke, H. 2000. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22 S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, No. 2, p. 205-240.

Zellmer, G.; Clavero, J. En prensa. Using trace element correlation patterns to decipher sanidine crystal growth chronologies: an example from Taapaca volcano, Central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

* Documento inédito disponible en la Biblioteca de Sernageomin

ANEXOS

I DATACIONES RADIOMÉTRICAS

Tabla 1. Edades Radiométricas

II YACIMIENTOS

Tabla 2. Yacimientos No Metálicos

TABLA 1. EDADES RADIOMÉTRICAS.

Muestra	UTM		Litología	Método y Material	Edad (ka±1σ)	Referencia
	N	E				
Complejo Volcánico Taapaca						
CAL-38	7.993.502	443.367	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar masa fundamental	19,5±4,0	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-105	7.994.030	446.720	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar biotita	114,6±5,3	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-13	7.988.952	442.930	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar masa fundamental	24,9±6,6	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-108	7.996.600	444.900	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar biotita	41,8±3,4	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-166	7.997.330	444.920	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar feldespatos	14,9±1,3	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-124E	7.987.610	440.470	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar feldespatos	595,0±7,9	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-138A	7.999.348	445.557	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar feldespatos	262,2±8,2	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-170	7.994.000	447.720	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar feldespatos	495,6±20,0	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-116A	7.999.260	442.250	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar feldespatos	427,7±3,5	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-140	8.007.180	451.630	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar feldespatos	1.464,1±69,1	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-0	7.996.750	445.200	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sanidina	14,6±1,9	Este trabajo
CAL-00	7.996.600	444.950	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sanidina	38,2±3,1	Este trabajo
CAL-216	7.991.936	448.757	Dacita de biotita y hornblenda	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sanidina	15,2±1,4	Este trabajo
xx	7.992.350	449.350	Dacita	K-Ar roca total	86±4	Wörner <i>et al.</i> 2000
Muestra	UTM		Litología	Método y Material	Edad (años AP±2σ)	Referencia
	N	E				
CAL-24	7.987.470	441.675	Depósito piroclástico	C ¹⁴ madera carbonizada	8.970±100	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-23D	7.992.750	444.925	Depósito piroclástico	C ¹⁴ turba	7.440±60	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-23M	7.992.750	444.925	Depósito piroclástico	C ¹⁴ turba	2.270±60	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-115	7.990.000	447.722	Depósito piroclástico	C ¹⁴ turba	3.810±120	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-23A	7.992.750	444.925	Depósito piroclástico	C ¹⁴ turba	10.850±100	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-23O	7.992.750	444.925	Depósito piroclástico	C ¹⁴ ceniza con materia orgánica	10.250±90	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-11	7.988.380	442.275	Depósito piroclástico	C ¹⁴ madera carbonizada	10.170±90	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-132	7.987.768	441.308	Depósito piroclástico	C ¹⁴ paleosuelo	19.832±65	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-130B	7.988.398	439.500	Depósito piroclástico	C ¹⁴ turba	8.380±120	Clavero <i>et al.</i> 2004
CAL-130	7.988.398	439.500	Depósito piroclástico	C ¹⁴ madera carbonizada	24.410±180	Clavero <i>et al.</i> 2004
Muestra	UTM		Litología	Método y Material	Edad (Ma±2σ)	Referencia
	N	E				
Secuencia Huamachuco						
CAL-151	7.992.050	448.550	Dacita	K-Ar biotita	13,5±0,5	García <i>et al.</i> 2004
GAL-24	7.991.650	448.534	Dacita	K-Ar roca total	13,1±0,4	García <i>et al.</i> 2004

REFERENCIAS

- Clavero, J.; Sparks, S.; Pringle, M.; Polanco, E.; Gardeweg, M. 2004. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. *Journal of the Geological Society*, Vol. 161, p. 603-618. London.
- García, M.; Gardeweg, M.; Clavero, J.; Hérial, G. 2004. Mapa Geológico de la Hoja Arica, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 84, p. 150, 1 mapa escala 1:250.000.
- Wörner, G.; Hammerschmidt, K.; Henjes-Kunst, F.; Lezaun, J.; Wilke, H. 2000. Geochronology (⁴⁰Ar/³⁹Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22 S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, No. 2, p. 205-240.

TABLA 2. YACIMIENTOS NO METÁLICOS.

Nombre	UTM		Mena principal	Estado	Roca de caja	Forma	Referencias
	N	E					
Taapaca	8.000.000	447.385	S	Paralizado	Lavas y domos dacíticos	Exhalativo	Gajardo <i>et al.</i> 1997

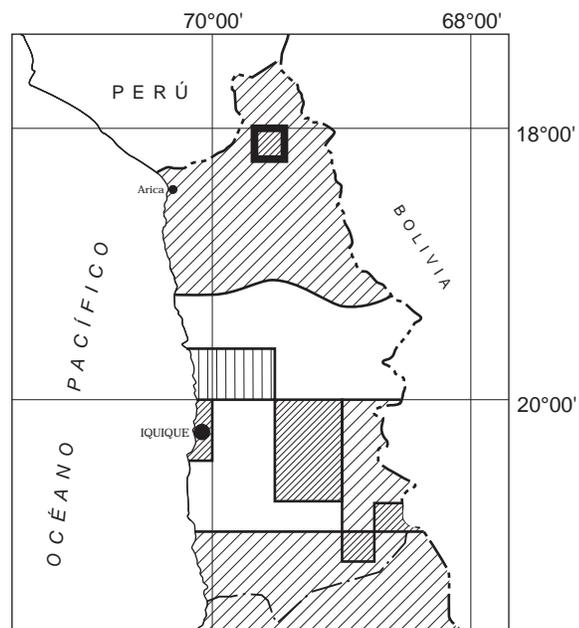
REFERENCIAS

Gajardo, A.; Carrasco, R.; López, M. C. 1997. Recursos no metálicos de la Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Informe Registrado IR-97-12, 347 p.*

* Documento inédito disponible en la Biblioteca de Sernageomin

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE

SERIE GEOLOGÍA BÁSICA



-  Escala 1:50.000
-  Escala 1:100.000
-  Escala 1:250.000
-  Área de la presente Publicación